

Inhalt

Beiträge

H.P. SCHÖNLAUB: Vorwort	3
W. SCHNABEL: Der gegenwärtige Stand der geologischen Landesaufnahme in Österreich mit einem Ausblick in die Zukunft	5
M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT & A. NOWOTNY: Das westliche Tauernfenster	7
M. EBNER, K. DECKER & B. GRASEMANN: Die Kinematik der Olperer-Scherzone und ihre Beziehung zur Brenner-Abschiebung im westlichen Tauernfenster	39
M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT & A. NOWOTNY: Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin	41
A. PIBER & P. TROPPER: Preliminary Eo-Alpine thermobarometric results of the Austroalpine crystalline basement nappes in the northwest of the Tauern Window between the Zillertal and the Wipptal (Eastern Alps, Tyrol)	59
F. KOLLER & G. PESTAL: Die ligurischen Ophiolite der Tarntaler Berge und der Matreier Zone	65
M. ROCKENSCHAUB, R. BRANDNER, K. DECKER, H. PRIEWALDER & F. REITER: Geologie und Tektonik westlich des Wipptales	79
R. BRANDNER, W. RESCH & F. REITER: Das Brennermesozoikum. Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen	95
Ch. PRAGER: Das Brenner-Mesozoikum nördlich des Pflerschtals	99
R. LEIN & H.-J. GAWLICK: Zur tektonischen Stellung der Basalschuppen der Kalkkögel (Brenner-Mesozoikum) auf der Basis von Conodont-Colour-Alteration-Index-(CAI-)Untersuchungen	111
M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT & W. FRANK: Geochronologische Daten aus dem Brennergebiet: Steinacher Decke, Brennermesozoikum, Ötz-Stubai-Kristallin, Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum	117
B. FÜGENSCHUH & N.S. MANCKTELOW: Brennerabschiebung und Kinematik im Bereich der Periadriatischen Naht	125
K. DECKER & F. REITER: Die duktil-spröde Deformation am Westrand des Tauernfensters	127
A. SCHEDL: Lagerstätten und Vorkommen mineralischer Rohstoffe (Erze, Industrieminerale, Energierohstoffe) auf Blatt 148 Brenner	129
R. SCHUSTER: Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins	141
A. AHL & P. SLAPANSKY: Die aeromagnetische Anomalie des mittleren Ötztal-Stubai- kristallins und ihr Rahmen: 3D-Modellierung und geologische Interpretation	161
W.A. LENHARDT: Entwicklung der Erdbebenerfassung in Tirol	171

F. REITER, W.A. LENHARDT, K. DECKER & R. BRANDNER: Aktive Tektonik und Seismizität im Bereich Wipptal - Inntal. Andauern der lateralen Extrusion?	179
H. KERSCHNER, S. IVY-OCHS & Ch. SCHLÜCHTER: Die Moräne von Trins im Gschnitztal	185
I. DRAXLER, F. OTTNER, M. ROCKENSCHAUB & I. WIMMER-FREY: Seetone im äußeren Gschnitztal	191
J. MAGIERA: Quartäre Ablagerungen in einigen Nebentälern des Sill- und des Inntals	199
I. DRAXLER, A. NOWOTNY & A. SCHILD: Bohrungen am Brennerpass und Geologie der Umgebung	205
V. EBNER, F. EDELMAIER, D. HOFER, M. HOFER, N. KNOR, J. KOCH, G. ORTNER, M. RENZ, P. RUF, B. SACHER, P. VAN ASBROECK, C. WANKER & M. WASTL: Geologische Landesaufnahme, Kartenblätter GÖK 148 Brenner und GÖK 175 Sterzing - Erläuterungen zur Geomorphologie des hinteren Obernbergtals	209
F. WAWRIK: Die Manuskriptgloben des Fritz Kerner von Marilaun	217
G. JUNG & D. FELLNER: Putting numbers to geology am Beispiel Brenner Basis Tunnel	221
U. BURGER, B. MILLEN & H. KIRSCHNER: Hydrogeologische Modellentwicklungen im Brenner-Gebiet	239
DECKER et al.: Die Evaluierung Tektonischer Risikozonen als Planungsgrundlage für den Brenner-Basistunnel	249

Exkursionen

Lage der Exkursionsgebiete	256
Exkursion 1 – Montag, 1. 9. 2003	257
Exkursion 2 – Mittwoch, 3. 9. 2002	263
Exkursion 3A und 3B – Donnerstag, 4. 9. 2003	271
Exkursion 4 – Freitag, 5. 9. 2003	279

Vorwort

Tirol bezeichnet sich gerne als das "Herz der Alpen" - ein Ort, an dem das Leben pulsiert und fortwährend neue Kraft schöpft. Kaum ein anderes Bundesland wird so wie Tirol durch Berge geprägt und auch die Bewohner scheinen davon nicht unberührt geblieben zu sein. Sie haben denn auch etwas vom Kantigen des zerklüfteten Gebirges mitbekommen, in dem sie mit Hingabe leben, das sie lieben und in Notzeiten auch - zu allem bereit - verteidigen. Auch wenn sie ihre Füße auf praktisch alle Gipfel gesetzt haben, fürchten sie sie bisweilen dennoch, da vieles im Land am Inn noch immer voll von Geheimnissen ist, das nur langsam preisgegeben wird. Die Geowissenschaften helfen dabei.

Die Geologische Bundesanstalt führt nach den Treffen in Mieming 1993 und Lienz 1995 eine weitere Arbeitstagung in Tirol durch. Wiederum sind viele Teilnehmer unserer Einladung gefolgt. Auf der einen Seite mag dies als Anerkennung für die Leistung der Anstalt in Tirol gelten, auf der anderen Ausdruck des Interesses an den vielen neuen Ergebnissen sein, die im Zusammenhang mit angewandt-geologischen Fragen in der Planungsphase der Alpentransversale der Bahn im Gebiet des Inntals und des Brenners erarbeitet wurden. Dazu kommen neue Ergebnisse von Forschungsprojekten, die von verschiedenen Seiten beigesteuert werden. Sie werfen vielleicht keine "kurzfristige Rendite" ab, doch bilden sie wichtige Entscheidungsgrundlagen für weiterführende Arbeiten in der Krisenvorsorge von Naturgefahren, im nachhaltigen Umgang mit Rohstoffen einschließlich Wasser oder im naturnahen (Erlebnis-)Tourismus. Solche Basisdaten sind für eine moderne Gesellschaft unverzichtbar, können doch dadurch irreversible Folgeschäden für Mensch und Natur verhindert oder zumindest gemindert werden.

Von den Ergebnissen der geologischen Landesaufnahme profitieren unzählige Nutznießer. Darauf aufmerksam zu machen und hinzuweisen, ist eines der Hauptanliegen, weshalb die Geologische Bundesanstalt derartige Arbeitstagungen im zweijährigen Rhythmus veranstaltet. Das Bundesland Tirol bildet dabei bewusst ein Schwerpunktgebiet für die Landesaufnahme, weist doch hier die moderne geologisch Karte im Maßstab 1:50.000 noch immer zahlreiche Lücken auf, die es zu füllen gilt, - wengleich kaum mehr "weiße Flächen" vorhanden sind, auf die noch kein Geologe seinen Fuß gesetzt, darüber in irgendeiner Form berichtet oder eine Manuskriptkarte erstellt hat. Solche Schätze im Archiv, gleichwohl wertvoll als erster Fingerzeig für den Gesteinsaufbau eines Teils der Landschaft, in der die systematische großmaßstäbige Landesaufnahme noch Lücken aufweist, werden derzeit an der Geologischen Bundesanstalt für ihre Verwendung zu einer vorläufigen geologischen Karte geprüft und digitalisiert, um so für allfällige Nutzer als Unterlagen für weiterführende Planungen zur Verfügung zu stehen. Insbesondere bei der Prävention von Naturgefahren wie Felsstürze, Rutschungen und Murenherden, bei der Wildbachverbauung, Hoch- und Tiefbauten sowie in Fragen der Wasservorsorge stellen sie wichtige Unterlagen dar, die von einschlägigen Experten gerne konsultiert werden.

Mit diesen beiden Produkten, der modernen geologischen Blattschnittkarte 1:50.000 in digitaler Form und der vorläufigen digitalen geologischen Karte im gleichen Maßstab, ist der Weg für die weitere geologische Landesaufnahme in Tirol vorgezeichnet: die möglichst lückenlose Dokumentation von geologisch relevanten Naturgefahrenhinweisen, die Erfassung des Rohstoffpotentials und der hydrogeologischen Verhältnisse in den alpinen Tallandschaften. Sie münden in eine neue geologische Übersichtskarte für das gesamte Bundesland im Maßstab 1:200.000, die die noch bestehende Lücke in den in Fertigstellung begriffenen Karten von Vorarlberg und Salzburg schließen soll.

Die Geologische Bundesanstalt kommt nicht "mit leeren Händen" nach Tirol. Im Gepäck führen wir nicht nur einen ersten Plot der geologischen Doppelkarte "Brenner+Sterzing", sondern auch das eben erschienene Blatt Kitzbühel, das als Muster einer modernen geologischen Karte gelten kann, sowie die kurz vor Vollendung stehenden Kartenblätter Landeck, Lienz, Reutte und Holzgau.

Auch bei dieser Tagung ist die Geologische Bundesanstalt auf die Mitarbeit zahlreicher Kolleginnen und Kollegen angewiesen. Diese dankenswerte Unterstützung ist ein unentbehrlicher Beitrag für den Erfolg einer Tagung, die aus einem Vortrags- und einem Exkursionsteil besteht. Trotz des dicht gedrängten Programms möge genügend Zeit bleiben, die persönlichen Kontakte zu vertiefen, neue Bande zu knüpfen und die großartige Gebirgslandschaft in sich aufzunehmen und in Erinnerung zu halten.

Hans P. Schönlaub (Direktor)

Der gegenwärtige Stand der geologischen Landesaufnahme in Österreich mit einem Ausblick in die Zukunft

W. SCHNABEL

Gegenwärtiger Stand

Nach langer kriegsbedingter Unterbrechung der Herausgabe von geologischen Gradabschnittsblättern im Spezialkartenmaßstab wurde etwa ab dem Jahr 1975 mit den neuen **Karten 1:50.000** wieder eine einheitliche Vorgangsweise eingeleitet. Seit dieser Zeit haben sich grundlegende Voraussetzungen für die Darstellung geologischer Feldbefunde geändert. Von fachlicher Seite sind es besonders die an eine moderne Karte gestellten Anforderungen aus dem angewandten Bereich, die die Erfassung immer neuer Kriterien erfordern, wobei als wichtigste die Differenzierungen der quartären Bildungen und die Georisiken zu nennen sind. Technisch sind durch die Entwicklung der Informationstechnologie völlig neue Medien für die Datenspeicherung und Vermittlung entstanden.

Bis 2003 sind für das österreichische Bundesgebiet 89 Blätter erschienen, 38 befinden sich in unterschiedlichen Stadien der Bearbeitung, die flächendeckende Neubearbeitung der restlichen 86 Blätter ist zeitlich nicht vorhersehbar. Bei Einbeziehung von Gebietskarten können über rund 60% des Staatsgebietes zeitgemäße geologische Karten in Form von offiziell ausgegebenen geologischen Blättern angeboten werden.

Nach wie vor sind rund 30% des Bundesgebietes weder durch ausgegebene Karten im Spezialkartenmaßstab bedeckt noch im laufenden Kartierungsprogramm. Dennoch bedingt der Aufbau eines bundesweiten Geo-Informationssystems kurzfristig eine vollständige Flächendeckung, wenn schon nicht in einer vielleicht nicht überall modern bearbeiteten Weise - wie es wünschenswert ist und angestrebt wird -, so doch in dem eben verfügbaren Stand. Um dieser Forderung zu entsprechen, werden derzeit im Rahmen des Projektes "**GEOFAST**" diese Restgebiete aus den bestverfügbaren publizierten Karten und Archivmaterial (meist Manuskriptkarten) digitalisiert. Auf diese Weise können auch kleinräumige Neubearbeitungen nicht nur auf den noch nicht erschienenen Blättern erfasst, sondern auch auf den bereits ausgegeben Karten nachgeführt werden, wodurch der Inhalt auf aktuellem Stand gehalten wird. Die bundesweite Flächendeckung soll bis Ende 2005 abgeschlossen sein und in der Folge ständig nachgeführt werden. Erfasst werden sollen nicht nur die Kartierungen der GBA, sondern auch die von anderer Institutionen wie z.B. den Universitäten, die hier besonders dazu eingeladen werden diese dafür zur Verfügung zu stellen. Entsprechende Quellenangaben sind im System integriert.

Dem seit langer Zeit bestehenden Wunsch nach einer flächendeckenden **Übersichtskarte 1:200.000** wird entsprochen durch die blattschnittsfreie Digitalisierung in diesem Maßstab, wobei Auflagedrucke in Form der überschneidenden "Bundesländerkarten" erfolgen. Derzeit sind rund 75% des Bundesgebietes bearbeitet, die Flächendeckung ist bis Ende 2005 geplant.

Die Ausgabe individueller, meist großmaßstäblicher **Gebiets- und Themenkarten** erfolgt fallweise, ist aber zu Gunsten der oben erwähnten Produkte rückläufig. **Kleinmaßstäbliche Übersichtskarten** des gesamten Bundesgebietes erscheinen nach Bedarf.

Ausblick in die Zukunft

Die in verschiedenen Maßstabsbereichen **flächendeckend digitalisierte geologische Karte** mit abgestimmten Kriterien und einheitlicher Legende ist in greifbare Nähe gerückt. Trotz des Wertes, den systematische geologische Gradabschnittsblätter haben, wird daneben durch das Vorhandensein der digitalen Karte ein weiteres Medium entstanden sein, auf das mehr und mehr zugegriffen werden wird, da es erhebliche Vorteile bietet: Die wesentlichen sind: aktueller Stand, Flächendeckung, beliebig wählbare Ausschnitte auch über Blattgrenzen hinweg, gezielte Zugreifbarkeit auf einzelne Kriterien, veränderbarer Maßstab, rasche Online-Verfügbarkeit und vieles mehr. In ein Geo-Informationssystem integriert, wird sie als Spezialkartenebene den Maßstabsbereich von etwa 1:25.000 bis 1:100.000 abdecken und mit anderen Informationen verschnitten werden können, besonders solchen aus dem angewandt-geologischen Bereich. Unter diesen werden die Bohrprofile besondere Bedeutung haben, da sie die dritte Dimension erschließen.

Die Notwendigkeit der ständigen Nachführung, Ergänzung und Verbesserung dieses Geo-Informationssystems bedeutet für die Geologische Landesaufnahme eine besondere Herausforderung. Nur durch sie werden die geologischen Gegebenheiten unter Berücksichtigung der wissenschaftlichen Neuerkenntnisse und aktuellen praktischen Bedürfnisse über die direkte Anschauung in der Natur flächendeckend in die Karte überführt. So ist die Geologische Landesaufnahme als ein immerwährender Prozess zu sehen, der nie zu einem endgültigen Abschluss kommen kann.

In welcher Weise Auflagendrucke geologischer Karten in Zukunft präsentiert werden, wird von neuen topographischen Grundlagen und der zukünftigen weiteren Entwicklung der Informationstechnologie unter weitest gehender Berücksichtigung der Wünsche der Benutzer bestimmt werden.

Anschrift des Verfassers

HR Dr. Wolfgang SCHNABEL: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.
Tel.: (01) 712 56 47 / 200. Email: schwol@cc.geolba.ac.at.

Das westliche Tauernfenster

M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT & A. NOWOTNY

Inhalt

1.	Allgemeiner Überblick	7
2.	Der Bau des Tauernfensters	9
3.	Das östliche und mittlere Tauernfenster	12
4.	Die Metamorphose im Tauernfenster	15
5.	Der lithologische Aufbau des westlichen Tauernfensters im Detail	17
5.1.	Zentralgneis und Altes Dach	17
5.1.1.	Zentralgneis	17
5.1.2.	Altes Dach	18
5.1.3.	Gänge und Klüfte	19
5.1.4.	Strukturgeologie	19
5.2.	Hochstegenzone und Wolfendordecke	20
5.2.1.	Lithologischer Aufbau der Hochstegenzone	20
5.2.2.	Permotrias vom Typ Aigerbach - Flatschjoch und "Basiskalkmarmor"	20
5.2.3.	Basiskalkmarmore	20
5.2.4.	Quarzit - ? Lias	21
5.2.5.	Glimmermarmor, unrein, braun (? Dogger)	21
5.2.6.	Hochstegenmarmor (Malm)	21
5.2.7.	Lithologischer Aufbau der Wolfendordecke	21
5.2.8.	Quarzit (? Lias)	22
5.3.	Der Hochstegenmarmor (Malm)	22
5.4.	Die Kaserer Serie (? Kreide)	22
5.4.1.	Verbreitung der Kaserer Serie	22
5.4.2.	Lithologischer Aufbau der Kaserer Serie	22
5.4.3.	Strukturgeologie - Pfitschtalzone, Hochstegenzone, Wolfendordecke	28
5.5.	Schöberspitzen-Kalkwandstangen-Einheit (Seidlwinkel-Modereck-Decke)	30
5.5.1.	Lithologischer Aufbau	30
5.6.	Glocknerdecke	32
5.6.1.	Lithologischer Aufbau	32
5.6.2.	"Kalkreiche Bündner Schiefer"	32
5.6.3.	"Kalkarme Bündner Schiefer"	34
5.6.4.	Schwarzphyllite	34
5.6.5.	Metabasalt in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies	34
5.6.6.	Der regionale Aufbau der Glocknerdecke	34
5.6.7.	Strukturgeologie	35
5.7.	Nordrahmenzone (Matreier Zone)	36
5.7.1.	Lithologischer Aufbau	36
5.7.2.	Schollen in der Matreier Zone (Nordrahmenzone)	36
5.7.3.	Strukturen	37
	Literatur	37

1. Allgemeiner Überblick

Im Tauernfenster kommen zwischen Brennerpass und Katschberg in einer weit gespannten Aufwölbung die tektonisch tiefsten Einheiten der Ostalpen zum Vorschein.

Im Innersten des Fensters tritt voralpidisches Grundgebirge (*Zentralgneis mit Altem Dach*) zu Tage. Dieses hat mitsamt seiner *permomesozoischen* Sedimentbedeckung starke Ähnlichkeit mit dem Grundgebirge und den Sedimenten des nördlichen Vorlandes (Molasseuntergrund, Böhmisches Masse, helvetische Kristallinkerne der Schweizer Alpen).

Darüber folgen paläozoische und mesozoische Serien, die mit dem Penninikum der Schweizer Alpen verglichen werden können.

Um das Fenster herum schließt sich ein in Decken und Schuppen zerlegter Ring unterostalpinen und penninischer Gesteinsserien (*Unterostalpinen Rahmen, Matreier Zone, Nordrahmenzone*).

Das voralpidische Kristallin besteht hauptsächlich aus Orthogneisen, Migmatiten, Paragneisen, sauren tuffitischen Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten. Weiters sind einige Serpentin- und Talkvorkommen (Zemmgrund, Pfitscherjochgebiet, Stubachtal) bekannt. Die Orthogneise werden traditionell als Zentralgneise, die Hüllgesteine als Altes Dach bezeichnet.

Bei den Metaplutoniten (Intrusionsalter zwischen 340 und 250 Ma) lässt sich eine zeitliche Abfolge erkennen. Kalifeldspatreiche, porphyrische Metagranite und ihre Gangfolge sind älter einzustufen als die zweite, stärker differenzierte Intrusivgesteinsgruppe. Diese beginnt mit Dioriten, eventuell Gabbros und umfasst überwiegend granitische bis tonalitische und leukogranitische Gesteine.

Die Zentralgneise sind tlw. vererzt (z.B. Fluorit, Molybdänglanz, Gold, Pyrit, Arsenkies, Bleiglanz, Kupferkies, ...).

Bei den voralpidischen Gesteinen des Alten Daches (Paragesteine, Migmatite, Metabasite und Metavulkanite) ist die Altersgliederung schwierig. Bei einigen vulkanogenen und tuffitischen Gneisen ergeben sich Vergleichsmöglichkeiten mit altpaläozoischen (speziell ordovizischen) Serien des Ostalpins. Paläozoische Karbonatgesteine fehlen im Allgemeinen. Lediglich bei einigen Marmorzügen des Venediger- und Granatspitzgebietes besteht Verdacht auf paläozoisches Alter.

Gute stratigraphische Vorstellungen existieren bezüglich der postvariszischen Metasedimente auf Zentralgneisen und Altem Dach. Hier diente die Oberjura-Datierung des Hochstegenmarmors durch *Perisphinctes* sp., Belemnitenfragmente und Schwammspiculae als stratigraphischer Fixpunkt. Davon ausgehend lässt sich vom Transgressionskontakt weg folgende Stratigraphie ableiten:

Perm- und Triassedimente (Quarzite, quarzitischer Schiefer, Dolomite, Kalke, Rauhwacken, ...) sind nur lokal und in geringer Mächtigkeit vorhanden. Über diese Schichten transgredieren schwarze Quarzite und Schwarzphyllite des Lias. Lokal folgen darüber braune unreine Marmore (vermutlich Dogger) und der oberjurassische Hochstegenmarmor und Hochstegendolomit.

Vermutlich kretazisches Alter hat die über dem Hochstegenkalk (Hochstegenfazies) einsetzende Kaserer Serie (stark terrigen beeinflusste Bündner-Schiefer-Fazies; Schwarzphyllite, Kalkphyllite, Metaarkose, Breccie, Dolomitlagen und -linsen, Quarzite, ...).

U-Kreide	200 m	Kaserer Serie: Klastika, Quarzite, kalkige Bündner Schiefer mit Crinoiden, basal Schwarzphyllit
Malm	90 m	Hochstegenkalk- und Dolomit
Lias-Dogger	gering	Braune unreine Glimmermarmore, transgrediert tlw. auf Zentralgneiskern; Hochstegenquarzite, Arkosen, Phyllite;
Trias	0-70 m	Mitteltriasdolomit, Rauhwacke, Permoskythquarzit, in Unterer Schieferhülldecke

Tab. 1: Schichtfolge der Hochstegenzone bzw. Wolfendorndecke (nach W. FRISCH, 1974 und O. THIELE, 1970; aus A. TOLLMANN, Geologie von Österreich, Bd. 1, Tab. 1, S. 27).

Die permotriassischen Transgressionssedimente auf den Zentralgneisen bzw. dem Alten Dach sind als Wustkogelserie (Permoskyth) und Seidelwinkeltrias (Mittel- und Obertrias) beschrieben. In den mittleren Hohen Tauern wurde in der südlichen Venedigerdecke Fossil führendes Karbon gefunden (G. FRANZ, V. MOSBRUGGER & MENGE, 1991; G. PESTAL et al., 1999). In den permoskythischen Sedimenten kommen lokal syngedimentäre Urananhäufungen (Pechblendenlagen in Quarzitschiefern z.B. Windtal, Ahrntal) vor. In den mittleren Hohen Tauern besteht das Permoskyth aus quarzreichen Metasedimenten (Quarzite, Arkosegneise mit Quarzporphyrygeröllen, Quarzkonglomerate, Röttschiefer ...). Es liegt dem Hochalm-Ankogel-Massiv diskordant auf.

Die Mitteltrias ist karbonatisch entwickelt (Reichenhaller Rauhwacke, anisischer Bänderkalk, Hornsteinknollenkalk, Dolomit). Eine gipsreiche Dolomitserie wird ins Karn gestellt. Die höhere Trias repräsentieren helle Chloritoidphyllite, Quarzitschiefer und auch glimmerreiche Dolomitschiefer. Die geschil-

derte Serie (Seidlwinkelformation) liegt bestens erhalten im Seidlwinkeltal und an der Glocknerstraße vor. In anderen Abschnitten des Tauernfensters ist sie primär oder tektonisch stark reduziert.

Die Bündner-Schiefer-Fazies wird in eine Brennkogel-, Glockner- und Fuscherfazies gegliedert. Die in den mittleren Hohen Tauern auftretende Brennkogelserie weist in der nachtriassischen Schichtfolge eine mächtige Serie in Bündner Schieferentwicklung (Glocknerdecke in Brennkogelfazies) auf. Charakteristisch für diese Schichtfolge ist das Auftreten von reichlich detritischem Material in der Phyllit-, Graphitphyllit- und Kalkphyllitfolge. Man erkennt darin die Kontinentnähe der terrigen beeinflussten Lias- oder Doggersedimente. Im Gegensatz zur südlich anschließenden Glocknerfazies treten in der Brennkogelfazies nur untergeordnet basische Vulkanite auf. Die Brennkogelserie wird als liassische bis kretazische Schichtfolge eingestuft, da ein normaler Verband mit der unterlagernden Permo-trias zu bestehen scheint.

Die Glocknerdecke s.str. liegt in Glocknerfazies vor. Dieser Sedimentationsraum schloss ursprünglich südlich an die Brennkogelfazies an und ist durch außerordentlich mächtige Serien von Bündner Schiefern und die basischen Metavulkanite gekennzeichnet. Die zahlreichen Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen, meist Serpentine, belegen, dass die Glocknerdecke zumindest teilweise direkt auf ozeanischer Kruste abgelagert wurde.

Der Ablagerungsraum der Fuscherfazies ist südlich der Glocknerfazies anzunehmen. Charakteristisch für die Fuscherfazies sind tonreiche Sedimente. Dünnschichtige Quarzite in den Phylliten werden als jurassische Radiolarite interpretiert (FRASL & FRANK, 1966). Gering mächtige Breccienlagen in den Fuscher Phylliten können vom südlich anschließenden unterostalpinen Faziesraum abgeleitet werden. Die darüberliegende Serie (Anthauptenserie am Tauernnordrand) führt flyschartige, zum Teil gradierte Sandsteine und Feinbreccien und dürfte unterkretazischen Alters sein. Die Gesteine der Fuscher Fazies sind heute in einer schmalen Zone am Südrand des Tauernfensters und an dessen Nordrand erhalten. Die Zone der Klammkalkfazies repräsentiert den südlichsten penninischen Faziesraum (nach TOLLMANN, 1962a), der sehr kalkreich entwickelt ist und am weitesten nach Norden transportiert wurde. Die unterostalpinen und oberostalpinen Faziesbereiche schließen südlich an die Klammkalkzone an.

Jura - Kreide	1200 m	Bündner Schiefer, wenig Kalkschiefer, Karbonatquarzit, Quarzit, Brennkogelbreccie; (Dolomit-Quarzitschollenbreccie), wenig Ophiolithe
Lias (-Räth)	200 m	Schwarzkopffolge: Rhätizitschiefer, Phyllit, Quarzitschiefer
Nor - Räth	30 m	Keuper (Quartenschiefer): Chloritoidschiefer, Dolomit
Karn - Ladin	200 m	Dolomit, Dolomitschiefer, Rauhwacke, Gips
Ladin	20 m	Heller Dolomit
Anis	80 m gering	Kalkmarmor mit Dolomitschlieren und Hornsteinknollenkalk im Hangenteil, basal Phyllitflatschenmarmor, Reichenhaller Rauhwacke
Skyth	gering	Alpiner Rötschiefer, 10 m Semmeringquarzit
Perm	150 m	Alpiner Verrucano: Phengitschiefer, Arkoseschiefer und Arkosegneis mit Porphygeröllen

Tab. 2: Die Schichtfolge der Brennkogelfazies (aus A. TOLLMANN, 1977, Tab. 2: Wustkogelserie, Seidelwinkeltrias, Brennkogeljura - Glocknerdecke in Brennkogelfazies). Die angegebenen Mächtigkeiten sind Maximalwerte.

2. Der Bau des Tauernfensters

Die tektonisch tiefsten Elemente des Tauernfensters sind die Zentralgneiskerne mit ihrem Alten Dach. Das Alte Dach wird in folgende lithologische Einheiten unterteilt (FRISCH et al., 1993, in RAUMER et al., S 349):

1. In eine ophiolithische Serie (Stubach-Gruppe).
2. In eine spät proterozoische bis früh paläozoische, hauptsächlich kalkalkaline magmatische und sedimentäre Serie (Habach-Storz-Gruppe), die einen vulkanischen Inselbogen repräsentiert. Die hauptsächlich kalkalkalinen variszischen Granitoide (Zentralgneise) intrudierten in das Alte Dach.

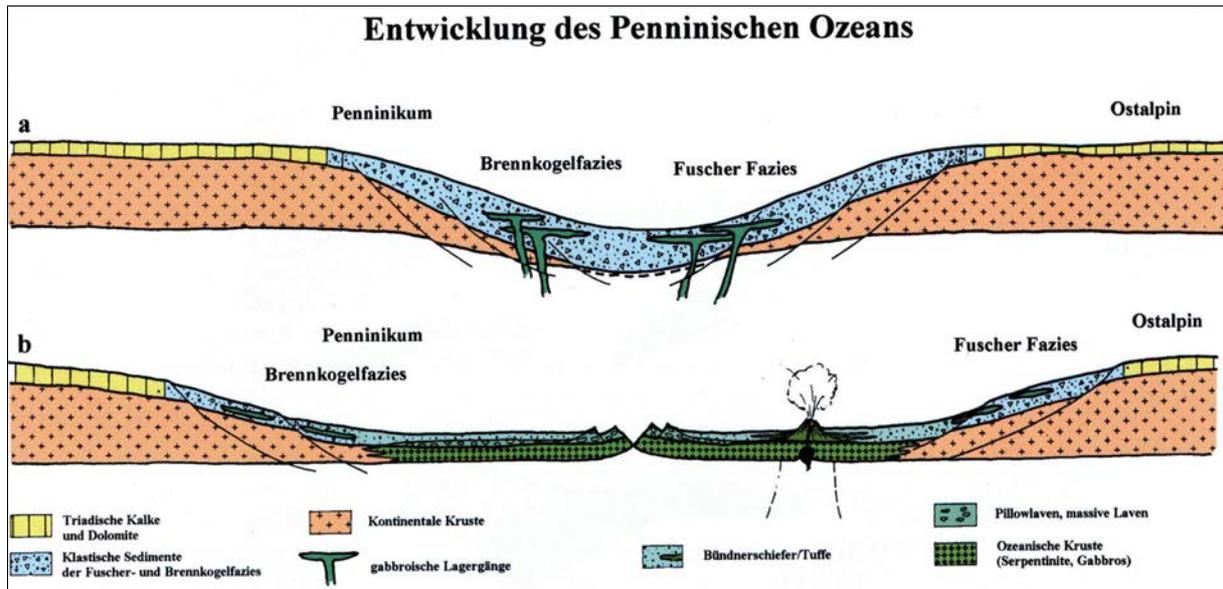


Abb. 1: Die Entwicklung des Penninischen Ozeans:

Profil a zeigt schematisch das Auseinanderbrechen der kontinentalen Kruste zu Beginn des Jura mit der Ablagerung klastischer Kontinentalrandsedimente und dem ersten Eindringen basischer Magmen.

Profil b zeigt die fortgeschrittene Entwicklung des Ozeanbeckens mit einer ozeanischen Kruste und einem dieser Kruste aufgesetzten Vulkanismus.

Faziesschema nach V. HÖCK, F. KOLLER & R. SEEMANN (1994, S. 45).

1 Triassische Kalke, 2 Klastische Sedimente der Fuscher- und Brennkogelfazies, 3 Kontinentale Kruste, 4 gabbroische Lagergänge, 5 Bündner Schiefer/Tuffe, 6 Pillowlaven, massive Laven, 7 Ozeanische Kruste (Serpentine, Gabbros).

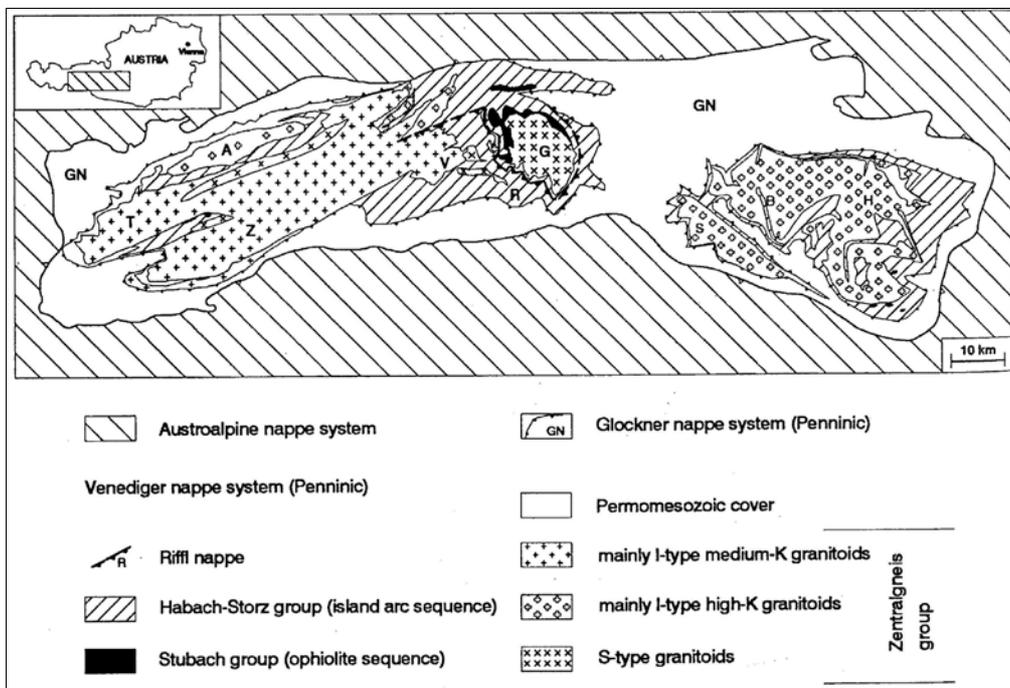


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters (W. FRISCH, G. VAVRA & M. WINKLER, 1993; Fig. 1. aus RAUMER et al.: the Pre-Mesozoic Geology in the Alps, S 350, Heidelberg, 1993).

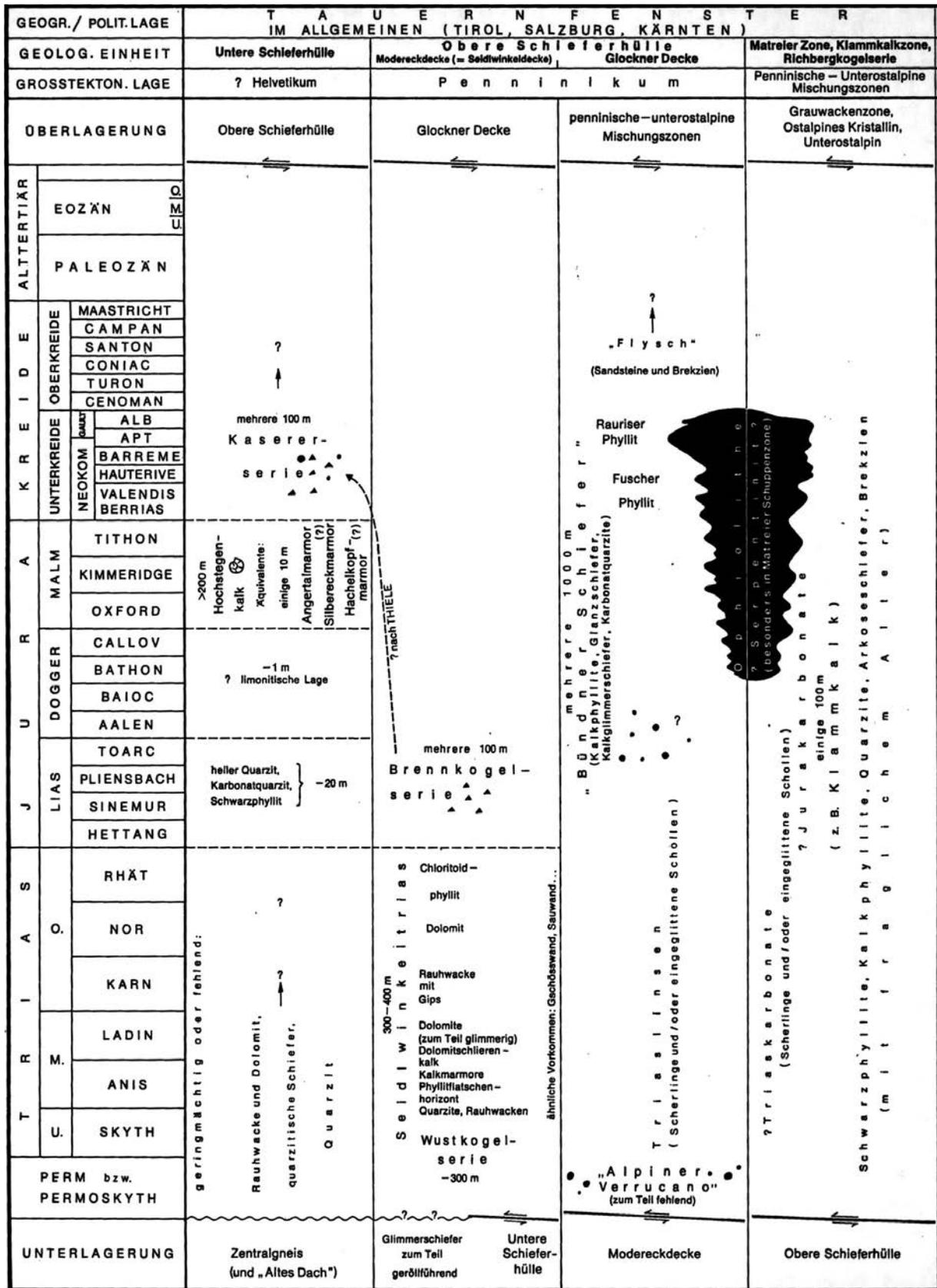


Abb. 3: Stratigraphischer Aufbau des Tauernfensters (aus: R. OBERHAUSER: Der geologische Aufbau Österreichs, Wien 1980).

noch über 16 km nach SE, entlang des Mölltales, fort und markiert eine große dextrale Seitenverschiebung.

Über der Südabdachung des Sonnblickmassives liegen mehrere Gneislamellen, die als Wurzelzone der Seidlwinkel-Modereckdecke (entspricht der Schöberspitzen- und Kalkwandstangen-Permotrias) interpretiert werden. In den mittleren Hohen Tauern sind ähnlich dünne Gneislamellen über der Granatspitzeinheit aufgeschlossen. Sie werden dort als Riffeldecken bezeichnet.

Die Gneislamellen bestehen aus Zentralgneis, Gesteinen des Alten Daches sowie paläozoischen und mesozoischen Metasedimenten. Die ursprüngliche Bezeichnung Rote Wand-Decke, stammt von Stark (1912). Kober (1922) nannte diese (nach der analogen Modereckgneislamelle) Modereckdecke. Das über dieser Modereck-Rote Wand-Gneislamelle liegende Schieferhüllsystem umfasst eine mächtige Trias (Seidlwinkeltrias) und den an Detritus reichen nachtriassischen Anteilen in Brennkogelfazies. FRANK (1969) nimmt als Sedimentationsraum für die Seidlwinkeltrias den Bereich der Rote Wand-Modereck-Gneislamelle an. Diese Decke wird hier als Seidlwinkel-Modereckdecke bezeichnet.

Eine äquivalente Position zur Modereck-Rote Wand Gneislamelle mit seiner mesozoischen Bedeckung hat die Eisbruggjoch-Lamelle südlich des Zillertaler Kernes. Zur Seidlwinkel-Modereckdecke werden alle permomesozoischen Metasedimentserien gezählt (teilweise mit Kristallin und Metasedimenten in Brennkogelfazies), die zwischen der Glocknerdecke s.str. und den Zentralgneisen mit Metasedimenten der Hochstegenzone bzw. Wolfendorndecke liegen. Es sind dies die Seidlwinkel- und Modereckdecke s.str., die Schuppenzone zwischen Venediger- und Glocknerdecke s.l. (Kalkwandstangen-Permotrias, Permotrias der Schöberspitzen und deren Fortsetzung nach E und W, das Mesozoikum der Riffeldecken, die Eisbruggjochlamelle, die Zone von Gerlos, Storz-, Kareck-, Murtörlserie und Schrovineinheit.

Gemeinsam ist diesen Deckenkomplexen, dass sie eine Bündner Schiefer Entwicklung in Brennkogelfazies tragen. Diese Fazies leitet im Süden zur tiefmeerischen Bündner Schiefer Entwicklung der Glocknerdecke s. str. (Glocknerfazies) über. Tektonisch findet man diese Bündnerschiefer in Brennkogelfazies immer im unmittelbar Liegenden der Glocknerdecke s. str.

Im westlichen Tauernfenster ist die tiefste tektonische Einheit der mächtige Komplex der Venedigerdecke, der sich in drei, jeweils durch Mulden mehr oder weniger getrennte Kerne gliedern lässt: den Ahorn Kern, den Tuxer Kern und den Zillertaler Kern. Der polyphase Internbau der Venedigerdecke ist durch komplexe präalpidische und alpidische Tektonik gekennzeichnet.

Der Ahornkern als nördlichster und tektonisch tiefster Zentralgneiskern im westlichen Tauernfenster, trägt eine reliktsche mesozoische Hülle in Hochstegenfazies. Die südlich anschließende Schönachmulde wurde nach Norden überfaltet und bildet über dem Ahornkern und dessen Nordabfall die Höllsteintauchfalte.

Die Schönachmulde enthält migmatisierte Serien, wahrscheinlich Altpaläozoikum, die mit der Habachserie vergleichbar sind. Im nördlichen Teil treten Quarzphyllite bis Glimmerschiefer auf, südlich davon Epidot-Albitgneise. Der südliche Teil der Mulde wird von quarzitischen Gesteinen, sauren tuffitischen Gneisen und Geröllgneisen aufgebaut. Mit dem Geröllgneis verbunden ist der phyllonitische Knollengneis des Höllsteines, der sich nach kurzer Unterbrechung in einer schmalen, langsam mächtiger werdenden Lage nach E fortsetzt. Er ist von Hochstegenmarmor umgeben und mündet im Schönachtal in die Schönachmulde.

Der Ahornkern taucht unter die Serien der Höllsteintauchfalte, der Schönachmulde und die Zentralgneise des Tuxer Kernes ab. Er wurde zumindest 4-5 km unter die Schönachmulde geschoben. Zusätzlich wurde eine Lamelle des Tuxer Kernes (Tuxer Lappen) ca. 1,5 km über den Höllsteintauchsattel nach N überschoben.

Der Nordosten des Tuxer Kernes teilt sich in die nördliche und südliche "Sulzbachzunge" auf (Krimmler Gneiswalze nach FRASL [1953]. Der Hochstegenmarmor liegt über beiden. Südlich des Ahornkernes sind mehrere Zonen (Mulden) mit Schiefergneisen und Migmatiten bekannt (z.B. die Gaulkopf-Schiefergneiszone).

Südlich der südlichsten Sulzbachzunge schließt die Habachmulde an. Strukturell (nicht im Muldeninhalt) entspricht sie der nördlichen Greiner Mulde. Die Greiner Mulde enthält im Schlegeis und Zemmgrund jungpaläozoische bis triassische Gesteinsserien. Die Gesteine der Habachmulde werden ins Altpaläozoikum gestellt und sind über die Krimmler "Gneiswalze" und ihre mesozoische Bedeckung nach Norden überfaltet und überschoben.

sich in einer Para- und Metavulkanitserie südlich der Reichenspitze. Sie nimmt eine Position zwischen Habachzunge und Zillertaler Kern ein.

Im Norden liegt ein primärer Verband zwischen der Habachserie und der Habachzunge (Zentralgneis) vor. Die "Serie der alten Gneise" (nach FRASL und FRANK, 1966) im Süden, ist Teil des Zillertaler Kernes. Die Grenze zwischen Habachzunge und Zillertaler Kern wird zwischen diesen beiden Serien gezogen. Die Habachzunge keilt im Westen, zwischen den Schiefer- und Migmatitmulden aus. Die mesozoische Bedeckung des Zillertaler Kernes kann von seinem Westende her entlang des Ahrntales bis zur Dreiherrnspitze verfolgt werden. Gegen Osten keilt, so wie am Nordrand des Tauernfensters, der Hochstegenmarmor aus.

Den Tuxer Kern und seine mesozoische Hülle überlagert die Wolfendorndecke, die aus der paläozoischen Porphyrmaterialschiefer-Schuppe (östlich Tux), etwas Trias und Jura in Hochstegenfazies besteht. Der jurassische Hochstegenmarmor zeigt sedimentäre Übergänge in die unterkretazische Kaserer Serie.

Die Metasedimente der Wolfendorndecke (Hochstegenentwicklung und Kaserer Serie) sind in ihrer südlichen Fortsetzung auf dem Zillertaler Kern noch als sedimentäre Hülle in autochthoner Position vorhanden.

Die Kaserer Serie konnte am Zillertaler Kern, trotz ihrer hohen Metamorphose (Almandin-Amphibolit-Fazies), aufgrund ihrer Dolomitresedimente und ihrer sedimentären Verbindung zum Hochstegenmarmor eindeutig identifiziert werden (FRISCH 1976a, LAMMERER et al. 1976).

Es wird daher angenommen, dass die Gesteine der Wolfendorndecke von der Greiner Mulde (zwischen Tuxer Kern und Zillertaler Kern) abgeschert und nach N überschoben wurden.

Zwischen Wolfendorn und Hintertux wird die Hochstegenzone nur abschnittsweise durch Triaschollen von der Wolfendorndecke getrennt. In vielen Fällen liegt der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke direkt auf Hochstegenmarmor der Hochstegenentwicklung des Tuxer Kernes.

Der Zentralgneiskomplex bildet zusammen mit seiner autochthonen bis paraautochthonen Auflage die sogenannte Hochstegenzone (nach FRISCH 1974). Die posttriassischen Metasedimente liegen in Hochstegenfazies vor, triassische Metasedimente sind nur lokal und reliktsch erhalten (z.B. W des Wolfendorns, Pfitschtal). Die Grenze zwischen Zentralgneis und Metasedimenten zeigt durchwegs tektonische Überprägungen.

In den südlichen Hohen Tauern konnten in der Glocknerdecke s. str. (Glocknerfazies) zwei zusammenhängende Züge mit Serpentiniten, Metagabbros und Metabasalten auskartiert werden. Diese Gesteinszüge liegen an der nördlichen bzw. südlichen Abdachung des Tauernfenster-Hauptkammes. Ihre Grenze zu den unterlagernden Kalkglimmerschiefern ist tektonisch. Die ophiolithische Abfolge beginnt mit Serpentiniten (max. 100-200 m), die von Harzburgiten abzuleiten sind. Mit diesen sind Ferrogabbros und Leukogabbros verbunden. Die vulkanische Abfolge der Ophiolithe umfasst 200-600 m mächtige Metabasalte in denen lokal noch Pillowlaven, Glastuffe und Breccien erkennbar sind. Überlagert werden die Ophiolithe von Metasedimenten, die teilweise mit Vulkaniten wechsellagern.

Neben diesen Ophioliten finden sich in einem langgestreckten Zug, der sich vom Nordosten des Tauernfensters über den Ostrand bis zum Süd- und Südwestrand erstreckt, basische Metavulkanite, die im Liegenden und Hangenden primäre Kontakte zu den Metasedimenten zeigen.

4. Die Metamorphose im Tauernfenster

Das Metamorphosegeschehen im Tauernfenster ist ein mehrphasiges. Es umfasst präalpidische bis jungalpidische Ereignisse.

Die variszische Metamorphose lässt sich nur lokal nachweisen. Die Intrusion der variszischen Granite führte zu einer weit verbreiteten Migmatitbildung. Relikte einer voralpidischen Metamorphose sind in der südlichen Habachzunge noch vorhanden (z.B. Formrelikte von Andalusiten in Glimmerschiefern). Amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen sind aus dem sogenannten "Zwölferzug" der Habachserie bekannt. Relikte variszischer Eklogite wurden aus dem Tauernfenster ebenfalls beschrieben.

Alpidisch lassen sich mindestens drei Metamorphoseereignisse differenzieren. Das erste alpin-tertiäre Ereignis führte zur Bildung der Eklogite, die an eine schmale Zone in der Südabdachung des Tauernfensters gebunden sind. Die Bildungsbedingungen der Eklogite werden mit 20 kbar und 550-600°C angegeben (MILLER et al., 1980).

Das zweite Metamorphoseereignis, eine Blauschiefermetamorphose, wird als jünger eingestufen als die Eklogitfaziesmetamorphose. Die Bildungsbedingungen der Blauschiefer lassen sich nicht klar definieren, da nur mehr Mineralrelikte (z.B. Pseudomorphosen nach Lawsonit, sehr Si-reiche Phengite in Metavulkaniten, Relikte von Na-Amphibolen - Glaukophan, Crossit) erkennbar sind. Die Verbreitung dieser Relikte beschränkt sich auf die mesozoischen Ophiolithe und den Serien im Liegenden. Die Metamorphosebedingungen liegen bei ca. 450°C und 7-9 kbar.

Das dritte Metamorphoseereignis, in Grünschiefer bis Amphibolitfazies zeigt eine Zunahme von den Rändern des Tauernfensters hin zum Zentrum. Dies kann gut an der Zusammensetzung der Feldspate nachvollzogen werden. Am Rand des Tauernfensters treten Albite auf, im zentralen Bereich Oligoklas. Das Auftreten von Granat deckt sich weitgehend mit dem des Oligoklas. Innerhalb der Granatzone finden sich lokal die Minerale Disthen und Staurolith. Die Temperatur dieser Metamorphose variiert vom Rand zum Zentrum des Tauernfensters zwischen ca. 400-450°C und 500-550°C. Bereichsweise waren die Temperaturen noch etwas höher.

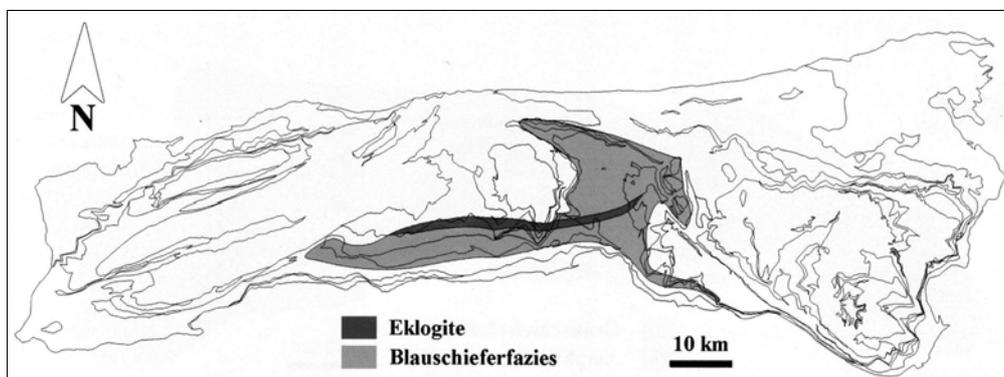


Abb. 7: Karte der Verbreitung der Eklogite und der Blauschieferfazies in den mittleren Hohen Tauern. (V. HÖCK, F. KOLLER & R. SEEMANN, 1994, Abb. 4 S. 39).

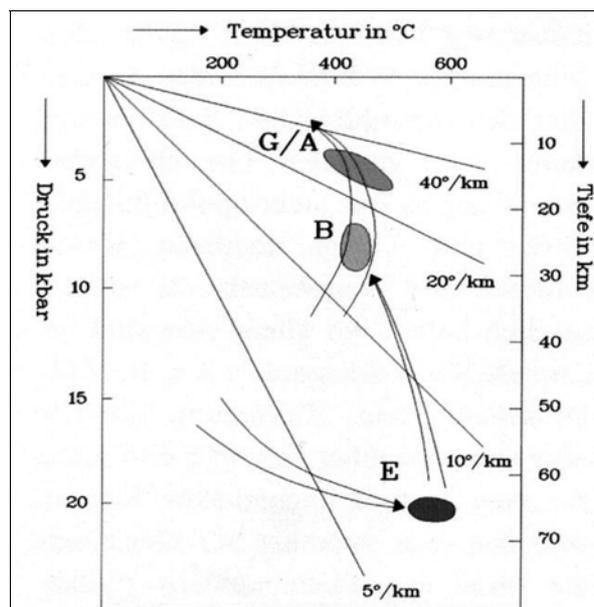


Abb. 8: Druck-Temperatur-Diagramm für die Metamorphoseentwicklung im Tauernfenster. E: Eklogitfazies, B: Blauschieferfazies, G/A: Grünschiefer-Amphibolitfazies (V. HÖCK, F. KOLLER & R. SEEMANN, 1994, Abb. 5, S. 40).

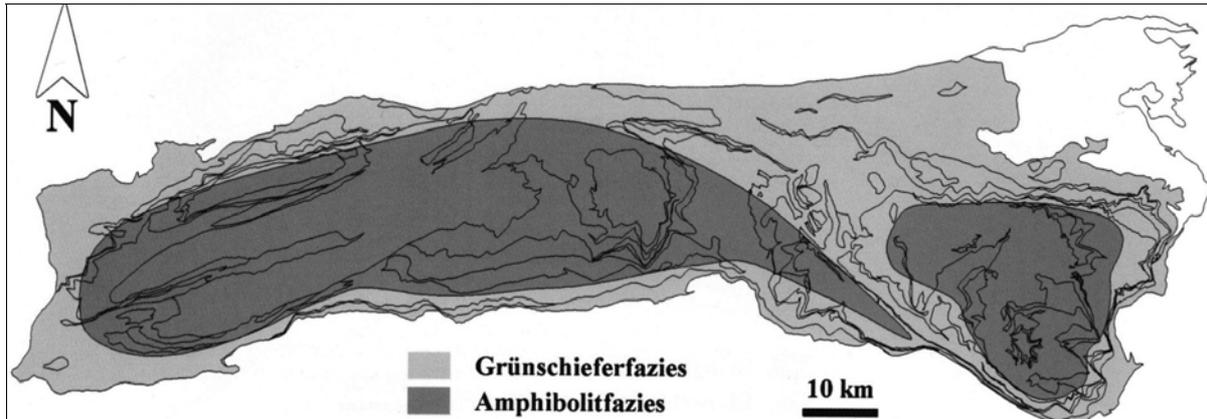


Abb. 9: Karte der Verteilung der tertiären Metamorphose in Grünschieferfazies und Amphibolitfazies (V. HÖCK, F. KOLLER & R. SEEMANN, 1994), Abb. 6, S. 40.

5. Der lithologische Aufbau des westlichen Tauernfensters im Detail

5.1. Zentralgneis und Altes Dach

5.1.1. Zentralgneis

Als Zentralgneis werden in der Literatur verschiedene präalpidische Metaplutonite und Migmatite des Tauernfensters zusammenfassend bezeichnet (Porphyrische Granite, Tonalite, Leukogranite, Granodiorite, Diorite und selten Gabbros). Durchschlagen werden diese Metaplutonite häufig von hellen und dunklen Gängen.

Im Arbeitsgebiet besteht der Zentralgneis aus sehr hellen glimmerarmen Granitgneisen, fein- bis grobkörnig, lokal mit porphyrischen K-Feldspäten; die K-Feldspäte sind zwischen 0,5 und mehreren Zentimetern groß. Feldspat-Augengneise mit besonders großen K-Feldspäten kommen südlich des Venntales (N der Landshuter Europahütte), in den Wänden N des Wolfendornes und im oberen Silltal vor. Hier erreichen die K-Feldspäte zum Teil fast zehn Zentimeter.

Makroskopischer Mineralbestand: K-Feldspat, Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, \pm Biotit, \pm Amphibol.

Neben den hellen Metagranittypen (meist glimmerarme feinkörnige Granitgneise) kommen Biotitgranitgneise und Gneise von tonalitischer bis granodioritischer Zusammensetzung vor. Sie bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, Quarz, wenig Biotit und Amphibol.

Lokal sind die Zentralgneise vererzt. Zum Beispiel am Weg zur Zeischalm und in den Wänden des Zeischbachtals sind wiederholt rostig braun anwitternde Zonen feststellbar. Sie sind wenige Dezimeter bis mehrere Meter mächtig. Gelbliche Ausblühungen lassen auf sulfidische Vererzungen schließen. Molybdänglanzvererzungen, die temporär beschürft wurden, liegen im Gebiet der Alpeiner Scharte vor.

Besonders im tonalitischen Zentralgneistyp treten häufig dunkle biotitreiche Xenolithe auf. Beschrieben werden auch Serpentinite, Amphibolite, Graphitschiefer und Paragneise.

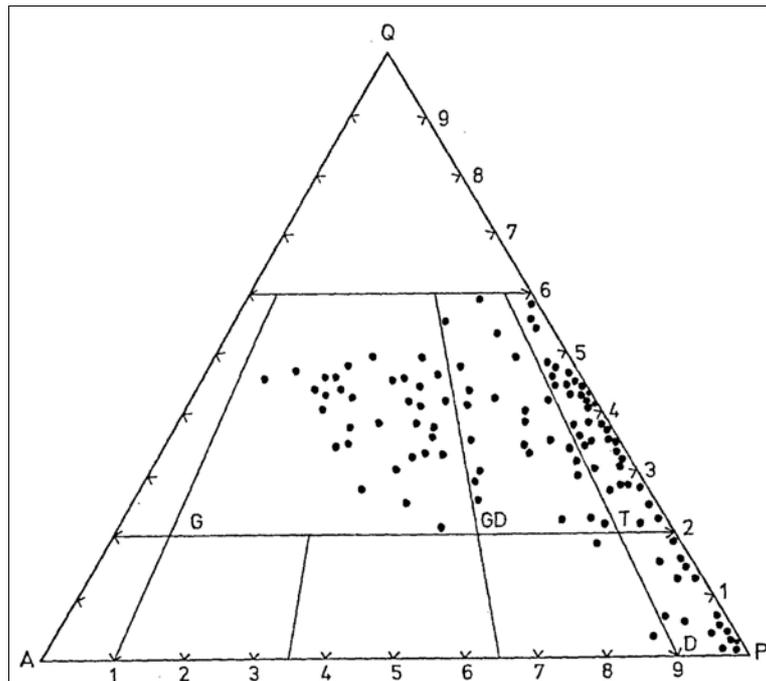


Abb. 10: Mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen Zentralgneistypen im Streckeisendiagramm (aus LAMMERER, 1986, S. 57).

5.1.2. Altes Dach

Das Alte Dach besteht überwiegend aus feinkörnigen Biotitgneisen und Bändergneisen mit quarzischen Lagen. Durch die granitischen Intrusionen wurde es zum Teil in Schollen aufgelöst (Schollenmigmatite). In den Paragneisen und Amphiboliten sind örtlich Biotitschieferlagen eingeschaltet.

In der Nordabdachung des Tuxer Zentralgneiskernes treten vorwiegend Paragneise (feinkörnige Biotitgneise - Hauptmineralbestand: Quarz, Plagioklas, Biotit, \pm Hellglimmer, \pm Chlorit), Biotitschiefer, Amphibolite und Hornblendegneise auf. An der Grenze zum Zentralgneis sind Migmatite häufig. Helle und dunkle Gänge von Dezimeter- bis Meter-Dicke durchschlagen diese Serie.

Die Amphibolite sind feinkörnige, dunkelgrüne bis schwarze Gesteine, führen lokal reichlich Feldspat und gehen oft in Hornblendegneise über. Eine mächtige Amphibolitlage erstreckt sich von der Vennalm zum Sumpfschartl und in das Valstal. Nördlich des Valstaes zieht eine mylonitische Glimmerschieferlage mit vereinzelt Amphibolitrelikten Richtung NE zum Steinernen Lamm. Westlich des Sumpfschartls liegt innerhalb des Amphibolites eine ca. 20 m mächtige quarzische Serie, die als Quarztuffit (FRISCH, 1974) bezeichnet wird. Dieser enthält Horizonte mit Hornblende, Biotit und Chlorit. Diese Lage ist nördlich und südlich des Kammes jeweils nur einige hundert Meter zu verfolgen.

Im Pfitschtal sind die Gesteine des Alten Daches in der Greiner Mulde erhalten. Es sind dies Graphitschiefer, Serpentine, Amphibolite, Talkschiefer, Metabreccien und gering mächtige Marmorlagen. Die Serpentine und deren Begleitgesteine - Talk- und Chloritschiefer - treten nicht als durchgehende Lagen auf, sondern sind als Einzelkörper sehr unterschiedlicher Größenordnung (von m^3 bis km^3) vorhanden. Zwei Horizonte dieser Gesteine sind von Osten her bis zum Pfitscher Joch verfolgbar. Weiter westlich wurden nur noch nördlich von Grube (Pfitschtal), gemeinsam mit Gesteinen des Alten Daches (Paragneise und Amphibolite), gering mächtige Talkschiefervorkommen gefunden. Dies ist ein Hinweis darauf, dass sich diese Zone, tektonisch zwar stark reduziert, weiter nach Westen fortsetzt.

Die Amphibolite sind am Nordrand der Greiner Mulde relativ mächtig. Sie dünnen gegen Westen hin aus. Im Gebiet SE des Wolfendornes sind diese nur mehr reliktsch erhalten. Die postvariszischen Metasedimente liegen überwiegend direkt dem Zentralgneis auf. Reine schwarze oder dunkelgrüne Amphibolite wechseln mit Granatamphiboliten, Epidotamphiboliten, Hornblenditen, Hornblendegneisen und Chloritschiefer.

Über den Metabasiten folgen die Furtschaglschiefer (Graphit-Granat-Biotitschiefer). Gelegentlich führen sie auch Hornblenden, Staurolithe und Disthene. Diese Schiefer sind oft gebändert. Im Zentimeter- bis Dezimeterbereich wechseln feinkörnige und grobkörnigere Lagen. Die grobkörnigeren Lagen sind arm an Graphit und der Übergang zu den dunklen biotit- und graphitreichen Lagen ist graduell. Es entsteht der Eindruck einer ursprünglich gradierten Schichtung. Im Hangenden wird diese Serie immer eintöniger und es dominieren die Graphit-Biotitschiefer, die in wechselhafter Menge Granat, Staurolith, Disthen, Chlorit, Muskovit und Pyrit führen. Gelegentlich schalten sich unter ein Meter mächtige Gneislagen ein, die als saure Metavulkanite interpretiert werden.

5.1.3. Gänge und Klüfte

Den Plutoniten folgen pegmatitische und aplitische Gänge als spätmagmatogene Bildungen. Diese zeigen außer Quarz und Feldspat keine auffallenden Mineralisationen. Die Gänge weisen scheinbar eine sehr lose E-W-Orientierung auf, schlagen aber auch in allen anderen Richtungen durch. Die jüngeren Lamprophyre führen als dunkle Gemengteile hauptsächlich Biotit, der vielfach in Pseudomorphosen nach Hornblende und Pyroxen auftritt.

5.1.4. Strukturgeologie

Im Arbeitsgebiet treten die Gesteine des Alten Daches (Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Serpentine, Talkschiefer, ...) verbreitet am Rand des Tuxer Zentralgneiskernes auf. Vom Gebiet der Zeischalm (Valstal) zieht diese Zone relativ breit in das Venntal. Südlich des Venntales, am Hauptkamm vom Wolfendorn gegen Osten, fehlen die Migmatite und Paragesteine großteils. Die Metasedimente der Hochstegenzone liegen direkt dem Zentralgneis auf. Südlich des Hauptkammes, in den Hängen zum Pfitschtal, sind die Gesteine des Alten Daches wieder vorhanden, allerdings in wesentlich geringerer Mächtigkeit als im Norden. Hier sind am Nord- und Südschenkel der Greiner Mulde Serpentine und Talkschiefer im Alten Dach eingelagert.

Ein Lappen des Tuxer Kernes ist im Gebiet des Tuxertales über den Ahorn-Kern gefaltet und/oder überschoben. Zwischen beiden Kernen sind Metasedimente der Hochstegenzone eingefaltet oder eingeschuppt. Diese Struktur taucht gegen Westen ab. Bis etwa südlich von Hintertux ist sie kartierbar. Die Fortsetzung nach Westen ist unbekannt. THIELE (1977, 1980) zeichnete sie in einem Profil durch das Gebiet des Kaserers und Olperers (bis in eine Höhe von ca. 2400 m hinaufreichend) ein. Nach dem Profil von LAMMERER (1986) durch das Wolfendorngebiet reicht diese Struktur noch bis in eine Höhe von ca. 1500 m hinauf. Die tektonische Situation wäre eine ähnliche wie die der Eisbrugochlamelle auf dem südlichen Zillertaler Kern.

Generell kann beobachtet werden, dass die hangenden Partien des Zentralgneises durchwegs eine intensive Schieferung aufweisen und Teile davon lamellenförmig abgespalten sind. Besonders die Grenzbereiche zu den auflagernden Metasedimenten sind tektonisch stark beansprucht. Die zentralen Bereiche sind vorwiegend nur schwach geschiefert. Intensivere Deformationen sind auf einzelne Mylonitzonen beschränkt. Eine solche NE-SW-streichende, steilstehende Mylonitzone von ca. 250 m Breite ist im Gebiet um die Geraerhütte aufgeschlossen. Sie wurde von LAMMERER zwischen Wildlahngrat und Alpeinertal kartiert. Gegen NE und SW konnte keine direkte Fortsetzung gefunden werden. Diese Mylonitzone fächert in einzelne geringer mächtige Scherzonen auf. Entsprechende sinistrale Scherzonen sind im Gebiet der Zeischalm (innerstes Valstal) aufgeschlossen. Diese sinistralen Scherzonen drehen in westgerichtete Abschiebungen (Brennerabschiebung) ein. Die Mylonite (meist Quarz-Glimmerschiefer) zeigen alle Übergänge zu den Zentralgneisen bzw. Gesteinen des Alten Daches.

5.2. Hochstegenzone und Wolfendorndecke

5.2.1. Lithologischer Aufbau der Hochstegenzone

Die Schichtfolge der Hochstegenzone s. str. nach FRISCH (1973/74) beginnt mit der Liastransgression. Diese erfolgte zum Teil direkt auf dem Zentralgneis, teilweise aber auch auf den Resten der permotriassischen Metasedimente der Zentralgneiskerne bzw. des Alten Daches.

In der vorliegenden Arbeit werden die permotriassischen und jurassischen Metasedimente zur "Hochstegenzone" zusammengefasst. Diese präjurassischen Metasedimente sind in den Nordhängen des Pfitschtales mächtig erhalten (z.B. Permotrias vom Typ Aigerbach - Flatschjoch).

5.2.2. Permotrias vom Typ Aigerbach - Flatschjoch und "Basiskalkmarmor"

Die Permotrias vom Typ Aigerbach - Flatschjoch besteht (im Aigerbachprofil) aus stark deformierten Metakonglomeraten, Quarziten und dünnstiefriigen Serizitschiefern (Perm - Trias). Diese Gesteine sind extrem deformiert. Die Serizitschiefer führen teilweise Ankerit. Weiters wurden aus diesen Metasedimenten Epidot, Magnetit, Turmalin und Disthen beschrieben.

Über den permotriassischen Metasedimenten folgt eine überwiegend karbonatische Trias. Gebänderte, tlw. Glimmer führende und plattig brechende Kalkmarmore wechseln mit gelblichen gebankten Dolomitmarmoren. Lagenweise ist der Dolomit grau. Zentimeter- bis dezimetermächtige Zwischenlagen aus Chlorit-Biotitschiefern und Serizitquarziten kommen vor.

Rauhwacken, die lagenweise im Dolomit vorkommen, enthalten zum Teil Dolomitlagen und -boudins. Die Rauhwacken liegen zum Teil in Form von Zellendolomiten vor (untergeordnet) aber auch als rotbraune sandig-grusige Gesteine. Gips wurde an der Oberfläche nicht gefunden. Bei den grusig zerfallenden Dolomiten und Rauhwacken (z.B. im Aigerbachprofil) handelt es sich vermutlich um Keupersedimente. Im Pfitschtal sind besonders die Dolomite und Rauhwacken spröde stark deformiert, sodass sie als beinahe kohäsionslose Gesteinsmehle vorliegen.

Nördlich von Grube im Pfitschtal wurden Serizitquarzite und Dolomite kartiert. Wechsellagerungen von Serizitquarziten mit Dolomiten kommen ebenfalls vor. Eben solche Wechsellagerungen sind in der Permotrias südlich und östlich des Flatschjoches zu finden (Permotrias des Typs Flatschjoch). Die Permotriaslagen vom Wolfendorn (im Liegenden der Wolfendorndecke), des Flatschjoches und entlang des nördlichen Pfitschtales (z.B. Aigerbach) werden aufgrund der ähnlichen sedimentären Ausbildung und der tektonischen Position zur Aigerbach-Flatschjoch-Permotrias zusammengefasst. Die Überschiebung der Wolfendorndecke wäre im Hangenden dieser Permotrias.

Am Grat nordöstlich des Wolfendornes liegen dem Zentralgneis vermutlich triassische Metasedimentreste auf. Sie können lateral nicht sehr weit verfolgt werden. Direkt über dem Zentralgneis folgen wenige Meter Quarzite bzw. quarzitischer Schiefer, die möglicherweise Permoskyth repräsentieren. Da der Grenzbereich zwischen Zentralgneisen und diesen Metasedimenten tektonisch so stark überprägt ist, könnte es sich auch um Zentralgneismylonite handeln. Diesen Gesteinen liegen braune bis graue, gut kristalline Kalkmarmore und Glimmermarmore auf. Sie werden als "Basiskalkmarmore" beschrieben. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 10 Meter, schwankt aber stark.

5.2.3. Basiskalkmarmore

Die vermutlich triassischen Basiskalkmarmore wurden von FRISCH (1975) fast durchgehend an der Oberkante des Zentralgneises kartiert. Größere Mächtigkeit erreichen diese Karbonate südlich des innersten Valstaes. Sie bauen dort den Kamm der Langen Wand und die Umgebung der Bloader Alm auf. Hier finden sich neben den Kalkmarmoren auch mehrere Zehnermeter mächtige Dolomitmarmore. Östlich der Saxalmwand ist der Basiskalkmarmor (teilweise gebänderter, gelb anwitternder Kalkmarmor mit reichlich Quarz führenden Lagen) ca. 8 m mächtig. Nördlich des Vals- bzw. des Alpeinerbachtals fehlen die Basiskalkmarmore über weite Strecken. Erst wieder im Kammbereich des Steinernen Lammes und westlich der Höllscharte (südlich des Kaserers) wurde der Basiskalkmarmor wieder kartiert.

5.2.4. Quarzit - ? Lias

Dies ist ein plattiger, grauer bis schwarzer Quarzit mit wechselhafter Graphitführung. Selten sind Lagen von weißem Quarzit eingeschaltet. Neben den Quarziten kommen auch graphitische Schiefer vor. Die Quarzite führen oft reichlich Disthen. Rostig braun anwitternde verazte Horizonte wurden fallweise beobachtet.

Im Hangenden wird der Quarzit zunehmend karbonatreicher und geht in einen braunen unreinen Glimmer führenden Kalkmarmor (? Dogger - unreiner brauner Glimmermarmor) über.

Dieser Quarzit kommt im Arbeitsgebiet südlich des Valstaies vor. Je nach tektonischer Überprägung fehlt er lokal vollkommen oder schwankt in der Mächtigkeit zwischen wenigen Metern und Zehnermetern. Im Wolfendornggebiet baut er in der Hochstegenzone zwei Lagen auf. Sie entsprechen dem Liegend- und dem Hangendschenkel einer Isoklinalfalte, deren Kern aus Hochstegenmarmor besteht. Die Achsenebene dieser Isoklinalfalte steht im Pfitschtal annähernd senkrecht und ist großräumig mit der Tuxer Antiform verfaultet. Die Faltenachse hebt gegen Osten aus.

In den Hängen westlich des Wolfendornes wird die ganze Schichtfolge der Hochstegenzone und Wolfendorndecke durch die Brennerabschiebung diskordant abgeschnitten.

Nördlich des Wolfendornes (bis zum Valstal) kann der Quarzit fast durchgehend verfolgt werden. Im Sill- und Venntal wird diese Quarzitlage gegen die Tiefe immer dünner. Dies ist in den Wänden nördlich der Geigenspitze aber auch südlich der Saxalmwand zu beobachten. Östlich der Saxalmwand ist am Kamm eine Linse von Liasquarzit im Hochstegenmarmor eingeklemmt. Er trennt die Wolfendorndecke von der Hochstegenzone.

5.2.5. Glimmermarmor, unrein, braun (? Dogger)

Die Glimmermarmore sind braun, führen Eisenkarbonate, Glimmer und Quarz in wechselnden Verhältnissen. Ihre Mächtigkeit ist sehr unterschiedlich (zwischen Metern und Zehnermetern). Sie liegen zwischen den Liasquarziten und den Hochstegenmarmoren. Zu beiden Gesteinen sind sedimentäre Übergänge festzustellen. Es liegt daher nahe, sie altersmäßig in den Dogger zu stellen (Brauner Jura).

5.2.6. Hochstegenmarmor (Malm)

Der Hochstegenmarmor der Hochstegenzone ist, wie jener der Wolfendorndecke, ein einförmiger grauer bis blaugrauer gut kristalliner Marmor. Beim Anschlagen mit dem Hammer riecht er oft intensiv nach Schwefelwasserstoff. Aus den tieferen Anteilen sind Hornsteinhorizonte und Lagen, die reich an Quarzsand, Graphit und hellen Quarzitknuern sind, beschrieben. Hochstegen-Dolomitmarmore sind im Gebiet um Mayerhofen häufig. Im Arbeitsgebiet treten sie zurück. Dolomitlagen wurden im Gipfelbereich des Wolfendornes (Wolfendorndecke) und in den Wänden östlich des Kaserers beobachtet. Die reinen Kalkmarmore sind eher massig ausgebildet. Die Glimmer und Quarz führenden Typen des Hochstegenmarmors weisen in der Regel eine gute Schieferung auf. Vielerorts ist besonders der reine Kalkmarmor stark verkarstet, wie z.B. bei Hintertux, wo im Hochstegenmarmor ausgedehnte Höhlensysteme vorhanden sind.

5.2.7. Lithologischer Aufbau der Wolfendorndecke

Die Jurasedimente der Wolfendorndecke liegen in Hochstegenfazies vor. Die Kreide (Kaserer Serie) besteht aus Bündner Schiefen (Schwarzphylliten, Kalkphylliten, Kalkmarmore, ...) und klastikareichen Metasedimenten (Breccien, Arkosen, Quarzite,...). Hochstegenmarmor (Malm), braune unreine Kalkmarmore (Dogger) und Graphitquarzite mit Schiefen (Lias) repräsentieren den Jura.

Die Basis der Wolfendorndecke bilden die paläozoischen Porphyrmaterialschiefer. Sie sind nur im Gebiet östlich von Hintertux vorhanden. Westlich davon treten an der Basis sporadisch triassische Schichtglieder auf (Rauwacken, Kalkmarmore, Dolomite und lokal auch Quarzite). Östlich der Saxalmwand trennt eine Schuppe von schwarzem Liasquarzit die Wolfendorndecke von der Hochstegenzone. Wo diese Schollen fehlen, liegt der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke direkt auf dem der Hochstegenzone.

5.2.8. Quarzit (? Lias)

Die lithologische Ausbildung entspricht jener in der Hochstegenzone. Der schwarze, Graphit führende Quarzit bzw. Phyllit tritt an der Basis der Wolfendorndecke nur sehr untergeordnet auf. Am Wolfendorn liegt an der Basis der Wolfendorndecke eine wenige Meter dicke Lage vor, die tektonisch stark beansprucht wurde. Südlich des Flatschjoches sind an der Basis der Wolfendorndecke ebenfalls mehrere Schuppen von schwarzen Quarziten vorhanden. Eine weitere Schuppe eines solchen Quarzites liegt östlich der Saxalmspitze und markiert die Basis der Wolfendorndecke über dem Hochstegenkalk der Hochstegenzone.

5.3. Der Hochstegenmarmor (Malm)

Der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke entspricht in seiner Ausbildung dem Hochstegenmarmor der Hochstegenzone. Er erreicht in der Wolfendorndecke eine maximale Mächtigkeit von ca. 90 Metern (FRISCH 1974). Der Hochstegenmarmor geht im Hangenden durch Wechsellagerungen von quarzreichen Marmoren mit Kalkphylliten und quarzitischen Lagen in die Kaserer Serie über, was sich eindeutig in den Wänden SW des Flatschjoches beobachten lässt.

5.4. Die Kaserer Serie (? Kreide)

Die Kaserer Serie stellt im Arbeitsgebiet eine Wechselfolge aus Arkosen, Quarziten, Breccien, kalkfreien bis kalkreichen Phylliten und unreinen Kalkmarmoren dar. Kalkarme Phyllite, Kalkphyllite, Kalkmarmore und Schwarzschiefer gleichen den Bündner Schiefern aus der Glocknerdecke. Die ganze Serie hat eine Mächtigkeit von max. ca. 600 m (je nachdem, wo im Hangenden die Grenze zu den Phylliten der Glocknerdecke gezogen wird).

Die Kaserer Serie wurde von FRISCH (1975) in drei Gruppen geteilt. Die untere kalkarme Gruppe ist reich an Arkosen, Breccien und Quarziten. Weiters enthält sie gelegentlich Dolomitlagen und -schollen. Dolomitkomponenten treten besonders in den brecciösen Lagen auf.

Die mittlere Gruppe besteht vorwiegend aus kalkreichen Schichtgliedern (Kalkschiefern, Kalkphylliten) und die obere Gruppe bauen wieder vorwiegend kalkarme Schichtglieder (kalkfreie und Karbonat führende Phyllite, Quarzite, Arkosen, ...) auf.

5.4.1. Verbreitung der Kaserer Serie

Die Kaserer Serie liegt im Süden auf den Metasedimenten des Zillertaler Zentralgneiskernes. Sie tritt reliktsch erhalten entlang des inneren Pfitschtales auf und erreicht im Kammbereich zwischen Schlüsseljoch und Flatschjoch große Mächtigkeit. In der westlichen Fortsetzung (zur Brennerfurche hin) ist sie durch die Brennerabschiebung stark ausgedünnt und erreicht erst im Sill- und Venntal wieder größere Mächtigkeit. Von dort zieht sie über das Hochvennjöchl in das Valstal. Vom Venntal setzt sie sich gegen NE zur Kahlwandstange und in Richtung Kaserer - Lärmstange fort. Im Gebiet um Kaserer, Frauenwand und Schönlahnerspitze nimmt die Kaserer Serie eine große Fläche ein. Dies ist darauf zurückzuführen, dass sie hier mit den Serien der Glocknerdecke und der Schöberspitzen-permotrias intensiv verfaltet ist und es lokal zu Schichtwiederholungen kommt.

5.4.2. Lithologischer Aufbau der Kaserer Serie

Charakteristische Schichtglieder in der Kaserer Serie sind die Arkosen und Quarzite. Im Allgemeinen sind dies dünn-schichtige bis gebankte, feste Gesteine von bräunlicher Farbe. Zum Teil sind sie schwach kalkig. Typisch sind auch die 1-2 mm großen rundlichen Feldspatklastika. Gerölle bis zu 10 cm Durchmesser werden von der Nordseite des hinteren Venntales beschrieben. Weiters kommen in der kalkarmen Gruppe der Unteren Kaserer Serie Horizonte mit millimeterdünnen (in Ausnahmefällen auch bis über 10 cm dicke) Dolomitlagen und Dolomitschollen vor. Die einzelnen Dolomitlagen sind über mehrere Meter hindurch beständig. Die Dolomitlagen können dicht aufeinander folgen und somit einen beträchtlichen Teil des Gesteins aufbauen.

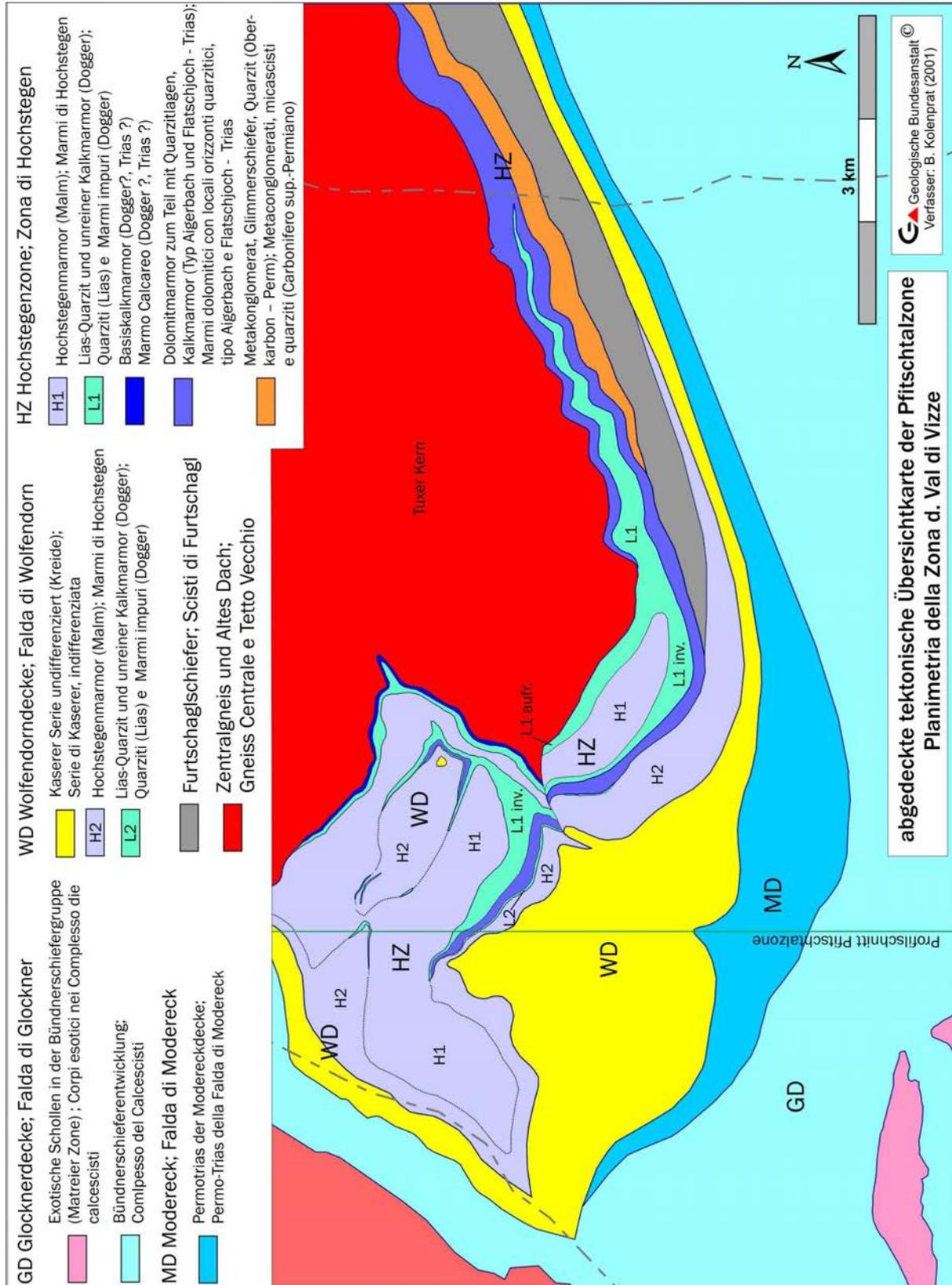


Abb. 11: Vereinfachte geologische Übersichtskarte zwischen Brennerpass und Pfitschtal.

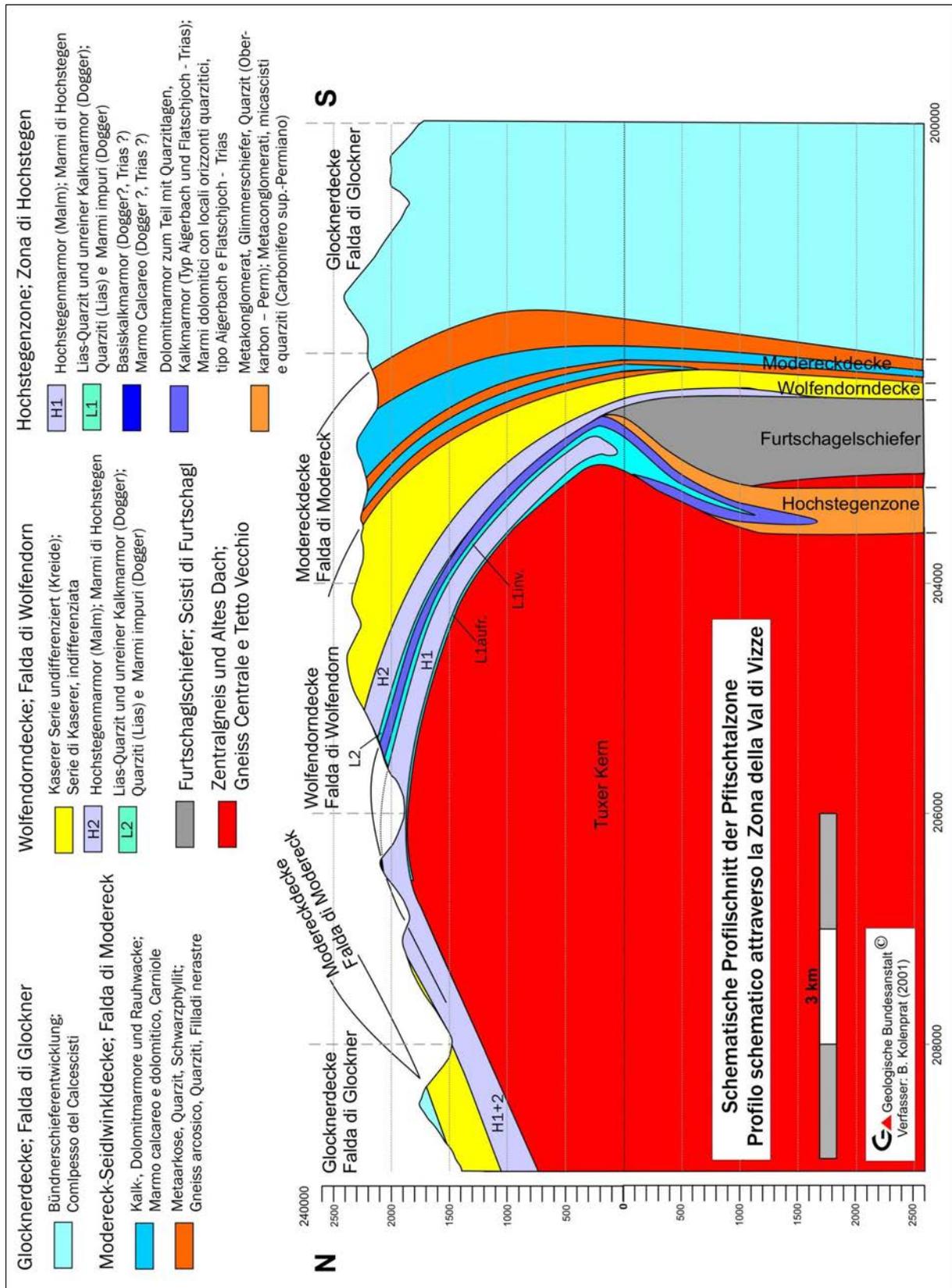


Abb. 12: Geologisches Übersichtsprofil durch die Pfiffschaltalzone und den Tuxer Kern.

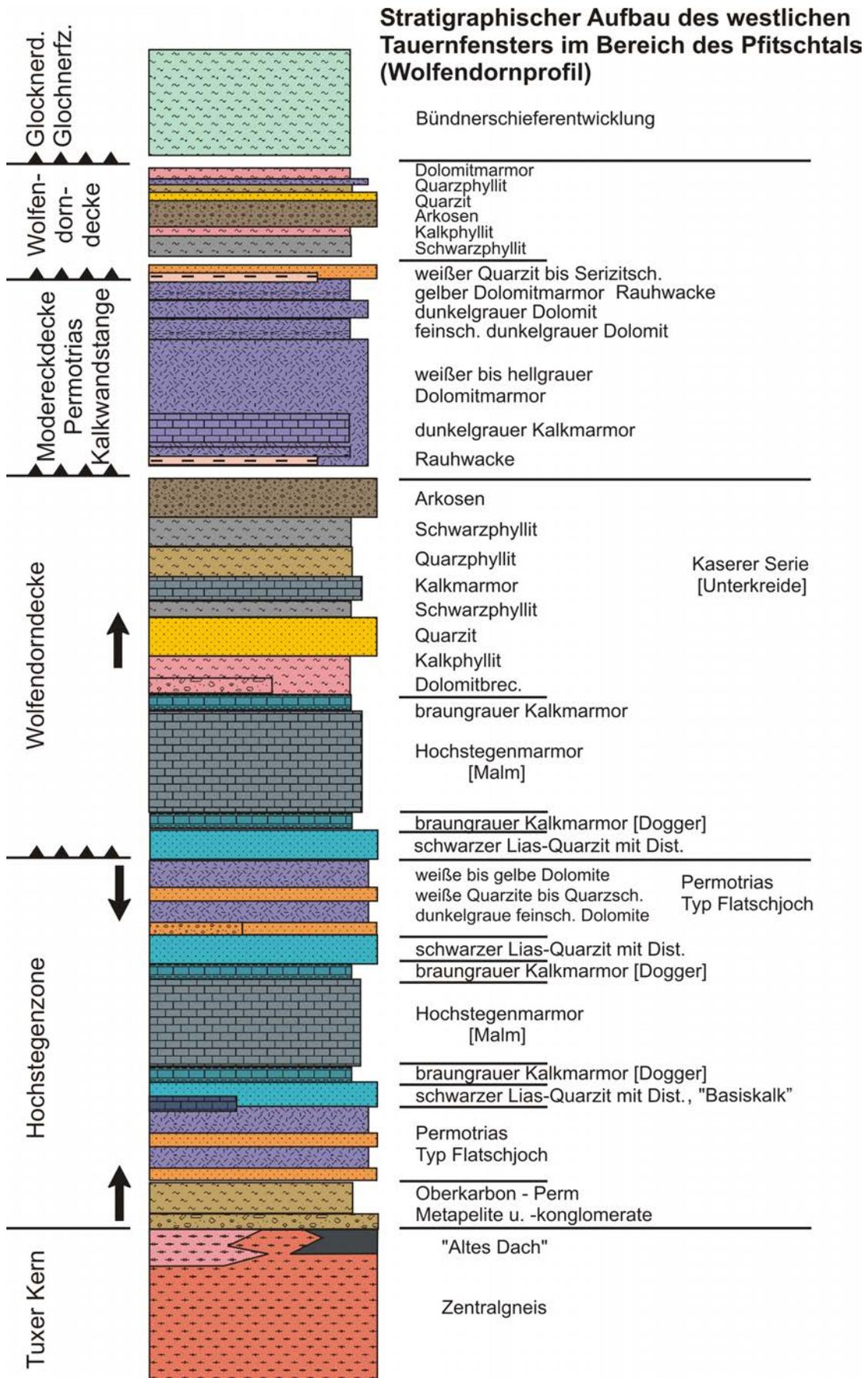


Abb. 13: Säulenprofil durch die Pfitschtalzone.

Die Schichten mit den Dolomitlagen und Schollen sind immer wieder brecciös. Es wurden Komponentengrößen von wenigen Millimetern bis zu mehreren Metern beobachtet. Bei den Dolomitlagen dürfte es sich um resedimentierten Feindetritus handeln. Abgetragen wurde ein mittetriasches Dolomitareal. Die größeren Blöcke werden unterschiedlich interpretiert, als Olistolithe und/oder tektonische Schollen. Naheliegender wäre es, sie als tektonische Schürflinge zu betrachten, welche die Deckengrenze zwischen Wolfendorndecke und Hochstegenzone markieren.

Im Valstal besteht die basale Kaserer Serie aus kalkigen (teilweise Chlorit führenden) Schiefen mit Schollen aus Dolomit, Kalkmarmor und Rauhwacke. Sie erreichen bis zu ca. 15 m Mächtigkeit. Der Kontakt zum darunter liegenden Hochstegenmarmor dürfte tektonisch sein. Die weitere Schichtfolge besteht aus chlorit- und epidotreichen karbonatischen Phylliten (? Tuffite), kalkfreien graphitischen Phylliten, kalkarmen Phylliten, Kalkphylliten und Kalkmarmoren. Ein einige Zehnermeter mächtiger arkosereicher Horizont bildet einen guten Leithorizont. Einschaltungen von Dolomitlagen sind wiederholt zu finden. Dolomitreccien zeigen einen primären Übergang zu den Arkosen (feinschichtige Wechsellagerungen).

Über den Arkosen folgt eine Wechselfolge aus kalkfreien bis kalkreichen Phylliten und unreinen Kalkmarmoren. In diesen liegt ein markanter quarzitreicher Horizont. Im obersten Teil der Kaserer Serie erlangt (neben den verschiedenen Phylliten und Quarziten) die Arkose wieder größere Bedeutung. Resedimentierte Dolomitlagen sind aus den höheren Niveaus nicht bekannt. Mehrere Meter unter der oben genannten Arkosenlage findet sich ein 2-4 m mächtiger fester Prasinit mit großen Amphibolen. Der Prasinit besteht aus Aktinolith, feinkörnigem Plagioklas, ferner Epidot, Chlorit und Titanit. Trotz der Deformation lässt sich die ursprüngliche Massigkeit des Gesteines noch erahnen. Es wird ein Basalt als Ausgangsgestein angenommen.

Südlich des Valstales zieht die Kaserer Serie in den Wänden westlich der Blöader Alm und des Niedervennjochs gegen Süden bzw. Südwesten. Die Kaserer Serie liegt dem Hochstegenmarmor und teilweise vermutlich triassischen Marmoren auf. Westlich der Blöader Alm ist in den Wänden nahe der Basis der Kaserer Serie ein ca. 350 m langer und mehrere Zehnermeter mächtiger Dolomitmkörper aufgeschlossen. Er entspricht in seiner Lage jenen Schollen, die nördlich des Valstales aufgeschlossen sind. Die Kaserer Serie ist in diesem Abschnitt, bis etwas westlich des Niedervennjochs, von Phylliten, Arkosen und Quarziten dominiert. Eine bis über 20 m mächtige Arkoselage schließt die Kaserer Serie im Hangenden ab. Kalkphyllite und Kalkschiefer treten mengenmäßig zurück. Erst ungefähr 500 m westlich des Niedervennjochs gewinnt die sogenannte kalkreiche Lage in der Kaserer Serie wieder an Bedeutung.

Am Kamm Padauner Berg - Vennspitze - Rossgrubenkofel liegen in den Kalkphylliten der Glockner-Decke wieder großteils kalkfreie Phyllite (Schwarzphyllite, Arkosen, Prasinite). Untergeordnet sind in diesen kalkarme bis kalkreiche Phyllite zwischengelagert. Östlich der Vennspitze wurden auch in dieser Schichtgruppe dünne Dolomitlagen und verschiedene Schollen (Rauhwacken, Dolomite, Quarzite) gefunden. Diese werden von FRISCH (1976) auch zur Kaserer Serie gezählt (als Olistolithe interpretiert). Im Hangenden und Liegenden dieser bunten Abfolge (Kalkphyllite, Chloritphyllite, Quarzite, Arkosen, ...) liegen die schon erwähnten Schollen. Zwei Interpretationsmöglichkeiten dieses Gesteinszuges, der vom Valstal bis zum Venntal und möglicherweise sogar bis nördlich des Schmirntales zu verfolgen ist, stehen zur Diskussion. Dieser Gesteinszug kann entweder als Kern einer großen liegenden Isoklinalfalte interpretiert werden oder, was wahrscheinlicher ist, als Schuppung im Basisbereich der Glocknerdecke.

Die Basis der Glocknerdecke ist hier durch wiederholt auftretende Karbonatschollen (meist Dolomite) gekennzeichnet. Diese Schollenzone erstreckt sich vom Hochvennjoch nach Westen in das Valstal und ist dann in den Südhängen des Kuhberges wieder gut kartierbar. Die Schollen erreichen kaum mehr als 2 m Mächtigkeit. An der Südseite des Kuhberges kann eine Mylonitzone zwischen Kaserer Serie und Glocknerdecke beobachtet werden. Die Kaserer Serie selbst weist den gleichen Aufbau wie in den Nordhängen des Venntales auf.

Weiter gegen Süden, hin zum Brennerpass, reduzierte die Brennerabschiebung die Kaserer Serie stark. Vermutlich sind Teile der Bündner Schiefer und Quarzite westlich des Brennerpasses (im Hangenden des Hochstegenmarmores) noch zur Kaserer Serie zu zählen. Gute Aufschlüsse der Kaserer Serie finden sich erst wieder im Kammbereich zwischen dem Flatschjoch und dem Schlüsseljoch. In der Gipfelpyramide des Wolfendornes und in den Wänden südlich des Flatschjoches ist der sedimentäre Übergang zwischen Hochstegenmarmor und Kaserer Serie aufgeschlossen.

Südlich des Flatschjoches befinden sich im Liegenden der Wolfendorndecke triassische Dolomitmarmore und Quarzite. Sie trennen die Hochstegenzone von der Wolfendorndecke. Die Wolfendorndecke beginnt mit Hochstegenmarmor, darüber folgt die Kaserer Serie. Sie besteht hier aus Kalkführenden Serizitquarzitschiefern, Quarzmarmoren, Schwarzschiefern, Graphitquarziten, Arkosequarziten, Kalkphylliten, usw. Die Schwarzphyllite und Serizitquarzite führen oft Biotit- und Granatporphyroblasten. Am Kamm südlich der Flatschspitze steht eine ca. 15 m mächtige Quarzit-Arkose-Konglomeratlage an. Sie enthält dünne Zwischenlagen von Schwarzschiefern. FRISCH (1975) beschreibt über 10 cm große Granitgerölle. Darüber folgen Wechsellagerungen von Schwarzschiefern, Quarziten, Serizitschiefern, Quarz- und Glimmermarmoren. Diese Gesteine tauchen im Bereich des Schlüsseljoches steil nach Süden ab. Östlich von Kematen sind sie mit triassischen Karbonaten verschuppt und stehen annähernd senkrecht.

FRISCH (1975) beschreibt folgendes Profil vom Wolfendorn (tlw. ergänzt):
Über den triassischen Metasedimenten folgen:

1m	weißer Quarzit, Quarzit in verschiedenen Graufärbungen, schwarzer Graphitquarzit, z. Teil roter Quarzit (Lias)
1 m	dunkler braun anwitternder Quarzmarmor mit dicht aufeinanderfolgenden Quarzsandschnüren, übergehend in Hochstegenmarmor;
80 m	Hochstegenmarmor: blaugrauer, mittel- bis grobkristalliner Kalkmarmor, in den unteren Metern sehr reich an Quarzschnüren, die nach oben hin rasch seltener werden und weiterhin nur noch vereinzelt, aber immer wieder auftreten; in tieferen Partien manchmal leichter H ₂ S-Geruch beim Anschlag; in einzelnen Horizonten (z.B. wenige Meter über der Liegendgrenze) treten Bänder-Kalkmarmore auf, ebenso kommen (selten) Horizonte mit Kalzitknauern und Serizit-Graphit-Flatschen vor. Allgemein herrschen hier etwas dunklere Typen gegenüber dem Hochstegenkalk der Hochstegenzone vor;
20 m	Wechselfolge von ± quarzsandigen Kalkmarmoren, z.T. Bändermarmoren, Dolomitmarmor, Karbonatquarzit, Kalkphyllit, Phyllit bis Serizitschiefer (z.T. mit Biotitporphyroblasten). Die höheren Serien fehlen in diesem Profil

Tab. 3: Schichtfolge im Wolfendornprofil (nach FRISCH, 1975, ergänzt).

5.4.3. Strukturgeologie - Pfitschtalzone, Hochstegenzone, Wolfendorndecke

Wie aus der lithologischen Beschreibung der einzelnen tektonischen Einheiten dieses Gebiets bereits hervorgeht, handelt es sich bei der Pfitschtalzone um eine großräumige und mehrphasig entstandene Struktur.

Es wird angenommen, dass die Gesteine der Greiner Mulde ursprünglich in einem Sedimentbecken zwischen dem Tuxer und dem Zillertaler Kern abgelagert wurden. Sie bestehen aus der Abfolge der Hochstegenzone (Oberperm - Malm) und den vermutlich oberkarbonen Furtschagelschiefern, welche mit größerer Mächtigkeit dort abgelagert wurden.

Die alpine Gebirgsbildung führt in einer ersten Phase (Überschiebungen und Imbrikationen) zur Bildung des Deckenstapels und großräumigen Isoklinalfalten (F₂). Als Transportrichtung dieser Überschiebungen wird NW angenommen. Die F₂-Isoklinalfaltenachsen zeigen ein Einfallen Richtung SW. In manchen Lithologietypen (z.B. in Teilen der Bündnerschiefer) bildet sich durch Krenulation eine neue Foliation, wobei die ältere in Form reliktscher Isoklinalfalten (F₁) erhalten blieb.

Voranschreitende N-S-gerichtete Konvergenz führt in der Greiner Mulde, welche zwischen den rigideren Blöcken der Zentralgneiskerne liegt, zur Ausbildung einer großräumigen transpressiven Struktur. In dieser wird der Deckenbau durch eine W- bis WSW-orientierte offene F₃-Faltung und eine WSW-ENE-orientierte steilstehende amphibolitfazielle sinistrale Scherzone (Greiner Scherzone) überprägt. Nach BEHRMANN, J.H. & FRISCH, W. (1990) folgt der sinistralen Scherung an der Greiner Scherzone eine weitere (untergeordnete) dextrale Scherung mit W-E- bis WNW-ESE-orientierten Scherflächen. Die Greiner Scherzone erfasste den steilstehenden Schenkel der südlich des Tuxer Kerns anschließenden Synform (bzw. überprägt diesen). Die Scherzone ist im Bereich des Pfitscher Joches und östlich davon gut bekannt. Ihre Fortsetzung nach Westen ist unsicher.

Unterschiedliche Auffassungen existieren bezüglich der Existenz der Wolfendorndecke. FRISCH (1973/74, 1975) löste die Tektonik mittels Deckenbau und führte die Wolfendorndecke ein, LAMMERER (1986) zieht einen Faltenbau zur Auflösung der komplexen Strukturen im Bereich des Pfitschtales heran. Der von LAMMERER vorgeschlagene Faltenbau anstatt eines Deckenbaues (Wolfendorndecke), scheint nur teilweise vorzuliegen. Die Isoklinalfaltung der Hochstegenzone, die dem Zentralgneis direkt aufliegt, ist eindeutig nachvollziehbar. Probleme verursacht die südlich anschließende zweite Isoklinalfalte mit der Kaserer Serie im Kern (siehe Abb. 15). Hier kann keine Symmetrie im Aufbau des Gebirges erkannt werden, die es ermöglicht die postulierte Isoklinalfalte zu konstruieren. Vielmehr bestätigt sich die Interpretation nach FRISCH, nämlich die Existenz der Wolfendorndecke.

Im Zuge der Exhumation des Tauernfensters bildet sich entlang der Brennerlinie, in den hangenden Anteilen der Schieferhülle, eine penetrative grünschieferfazielle mylonitische Foliation aus. Weiters verursachte die Brennerabschiebung eine Ausdünnung der einzelnen lithologischen Einheiten der oberen und unteren Schieferhülle. Die F_3 -Faltung der Pfitschtalzone bzw. der südvergente Faltenbau wurde während der Exhumation des Tauernfensters weiter verstärkt (W-E-Extension bei gleichzeitiger N-S-Konvergenz).

Wie aus den Profilen ersichtlich ist, liegen sowohl Hochstegenzone als auch Wolfendorndecke nördlich der Pfitschtalzone mehr oder weniger planar auf dem Tuxer Zentralgneiskern. Auf weiten Strecken überlagert der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke jenen der Hochstegenzone ohne Deckenscheider, z.B. zwischen Vals- und Venntal - hier ist nur am Grat ein Span aus Liasquarzit zwischengeschaltet. Im Gebiet nördlich und südlich des Valstales (beim Gasthof Touristenrast bzw. bei der Bloaderalm) dürfte die Kaserer Serie direkt am Hochstegenkalk der Hochstegenzone aufliegen. Die schon beschriebenen großen Karbonatkörper in der basalen Wolfendorndecke könnten zum Teil tektonische Schürflinge sein, die eine Deckengrenze markieren. Weiters ist dieser Grenzbereich semiduktill deformiert. Es treten vermehrt Kataklasite, aber auch Kakirite auf. Mächtige (zwischen 10 und 20 m) schwarze Kataklasite wurden auch NE der Vennalm (Graben zum Hochvenn jöchl) an der Basis der Kaserer Serie (zur Grenze zum Hochstegenmarmor der Hochstegenzone) vorgefunden. Die Kataklasite fallen steil gegen NW ein.

Weiters ist anzuführen, dass die Kaserer Serie W der Bloaderalm, ähnlich wie die Schöberspitzen-permotrias im Schmirntal, durch \pm W-E-streichende aufrechte Falten überprägt wurde.

5.5. Schöberspitzen-Kalkwandstangen-Einheit (Seidlwinkel-Modereck-Decke)

Als Seidlwinkeldecke werden hier nur die permotriassischen Metasedimente im Liegenden der Glocknerdecke zusammengefasst. Lithologisch entsprechen sie der Seidlwinkeltrias (Seidlwinkelformation) und der Wustkogelserie (Wustkogelformation).

In zwei Gebieten ist die Schöberspitzen-Kalkwandstangen-Einheit mit großer Mächtigkeit vorhanden: im Norden im Gebiet von Hintertux, den Schöberspitzen, im innersten Schmirn- und Wildlahnertal und im Süden im Gebiet um die Kalkwandstange und in der Fortsetzung nach Osten in das Pfitschtal.

5.5.1. Lithologischer Aufbau

Metaarkosen, Quarzite, Serizitschiefer und Schwarzphyllit

Die Abfolge besteht aus weißen und grünlichen Quarziten, manchmal Konglomeraten, vermutlich Porphyroiden und Serizitschiefern (Permoskyth). Im Pfitschtal westlich von Kematen stehen in einem Steinbruch gebänderte lagenweise reichlich Turmalin führende Quarzite und plattig brechende Metaarkosen an. Sie dürften in das Perm zu stellen sein. Gegen Süden bzw. ins Hangende folgen grünliche plattige und gebankte Quarzite, typische Skyth-Metasedimente. Sehr markant ist eine ca. 5 m mächtige und rein weiße Quarzitbank, die Lazulith führt.

Zum Teil dürfte es sich bei den Quarziten und Quarzitschiefern um Keupermetasedimente handeln. Eine solche Zone mit Schollen von weißen und grünlichen Quarziten und Quarzitschiefern (möglicherweise Keupermetasedimente) befindet sich an der Basis der Glocknerdecke im Sattel südlich der Kalkwandstange (nach FRISCH sind sie Teil der Kaserer Serie). Im Hangenden der Schöberspitzentrias finden sich ähnliche Gesteine, die ebenfalls in den Keuper gestellt werden könnten.

Kalkmarmore

Die Kalkmarmore sind grau-weiß gebändert, oft Glimmer führend und gut gebankt. Teilweise kommen Kalkmarmore und Dolomitmarmore in Wechsellagerungen vor. Westlich von Kematen sind sie parallel zu den Schichtflächen, aber zum Teil auch entlang von Klüften, vererzt (Eisenkarbonat).

Dolomit

Die Dolomite sind von grauer, weißer Farbe und wittern teilweise gelb an. Es überwiegen weiße bis hellgraue, massige Dolomitmarmore. Gebankte, plattig-schiefrige Typen, Glimmer führende Dolomite und dolomithältige Serizitschieferlagen kommen ebenfalls vor. Im Dolomit sedimentär eingelagert finden sich Rauhdecken. Die Dolomite weisen oft eine starke spröde-tektonische Überprägung auf, sodass ein feinkörniger, fast kohäsionsloser Dolomitgrus vorliegt.

Rauhdecken

Die Rauhdecken, kalkig-quarzsandige und porige Gesteine, teilweise auch Zelloldomite, sind in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus erhalten. Sie kommen im Anis, aber auch im Keuper vor. Mächtigkeiten von wenigen Metern bis Zehnermetern werden beschrieben.

Strukturgeologie

Die Schöberspitzen-Permotrias zieht in mächtigen Lagen von Osten (von Hintertux) kommend in das Arbeitsgebiet. Zwei Zonen lassen sich kartieren. Eine nördliche, die vom Riepenkopf kommend nach WSW streicht, und eine südliche Zone, die Permotrias der Schöberspitzen. Diese Lagen werden z.B. von LEDOUX (1982) als reliktsche F_1 -Falten (liegende Isoklinalfalten), die von F_3 -Falten (offene bis enge südvergente Falten) überprägt werden, interpretiert. Viele dieser polyphasen Falten sind nur mehr reliktsch vorhanden.

Aus den Profilen und der Karte von LEDOUX (1982) ist der Baustil dieses Gebietes gut erkennbar. Diese mächtige Permotrias streicht ca. NE-SW und taucht im Wildlahnertal ca. gegen E bis SSE (255/16) ab.

Es wäre zu erwarten, dass diese Gesteine in ähnlicher Mächtigkeit im Liegenden der Glocknerdecke mehr oder weniger durchgehend erhalten sind. Dies ist nicht der Fall. Die westlichsten aufgeschlossenen Vorkommen tauchen im Wildlahnertal in einer Antiklinalstruktur gegen WSW ab. Die dazugehörigen Falten können weiter im Westen, an der Gabelung zwischen Schmirn- und Valstal, noch gut beobachtet werden. Der tief liegende Scheitel dieser F_3 -Falte paust sich an die Oberfläche durch. In den Hängen südlich des Schmirntales sind die Aufschlussverhältnisse schlecht. FRISCH (1978) beschreibt aus diesem schlecht aufgeschlossenen Gebiet starke südvergente Verfaltung mit annähernd hangparallelen Achsenebenen.

Im inneren Valstal, in den Steilhängen nördlich des Gasthauses Touristenrast, wurden von FRISCH einige kleine Dolomitmörper im Hangenden der Kaserer Serie kartiert. Weitere Vorkommen solcher Schollen sind aus dem Kammbereich Windbichl und Riepenspitze bekannt.

Südlich des Valstaales sind an der Grenze zwischen Kaserer Serie (Wolfendorndecke) und Glocknerdecke nur vereinzelt und max. einige Meter große Dolomitschollen zu finden. Diese Zone setzt sich vom Valstal nach Süden zum Silleskogel, weiter in das Venntal und über den Kuhberg zum Brennerpass fort. In den Hängen nördlich des Silltales beschreibt FRISCH (1975) Kataklastite und Mylonite an der Grenze Kaserer Serie - Hochstegenmarmor und an der Hangendgrenze der Kaserer Serie zur Glocknerdecke.

Das südlichste Vorkommen dieser Permotrias ist jenes der Kalkwandstange. Westlich der Kalkwandstange wurde diese Permotrias von der Brennerabschiebung abgeschnitten und ist nur in Form kleiner Schollen kartierbar. Östlich zieht diese Permotrias in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern in das Pfitschtal, wo sie ab Kematen weitgehend von quartären Sedimenten bedeckt wird. Erst in einem Steinbruch südlich von Stein im Pfitschtal ist sie wieder aufgeschlossen und an der Basis der Glocknerdecke (mit wenigen Unterbrechungen) bis zur Eisbruggjoch-Gneislamelle vorhanden.

Im Talbereich des Pfitschtales dürfte diese Permotrias in der Greiner Scherzone weitgehend ausgedünnt worden sein. Im Gipfelbereich der Kalkwandstange fallen diese Gesteine mittelsteil gegen Süden ein. Im Talbereich des Pfitschtales stehen sie annähernd senkrecht. Um Tulfer und Afens treten sie in einem Fenster wieder zu Tage.

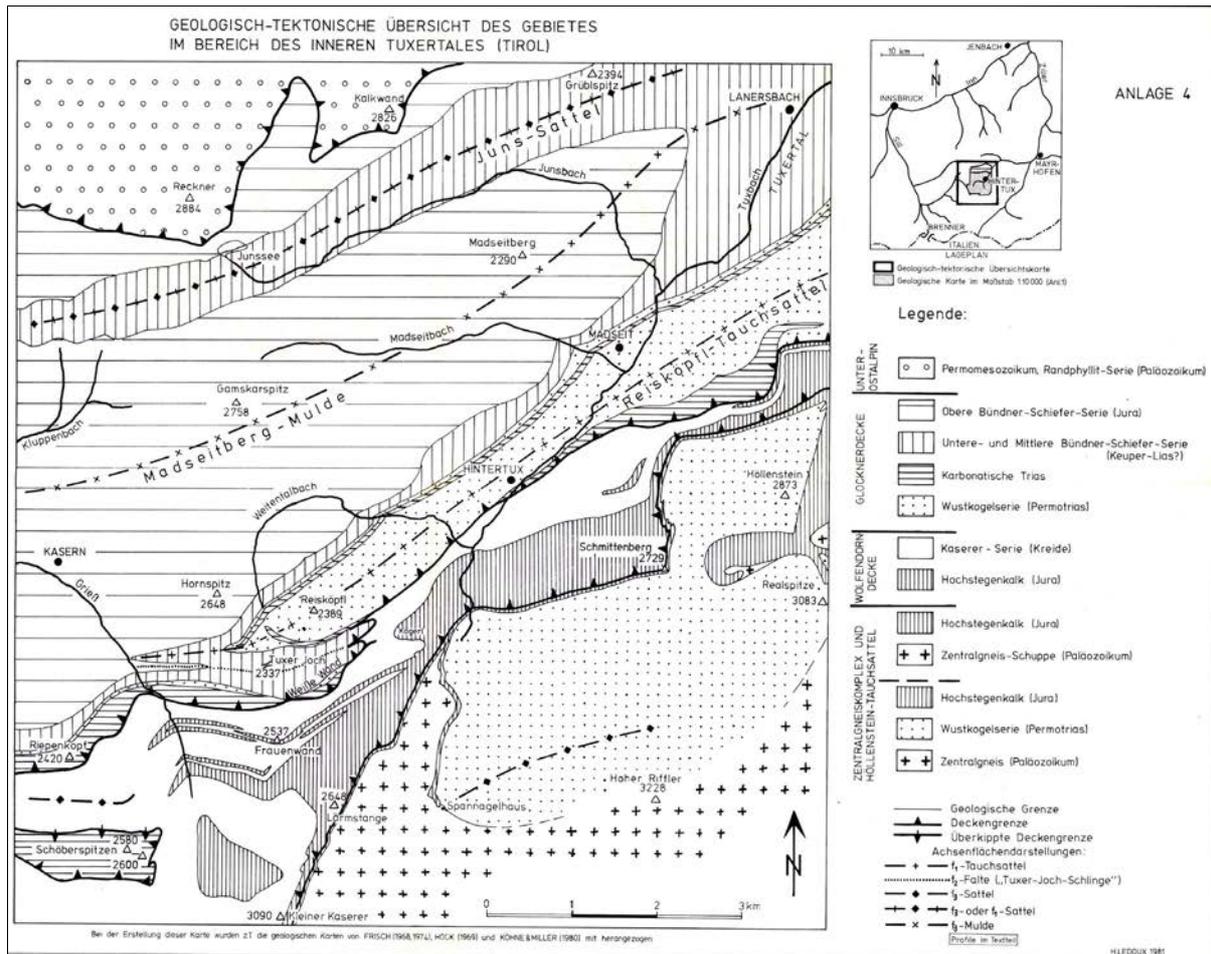


Abb. 16: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des inneren Tuxertales (LEDOUX, 1982, Anl. 4).

5.6. Glocknerdecke

Lithologischer Aufbau

Die Glocknerdecke (Obere Schieferhülle) besteht im Untersuchungsgebiet hauptsächlich aus einer Wechselfolge von Kalkglimmerschiefern, Kalkphylliten, kalkfreien Phylliten und untergeordnet Grünschiefern (Prasiniten). Die Hauptgesteinsarten sind "kalkreiche Bündner Schiefer" und "kalkarme Bündner Schiefer". Eine exakte Abgrenzung dieser beiden Typen ist oft sehr subjektiv. Generell ist festzustellen, dass im nördlichen und westlichen Gebiet, besonders im Navaxtal, die kalkarmen Bündner Schiefer vermehrt auftreten. Die kalkreichen Bündner Schiefer dominieren im Gebiet des Pfitschtales. Besonders südlich des Pfitschtales und am Westrand des Tauernfensters kommen sie gemeinsam mit den Prasiniten vor.

"Kalkreiche Bündner Schiefer"

Die "Kalkreichen Bündner Schiefer" bestehen überwiegend aus Kalkmarmoren, Glimmermarmoren (Kalkglimmerschiefer), tlw. wechsellagernd mit Phylliten und Kalkphylliten. Die Marmore sind oft gebankt. Im südlichen Teil des Arbeitsgebietes (zwischen Vals- und Pfitschtal) wurden lokal Zwischenlagen aus kalkfreien dunklen Granat- und Granat-Biotit-Schiefern beobachtet.

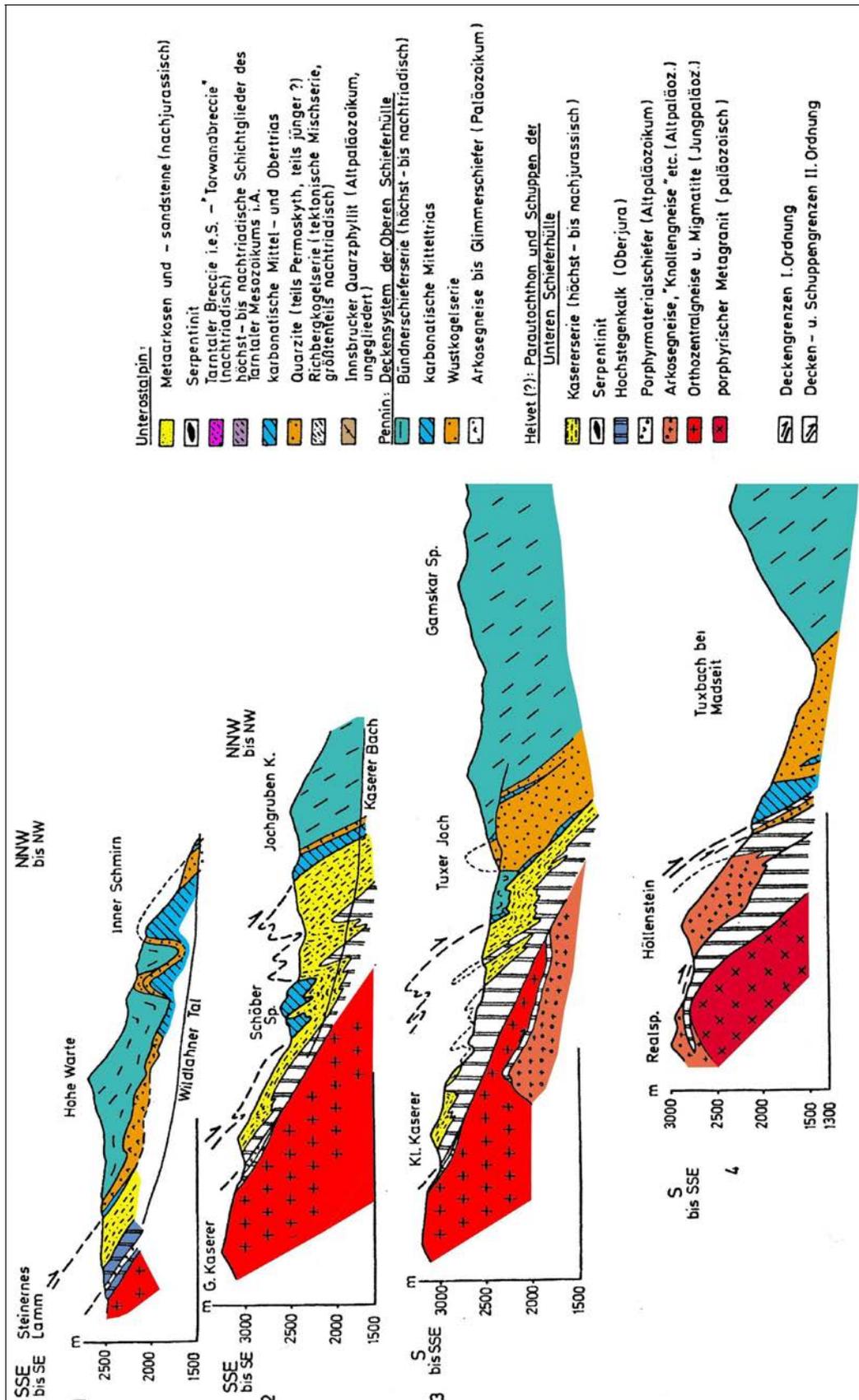


Abb. 17: Profile durch das nördliche Tauernfenster und die angrenzende Innsbrucker Quarzphyllitzone (THIELE, 1976). In dieser Profilsreihe ist die südvergente Verfaltung in der Schöberspitzentrias deutlich erkennbar. Weiters sind die am Höllestein nach N eintauchende Falte ("Höllestein-Tauchfalte") und die unter dem Zentralgneis liegenden Metasedimente zu beachten. Diese trennen den Ahornkern vom Tuxer Kern ("Schönachmulde").

"Kalkarme Bündner Schiefer"

Als "Kalkarme Bündner Schiefer" wurde eine Abfolge zusammengefasst, die hauptsächlich aus Kalkphylliten besteht. Allgemein ist in diesen Gesteinen der Anteil an Quarz und Glimmern höher als in den "Kalkreichen Bündner Schiefen". Kalkfreie und wenig Karbonat führende Schwarzphyllite, Karbonatquarzite, Granat führende quarzitisches Schiefer und Phyllite (untergeordnet Granat-Biotit-Glimmerschiefer) nehmen einen deutlich höheren Anteil ein als in den "Kalkreichen Bündner Schiefen".

Schwarzphyllite

Die Schwarzphyllite sind wenig feste, dünnschiefrige, graue bis schwarze, fast immer kalkfreie Phyllite bis Glimmerschiefer. Je nach Höhe der Metamorphosetemperatur führen sie manchmal auch Granat und Biotit. Die Mächtigkeit dieser Lagen liegt zwischen wenigen Zentimetern und Zehnermetern.

Metabasalt in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies

Metabasalt in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies (Grünschiefer, Prasinit, Chloritschiefer, Amphibolit) kommt im nördlichen Abschnitt nur untergeordnet vor. Es treten nur vereinzelte Dezimeter bis mehrere Meter dicke Lagen von Chloritschiefern und Prasiniten auf. Mächtige Prasinite (gelbgrüne Albit, Epidot, Chlorit führende Schiefer) wurden im Nordabschnitt nur südlich von Nösslach und Gries kartiert. Die Prasinite sind im Allgemeinen feste, gut geschieferte und plattig brechende Gesteine. Teilweise führen sie Karbonat und weisen eine Bänderung auf.

Der regionale Aufbau der Glocknerdecke

Der nördlichste und tektonisch höchste Teil der Oberen Schieferhülle ist durch das häufige Auftreten von kalkfreien Sericitphylliten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten charakterisiert (im Bereich des Navistales). Weiters kommen hier auch Quarz führende Marmore und turbiditische Abfolgen vor. Diese turbiditischen Abfolgen bestehen aus bis zu einigen Dezimeter dicken gradierten Kalksandsteinbänken, die mit wenigen Zentimeter dicken Phyllitlagen wechsellagern. Der nördliche Teil der Schieferhülle ist jener Abschnitt, der als Nordrahmenzone oder Matreier Zone beschrieben wird.

Der Kammbereich südlich des Navistales wird hauptsächlich von Glimmermarmoren und Kalkglimmerschiefern mit häufig auftretenden dünnen Zwischenlagen aus Schwarzphylliten aufgebaut. Der westliche Teil des Kamms (Schröfelkogel) wird von Kalk- und Schwarzphylliten dominiert, in denen noch Schollen aus Dolomit, Kalk, Quarzphyllit und Eisendolomit eingelagert sind. Östlich davon (Richtung Schafseitenspitze) schließen kalkarme und kalkreiche Bündner Schiefer (Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmore, ...) an.

In den Nordhängen des Schmirntales dominieren in den niedrigst gelegenen Aufschlüssen kalkarme Bündner Schiefer in rhythmischem Wechsel mit kalkig-quarzitisches und kalkfreien phyllitischen Lagen (Schwarzphylliten). Darüber folgen nach FRISCH (1978) kalkreiche Bündner Schiefer, die millimeterdünne, kalkfreie Schwarzphyllitlagen in cm-Abständen eingeschaltet haben (z.B. Tolderer Stauden). Diese werden von quarzreichen Gesteinen, wie Quarzmarmoren und Karbonatquarziten überlagert. Mehr oder weniger deutlich schalten sich auch hier wieder dezimetermächtige kalkfreie Schwarzschieferlagen dazwischen. Diese Schichten, deren Untergrenze sehr schwer zu fassen ist, ziehen vom Tolderer Schrofen gegen Westen Richtung St. Jodok.

Eine mächtigere meist kalkfreie phyllitreiche Lage zieht südlich des Padastertales vom Hochgeneinerjoch zum Sumpfkopf, südlich des Reißenschuhgipfels vorbei und schließlich in den Kamm südlich des Tolderer Schrofens. Einige Horizonte dieser Schwarzphyllite enthalten reichlich millimeterdünne Quarzithorizonte. Diese phyllitreichen Zonen sind sehr instabil und neigen zu Massenbewegungen. So ist ein großer Bereich östlich des Reißenschuhgipfels, mehr oder weniger im Verband, abgerutscht. Der Kammbereich nördlich des Reißenschuhes wird von kalkreichen Bündner Schiefen aufgebaut. Die hangenden Teile dieser mächtigen Lage streichen in die Südhänge des Navistales. Auch in den kalkreichen Bündner Schiefen kommen immer wieder dünne kalkfreie Schwarzphyllitlagen vor.

FRISCH (1978) interpretierte diese Gesteine aufgrund dieser Wechsellagerungen und die mehrfach beobachteten gradierten Schichtungen als Flysche. Karbonat ist oft an der Basis und Quarz im Hangenden der Lagen angereichert. Die Quarz-Karbonatlagen sind demnach möglicherweise turbiditischer Entstehung. Ein Teil der Schwarzschiefer oder die ganzen Lagen dürften hemipelagische

Sedimente darstellen. Gute Flyschabfolgen beschreibt FRISCH (1978) aus den Nordabhängen des Padauner Kogels.

Das Gebiet zwischen Vals- und Schmirntal: Die Kammbereiche und die Abhänge zum Valstal bestehen überwiegend aus den kalkreichen Bündner Schiefern (Kalkglimmerschiefer, Kalkschiefer, Kalkmarmore). Schwarzphyllite und Chlorit führende Phyllite sind im Gebiet Gammerspitze - Ulten Spitze weit verbreitet. Sie erreichen mehrere Zehnermeter Mächtigkeit und teilen sich im Westen, in den Felswänden des äußeren Valstaales, in mehrere Lagen auf. Verursacht wird dieses scheinbare Aufsplittern durch Falten, deren Achsen annähernd parallel zu den Hängen streichen. In den tieferen Teilen der nördlichen Abhänge zum Schmirntal dominieren die Kalkphyllite.

Im Valstal besteht der basale Teil dieser Serie aus einer ca. 100 m mächtigen Schwarzphyllitlage, die im Hangenden Kalkschiefer und Chlorit führende Phyllite aufweist. Unter dieser Schwarzphyllitlage verläuft die tektonische Grenze zur Kaserer Serie. An dieser Grenze treten, im Valstal nur sehr vereinzelt, triassische Dolomite- und Kalkschollen auf. Südlich des Valstaales setzt sich diese Serie in gleicher Ausbildung fort. Kalkreiche Bündner Schiefer stehen östlich des Roßgrubenkofels an. Unterlagert werden sie von Schwarz- und Chloritphylliten, überlagert von Schiefern und Arkosen der Kaserer Serie, die hier eingefaltet oder eingeschuppt ist. Am Padauner Berg stehen hauptsächlich kalkarme Bündner Schiefer an. Am Kuhberg (südlich des Venntales) besteht die Obere Schieferhülle aus kalkreichen Bündner Schiefern.

Für den Südtiroler Anteil des Arbeitsgebietes stehen die Kartierungen von FENTI und FRIZ (1973), von DAL PIAZ et al. (2001) und der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung. Von FENTI und FRIZ bzw. von DAL PIAZ et al. wurden drei Serien ausgeschieden. Die Hauptmasse bildet eine Serie bestehend aus Kalkschiefern, Kalkphylliten und Quarzmarmoren. In dieser liegen Serien aus Sericitphylliten und Glimmerschiefern sowie Grüngesteinszüge (Amphibolite und Prasinite). Im hangendsten Abschnitt liegen Reste von unterostalpinen Sedimenten (Weisspitze - Pta. Bianca). Es sind dies hauptsächlich Kalkmarmore, Dolomite, Rauhwacken und Quarzite. Daneben kommen noch Chloritphyllite und bunte Phyllite vor, die wahrscheinlich Unter- bis Mitteltrias darstellen.

Strukturgeologie

Die Gesteine des Tauernfensters zeichnen sich durch vielfache Wechsellagerungen von kalkreichen, kalkärmeren und kalkfreien Phylliten aus. Grüngesteine sind in unserem Arbeitsgebiet sehr selten anzutreffen. Diese scheinbaren Wechsellagerungen dürften oft durch große liegende Isoklinalfalten (S_2) und die dadurch erzeugten Schichtwiederholungen verursacht worden sein. Die Achsenebenen dieser Falten liegen parallel zur Hauptschieferung (S_2). Solche Isoklinalfalten konnten im Kleinbereich wiederholt beobachtet werden. Aus dem Kartenbild ergeben sich Hinweise auf das Vorhandensein solcher Falten im Kilometermaßstab. Die Isoklinalfalten wurden nachträglich von meist südvergente enge und offene Falten (F_3 -Falten) überprägt.

Die Serien fallen N des Schmirntales (bis südlich der Nordrahmenzone) sehr gleichmäßig nach N bis NW ein. Im Schmirntal und knapp südlich davon ist eine Zone intensiver Faltung zu beobachten. Die Zone ist die Fortsetzung der Faltenstrukturen von den Schöberspitzen gegen Westen.

Ein Isoklinalfaltenkern dürfte im Kammbereich Gammerspitze - Ottenspitze vorliegen. Hier besteht der vermutete Isoklinalfaltenkern vor allem aus Schwarzphylliten und Chloritphylliten. Markiert werden diese Strukturen zusätzlich von Triaskarbonatschollen aus der Basis der Glocknerdecke.

In den großen Tälern (Schmirntal, Valstal, Venntal, Padastertal) werden Störungen vermutet, die aber den großen Zusammenhang der Serien nicht übermäßig stören. Im Schmirntal zieht eine solche Störungszone ausgehend von der Schöberspitzentrias gegen W bis WSW. Auffallend ist, dass die Permotrias an der Basis der Glocknerdecke (z.B. Schöberspitzentrias, Kalkwandstange) ihre größten Mächtigkeiten in \pm W-E-streichenden Strukturen aufweist.

5.7. Nordrahmenzone (Matreier Zone)

Es ist dies eine Mischserie aus unterostalpinen und penninischen Gesteinen, die an der Grenze des Penninikums zu den großen ostalpinen Decken auftritt. Diese Zone repräsentiert eine tektonische Melangezone (vor allem Bündner Schiefer mit Turbiditen und tektonischen Schollen).

Im Arbeitsgebiet nimmt die Nordrahmenzone bzw. Matreier Zone einen relativ breiten Bereich des Navistales ein. An der Westgrenze des Tauernfensters treten Schollen aus der Nordrahmenzone nur untergeordnet auf. Durch die Brennerabschiebung wurde die Matreier Zone in ihrer Mächtigkeit stark reduziert. Vorkommen solcher Schollen finden sich in der Umgebung von Gries/Brenner, am Padauner Berg (Dolomite, Kalkmarmore, bunte Keuperphyllite) und in den Felswänden westlich des Brennerpasses.

Die Metasedimente südlich von Steinach, die direkt an der Basis des Ötztalkristallins liegen, werden zum Tarntaler Mesozoikum gestellt. Die größten Vorkommen sind entlang der Grenze zum Kristallin (Ötztal-Stubaikristallin, Steinacher Decke) südlich von Steinach und südlich des Brennerpasses aufgeschlossen. NE von Sterzing (bei Schmuders und Braunhof) liegen unter dem Ötztalkristallin ebenfalls typische Metasedimente des Tarntaler Mesozoikums: Quarzite, Rauhwacken, Kalk- und Dolomitmarmore, Serpentinite und Ophikalzite.

Lithologischer Aufbau

Gekennzeichnet ist diese Zone durch einen wechselhaften lithologischen Aufbau. Die Hauptmasse bilden Kalkphyllite - graue bis schwarze, gut geschieferte Gesteine - mit variablem Anteil von Glimmer und Quarz. Quarzmarmore kommen in den Hängen südlich von Navis vor. Ein weiteres Kennzeichen dieser Zone ist das gehäufte Auftreten von kalkfreien grauen bis schwarzen Phylliten (Schwarzphylliten). Kalkglimmerschiefer, wie sie für die Glocknerdecke (in engerem Sinne) typisch sind, kommen in der Nordrahmenzone nur untergeordnet vor. Sie treten erst in den Kambereichen südlich des Navistales verbreitet in Erscheinung.

Vereinzelt wurden dünne (meist nur im Dezimeterbereich) Lagen von Chloritschiefern und Prasiniten kartiert. Oft sind auch nur die Kalkphyllite Chlorit führend. Einige solcher Lagen wurden in den Hängen südlich des Navistales beobachtet. Nördlich des Navistales beschränken sich diese Gesteine auf kleinere Vorkommen am Weg zur Seapnalm.

Schollen in der Matreier Zone (Nordrahmenzone)

Das Charakteristikum dieser Zone sind die zahlreichen Schollen unterostalpiner Gesteine. Es finden sich Kalkmarmore, Dolomite, Quarzite und Konglomerate, bunte Phyllite, vereinzelt Rauhwacken, Eisendolomite, Quarzphyllite und Schollen mit zusammenhängenden Schichtfolgen.

Das größte Vorkommen liegt östlich von Navis, im Bereich Gallenschrofen - Weirichegg, eine ca. 1,5 km lange und 300 m breite Scholle aus Permotriassgesteinen. Der Gallenschrofen zeigt einen Schichtaufbau beginnend mit Quarziten, bunten Sericitschiefern und Konglomeraten (Permoskyth), darüber folgen Kalke (Mitteltrias; Reiflinger Kalk, Bänderkalkmarmor, Dolomit), schwarze Schiefer und Sandsteine (Karn) und Dolomit (Obertrias).

Eine weitere Zone solcher Schollen aus Quarzit und Dolomit tritt östlich der Weirichalm auf. Zwischen diesen beiden Zonen dominieren bunte (graue, grünliche und violette) Phyllite, welche vermutlich in die Untertrias zu stellen sind. Keuper kann aber für diese auch nicht definitiv ausgeschlossen werden. Untertriassisches Alter scheint jedoch wahrscheinlicher, da diese Phyllite immer gemeinsam bzw. in der Nähe der Skythquarzite auftreten. Weitere Vorkommen solcher Phyllite wurden im Klammachtal, südlich Grüner Mühl und NW von Navis bei Schranzer kartiert.

In den Hängen nördlich des Navistales sind bei Gänsetratter und am Sonnseitenberg größere Kalk- und Dolomitschollen aufgeschlossen. Sie erreichen eine Länge von bis zu ca. 600 m und Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern. Südlich des Navistales wurden wenige (nur einige Zehnermeter große) Schollen aus Kalk und Dolomit kartiert. Eine ca. 150-200 m lange Quarzitscholle ist bei Tienzens in die Kalkphyllite eingelagert.

Die südlichsten Vorkommen solcher Schollen liegen am Kamm SW und W des Schröflkogels (Dolomit), im Kar nördlich davon (Kalkmarmor, Eisendolomit und Quarzphyllit) und westlich der Spörralm (Rauhwacke). Diese Vorkommen sind möglicherweise an ca. W-E-streichenden Störungen eingeschuppt.

Die nächst südlichen Vorkommen solcher Schollen befinden sich im Gebiet um Grieß/Brenner. Im unteren Abschnitt des Schlierbachgrabens wurden Quarzite und bunte Phyllite, wenige hundert Meter nördlich davon auch Kalk- und Dolomitmarmore, kartiert. Die größten Vorkommen solcher Quarzite, Kalkmarmore und Phyllite, untergeordnet auch von Quarzphylliten (? Innsbrucker Quarzphyllit), sind am Padauner Kogel und dessen Westhängen aufgeschlossen. Die bunten Phyllite (? Untertrias) nehmen eine relativ große Fläche ein, da sie annähernd hangparallel einfallen.

Weitere Schollen dieser Gesteine kommen im Ortsgebiet von Grieß/Brenner, südlich von Grieß/Brenner, in den Felswänden westlich des Silltales und in der Fortsetzung zur Sattelbergalm vor. Von FENTI & FRIZ (1973) wurden in den Bündner Schiefern Quarzit- und Marmorzüge bis Gossensaß kartiert. Diese dürften ebenfalls der Matreier Zone zuzuordnen sein. Die Matreier Zone ist daher mehr oder weniger durchgehend vom Nordrand des Tauernfensters (Nordrahmenzone) bis Sterzing kartierbar.

Die Permotriaskvorkommen der Weißspitze (Pta. Bianca) werden von FENTI & FRIZ (1971-72) zum Penninikum gestellt. Daher wären sie nach dieser Interpretation als Matreier Zone im engeren Sinne zu sehen. In der Karte wurden die Metasedimente der Weißspitze als Äquivalente des Tarntaler Mesozoikums definiert.

Strukturen

Regional taucht das Tauernfenster nach N bzw. nach NW unter die Innsbrucker Quarzphyllitzone ab. Im Bereich des Navistales ist dieses primäre Abtauchen der Serien nur lokal erhalten. Die Serien stehen überwiegend sehr steil. In den Hängen südlich des Navistales fallen sie verbreitet nach Süden ein. Diese steilstehende bzw. südfallende Struktur kann in den Kämmen zwischen den Karen mehrfach eindeutig beobachtet werden. Lokal ist dieses Südfallen auf Massenbewegungen (toppling) zurückzuführen bzw. wurde es dadurch verstärkt. Am Hauptkamm südlich des Navistales herrscht durchwegs mittelsteiles Nord- bis Nordwestfallen. In einer Höhe von ca. 2000 m wird das Einfallen innerhalb kurzer Distanz zunehmend steiler und geht zuerst in steiles und dann in mittelsteiles Südfallen über. Aufgrund dieser Beobachtungen wird auf eine komplexe, mehrphasig entstandene Struktur geschlossen.

Auffallend ist, dass in dieser Zone (im Navistalbereich) keine Tarntaler Breccien und Serpentinite aufgeschlossen sind. Die Serpentinite bei Matrei haben als Teile des Tarntaler Mesozoikums eine tektonisch höhere Position. Kleinere Serpentin- und Breccienvorkommen konnten erst wieder weiter östlich im Kluppenbachtal (Innerschmirn) beobachtet werden. Die Schuppenzone konnte am Westrand des Tauernfensters bis Sterzing kartiert werden.

Literatur

- BEHRMANN, J. (1978): Petrographisch-gefügekundliche und tektonische Studien an Gesteinen des Penninikum und Unterostalpins um Gries am Brenner (Tirol, Österreich). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Erlangen, p. 167.
- BEHRMANN, J.H. (1988): Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. - *Geodynamica Acta* (Paris), 2/2, 63-73.
- BEHRMANN, J.H. & FRISCH, W. (1986): Alpine linksseitige Scherung zwischen den Tuxer und Zillertaler Zentralgneisen im Tauerfenster. - TSK 1986, Tübingen, p. 49.
- BEHRMANN, J.H. & FRISCH, W. (1988): Sinistral ductile shearing associated with metamorphic decompression in the Tauern Window, Eastern Alps. - *Geol. Rundsch.*
- BEHRMANN, J.H. & FRISCH, W. (1990): Sinistral Ductile Shearing Associated with Metamorphic Decompression in the Tauern Window, Eastern Alps. - *Jb. Geol. B.-A. Wien*, 133/2, 135-146.
- BEHRMANN, J.H. & RATSCHBACHER, L. (1989): Archimedes revisited: a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. - *Terra Nova*, 1, 242-252.
- BEHRMANN, J.H. & WALLIS, S.R. (1987): Hangendverschuppung des Tauernfenster-Südrandes bei Kals (Osttirol) als Zeuge von eo-alpinem Underplating. - *Jb. Geol. B.-A. Wien*, 130/2, 133-138.
- DAL PIAZ, G.V. (2001): Brenner Basistunnel, Bericht 2001. - Unpubl. Bericht, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FENTI, V. & FRIZ, L. (1973): Il progetto de la galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano). I. Ricerche geostrutturali sulla regione del Brennero. - *Mem. Mus. Trid. Sc. Nat.*, 20/1, 1-59, Trento.

- FRANK, W. (1969): Zur Geologie der Glocknergruppe. - Wiss. Alpenvereinshefte, 21, 95-111, München.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). - Der Aufschluß, Heidelberg, Sonderheft 15, 30-58.
- FRISCH, W. (1973/74): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner - Gerlospaß). - Mitt. österr. geol. Ges., 66-67, 9-20.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). - Verh. Geol. B.-A. Wien, 2-3, 201-221.
- FRISCH, W. (1975): Hochstegen-Fazies und Grestner-Fazies - ein Vergleich des Jura. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 82-90.
- FRISCH, W. (1975): Bericht 1974 geologische Aufnahme (Mesozoikum), Brenner. - Verh. Geol. B.-A. Wien, A 92-A 94.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. - Geol. Rundsch., 65, 375-393.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 675-696.
- FRISCH, W. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 148, Brenner. - Verh. Geol. B.-A. Wien, 3, 130- A1331.
- FRISCH, W. (1978): Gradierte Serien am Tauernwestende. - Arb. Zentralanst. Meteorol. u. Geodyn., Geologischer Tiefbau der Ostalpen, 230, 23-24.
- FRISCH, W. (1978): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 148, Brenner. - Verh. Geol. B.-A. Wien, 3, A 119- A 120.
- FRISCH, W. (1979): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 148, Brenner. - Verh. Geol. B.-A. Wien, 2-3, A 131- A 133.
- FRISCH, W., VAVRA, G. & WINKLER, M. (1993): Evolution of the Penninic Basement of the Eastern Alps. - In: J.F. RAUMER & F. NEUBAUER: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, Springer Berlin - Heidelberg.
- HÖCK, V., KOLLER, F. & SEEMANN, R. (1994): Geologischer Werdegang der Hohen Tauern vom Ozean zum Hochgebirge. - Mineral und Erz in den Hohen Tauern, Naturhist. Mus., Wien.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D.D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen in den westlichen Zillertaler Alpen. - Geol. Rundsch., 65/2, 436-456.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 129, 51-67.
- LEDOUX, H. (1982): Die Geologie des inneren Tuxertales (Tirol, Österreich). - Unveröff. Diss. Univ. Münster, pp. 224.
- MILLER, Ch., SATIR, M. & FRANK, W. (1980): High-pressure metamorphism in the Tauern window. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 89-97, Wien.
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. - Verh. Geol. B.-A. Wien, 2, 230-244.
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). - Geol. Rundsch., 65/2, 410-421.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. - In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. - Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 300-314.
- TOLLMANN, A. (1962a): Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. - Geol. Rundschau, 52, 226-237, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1, Die Zentralalpen. - 766 p., 200 Abb., 25. Tab., Wien, Deuticke.

Anschrift der Verfasser

Dr. Manfred ROCKENSCHAUB¹ und Dr. Axel NOWOTNY²: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

¹ Tel.: (01) 7125674 / 212. Email: rocman@cc.geolba.ac.at.

² Tel.: (01) 7125674 / 236. Email: nowaxe@cc.geolba.ac.at.

Mag. Bernd KOLENPRAT: Bundesministerium f. Wirtschaft & Arbeit, Sektion III - Arbeitsrecht & Arbeitsinspektion, Abt. 1 - Berg- & Bauwesen, Administration, Favoritenstraße 7, 1040 Wien.

Tel.: (01) 71100 / 2188; Fax: (01) - 71100 / 2423. Email: Bernd.Kolenprat@bmwa.gv.at.

Die Kinematik der Olperer-Scherzone und ihre Beziehung zur Brenner-Abschiebung im westlichen Tauernfenster

M. EBNER, K. DECKER & B. GASEMANN

In der vorliegenden Arbeit werden neue strukturelle Daten der duktilen bis spröden Deformation im hinteren Valser Tal (Geraer Hütte) und der Zeisch-Alm östlich des Brennerpasses präsentiert. Die strukturgeologischen Geländedaten wurden für eine kinematische Analyse der duktilen und spröden Deformation der Gesteine verwendet.

Die untersuchten Serien gehören zu den alpin-metamorphen Einheiten des penninischen Tauernfensters. Das Arbeitsgebiet befindet sich hauptsächlich im Tuxer Kern der Zentralgneise, die das kristalline Basement der penninischen Einheiten darstellen. Diese variszisch intrudierten granitoiden Gesteine besitzen Alterswerte zwischen 370 und 280 Ma (EICHHORN et al., 2000).

Über dem Zentralgneis folgt die (par-)autochthone Schieferhülle mit einer von der Trias bis in den oberen Jura reichenden karbonatreichen Serie mit dem Hochstegenmarmor und der unterkretazischen Kaserer Serie. Das während der alpinen Orogenese von den ostalpinen Einheiten überschobene Penninikum wurde während der eoalpinen Phase bis in eine Tiefe von 60-70 km subduziert (FRANK et al., 1987) und von einer Hochdruckmetamorphose überprägt. Darauf folgte im Eozän eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle Überprägung (4-6 kbar, 400-550°C), wobei im zentralen Teil die höchsten Metamorphosebedingungen erreicht wurden. Durch eine weitere N-S-Einengung im Oligozän/Miozän kommt es zu einer lateralen Extrusion der zentralen Ostalpen (SELVERSTONE, 1988; RATSCHBACHER et al., 1991) und in der Folge zur Exhumation des Tauernfensters (BEHRMAN & FRISCH, 1990; FÜGENSCHUH et al., 1997; LAMMERER & WEGER, 1998).

Die Olperer-Scherzone bildet eine 100-200 m breite Zone im Zentralgneis, die NE-SW-streichend vom Olperer (3470 m) im Osten bis zum Brennerpass im Westen zu verfolgen ist. Die Scherzone verschwindet im Osten unter dem Hintertuxer Gletscher, sie findet aber in der Salzach-Riffler Scherzone (LAMMERER & WEGER, 1998) ihre Fortsetzung. Im Westen dürfte die Fortsetzung der Scherzone durch die Brenner-Abschiebung abgeschnitten sein.

Die duktil bis spröde Scherzone ist gekennzeichnet durch mehrere parallel streichende Bereiche mit sehr steil stehender mylonitischer Schieferung und deutlichem Streckungslinear, das flach nach SW-W einfällt. Die Deformation beginnt unter eindeutig duktilen Bedingungen (dynamische Rekristallisation von Feldspat) und wird, bedingt durch die Exhumation des Tauernfensters, von immer kühleren Strukturen überprägt. Die Ränder der Scherzone zeichnen sich durch flach liegende Schieferungsflächen aus, die zum Zentrum hin immer steiler einfallen und stärker mylonitisiert sind. In den äußeren Bereichen zeigen kinematische Indikatoren wie SC-Gefüge, Scherbänder und Flanking Folds (PASSCHIER, 2001; GASEMANN et al., 2003) eine flache, Top nach SW bis W gerichtete Abschiebung an. Im zentralen Bereich der Scherzone hingegen zeigen die erwähnten Indikatoren aufgrund der synkinematischen südvergenten Verfallung mit Faltenachsen parallel zum Streckungslinear einen entgegengesetzten Schersinn an.

Die spröde Deformation bildet einzelne diskrete Flächen, die aufgrund von Quarz- oder Chloritfasern eine sinistrale Bewegung anzeigen. Diese Flächen finden sich sowohl im Scherzonenbereich, wo sie die steilstehende mylonitische Foliation reaktivieren, als auch parallel dazu in eher massigen Bereichen des Zentralgneises, wo sie in einem hohen Winkel zur mylonitischen Foliation stehen. Nur in wenigen Bereichen bilden sich bis zu einem Meter breite Kataklasit- und Kakiritzonen, die aber im Streichen nicht sehr weit zu verfolgen sind. Diese sinistralen NE-SW-streichenden Flächen werden von jüngeren, N-S-streichenden Flächen versetzt. Die jungen Flächen sind steil nach Osten und Westen einfallend und bilden ein Set konjugierter Abschiebungen, was ebenfalls eine E-W-Extension andeutet.

Die Deformation der Oplerer-Scherzone kann trotz der unterschiedlichen Schersinnindikatoren als einphasiges Ereignis dargestellt werden, das im Zusammenhang mit der oligo-miozänen Exhumation des Tauernfensters steht. Die Scherzone besitzt dieselbe Kinematik wie die Brenner-Abschiebung, stellt jedoch ein tieferes Stockwerk in der Footwall der Brenner-Abschiebung dar. Das von MANCKTELOW & PAVLIS (1994) für die Simplon-Störung in den schweizer Alpen vorgeschlagene Modell einer N-S-Verkürzung bei gleichzeitiger E-W-Extension scheint sich auch für das westliche Tauernfenster zu bestätigen. Durch eine Einengung der Scherzone während der Exhumation wird die mylonitische Schieferung steilgestellt und dadurch die ursprünglich abschiebende Kinematik in eine scheinbare Seitenverschiebung rotiert. Erst die spröde Deformation entlang der Scherzone besitzt eine eindeutig sinistrale Kinematik, wie sie bereits von einigen Autoren (BEHRMANN & FRISCH, 1990; LAMMERER & WEGER, 1998) für das westliche Tauernfenster postuliert wurde.

Literatur

- BEHRMANN, J.H. & FRISCH, W. (1990): Sinistral ductile shearing associated with metamorphic decompression in the Tauern Window, Eastern Alps. - *Jb. der Geol. B.-A.*, 133, 135-146.
- EICHHORN, R.L., HÖLL, G., FINGER, R., SCHERMAIER, F. & KENNEDY, A. (2000): Multistage Variscan magmatism in the central Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data. - *Contrib. Mineral Petrol.* 139, 418-435.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, C. (1987): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. - *Geodynamics of the Eastern Alps*, H.W.F. FLÜGEL, P. Vienna, 34-54, Franz Deuticke.
- FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N.S. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. - *Terra Nova*, 9 (5-6), 213-217.
- GRASEMANN, B., STUEWE, K. & VANNAY, J.-C. (2003): Sense and non-sense of shear in flanking structures. - *Journal of Structural Geology*, 25, 19-34.
- LAMMERER, B. & WEGER, M. (1998): Footwall Uplift in an Orogenic Wedge - The Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. - *Tectonophysics*, 285 (3-4), 213-230.
- MANCKTELOW, N.S. & PAVLIS, T.L. (1994): Fold-fault relationships in low-angle detachment systems. - *Tectonics*, 13, 668-685.
- PASSCHIER, C.W. (2001): Flanking structures. - *Journal of Structural Geology*, 23, 951-962.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. - *Tectonics*, 10 (2), 245-256.
- SELVERSTONE, J. (1988): Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. - *Tectonics*, 7 (1), 87-105.

Marcus EBNER¹, Dr. Kurt DECKER², Prof. Bernhard GRASEMANN: Institut für geologische Wissenschaften, Universität Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien.

¹Email: a9900829@unet.univie.ac.at.

²Email: kurt.decker@univie.ac.at

Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin

M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT & A. NOWOTNY

A.	Allgemeiner Überblick	41
B.	Innsbrucker Quarzphyllitkomplex	46
B.1.	Lithologischer Aufbau	46
B.1.1.	Quarzphyllit	47
B.1.2.	Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer (diaphthoritisch)	47
B.1.3.	Quarzitisch-gneisige Lagen im Innsbrucker Quarzphyllit	47
B.1.4.	Graphitphyllit	47
B.1.5.	Gneis, wechsellagernd mit Glimmerschiefer und Quarzit	48
B.1.6.	Porphyroid	48
B.1.7.	Grünschiefer, Chloritschiefer und Amphibolit, (Metabasite)	48
B.1.8.	Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Eisendolomit (Ankerit)	49
B.2.	Strukturgeologie	49
C.	Tarntaler Mesozoikum	51
C.1.	Lithologischer Aufbau	51
C.1.1.	Quarzit, Quarzkonglomerat	51
C.1.2.	Rauhwacke	51
C.1.3.	Kalkmarmor	51
C.1.4.	Hauptdolomit	53
C.1.5.	Tonschiefer, Silt- bis Sandstein	53
C.1.6.	Breccie ("Tarntaler Breccie")	53
C.1.7.	Kieselkalk, Kalkschiefer	53
C.1.8.	Radiolarit	53
C.1.9.	Serpentinit/Ophikalzit	54
C.2.	Strukturgeologie	54
D.	Patscherkofel-Kristallin	55
D.1.	Lithologischer Aufbau	55
D.1.1.	Glimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer	55
D.1.2.	Paragneis und Quarzit teilweise mit Glimmerschieferlagen	55
D.1.3.	Amphibolit	56
D.2.	Strukturgeologie	56
	Literatur	57

A. Allgemeiner Überblick

Nördlich des Tauernfensters (zwischen dem Inntal und dem Navistal) und westlich des Tauernfensters an der Brennerlinie (zwischen Mühlen und Sterzing) treten im tektonisch Hangenden des Tauernfensters (bzw. auch mit den hangendsten Anteilen des Tauernfensters verschuppt) verschiedene ostalpine Einheiten auf.

Vier tektonische Haupteinheiten können hier unterschieden werden:

- Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex
- Das unterostalpin-penninische Tarntaler Mesozoikum
- Das Patscherkofelkristallin, welches im Norden dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex tektonisch auflagert.
- Das Ötztal-Stubaikristallin mit Brennermesozoikum und der Steinacher Decke im Hangenden der Brennerabschiebung.

Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex wird traditionell als primäre Basis des Tarntaler Permomesozoikums betrachtet. Aufgrund der unterschiedlichen Metamorphosegeschichten dieser beiden Einheiten kann diese Vorstellung nicht mehr aufrecht erhalten werden. Das Tarntaler Mesozoikum wurde erst nach dessen blauschieferfazieller Metamorphose auf den Quarzphyllitkomplex überschoben. Im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex kann keine druckbetonte Metamorphose nachgewiesen werden. Zudem weist er durchgehend eine permische Metamorphose auf (KOLENPRAT, B. et al., 1999; ROCKENSCHAUB, M. et al., 1999), auch im Liegenden des Tarntaler Mesozoikums. Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex dürfte in seiner tektonischen Position der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone entsprechen. Auch für diese ist die permische Überprägung charakteristisch.

Die Hauptmasse des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes sind altpaläozoische Metapelite bis Metapsammite. In dieser Abfolge sind Lagen von Metakarbonaten sowie saure und basische Orthogesteine eingeschaltet. Aufgrund dieser Einschaltungen führten HADITSCH & MOSTLER (1982, 1983) bzw. MOSTLER (1982) eine Seriengliederung der Innsbrucker Quarzphyllitzone durch. Diese stratigraphische Einstufung beruht auf lithostratigraphischen Vergleichen mit anderen ostalpinen Einheiten bzw. auf Mikrofossilfunden in Metakarbonaten der Innsbrucker Quarzphyllitzone.

Den stratigraphisch tiefsten Anteil stellt nach HADITSCH & MOSTLER (1982, 1983) die sogenannte Quarzphyllit-Grünschieferserie dar. Sie setzt sich aus Quarzphylliten zusammen, in welche Grünschiefer (Prasinite) eingeschaltet sind. In dieser Serie treten Augengneise auf, die von MOSTLER et al. als ordovicische Porphyroide gedeutet wurden. Darüber folgt eine silurische Karbonat-Serizitphyllitserie. Charakteristisch für diese Serie sind Serizitphyllite, Chlorit-Serizitphyllite und Quarzphyllite, in denen Einschaltungen von Kalk- und Dolomitmarmoren auftreten. Für die stratigraphisch höchste Serie, die Schwarzphyllit-Karbonatserie, belegen Conodontenfunde (von HÖLL & MAUCHER, 1967) ein obersilurisches bis unterdevonisches Alter. Diese Serie besteht aus dunklen Graphit führenden Phylliten, Marmoren (meist Eisendolomiten) und Quarzphylliten.

Aufgrund der vorliegenden Neukartierungen kann diese Abfolge bezüglich der stratigraphisch tiefsten Anteile weiter ergänzt werden. Im Liegenden der typischen Innsbrucker Quarzphyllite folgen Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Paragneise, Metaquarzite, Amphibolite und mächtigere Orthogneiskörper. Für die Porphyroide und die im höher metamorphen Anteil des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes auftretenden porphyrischen Augengneise konnte ein permisches Alter nachgewiesen werden. Die Datierungen erfolgten durch Zirkone (U/Pb) und Hellglimmer (Rb/Sr). Das Vorhandensein älterer Porphyroide wird nicht ausgeschlossen.

THIELE (1976, 1980) teilt die südliche Innsbrucker Quarzphyllitzone in zwei Decken. Begründet ist diese Teilung durch Vorkommen von Tarntaler Mesozoikum im Quarzphyllit (im Bereich des Mölstales). Das Tarntaler Mesozoikum liegt nach seinen Angaben dort invers und in transgressivem Verband mit dem Quarzphyllit (Mölser Decke nach THIELE).

Da die petrologischen und geochronologischen Daten gegen einen transgressiven Verband zwischen Tarntaler Mesozoikum und Quarzphyllit sprechen (permische oder etwas verjüngte Hellglimmeralter und niedrige Drucke in den Quarzphylliten und Blauschieferfaziesmetamorphose und alpin-tertiäre Alter in den Gesteinen des Tarntaler Permomesozoikums), muss ein Transgressivverband ausgeschlossen werden. Die Platznahme des blauschieferfaziell metamorphen Tarntaler Mesozoikums auf dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex konnte daher erst nach dessen Metamorphose erfolgen.

Die von THIELE beschriebene Struktur wird von den Autoren als nach der Blauschiefermetamorphose gebildete Falte mit eindeutig aufrechtem und inversem Schenkel interpretiert. Im Liegenden des Permoskyths im Mölstal kommen dem Quarzphyllit sehr ähnliche Metasedimente vor, deren Hellglimmer jedoch die druckbetonte Metamorphose des Tarntaler Permomesozoikums zeigen. Diese Metasedimente dürften Reste von überschobenen basalen Transgressionsedimenten sein.

Das Tarntaler Mesozoikum weist faziell in den nachtriassischen Sedimenten den Charakter eines zerbrechenden Kontinentalrandes auf. Im Tarntaler Mesozoikum werden zwei Hauptfaziesbereiche (Hippoldfazies und Recknerfazies) und der ophiolithische Reckner-Komplex, welcher als südpenninische Einheit zu werten ist, unterschieden.

Aus dem Permoskyth sind alle typischen Lithologietypen bekannt. Serizitschiefer, grünliche Phengit-schiefer, Metaarkosen mit Metakonglomerateinschaltungen (mit Quarz-, Lydit- und Phyllit-Komponenten) stellen die höherpermische Entwicklung des Alpinen Verrucano dar. In den höheren skythischen Anteilen treten weiße Quarzite (mit rosa Quarzgeröllchen - metamorpher Bundsandstein) und bunte Phyllite auf.

Die karbonatische Mitteltrias ist nur gering mächtig entwickelt und setzt sich aus Rauhwacken ("Reichenhaller Rauwacke"), dunklen Kalkschiefern sowie dunklen Dolomiten (Gutensteiner Schichten") und Dolomiten des Anis bis ev. Ladin zusammen. In der Obertrias tritt lokal mächtiger Hauptdolomit auf. Schichtglieder des Karn wurden nicht beschrieben.

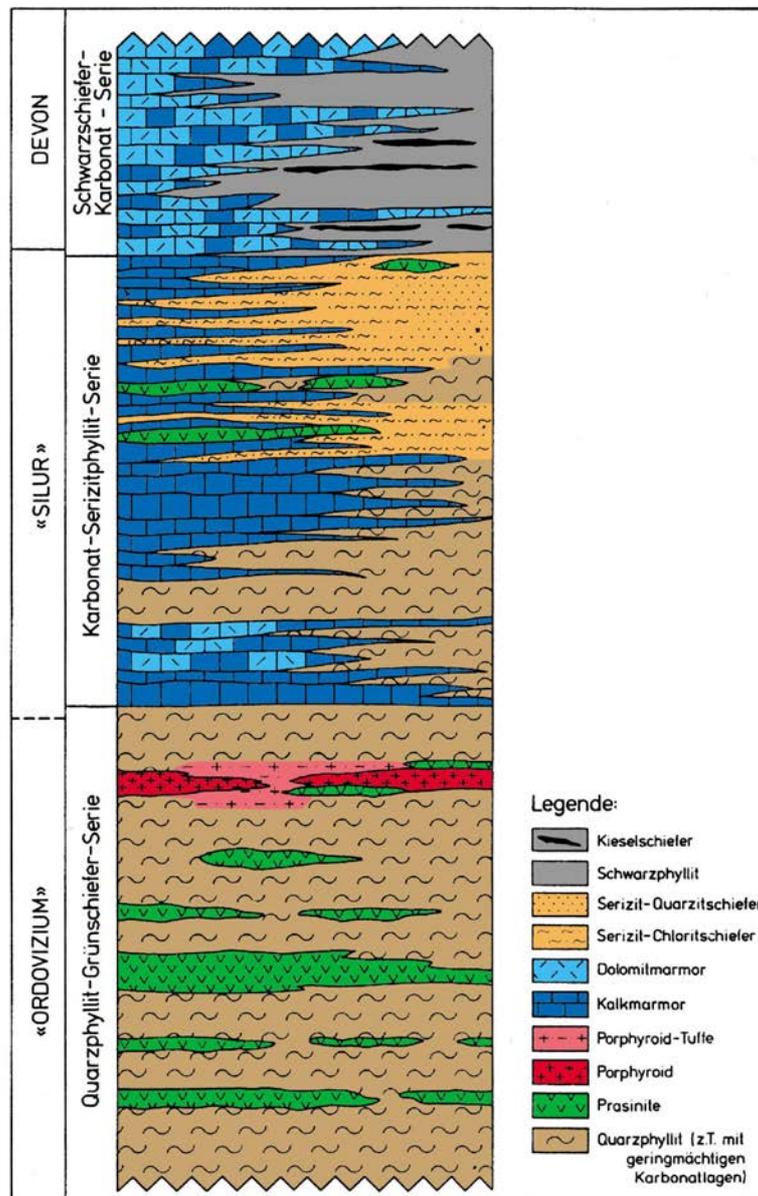


Abb. 1: Schematisches stratigraphisches Profil durch die Innsbrucker Quarzphyllitzone. (Nach MOSTLER et al., 1982; verändert).

Das Hauptcharakteristikum der Hippoldfazies ist der Breccienreichtum in den nachtriassischen Schichten. Die Lias-Dogger-Entwicklung besteht aus einer Wechsellagerung von verschiedenen Breccientypen (Tarntaler Breccie) mit Ton- und Kalkschiefern. Untergeordnet treten Grauwacken auf. Diese Wechsellagerungen von Breccien mit marinen pelitischen Sedimenten wurden von HÄUSLER (1988) als episodische Schüttungen in der Form von debris flows interpretiert. Der geodynamische Hintergrund ist die Öffnung des penninischen Ozeans. Aufgrund der Komponenten wird als Liefergebiet eine unterostalpine Schichtfolge (Altpaläozoikum und Permotrias) angenommen.

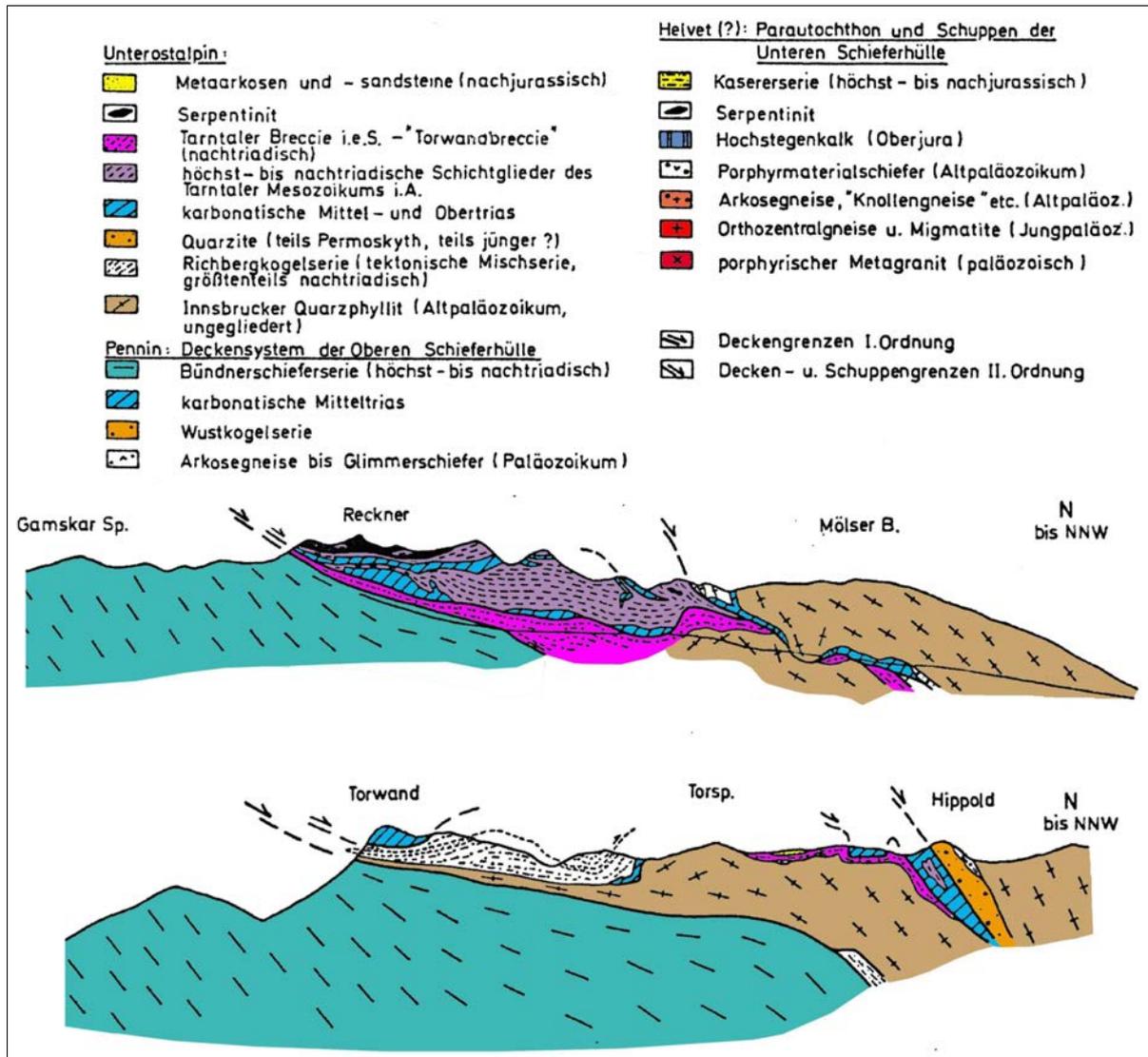


Abb. 2: Geologische Profile von THIELE (1976) durch das nördliche Tauernfenster und die angrenzende Innsbrucker Quarzphyllitzone. Zu beachten ist die tektonische Zweiteilung der Quarzphyllitzone.

Über diesen Schichten folgen wenige Meter mächtige Radiolarite des Untermaalm. Diese grünlichen und rötlichen Kieselschiefer und Quarzite wechsellagern mit mm-dünnen grünlichen Phylliten. Nach THIELE (1980) folgen über diesen der Aptychenkalk (Obermaalm) bzw. Sandsteine und Feinbreccien der Unterkreide. Andere Autoren (z.B. HÄUSLER, 1988) lassen die Schichtfolge mit dem Radiolarit enden.

Die Recknerfazies zeigt gegenüber der Hippoldfazies mehr Anklänge zur kalkalpinen Entwicklung der nördlichsten Kalkalpendecken und eine mächtigere und schichtgliederreichere Triasentwicklung.

Permoskyth ist nach HÄUSLER (1988) in der Recknerdecke des Tarntaler Mesozoikums nicht erhalten geblieben. Die Recknerfazies beginnt erst mit dem Anis. Zur Mitteltriasabfolge gehören unteranische Gipse und Rauwacken, Anis-Dolomite sowie ladinischer Wettersteindolomit. Die karnischen Raibler Schichten setzen sich aus sandigen Tonschiefen, Dolomiten und im hangenden Abschnitt aus Tonschiefen mit Dolomitreccien zusammen.

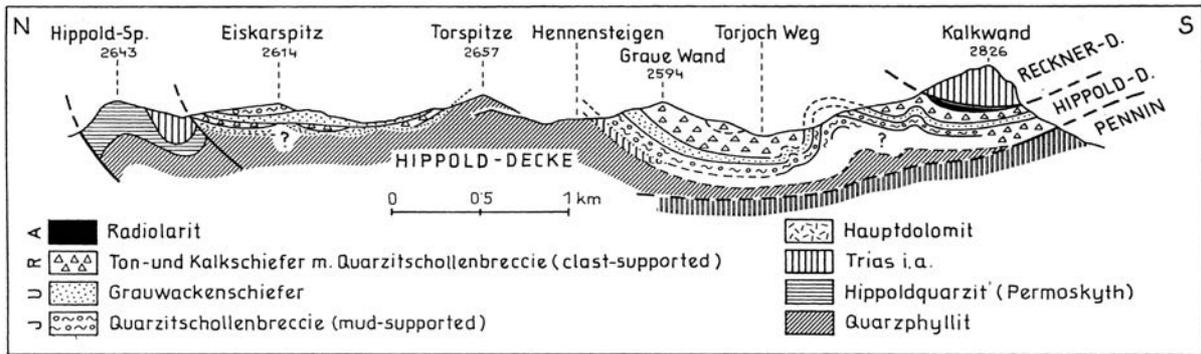


Abb. 3: N-S-Profil durch das Tarntaler Mesozoikum in der Wattener Lizum (aus H. HÄUSLER, 1988, Abb. 4)

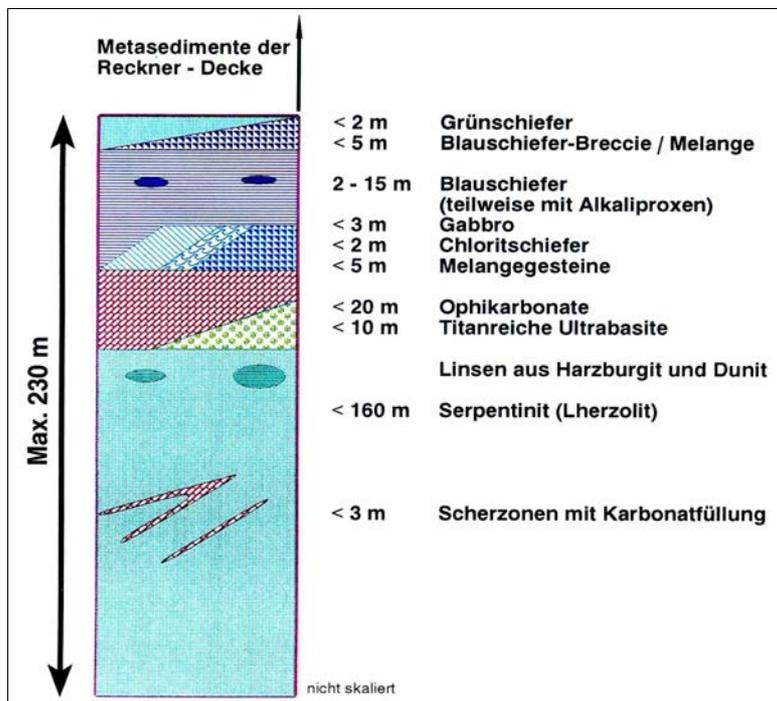


Abb. 4: Schematisches Profil durch den Reckner-Komplex (aus Ch. DINGELDEY, 1995, Abb. 2.3).

Die Obertrias repräsentieren Hauptdolomit (unterer Anteil massig, oberer Anteil gebankt) und Kössener Schichten, wobei die Kössener Schichten aus Basalbreccie, Thecosmilienkalk und Tonschiefern (im liegenden Anteil) sowie Kalken und Dolomiten (im hangenden Anteil) bestehen. Die Breccien der nachtriassischen Schichten sind hingegen nur gering mächtig.

Über diesen Schichten folgt ein nur wenige Meter mächtiger Radiolarit des Untermalm. Als Obermalm bis eventuell Unterkreide wird die im Hangenden des Radiolarits folgende Geier-Serie interpretiert (HÄUSLER, 1988). Dies sind Phyllite und Feinbreccien.

Eine Besonderheit des Tarntaler Mesozoikums sind die ultramafischen Gesteine samt auflagernden Metasedimenten, der sogenannte Reckner-Komplex. Manche Bearbeiter (ENZENBERG, 1966; HÄUSLER, 1988; THIELE, 1980) sehen diesen Komplex im sedimentären und stratigraphischen Zusammenhang mit der Malm- bis Unterkreide-Abfolge der Recknerfazies. DINGELDEY (1995) stellt einen primäreren sedimentären Zusammenhang in Frage. HEIDORN (1998) trennt diesen Komplex als eine eigene tektonische Einheit ab (Geier-Reckner-Komplex).

Aufgrund der Kartierungen kann festgestellt werden, dass auf den Ultrabasiten und Ophikalziten (exhumierter Mantel) des Recknerkomplexes transgressiv Ophikalzite, Breccien, Radiolarite, Aptychenkalke und Kreideschiefer auflagern. Diese Gegebenheiten konnten mehrfach beobachtet werden

(westlich des Mieslkopfes und bei Matrei/Brenner). Der Reckner-Komplex kann somit berechtigt als eigenständige Einheit bezeichnet werden.

Als weitere Besonderheiten der Ultrabasite des Reckner-Komplexes, gegenüber denen des Penninikums, betont DINGELDEY (1995) die Dominanz von Lherzolith (gegenüber Harzburgit), eine geringe Mächtigkeit mafischer Anteile, das Fehlen von Pillowlaven und Hyaloklastiten, Prasiniten und Grünschiefern.

Im Bereich der Tarntaler Berge liegt dieser ultramafische Körper in verkehrter Lagerung der "ophiolitischen" Schichtfolge vor. In stratigraphisch höchster (tektonisch tiefster) Position tritt der Untermalm-Radiolarit (Kieselschiefer) auf, welcher in Kontakt mit dünnen Blauschieferlagen steht. Darüber folgen gering mächtige Metagabbros und Chloritschiefer. Die Hauptmasse des Reckner-Komplexes besteht aus Serpentin, dessen Ausgangsgestein ein ultramafischer Körper lherzolithischer Zusammensetzung ist. Darin eingeschaltet sind Linsen von Harzburgit und Dunit. Ophikarbonate (Cc-Do-Ophikarbonat, Cc-Serpentin-Breccien) treten im stratigraphisch Hangenden des Serpentin auf. Den Abschluss der Schichtfolge bilden Melangegesteine und eine Radiolaritlage (obere Kieselschieferserie nach ENZENBERG).

Das Patscherkofelkristallin liegt im nördlichen Abschnitt dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex auf und ist Teil eines tektonisch höheren ostalpinen Kristallins. Zum direkt benachbarten Ötztal-Stubaikristallin kann keine Korrelation erfolgen, da es alpidisch deutlich höher metamorph ist als das nördliche Stubaikristallin. Das Patscherkofelkristallin repräsentiert eine variszisch amphibolitfazial metamorphe und alpidisch hochtemperiert grünschieferfazial überprägte Grundgebirgseinheit, welche sich aus Paragneisen, Straurolith-Granat-Glimmerschiefern, Metaquarziten und basischen Orthogesteinen (Metagabbros, Amphibolite) zusammensetzt. Die Paragneisserie in den steilen Nordhängen des Viggartales und am Grat zwischen Glungezer und Boscheben enthält alpidisch neu gebildeten Granat. Im Gipfelbereich des Patscherkofels dominieren diaphthoritische Straurolithglimmerschiefer. Getrennt werden die Gneise und Glimmerschiefer von einer Lage Quarzphyllit.

B. Innsbrucker Quarzphyllitkomplex

B.1. Lithologischer Aufbau

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone wird in ihrer Hauptmasse aus Metapeliten bis Metapsammiten (Quarzphyllite, Glimmerschiefer, Quarzite, ...) aufgebaut.

Die einzelnen Typen zeigen kontinuierliche Übergänge ineinander. Einerseits liegen mehr oder weniger homogene Bereiche vor (über mehrere 10er-Meter), andererseits tritt aber auch eine enge Wechsellagerung von Metapeliten und Metapsammiten im dm-, cm- und mm-Bereich auf. Dieser primäre Lagenbau wurde von nachfolgenden Metamorphose- und Deformationsereignissen weiter verstärkt. Als Produkt dieser Prozesse liegen heute Gesteine vor, welche einen makro- bis mikroskopischen metamorphen Lagenbau aufweisen (mit Quarz, Feldspat und schichtsilikatreichen Lagen). Im Karten- und Profilmaßstab lassen sich diese Typen jedoch aufgrund der teilweisen geringen Mächtigkeit der einzelnen Lagen nicht ausscheiden.

Durch die mehrphasige Deformation und unterschiedlich hohe Metamorphose, die einzelne Bereiche unterschiedlich stark erfasste, ergeben sich weitere Differenzen in der Ausbildung der verschiedenen Gesteinstypen.

Präalpidisch wurde der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex prograd metamorph. Während des permischen Ereignisses erreichte die Metamorphose im jetzt zentralen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone die obere Grünschieferfazies. In diesem höher metamorphen Anteil treten Glimmerschiefer, Paragneise und Quarzite auf. Nördlich und südlich (im jetzt Hangenden und im Liegenden) dieses Bereichs wurden Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies erreicht.

Die alpidisch-kretazische Metamorphose überprägte den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex retrograd (Chloritisierung von Granat und Biotit) in mittlerer Grünschieferfazies. Alpidisch-tertiär wurde der südlichste Anteil der Innsbrucker Quarzphyllitzone von einer weiteren retrograden Metamorphose in unterer Grünschieferfazies erfasst (Rekristallisation und Blastese von Chlorit). Charakteristisch sind die sich während jüngerer Deformationsereignisse lagenweise bildenden chloritreichen Phyllite.

B.1.1. Quarzphyllit

Unter diesem Begriff werden alle Metapelite und Metapsammite der niedergradig metamorphen Innsbrucker Quarzphyllitzone zusammengefasst. Dazu zählen Quarzphyllite, Serizitphyllite, Albitphyllite und Glimmerquarzite. Diese Gesteinstypen nehmen den volumsmäßig größten Anteil des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes ein und treten von Innsbruck nach Süden bis zum höher metamorphen Anteil und südlich daran anschließend bis in das Navistal auf.

Das häufigste Gestein ist der Quarzphyllit. Mineralogisch setzt sich dieser aus Quarz, Hellglimmer (Serizit), Chlorit und untergeordnet aus Feldspat zusammen. Diese Mineralphasen sind lagenförmig angeordnet. Charakteristisch für den Quarzphyllit sind mm bis cm dicke weiße Quarzlinsen (Quarzknuern), welche im Allgemeinen häufig auftreten, lokal aber auch fehlen können. Generell ist der Quarzphyllit sehr gut geschiefert. Albitphyllite treten immer wieder auf und lassen sich meist aber nur unter dem Mikroskop als solche identifizieren.

B.1.2. Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer (diaphthoritisch)

Die im höher metamorphen Anteil auftretenden Gesteine der Metapelit- bis Metapsammit-Gruppe werden unter dieser Bezeichnung zusammengefasst. Neben den volumsmäßig am häufigsten auftretenden Glimmerschiefern sind Paragneise und Quarzite vertreten.

Die Gesteine des höher metamorphen Anteils treten verbreitet im Osten des Bearbeitungsgebietes zwischen Gamslahnerspitze und Kreuzspitze auf. Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt dort ca. 1400 m. Richtung Westen bauen sie die nordfallenden Hänge des Morgenkogels und des Morgenköpfels auf. Ab dem äußeren Viggartal ziehen sie im Liegenden des Patscherkofelkristallins und der hangenden Phyllitserie bis zur Europabrücke. Im Norden (Igls, Lanser Kopf) ist diese Serie an der Oberfläche nicht mehr aufgeschlossen, jedoch aus Bohrungen und dem Umfahrungstunnel Innsbruck-Süd bekannt.

Die Hauptgemengteile dieser Glimmerschiefer sind Hellglimmer, Biotit, Quarz und untergeordnet Feldspat. Die seltener auftretenden Granatglimmerschiefer führen meist stark chloritisierten Granat von wenigen mm Durchmesser. Der sich retrograd bildende Chlorit ist praktisch in allen Gesteinen des höher metamorphen Anteils zu finden. So wie die Phyllite zeigen diese Gesteine einen metamorphen Lagenbau (die Hauptschieferung S_{3-1QP}) im mm- bis cm-Bereich. Im Gelände sind diese (diaphthoritischen) Glimmerschiefer durch das Auftreten der Minerale Biotit und Granat und durch die mm-großen gut kristallisierten Hellglimmer von den Phylliten zu unterscheiden.

In die Glimmerschiefer sind immer wieder Lagen von Paragneisen und Quarziten eingelagert. Diese führen entsprechend mehr Feldspat und/oder Quarz bzw. sind massiger und weniger gut geschiefert. Zwischen den rheologisch kompetenteren Lithologietypen (Paragneisen und Orthogneisen) bilden sich aus den Biotit führenden Glimmerschiefern zum Teil stark retrograde Gesteine, die als Chloritphyllite zu bezeichnen sind.

B.1.3. Quarzitisch-gneisige Lagen im Innsbrucker Quarzphyllit

Das sind etwas höher metamorphe Gesteine, welche in den nordfallenden Hängen des Patscherkofels und der Viggarspitze in den Phylliten der Innsbrucker Quarzphyllitzone vorkommen. Lithologisch umfasst dieser Bereich Biotit führende Schiefer, Gneise und Quarzite. Der Grund für eine eigenständige Ausscheidung liegt in der unsicheren Zuordnung dieser Gesteine. Diese Bereiche könnten einerseits dem höher metamorphen Anteil der Quarzphyllitzone entsprechen, andererseits könnten diese Gesteine Teile des retrograd überprägten Patscherkofelkristallins darstellen.

B.1.4. Graphitphyllit

Graphitphyllite treten in der stratigraphisch höchsten Einheit der Quarzphyllitzone (Schwarzphyllit-Karbonatserie) auf. Diese ist nur in den südlichsten Anteilen der Innsbrucker Quarzphyllitzone bzw. im Liegenden des Tarntaler Mesozoikums aufgeschlossen. Diese Gesteine sind an Horizonte gebunden, welche Mächtigkeiten im mehrere Meter- bis Zehnermeterbereich haben. Einer dieser Horizonte liegt in den südfallenden Hängen des Navistales. Die Graphitphyllitlagen stellen Wechsellagerungen von Graphit führenden Phylliten mit Quarziten und Karbonaten dar. Die Graphitphyllite sind sehr feinkörnig und extrem schiefrig ausgebildet. Aufgrund der leichten Verwitterbarkeit stehen sie selten direkt an der

Oberfläche an. Weitere Gesteine dieser Serie wie Kieselschiefer und Lydite (Radiolarite), welche aus dem östlichen Bereich beschrieben wurden, konnten im Bearbeitungsgebiet nicht gefunden werden.

B.1.5. Gneis, wechsellagernd mit Glimmerschiefer und Quarzit

Im höher metamorphen zentralen Bereich (dem vermutlich stratigraphisch tiefsten Anteil) der Innsbrucker Quarzphyllitzone treten (eingeschaltet in den Glimmerschiefern, Paragneisen und Metaquarziten) Lagen von Augengneisen und Granitgneisen auf. Diese bilden teilweise mächtige Körper (wie zum Beispiel am Gamslahnerspitz), zeigen aber überwiegend Mächtigkeiten von nur einigen Metern. Diese Gesteine treten bevorzugt im östlichen Bearbeitungsbereich zwischen dem Voldertal und dem hinteren Viggartal auf.

Mineralogisch bestehen diese hellen Gesteine aus Feldspat, Quarz und Hellglimmer. Sie weisen meist eine gut ausgebildete Schieferung auf. Als Augengneise werden Feldspatporphyroblasten führende Typen bezeichnet. Vereinzelt finden sich intensiv deformierte Orthogesteine in der Form von Weißschiefern (grünschieferfazielle Orthogneismylonite, z.B. südlich des Kreuzjochs).

B.1.6. Porphyroid

Die Porphyroide treten gemeinsam mit Metabasiten als Einschaltungen in den stratigraphisch tiefsten Anteilen der Quarzphyllitserie auf und bilden gute Leithorizonte in der Quarzphyllitzone. Diese Serie lässt sich in eine nördliche, aufrecht gelagerte (im Hangenden des höher metamorphen Anteils der Quarzphyllitzone), und in eine südliche, invers gelagerte (im tektonisch Liegenden des höher metamorphen Anteils) Abfolge gliedern.

Die nördliche Serie zieht von südlich des Glungezers in die Nordhänge des Viggartals bis nach Hennenboden. Von dort lässt sie sich (mit Unterbrechungen) bis Patsch verfolgen. Die mächtige südliche Serie ist zwischen Kreuzspitze und Grünbergspitze gut aufgeschlossen. Sie zieht von dort über die Nordhänge des Arztales und endet an der Brennerlinie nördlich von Innerellbögen.

Die Porphyroidlagen sind meist gering mächtig (1-2 m, max. bis ca. 10 m in den Nordhängen des Viggartales). Vereinzelt reicht die Horizontalerstreckung der Lagen in den 100-m-Bereich.

Die porphyrischen Orthogneise stellen hellen Feldspat, Quarz und Hellglimmer führende Gesteine dar. Charakteristisch für diese Typen sind mehrere mm-große graublau Quarzporphyroblasten. Die Gesteine sind meist massig bis gut geschiefert (Gneis-Foliation). Wie bereits erwähnt, stellen zumindest Teile dieser Porphyroide permische Intrusionen dar. Zu diesen permischen Intrusivgesteinen gehört z.B. der porphyrische Gneis nördlich von Lans, der in einem aufgelassenen Steinbruch aufgeschlossen ist.

B.1.7. Grünschiefer, Chloritschiefer und Amphibolit, (Metabasite)

So wie die Porphyroide treten Metabasite als Einschaltungen in der stratigraphisch tiefsten Quarzphyllitserie bzw. in den hangendsten Bereichen des höher metamorphen Anteils der Quarzphyllite auf.

In der Gruppe der Metabasite lassen sich verschiedene Typen unterscheiden, welche teilweise als Metabasalte oder Metatuffite interpretiert werden. Nach MOSTLER et. al. (1982) werden massige Grünschiefer mit einem Mineralbestand von Albit, Chlorit und Epidot als ehemalige basaltische Lagergänge interpretiert. Biotit führende Grünschiefer (welche nach MOSTLER et al., 1982 auch ein reliktsch erhaltenes porphyrisches Gefüge zeigen) stellen Abkömmlinge von Basaltlaven dar. Karbonat führende Grünschiefer werden als Tuffite interpretiert. Weiters sind mit diesen Grünschiefern (Prasiniten) Karbonat führende Chloritschiefer vergesellschaftet.

Die einzelnen Lagen weisen Mächtigkeiten zwischen 1 dm und 2 m auf, lokal aber auch bis zu Zehnermetern (z.B. nördlich Gamslahner mit ca. 7 m Mächtigkeit). Lateral keilen die Lagen immer wieder aus (Erstreckungen sind in den 100-m-Bereich feststellbar). Weiters zeigen die Grünschiefer im Vergleich zu den Phylliten ein massigeres Erscheinungsbild, sind aber durchwegs gut geschiefert.

Die Amphibolite, die im höher metamorphen Anteil der Quarzphyllitzone vorkommen, sind dichte, massige, dunkelgrüne Gesteine. Sie kommen nur untergeordnet vor und wurden im Kammbereich des Morgenkogels und in den Hängen nördlich bzw. südlich davon kartiert. Weitere Vorkommen sind im Bereich des Kreuzjoches aufgeschlossen.

B.1.8. Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Eisendolomit (Ankerit)

Metakarbonate liegen in zwei stratigraphisch unterschiedlichen Serien vor. Einerseits in der Karbonat-Phyllitserie, welche im Hangenden und Liegenden der Grünschiefer-Porphyr-Phyllitserie folgt, andererseits gemeinsam mit Einschaltungen von Graphitphyllit (Schwarzphyllit) in der stratigraphisch höchsten Einheit, der Schwarzphyllit-Karbonatserie.

Die Karbonat-Phyllitserie lässt sich (so wie die Grünschiefer und Porphyroid führende Serie) in eine nördliche und eine südliche Abfolge gliedern. Die hangende nördliche Serie kann nicht durchgehend verfolgt werden. Von südlich des Glungezers zieht sie in das hintere Viggartal. Die nächsten Vorkommen treten erst wieder nordöstlich von Patsch auf. Weitere Vorkommen sind im Ahrntal, am Lanser Kopf und in der Sillschlucht, beim Bergisl. Die südliche Serie zieht durchgehend von der Naviser Sonnenspitze, über die Seeblesspitze in die Hänge beidseitig des Arztales.

Bei den Marmoren in der Karbonat-Phyllitserie handelt es sich meist um hellgrau bis grau gebänderte Kalkmarmore. Neben massigeren, mittelkörnigen, reinen Kalkmarmoren, finden sich auch geschieferte, unreine Hellglimmer und Quarz führende Marmore. Untergeordnet treten feinkörnige weiße bis graue Dolomitmarmore auf.

Die Marmorlagen zeigen generell wieder nur geringe Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis Metern (teilweise auch Dekametern) und können nur über kurze Distanz durchgehend verfolgt werden. Eine Ausnahme in der Mächtigkeit stellen die Vorkommen vom Ahrntal (ca. > 30 m) und bei Ampass (aufgelassener Steinbruch) dar. Die Dolomitvorkommen weisen meist größere Mächtigkeiten auf als die Kalkmarmore.

Die in der stratigraphisch höchsten Serie auftretenden Einschaltungen von Metakarbonaten bestehen zum größten Teil aus Eisendolomiten (Ankeriten) und untergeordnet aus Kalk- und Dolomitmarmoren. Diese Gesteine stecken vorwiegend in den südlichsten Teilen des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes bzw. im Quarzphyllit im Liegenden des Tarentaler Mesozoikums. Ein Vorkommen von Eisendolomit im Norden wurde in einem schlecht aufgeschlossenen Graben südlich von Ampass gefunden. Das Vorkommen weist eine Mächtigkeit von mehreren Metern (ca. 5 m) auf und eine laterale Erstreckung von ca. 15 m. Die meisten Vorkommen dieser Gesteine finden sich in den südfallenden Hängen des Navistales. Generell treten sie nur in Form von gering mächtigen Boudins auf (Mächtigkeiten von einigen Metern bis Zehnermetern). Der Eisendolomit ist ein massiges, teilweise grobspätiges, teilweise feinkörniges Gestein, von grauer bis gelblicher Färbung. Er zeigt rotbraune Verwitterungsfarben. Gelegentlich findet sich Magnesit. Übergänge von Eisendolomit in Kalk- und Dolomitmarmore werden beschrieben. Die Dolomitmarmore sind helle bis dunkelgraue massige und feinkörnige Marmore, die Kalkmarmore hell- bis dunkelgrau gebändert, mittelkörnig und führen lokal Ankerit oder Siderit. Diese Metakarbonate werden oft von Karbonat führenden Phylliten begleitet.

Obwohl die Karbonate nur in Form lateral auskeilender Lagen vorkommen, bilden sie einen sehr guten Leithorizont innerhalb der Innsbrucker Quarzphyllitzone. Sie zeichnen die schon oben beschriebene vermutete Isoklinalfaltenstruktur im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex nach. Auffallend ist das gehäufte Auftreten von Karbonaten im Norden, nahe des Inntales, wo der Faltenscheitel vermutet wird.

B.2. Strukturgeologie

Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex (IQP) zeigt nach den von den Autoren durchgeführten Untersuchungen eine komplexe duktile Entwicklungsgeschichte, die im Zusammenhang mit mehreren Orogenesen (variszisch, permisch, alpidisch-kretazisch [eoalpin], alpidisch-tertiär [jungalpin]) und den diesen zugeordneten Deformations- und Metamorphoseereignissen steht. Dies führte zur Entstehung verschiedener Gefügetypen, welche in den einzelnen Bereichen der Innsbrucker Quarzphyllitzone in unterschiedlicher Form bzw. in unterschiedlicher Intensität ausgebildet sind.

Im gesamten Bereich des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes dominieren penetrativ ausgebildete alpidische Strukturen und Gefüge (... -3-IQP, ... -4-IQP). Präalpidische Strukturelemente wurden vollkommener überprägt und liegen nur mehr in reliktsicherer Form vor. Zu den präalpidischen Strukturen gehören eine erste erkennbare Foliation (S_{1-IQP}), die dem primären sedimentären Lagerbau entsprechen dürfte. Durch Isoklinalfaltung ($Is_{OF2-IQP}$) und Krenulation dieses Gefüges entsteht variszisch die S_{2-IQP} -Schieferung.

Das permische Ereignis (Extension und Ausdünnung der Kruste) verursachte eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies und die Intrusion saurer Magmatite (porphyrische Orthogneise). Präalpidische Gefüge sind meso- bis mikroskopisch vor allem in den nördlichen Anteilen des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes erhalten geblieben. Im Regelfall zeigt sich jedoch eine fast vollständige Überprägung (vor allem durch die alpidisch-kretazische Deformation).

Die alpidisch-kretazische (eoalpine) Überschiebungstektonik führt zur westgerichteten Stapelung der Ostalpinen Einheiten. Diese W-gerichtete nicht-koaxiale Scherverformung bewirkt die Bildung des penetrativen S_{3-IQP} -Gefüges.

Die S_{3-IQP} -Foliation bildet sich aufgrund der Krenulation und Isoklinalfaltung ($IsoF_{3-IQP}$) älterer Gefügeelemente. Die Faltenachsen der $IsoF_{3-IQP}$ liegen subparallel zur WSW-ENE-orientierten Streckungslineation (StrLin3). Untergeordnet sind W-gerichtete Scherbänder festzustellen, eine Scherbandfoliation im eigentlichen Sinne bildete sich nicht aus.

Die S_{3-IQP} -Foliation ist im Norden und im mittleren Abschnitt die dominante Hauptschieferung. In den östlich gelegenen Bereichen fällt sie überwiegend flach bis mittelsteil Richtung NW ein. Gegen Westen zur Brennerlinie zeigt sich ein Einfallen in Richtung WNW bis W.

Nachfolgende alpidische Deformationsphasen wiederum führen zur wechselnd intensiven Überprägung bis hin zur völligen Auslöschung dieses S_{3-IQP} -Gefüges. Bei der Scherverformung im Zusammenhang mit der Platznahme des Patscherkofelkristallins entstehen NW-gerichtete Scherbänder (SB top to NW). Diese Deformation ereignete sich bei kühleren Temperaturen als der vorhergegangene Westtransport. Die Scherbandbildung ist lokal sehr unterschiedlich.

	präalpidisch			alpidisch			
	?	variszisch	permisch	kretazisch	kretazisch	?	tertiär
Foliation (Orientierung)	S_{1-IQP} überprägt	S_{2-IQP} überprägt	?	S_{3-IQP} NW	SB _{top} NW NW		S_{4-IQP} N
Faltenachse (Orientierung)		Iso F_{2-IQP} überprägt		$IsoF_{3-IQP}$ W-E		F_{4a-IQP} NE-SW	F_{4b-IQP} W-E
Lineation (Orientierung)				StrLin3 topWSW WSW-ENE			StrLin4 W-E

Tab. 1: Die duktilen Strukturen in der Innsbrucker Quarzphyllitzone (IQP);

S: Schieferung; SB: Scherband bis Scherbandfoliation; IsoF: Isoklinalfaltung; F: offene bis enge Faltung; StrLin: Streckungslineation; top to: Bewegungssinn (Hangendes in Richtung ...)

Nachfolgend bzw. eventuell auch noch zeitgleich mit dem NW-Transport tritt eine offene Faltung mit NE-SW-orientierten Faltenachsen (F_{4a} -Falten) auf. Sie dominiert den nördlichen und zentralen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone. Falten erster Ordnung weisen Wellenlängen von über 500 m auf. Die Wellenlängen der zugehörigen Falten zweiter Ordnung liegen im m-Bereich. Die Achsenebenen dieser Faltung stehen subnormal zur S_{3-IQP} -Foliation. Die Achsenebenenschieferung der F_{4a} -Faltung bildete sich nur partiell aus. Die Intensität der Faltung zeigt eine Zunahme in Richtung Süden (bzw. in das Liegende in Bezug auf die S_{3-IQP} -Foliation).

In der südlichen Innsbrucker Quarzphyllitzone (südlich des Arztales) bis zur Grenze des Tauernfensters tritt das alpidisch-tertiäre F_{4b-IQP} -Gefüge auf. Diese Deformation findet zeitgleich mit der Exhumation des Tauernfensters statt und erfasst in dieser Form auch die Nordrahmenzone des Tauernfensters. Sie ist in dieser Form sowohl in der Nordrahmenzone als auch im südlichen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone anzutreffen.

Die intensive Überprägung der S_{3-IQP} -Schieferung bewirkt bereichsweise eine völlige Umschieferung bzw. die Ausbildung einer penetrativen Achsenebenenschieferung (S_{4-IQP} -Foliation), die mittelsteil bis steil gegen $\pm N$ einfällt. Nachfolgende Deformationen, im Zusammenhang mit dem weiteren Exhumationsgeschehen des Tauernfensters ab dem Miozän (FÜGENSCHUH & ROCKENSCHAUB, 1993, FÜGENSCHUH, 1995), verursachen im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex und im Tarentaler Mesozoikum spröde Deformationen.

C. Tarntaler Mesozoikum

C.1. Lithologischer Aufbau

Das Tarntaler Mesozoikum lässt sich (ungeachtet der Deckengliederung) lithologisch im Wesentlichen in permotriassische und jurassische Gesteine teilen. Die triassischen Schichtglieder sind Quarzite und Quarzkonglomerate, Rauhwacken, Kalke, Dolomite, Tonschiefer und Sandsteine (Raibler Schichten). Der Juraschichtfolge gehören Arkosen und Sandsteine bis Tonschiefer, die mächtigen Tarntaler Breccien, Kieselkalke und Kalkschiefer, violette und grüne Quarzite (Radiolarite) sowie Serpentinite und Ophicalzite an. Die Serpentinite und Ophicalzite kommen ausschließlich im Reckner-Komplex vor.

C.1.1. Quarzit, Quarzkonglomerat

Im Tarntaler Mesozoikum treten alle für das Permoskyth typischen Schichtglieder auf. Hierzu zählen Quarz-Serizitschiefer und Quarzkonglomerate des permischen Alpen Verrucano sowie Quarzite der Untertrias. Aufgrund der intensiven Tektonik und des oft nur gering mächtigen und isolierten Auftretens im Bearbeitungsgebiet lassen sich jedoch häufig keine eindeutigen stratigraphischen Zusammenhänge erkennen. Die Quarzite sind feinkörnige, weiße bis grünliche Gesteine mit massigem bis plattigem Habitus. Die Serizit-Chlorit-Quarzschiefer sind meist grünlich, dünnstiefrig und brüchig. Neben dem feinkörnigen metamorph gebildeten Serizit sind teilweise grobkörnige detritäre Helliglimmer in diesen Gesteinen zu finden. Lagenweise treten (vor allem in den Quarz-Serizitschiefern) Einschaltungen von Quarzkonglomeraten auf. Als Komponenten führen diese Konglomerate mm- bis cm-große Quarzgerölle. Lithische Fragmente (Quarzphyllite) konnten nur vereinzelt beobachtet werden. Die Feldspatführung der Gesteine dieser Abfolge ist zu vernachlässigen. Die im Bearbeitungsgebiet auftretenden permoskythischen Gesteine gehören gemeinsam mit den Rauhwacken und den mitteltriassischen Karbonaten vermutlich zur Gänze der Hippold-Decke an. Diese Abfolge bildet meist die Basis der mächtigen Vorkommen des Tarntaler Mesozoikums (Mislkopf, Matrei) oder tritt in Form von Schuppen und Faltenkernen in der südlichsten Innsbrucker Quarzphyllitzone auf (in den Nordhängen des Navistals, südlich Mislalm, Stroblalm, Schneideralm, Seapnalm, Wetterkreuz, Peeralm). Flächenmäßig große Bereiche nehmen die Quarzite am Misljoch und in der Umgebung von Pfons, Matrei und Schöfens ein. Überdies treten diese Gesteine in \pm W-E-streichenden Störungen auf (z.B. am Kreuzjöch). Die Mächtigkeit dieser einzelnen Lagen und Linsen liegt im Meter- bis Zehnermeterbereich. Aus den Tarntaler Bergen sind Mächtigkeiten bis zu 150 m bekannt (TOLLMANN, A., 1977).

C.1.2. Rauhwacke

Die anisichen Rauhwacken sind gelblich-braune, poröse Gesteine. Sie bestehen aus einer sandigen und karbonatischen Matrix, welche untergeordnet Quarzit- und Phyllitkomponenten enthält. Teilweise führen sie Gips, welcher jedoch meist weggelöst wurde. Zusammen mit den Rauhwacken treten gering mächtige Lagen von Kalk- und Dolomitmarmoren sowie brecciöser Dolomit auf. Die Rauhwacken sind stark tektonisch überprägt und treten häufig gemeinsam mit den permoskythischen Quarziten auf. Sie sind auch eingeschleppt in Störungen zu finden. Die Mächtigkeit der Lagen beträgt normalerweise nur einige Meter, in Ausnahmefällen auch Zehnermeter (z.B. Nord Matrei). Mächtigere Vorkommen sind zum Beispiel in den Bereichen Misljoch, Hirschenstein, Fritzalm, Matrei und Peeralm zu finden.

C.1.3. Kalkmarmor

Die mitteltriassischen Gesteine bestehen aus grauen bis hellgelben (manchmal rötlichen) Kalkmarmoren, Bänderkalkmarmoren, unreinen Glimmermarmoren, grauen Dolomitmarmoren und Kalkmarmoren mit Dolomitschlieren. Bänderkalkmarmore wechsellagern mit hellen, teilweise Quarz führenden Lagen und dunklen Kalklagen.

Diese Abfolge ist nur gering mächtig entwickelt (Meter- bis Zehnermeterbereich). Vorkommen finden sich in der Umgebung von Matrei, am Misljoch, am Hirschenstein, nördlich des Kreuzjöchls und vereinzelt in Form von Schollen in der Fortsetzung nach Osten.

C.1.4. Hauptdolomit

Hauptdolomit tritt im Arbeitsgebiet nur am Miskopf auf. Diesen Gesteinen folgen im Liegenden (im stratigraphisch Hangenden) dunkle Kalke und Tonschiefer, die von THÜNKER (1978) als Kössener Kalke und Dolomite eingestuft wurden.

Der Hauptdolomit ist ein mittel- bis dunkelgrauer teilweise gebänderter und gebankter Dolomit. Im Gipfelbereich des Miskopfs und am Hirschenstein treten Hauptdolomitbreccien auf. Der Hauptdolomit ist meist spröde deformiert und daher intensiv geklüftet.

Im Gipfelbereich des Hirschensteines sind grau-weiß gestreifte Dolomite, sogenannte "Zebradolomite", aufgeschlossen. Die Zebradolomite werden als spätdiagenetische Bildungen interpretiert, bei denen es schichtparallel zur Kristallisation von weißem dolomitischem Zement im grauen Dolomit kam.

C.1.5. Tonschiefer, Silt- bis Sandstein

Die jurassische Breccienentwicklung des Tarntaler Mesozoikums setzt sich aus Wechsellagerungen von Breccien mit dunklen Tonschiefern und Silt- bis Sandstein zusammen. Die Silt- und Sandsteine sind meist im Dezimeterbereich gebankt und oft gradiert. Kartiert wurden sie vorwiegend am Rauhen Kamm. Nördlich des Misljoches, aber auch südlich von Pfons kommen Hellglimmer führende Sandsteine und Arkosen vor.

C.1.6. Breccie ("Tarntaler Breccie")

Die Breccien sind gebankt, die Mächtigkeiten der einzelnen Bänke liegen durchwegs im Bereich zwischen 1 und 2 m, Mächtigkeiten von bis zu Zehnermetern können lokal auftreten. Die Breccienvorkommen beschränken sich im Arbeitsgebiet auf den Rauhen Kamm, den Miskopf, den Hirschenstein und den Kamm östlich der Grünbergalm. Komponenten und Matrix der Breccien dieses Gebietes sind durchwegs dolomitisch.

HÄUSLER (1988) beschreibt komponenten- und matrixgestützte Breccien. Selten kommen Gradierungen vor. Die Breccienlagen sind durch laterales An- und Abswellen gekennzeichnet. Ein Wechsel von fein- und grobkörnigen Lagen mit Einschaltungen von kalkigen Schiefen wird beschrieben. Eine Zunahme der Komponentengröße gegen das Hangende beschrieb HÄUSLER, 1988. Die durchschnittliche Komponentengröße liegt zwischen 1-5 cm in den ca. 1 m mächtigen Bänken und zwischen ca. 3-10 cm in den ca. 5 m mächtigen Bänken. Komponenten von mehreren dm Größe sind selten. Die Komponenten sind vorwiegend Triasdolomite. Kalkkomponenten sind untergeordnet. Aus den Tarntaler Bergen ist die sogenannte Quarzitschollenbreccie bekannt, deren Komponenten vor allem hellgrüne und weiße Quarzite mit rosa Quarzgeröllen und Kieselschiefergeröllen sind. Im Gebiet um den Miskopf wurden solche Typen nicht beobachtet. Die Tarntaler Breccien weisen eine hohe Festigkeit auf und bilden im Bereich des Miskopfes schroffe Grate.

C.1.7. Kieselkalk, Kalkschiefer

Die Kieselkalke sind grünliche, gelbliche und graue gebänderte Kalkmarmore, die gemeinsam mit dem Radiolarit in den Malm gestellt werden. Sie weisen zahlreiche dünne tonreiche Lagen auf und haben daher einen beachtlichen Silikatanteil. Die Kalkschiefer zeigen eine Zunahme des Tongehaltes vom Liegenden ins Hangende. Es sind dies graue cm bis dm, max. 0,5 m dick gebankte teilweise laminierte Kalkmarmore. Sie enthalten lokal weiße Kalzit- und untergeordnet Quarzmobilisate und sind durchwegs intensiv geklüftet. Diese Gesteine werden als Unterkreide eingestuft.

C.1.8. Radiolarit

Violette, grüne und weißgraue dünn-schichtige Quarzite und Quarzitschiefer, die oft mit den Kieselkalcken zusammen vorkommen, werden als metamorphe Radiolarite interpretiert. Größere zusammenhängende Lagen sind selten. Die Mächtigkeit ist stark schwankend von einigen Metern bis Zehnermetern. Radiolarite kommen in der Umgebung von Matri und im Bereich um den Miskopf in größerer Verbreitung vor. Ein weiteres größeres Vorkommen befindet sich südlich des Hirschensteines.

C.1.9. Serpentin/Ophikalzit

Der Serpentin ist ein dunkelgrünes bis schwarzes Gestein, das intensiv zerschert ist. Er ist zum Teil bis in den Zentimeterbereich mit Harnischen durchzogen, sodass er als kohäsionsloser Gesteinsgrus vorliegt. Da er in dieser Form mit einem Bagger leicht gewonnen werden kann, wird er gerne zur Befestigung der Wege verwendet. Ophikalzit besteht aus einer Kalzitmatrix mit reichlich Serpentin-komponenten. Im Hangenden sitzen dem Serpentin sedimentär Radiolarite, Aptychenkalke und Kreideschiefer auf. Häufig ist er von weißen Kalzitadern durchzogen oder vererzt. Große Vorkommen finden sich im Bereich von Matrei und südwestlich davon bzw. südlich des Miskopfes. Der mineralogische Hauptbestandteil ist der Serpentin. Daneben kommen Asbest, Talk und Erze vor. Karbonat tritt im Ophikalzit in stark wechselnder Menge auf.

C.2. Strukturgeologie

So wie der südliche Innsbrucker Quarzphyllitkomplex wurde das Tarntaler Mesozoikum (TMU) polyphas deformiert und metamorph.

Während der alpidisch-kretazisch westgerichteten Deckenstapelung der ostalpinen Einheiten bildete sich eine W-E- bis WNW-ESE-orientierte Isoklinalfaltung bzw. eine penetrative Foliation aus ($S_{2-TMU} = S_{3-IQP}$). Inwieweit sich der vorliegende Deckenbau (Hippold-Decke, Reckner-Decke, Reckner-Komplex) bereits in dieser Phase bildete, ist unklar. Die Blauschieferfaziesmetamorphose ist in allen Teildecken des Tarntaler Permomesozoikums nachweisbar und erfolgte vor der Platznahme auf dem Quarzphyllit, da diese im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex nicht nachzuweisen ist. Die ursprüngliche Position des Tarntaler Permomesozoikums muss eine zwischen Tauernfenster und Innsbrucker Quarzphyllitkomplex sein.

Während der alpidisch-tertiären Orogenese wurden die Einheiten des Unterostalpins intern bzw. mit den Bündner Schiefern der Matreier Zone (bzw. Nordrahmenzone) verschuppt. Der gesamte südliche Bereich des Unterostalpins muss hierbei als interne Imbrikationszone betrachtet werden. Einerseits liegen immer wieder kleinere Linsen von Tarntaler Mesozoikum im südlichen Quarzphyllitkomplex. Andererseits stellen aber auch die größeren Vorkommen (Miskopf) eingefaltete und/oder eingeschuppte Bereiche dar. Diese Verschuppungen vollzogen sich vor allem unter semiduktilen Bedingungen. Duktile Strukturen sind NW-SE-streichende Lineare bzw. top nach NW gerichtete Scherbandgefüge.

Die bei der Exhumation und Aufdomung des Tauernfensters entstandenen Strukturen sind für die Geometrie des südlichen Quarzphyllitkomplexes und des Tarntaler Mesozoikums bestimmend. Im Tarntaler Mesozoikum entstand eine W-E-orientierte, aufrechte, leicht asymmetrische F_{3-TMU} -Faltung. Die Achsenebenen dieser Faltung fallen steil nach Norden ein. Diese Faltung ist mit der F_{3-TW} des Tauernfensters bzw. mit der F_{4b-IQP} der Innsbrucker Quarzphyllitzone gleichzusetzen. Sie führte zu einer großräumigen offenen bis engen Verfaltung des Mesozoikums. In inkompetenten Lithologien (wie auch im Quarzphyllit) führt die F_{3-TMU} zur Ausbildung einer meist steil nach Norden einfallenden Achsenebenenschieferung (AES_{3-TMU}) oder einer S_{3-TMU} -Schieferung. Diese Strukturtypen treten in Bereichen südlich des Arztales (Falggasanerbach) in wechselnder Intensität auf. Subparallel zur F_{3-TMU} -Faltung ist (wie im Tauernfenster und im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex) eine W-E-orientierte Streckungslineation ausgebildet.

Weiters bewirkt die Überlagerung der $IsoF_{2-TMU}$ durch die F_{3-TMU} Interferenzmuster des Typs 3 nach Ramsay (beide Faltenachsen W-E-orientiert, Achsenebene der Isoklinalfaltung horizontal, Achsenebene der offenen überprägenden Faltung vertikal). Einen solchen großmaßstäblichen Strukturtyp stellt das Tarntaler Mesozoikum des Miskopfs dar. Vorausgeschickt muss werden, dass eine Deckengliederung, wie sie in den Tarntaler Bergen durchgeführt wurde, im Miskopfgebiet nur mit Einschränkungen erfolgen kann. Der Grund liegt in der isolierten und reliktschen Erhaltung der Metasedimente und einer starken sprödektischen Überprägung.

Der Hippolddecke werden die Vorkommen von Permoskyth, Anis-Rauhacken und mitteltriassischen Dolomiten und Kalken zugerechnet. Diese liegen in aufrechter Schichtfolge an der Basis des Miskopf-Permomesozoikums. Darüber folgen Serpentine und Ophikalzite des Reckner-Komplexes. Diese werden von jurassischen Metasedimenten überlagert (Radiolarit, Aptychenkalk, Kalkschiefer). Die hangendste Einheit, die Reckner-Decke des Miskopfs, kann als inverser Schenkel einer Liegendfalte interpretiert werden. Dieser Deckenbau und die $IsoF_{2-TMU}$ -Isoklinalfaltenstruktur wurde durch die F_{3-TMU}

Faltung überprägt und führte zur Bildung der offenen Synform des Miskopfes mit entsprechend vergentem Parasitärfaulen. Den gleichen Aufbau zeigen die Vorkommen bei Matri bei Brenner. Über permoskythischen bis mitteltriassischen Schichtgliedern folgen Serpentinite, Radiolarite und Kalkschiefer. Diese Vorkommen bei Matri werden als ein nach Westen abgeschobener Teil des Tarntaler Permomesozoikums interpretiert. Als zweite Möglichkeit steht eine Position im Liegenden des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes zur Diskussion. In diesem Falle wäre das Tarntaler Permomesozoikum bei Matri als Fenster zu deuten.

Im Zuge der weiteren Exhumation des Tauernfensters wurden der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex und das Tarntaler Mesozoikum sprödetektonisch überprägt. Diese spröden Störungen sind insofern von Bedeutung, da sie zum Teil Metasedimente eingeschuppt haben und die älteren Strukturen zerstücken. Weiters sind sie Ansatzpunkte für großräumige Massenbewegungen wie z.B. östlich von Matri und Pfnons oder im Bereich des Patscherkofels.

D. Patscherkofelkristallin

D.1. Lithologischer Aufbau

D.1.1. Glimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer

Die Glimmerschiefer zeigen wechselnde Glimmer-, Quarz- und Feldspatgehalte und zeigen Wechselagerungen mit Paragneisen und Quarziten. Meist treten sie in der Form von diaphthoritischen Muskovit-Biotit-Glimmerschiefern auf, welche Staurolith- und Granat führend sind. Die präalpidisch gebildeten Staurolithe sind meist zur Gänze retrograd umgewandelt. Sie liegen in Form von Hellglimmer-Chloritoid-Pseudomorphosen vor. Diese Pseudomorphosen zeigen Längen von wenigen mm bis 0,5 cm, können aber auch lokal Größen von mehreren cm erreichen. Beim Granat ist eine ältere (variszische) und eine jüngere (alpidische) Granatgeneration zu unterscheiden. Die alpidischen Granate erreichen eine Größe von wenigen mm, die präalpidischen sind größer. Hellglimmer und Biotit sind in wechselnder Menge vertreten. Neben den vorherrschenden muskovitdominierten Glimmerschiefern zeigen sich lagenweise biotitreiche Schiefer. Chlorit ist durchwegs vorhanden. An der Basis des Patscherkofelkristallins treten stark retrograde Glimmerschiefer mit hohem Chloritanteil auf.

Im Gipfelbereich des Patscherkofels und östlich der Tulfenalm dominieren die Glimmerschiefer. Unterlagert werden diese von einer Lage Chlorit- und Quarzphyllit sowie von einer Paragneis- und Quarzserie. Gegenüber den Paragneisen des Patscherkofelkristallins (PK) zeigen die Glimmerschiefer meist eine gut ausgebildete penetrative eoalpidische Schieferung (S_{3-PK}).

D.1.2. Paragneis und Quarzit teilweise mit Glimmerschieferlagen

Unter dieser Bezeichnung werden Paragneise mit Einschaltungen von Quarziten und Glimmerschiefern zusammengefasst. Diese Abfolge bildet den Hauptanteil des Patscherkofelkristallins. Sie ist vom Glungezer bis in das Wipptal bei Patsch aufgeschlossen.

Die Paragneise sind Gesteine mit wechselnden Feldspat-, Quarz- und Glimmergehalten. Übergänge zu Glimmerschiefern und Quarziten sind vorhanden. Neben Granat finden sich in diesen Gesteinen vereinzelt Pseudomorphosen nach Staurolith. Muskovit und Biotit sind in wechselnden Mengen immer vertreten. An der Basis des Patscherkofelkristallins wurden diese Gesteine stark retrograd überprägt.

Im Gegensatz zu den Glimmerschiefern zeigen die Paragneise eine schlechter ausgebildete alpidische S_{3-PK} -Schieferung. Die alpidische F_{3-PK} -Faltung liegt in diesen Gesteinen meist nur in Form einer engen Faltung vor. Die präalpidische S_{2-PK} -Schieferung blieb innerhalb der F_{3-PK} -Faltung meist gut erhalten und wurde nur teilweise von der S_{3-PK} -Schieferung bzw. einer Achsenebenenschieferung (AES_{3-PK}) überprägt.

Die mit den Paragneisen gemeinsam auftretenden massigen bis plattigen Quarzite zeigen Wechselagerungen mit Glimmerquarziten und fast reinen monomineralischen Quarzitlagen. Die Mächtigkeit dieser Quarzitlagen liegt meist zwischen von 0,5 m bis max. 2 m. Vorwiegend treten diese in den basalen Anteilen des Patscherkofelkristallins auf.

D.1.3. Amphibolit

Unter dieser Bezeichnung werden massige und schlecht geschieferte Metagabbros, massige bis mäßig geschieferte Amphibolite, Bänderamphibolite und Hornblende führende Gneise zusammengefasst. Bänderamphibolite sind Gesteine, welche eine Wechsellagerung (im mm-cm-Bereich) von hellen Feldspat- und dunklen Hornblendelagen aufweisen. Diese Metabasite treten als Lagen und Linsen, vor allem in den Paragneisen, auf. Die Mächtigkeit dieser Lagen liegt zwischen ca. 1 bis 5 m.

D.2. Strukturgeologie

Das Patscherkofelkristallin zeigt eine für die tektonisch höheren ostalpinen Kristallineinheiten typische Entwicklungsgeschichte.

Präalpidische Strukturelemente wie die erste feststellbare Foliation (S_{1-PK}), die variszische Isoklinalfaltung ($IsoF_{2-PK}$) und die dadurch gebildete variszische S_{2-PK} -Schieferung werden, so wie der variszische Mineralbestand, im Zuge der westgerichteten alpinen Deckenstapelung überprägt.

Die Metamorphosebedingungen während des alpidisch westgerichteten Deckentransportes erreichen die obere Grünschieferfazies. Es bildete sich eine WSW-ENE-orientierte enge bis isoklinale Faltung ($IsoF_{3-PK}$ bis F_{3-PK}) bzw. subparallel dazu eine Streckungslineation (StrLin3 - mit nach WSW gerichtetem Schersinn) aus. Die Form und Intensität der F_{3-PK} -Faltung sowie der S_{3-PK} -Schieferung ist von den rheologischen Eigenschaften der jeweils betroffenen Gesteinstypen des Patscherkofelkristallins abhängig.

In den Quarziten und feldspatarmen Glimmerschiefern zeigt sich ein penetratives alpidisches Gefüge, nämlich eine Isoklinalfaltung ($IsoF_{3-PK}$) und eine mylonitische S_{3-PK} -Schieferung. Variszische Gefügeelemente ($IsoF_{2-PK}$, S_{2-PK}) werden nahezu vollkommen überprägt und liegen nur mehr reliktsch vor. In den Paragneisen, den feldspatreichen Glimmerschiefern und den Amphiboliten hingegen entstand nur eine enge Faltung (F_{3-PK}). Die variszische S_{2-PK} -Schieferung blieb innerhalb der F_{3-PK} -Faltung meist gut erhalten und wurde nur schwach von der S_{3-PK} -Schieferung bzw. einer Achsenebenenschieferung (AES_{3-PK}) überprägt.

Die Platznahme des Patscherkofelkristallins auf der Innsbrucker Quarzphyllitzone erfolgte nach dem westgerichteten Deckentransport im Zuge einer NW-gerichteten Überschiebung. Während dieses Transportes entstand ein nach NW gerichtetes Scherbandgefüge (SB top to NW). In den Scherbändern rekristallisierte Chlorit bzw. wuchs neuer Chlorit. Die Temperatur bei diesem Transport war deutlich kühler als während des älteren Westtransportes. Penetrative Scherbandgefüge oder eine Scherbandfoliation (Scherbänder im cm-Bereich) sind an bestimmte Bereiche gebunden. Sie treten vor allem an der Basis des Patscherkofelkristallins und den hangendsten Anteilen der Innsbrucker Quarzphyllitzone auf. Innerhalb des Patscherkofelkristallins sind sie in den Glimmerschiefern untergeordnet ausgebildet. Unklar ist die Zuordnung eines Quarzphyllit-Chloritphyllit-Horizontes, welcher am Patscherkofel zwischen den hangenden Glimmerschiefern und den liegenden Paragneisen auftritt (westlich Boscheben). Dieser Horizont zeigt gut ausgebildete Scherbandgefüge. Es könnte sich um stark retrograd überprägtes Patscherkofelkristallin aber auch um eine Schuppe von Innsbrucker Quarzphyllit handeln. In der Karte wurde letztere Interpretation dargestellt.

So wie in der nördlichen Innsbrucker Quarzphyllitzone tritt im Patscherkofelkristallin eine offene Faltung mit NE-SW-orientierten Faltenachsen (F_{4a} -Falten) auf. Sie führt zu einer großräumigen flachwelligen Faltung des Patscherkofelkristallins. Parasitärfaulen höherer Ordnung sind nur in Form einer Mikrofaltung (im mm-Bereich) in den Glimmerschiefern belegt. Trotz der großräumigen Massenbewegungen und der abgesetzten Bereiche zeigt sich für das Patscherkofelkristallin die Form einer leicht asymmetrischen, NE-SW-orientierten Synform. Im südlichen Bereich (Viggartal) fällt die S_{3-PK} (entspricht S_{3-IQP}) mittelsteil Richtung NW ein. In den nordfallenden Hängen des Patscherkofels streuen die Fallwerte meist stark. Jedoch kann hier auf ein flaches Einfallen in Richtung SSE geschlossen werden.

Literatur

- DINGELDEY, Ch. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine - Petrologie und Geochemie. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien.
- DINGELDEY, Ch. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine. - Mitt. österr. mineral. Ges., 135, p., 19-21.
- DINGELDEY, Ch. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. - Unveröff. Diss. Univ. Wien, pp. 309.
- DINGELDEY, Ch., KOLLER, F., DALLMEYER, D. & MEISEL, T. (1995): Implications of the ultramafic-mafic Reckner-Complex for the geotectonic evolution of the Lower austroalpine in the eastern Alps. - In: IOS Int. Ophiolite Symp. Pavia (Italy).
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.-J. (1997): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the "Tarntaler Berge" NW of the Tauern Window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps.-Contrib. Mineral. Petrol., 129, p. 1-19.
- ENZENBERG, M. (1966): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, p. 5-50.
- ENZENBERG-PRÄHAUSER, M. (1976): Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihre Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, p. 163-180.
- FÜGENSCHUH, B. (1995): Thermal and Kinematic History of the Brenner Area (Eastern Alps, Tyrol). - Unveröff. Diss. ETH Zürich, Nr. 11196, pp. 153.
- FÜGENSCHUH, B. & ROCKENSCHAUB, M. (1993): Deformations in the hangingwall of the Brenner-Fault-Zone. - Terra abstracts, suppl. to Terra nova, 5, p. 165.
- HADITSCH, G. & MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, p. 1-40.
- HADITSCH, J.-G. & MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the lower Austroalpine Innsbruck quartz phyllite. - In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral deposits of the Alps, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, p. 51-59.
- HARTMANN, E. (1913): Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). - Jb. Geol. R.-A. Wien, 63, p. 20.
- HÄUSLER, H. (1982): Vergleichende Untersuchungen an nachtriadischen Breccien des Unterostalpins in den Radstädter Tauern und Tarntaler Bergen (Salzburg-Tirol). - Jber., 1982 Hochschul-schwerpkt. S 15, p., 191-201.
- HÄUSLER, H. (1985): Bericht, 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 128, p. 298-300.
- HÄUSLER, H. (1987): The northern Austroalpine margin during the Jurassic: Breccias from the Radstädter Tauern and Tarntaler Berge. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke Wien, p. 103-111.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentgeologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg - Tirol). - Jb. Geol. B.-A. Wien, 131/1, p. 21-125.
- HEIDORN, R. (1998): Structural evolution at the Penninic to Lower Austroalpine boundary, northwestern margin of the Tauern Window (Tux Mountains, Eastern Alps). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, p. 128.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1968): Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux in Tirol. - Bayrischen Akademie der Wissenschaften Sitzungsberichte, Math-Naturwiss. Kl., 1967, p. 1-11.
- KOLENPRAT, B., ROCKENSCHAUB, M. & FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) - Structural and tectonic implications. - Tübinger geowiss. Arb. (4th workshop on Alpine geolog. studies), 52, p. 116-117.
- MOSTLER, H., HEISSEL, G. & GASSER, G. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. Wien, 1, p. 77-83.
- MOSTLER, H. (1986): Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, unterostalpinen Meso-zoikum, Matreier Schuppenzone, Altkristallin, Steinacher Decke, Silltalstörung). (Exkursion B). - In: Geologische Exkursionen in der weiteren Umgebung von Igls (Tirol), Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 68, p. 29-42.
- ROCKENSCHAUB, M. (1991): Bericht, 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 134/3, p. 519-520.

- ROCKENSCHAUB, M. & KOLENPRAT, B. (1998): Polyphase Entwicklung der Innsbrucker Quarzphyllit-Zone und des Patscherkofel-Kristallins (Ostalpen): Variszische, permische und alpine Metamorphose. - Freiburger Forschungshefte (TSK 7) C 471, p. 179-180.
- ROCKENSCHAUB, M. & NOWOTNY, A. (1999): The Brenner Area - A new geological map in press, sheet Brenner ÖK 148. - Tübinger geowiss. Arb. (4th workshop on Alpine geolog. studies), 52.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) - New geochronological implications. - Tübinger geowiss. Arb. (4th workshop on Alpine geolog. studies), 52, p. 118-119.
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). - Geol. Rundsch., 65/2, p. 410-421.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. - In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg - New York, p. 300-314.
- THÜNKER, M. (1978): Geologische Untersuchungen am Mieslkopf (Tuxer Voralpen, Österreich). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Erlangen.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1, Die Zentralalpen. - 766 Seiten, Deuticke Wien, 1977.
- WIGGERING, H. (1983): Geochemisch-petrographische Untersuchungen an Serpentiniten und Ophicalciten des Unterostalpinen Permomesozoikums bei Matrei am Brenner (Tirol). - Verh. Geol. B.-A. Wien, 3 (1982), p. 313-323.

Anschrift der Verfasser

Dr. Manfred ROCKENSCHAUB¹ und Dr. Axel NOWOTNY²: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

¹Tel.: (01) 7125674/212. Email: rocman@cc.geolba.ac.at.

²Tel.: (01) 7125674 / 214. Email: nowaxe@cc.geolba.ac.at.

Mag. Bernd KOLENPRAT: Bundesministerium f. Wirtschaft & Arbeit, Sektion III - Arbeitsrecht & Arbeitsinspektion, Abt. 1 - Berg- & Bauwesen, Administration, Favoritenstraße 7, 1040 Wien.

Tel.: (01) 71100 / 2188; Fax: (01) - 71100 / 2423. Email: Bernd.Kolenprat@bmwa.gv.at.

Preliminary Eo-Alpine Thermobarometric Results of the Austroalpine Crystalline Basement Nappes in the Northwest of the Tauern Window Between the Zillertal and the Wipptal (Eastern Alps, Tyrol)

A. PIBER and P. TROPPER

In the frame of the TRANSALP project, this investigation addresses the thermobarometry of the crystalline basement nappes in the area to the northwest of the Tauern Window between the Zillertal in the East and the northern part of the Brenner Basis Tunnel line. The units to be studied in the course of investigation are the Innsbruck Quartzphyllite (IQP), the Kellerjochgneiss (KG) and the Patscherkofel Crystalline (PC) (Fig. 1). The Innsbruck Quartzphyllite and the Kellerjochgneiss show a polymetamorphic evolution with a pre-Alpine metamorphic overprint (Variscan and/or Permian) and a pervasive Eo-Alpine overprint under low to high greenschist facies conditions (PIBER, 2002). The Patscherkofel Crystalline shows evidence for a strong Variscan amphibolite facies overprint and also a pervasive Eo-Alpine overprint under low to high greenschist facies conditions.

The IQP contains the mineral assemblage muscovite + albite + chlorite + quartz. No pre-Alpine relics have been found so far. The intercalated greenschists of the IQP, which are metavolcanic rocks of few meters in diameter, contain the mineral assemblage albite + chlorite + muscovite + epidote + sphene + calcite + stilpnomelane ± ilmenite ± biotite ± amphibole. The KG, which is an augengneiss overlying the IQP, contains the mineral assemblage muscovite + biotite + albite + chlorite + quartz ± stilpnomelane. Additionally a sample from a pegmatite, crosscutting the KG, contains the assemblage garnet₁ (Alm₆₈ Spess₂₇ Pyr₃ Gro₂) + garnet₂ (Gros₅₂ Alm₃₃ Spess₁₅) + biotite + stilpnomelane + muscovite + chlorite + albite + quartz. This assemblage probably represents a remnant of an earlier metamorphic event (possibly Permian). The PC, which also lies in a tectonically higher position, is mainly composed of mica schists with the mineral assemblage albite + plagioclase + muscovite + biotite + chlorite + quartz ± chloritoid ± garnet₁ ± garnet₂ ± ilmenite ± clinozoisite ± staurolite ± margarite. Pre-Alpine relics are garnet₁ + staurolite, all other minerals are part of the Eo-Alpine mineral assemblage.

Thermobarometric data from this area are rare except for detailed information of the KG and the lower grade parts of the IQP from the northern Zillertal area so far (PIBER, 2002). Quantifying the PT conditions of the metamorphic zonation of the IQP as well as the overlying Patscherkofel Crystalline is essential for any geodynamic reconstruction of the Austroalpine basement nappes northwest of the Tauern Window.

Thermobarometry of the KG, the lower grade parts of the IQP from the northern Zillertal area and the greenschists in the IQP was performed by calculating invariant points with the program TWQ v1.02 (BERMAN, 1992) and the data base of MASSONNE (1997) and VIDAL (2002). In addition, the empirically calibrated muscovite + chlorite + stilpnomelane + quartz thermobarometer by CURRIE & VAN STAAL (1999) was applied. Thermobarometry of the samples of the Kellerjochgneiss with TWQ v1.02 with the data base of BERMAN (1992) yields pressures ranging from 4.0 to 11.0 kbar and temperatures ranging from 242 to 408°, whereas most of the calculations lie around pressures of 5 to 8 kb and temperatures of 250 to 360°C (Fig. 2). The calculations with TWQ v1.02 using the data base of MASSONNE (1997) yield pressures of 4.0 to 8.0 kbar and temperatures of 250 to 360°C. The thermobarometric calculations performed with THERMOCALC v2.07 with the data base of HOLLAND & POWELL (1998) yield pressures ranging from 3 to 11.0 kbar and temperatures of 280 to 400°C. Most samples yield pressures of 3 to 8 kb and temperatures of 280 to 380°C. Multi-equilibrium calculations involving Fe-stilpnomelane with the data base of MASSONNE (1997) yield pressures ranging from 5.8 to 7.8 kbar at temperatures of 310 to 400°C, which are in good agreement with the results from the other thermobarometers (Fig. 2).

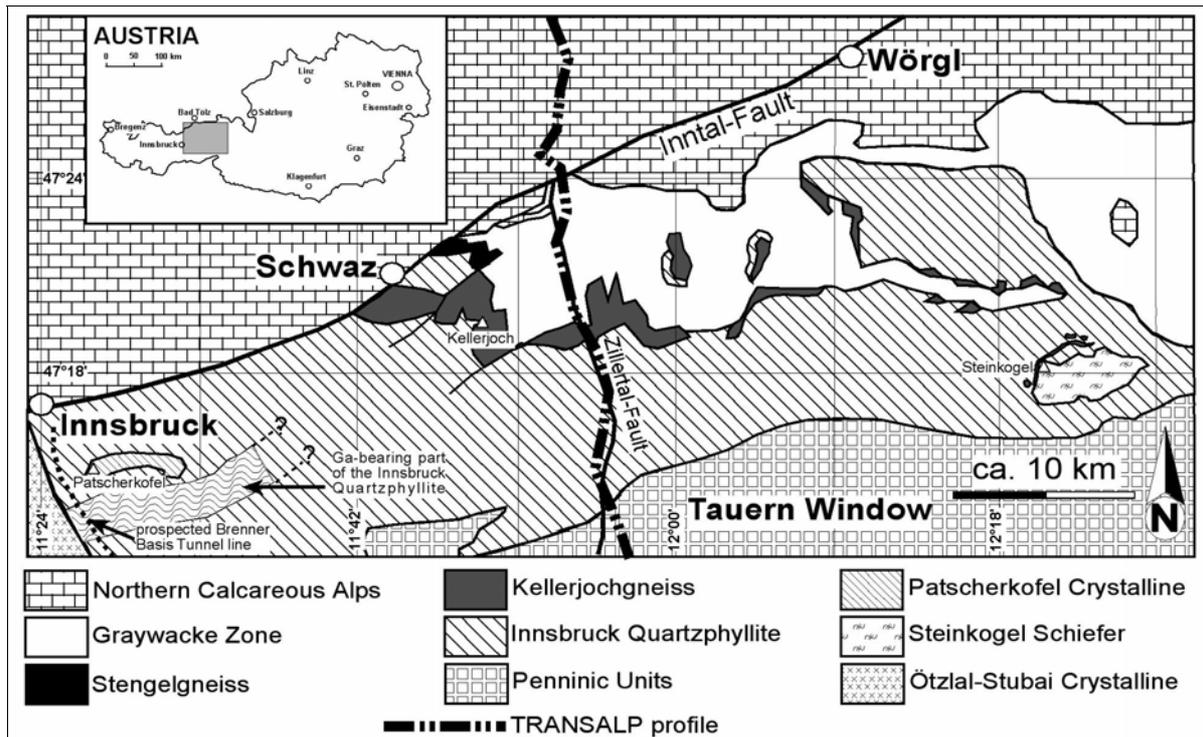


Fig. 1: Geological overview of the area of investigation which is bordered by the Zillertal in the east and western limit of the IQP in the west.

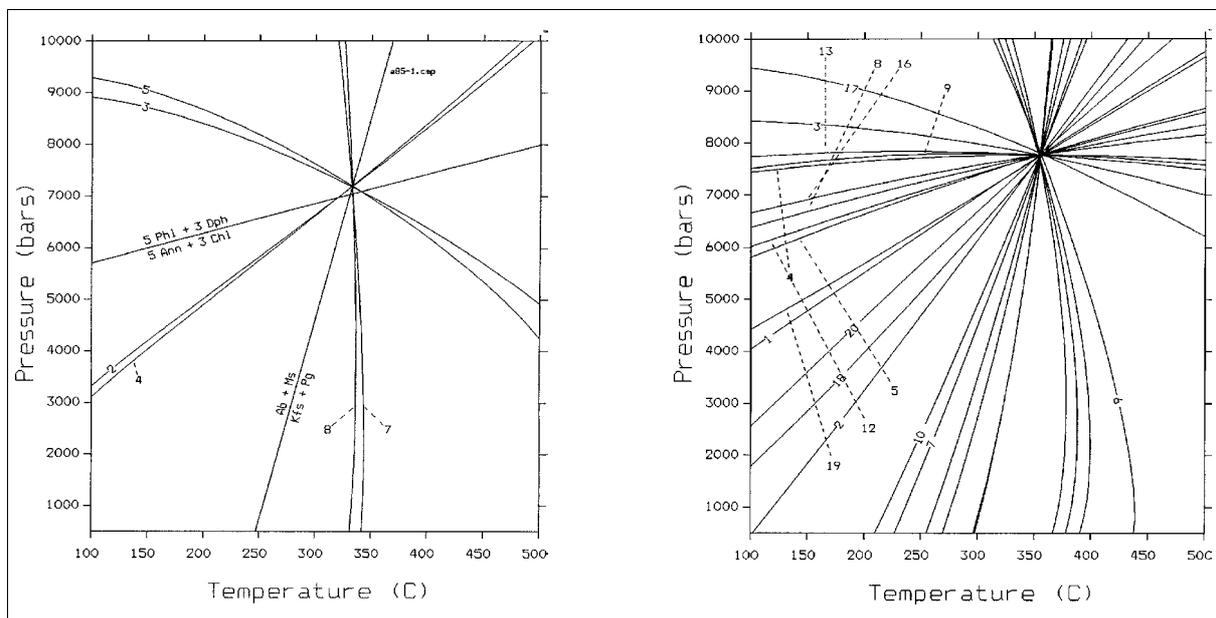


Fig. 2: This figure illustrates two examples of multi-equilibrium calculations of the Kellerjochgneiss. The left plot shows the result of sample A-85, calculated with TWQ v1.02 with the data base of BERMAN (1988) in the system KNMFASH. The figure right depicts the result of sample A-77, calculated with TWQ v1.02 with the data base of MASSONNE (1997) in the system KMFASH including Fe-stilpnomelane.

Due to the lack of suitable mineral phases for thermobarometric calculations PT data of the Innsbruck Quartzphyllite are rare. At temperatures ranging from 300 to 400°C, pressures could be obtained with TWQ v1.02 with the data base of MASSONNE (1997); they lie at 4.8 ± 1.2 kbar. The calculations with TWQ v1.02 using the data base of MASSONNE (1997) of the greenschists yield average pressures of

5.6 ± 1.1 kbar and average temperatures of $389 \pm 33^\circ\text{C}$ for the assemblage muscovite + chlorite + feldspar + quartz + titanite + rutile. The thermobarometric calculations performed with THERMOCALC v2.07 with the data base of HOLLAND & POWELL (1998) yield average pressures of 5.9 ± 2.5 kbar and average temperatures of $408 \pm 50^\circ\text{C}$ for the same mineral assemblage. The results obtained with the empirical thermobarometer of CURRIE & VAN STAAL (1999) involving Fe-stilpnomelane + muscovite + chlorite yield slightly lower pressures and temperatures ranging from 4.3 ± 1 kbar and $368 \pm 62^\circ\text{C}$ and are in good agreement to the PT data obtained with the multi-equilibrium calculation programs mentioned above. Results with TWQ v2.02b (BERMAN, 2002) using the data base of VIDAL (2002) yield pressures of 2.6 to 4.2 kb and temperatures of 280 to 390°C for the mineral assemblage muscovite + chlorite + quartz which are in agreement with the results of previous PT calculations (Fig. 3).

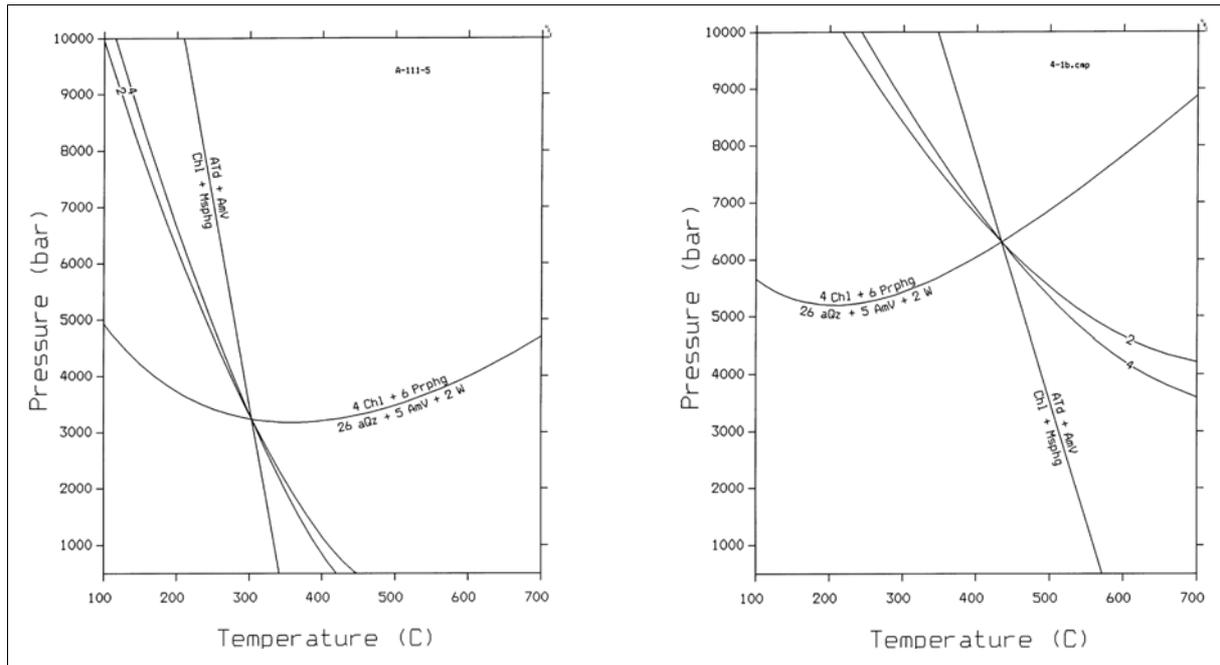


Fig. 3: The figures above illustrate the difference in pressure and temperature of two samples, one from the IQP of the northern Zillertal area (sample A-111) and one from the Patscherkofel Area from the westernmost part of the IQP (sample IQP-P4). Both were calculated with TWQ v. 2.02b with the data base of VIDAL (2002) using the mineral assemblage muscovite + chlorite + quartz in the system KMASH. The right figure (sample IQP-P4) depicts higher PT conditions for the IQP from the westernmost part.

Thermobarometry of the PC and the westernmost part of the IQP was performed by calculating invariant points with the program TWQ v1.02 (BERMAN, 1992) and TWQ v2.02b (BERMAN, 2002) and the data base of BERMAN (1992) and VIDAL (2002). These calculations yield pressures ranging from 5.2 to 6.1 kbar and temperatures ranging from 360°C to 476°C (Fig. 3). Application of the garnet biotite thermometer yields temperatures of 500°C to 524°C at pressures in the range of 5-6 kbar for the biotite- and garnet zone within the IQP. The calculations of samples from the Patscherkofel Crystalline with TWQ v1.02 using the data base of BERMAN (1992) yield an invariant point with pressures of 10.6 ± 0.3 kbar and temperatures of $504.6 \pm 7.6^\circ\text{C}$ (Fig. 4) for the Eo-Alpine mineral assemblage albite + biotite + muscovite + garnet₂ + chlorite. Application of the garnet - biotite thermometer and the garnet - plagioclase - muscovite - quartz barometer, yields temperatures of 498°C to 580°C and pressures ranging from 8.2 to 12.2 kbar (Fig. 5). These data are in good agreement with the results from the other thermobarometers.

The geothermobarometric investigations of the Austroalpine units located in the northern Zillertal area reveal a wide range of pressures. This can be the result of a mixture of two metamorphic stages, where the first one might be a pre-Alpine event (Variscan or Permian) with low pressures and the second one might be correlated to an early Eo-Alpine HP event. The second scenario might be, that the PT-data are the result of an Eo-Alpine event with high pressures of >6 kb and a strong retrograde

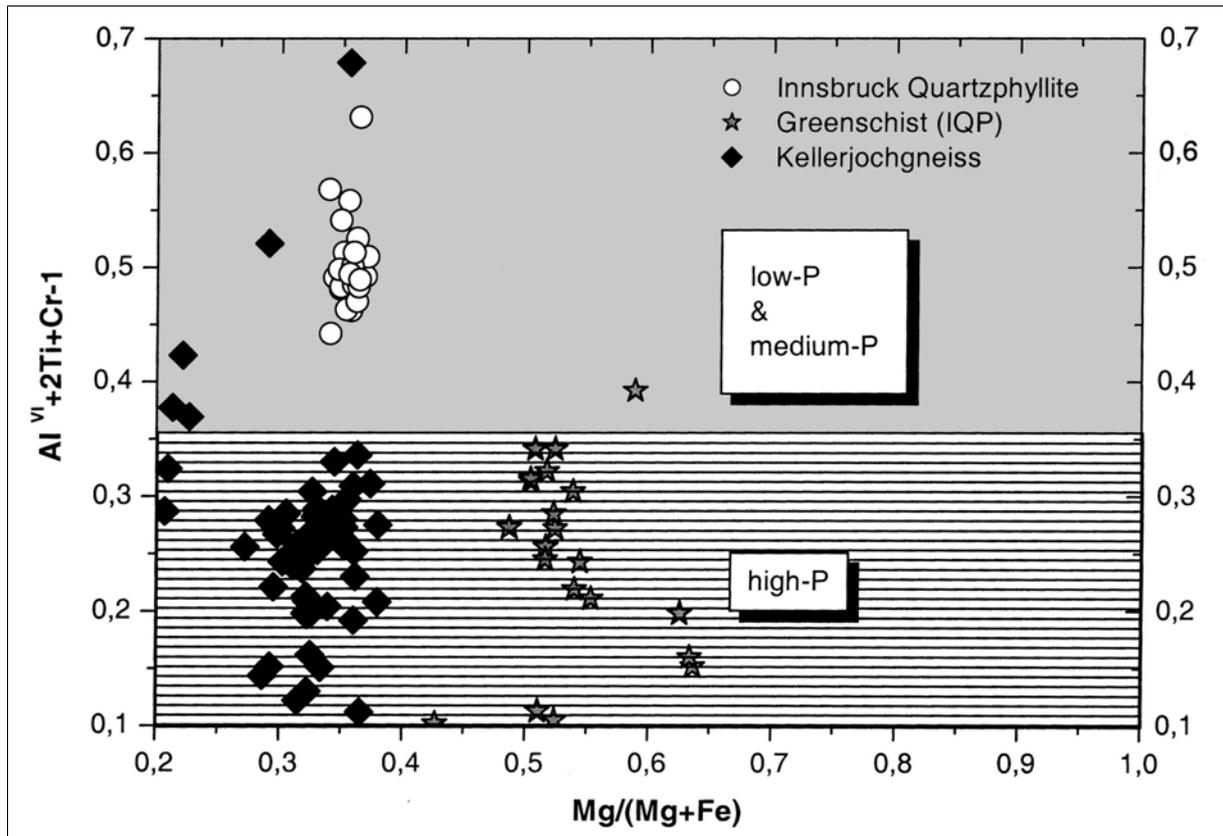


Fig. 6: The diagram shows the chlorite composition of the Kellerjochgneiss, the Innsbruck Quartzphyllite and the intercalated Greenschists [formula proportion $Al^{VI} + 2Ti + Cr - 1$ versus $Mg/(Mg + Fe)$] from the northern Zillertal Area. This plot also depicts an empirical correlation of chlorite composition with pressure in metamorphosed rocks.

Chemically, hints for a possible high pressure event are manifested through high Si contents in phengites of the Kellerjochgneiss (Si 3.24-3.50 apfu) and in the greenschists of the Quartzphyllite (Si 3.24-3.33 apfu). The low Al^{IV} contents in chlorites of the Kellerjochgneiss (Al^{IV} 1.00-1.40 apfu) and the greenschists (Al^{IV} 1.00-1.31 apfu) are also possible indicators for high pressure metamorphism (LAIRD, 1991) (Fig. 6). Whether the indicators for a high P event of the greenschists are in a chronological correlation to those of the Kellerjochgneiss or not, can not be distinguished without geochronological investigations. The phyllites of the Innsbruck Quartzphyllite show clearly lower pressures at low temperatures as the Kellerjochgneiss. Chemical and mineralogical indicators for a high P event are also absent. The Si contents of the muscovites of the phyllites in the northern Zillertal Area range from 3.06 to 3.20 apfu (Fig. 7). The Al^{IV} contents of the chlorites lie between 1.29 and 1.50 apfu.

The thermobarometric data and the Si contents in phengite of the Innsbruck Quartzphyllite (Si 3.07-3.28 apfu) reveal a decrease in metamorphic grade from the west to the east of the westernmost part of the Innsbruck Quartzphyllite during the Eo-Alpine metamorphic overprint (Fig. 7). The obtained PT-data from the Patscherkofel Crystalline indicate higher metamorphic conditions during an Eo-Alpine event, which suggest that the Patscherkofel Crystalline was subsequently thrust onto the Innsbruck Quartzphyllite after the peak of Eo-Alpine metamorphism.

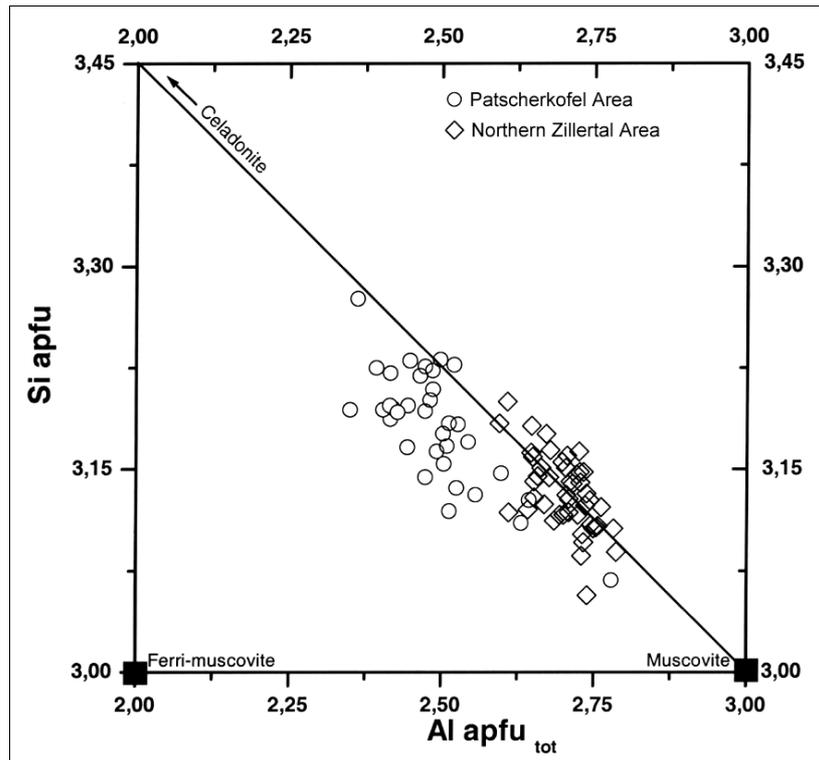


Fig. 7: The diagram shows the difference of celadonite amounts between the muscovites of the IQP from the northern Zillertal Area and the Patscherkofel Area. The higher Si contents of the muscovites from the westernmost part of the IQP are indicative for higher pressures during the Eo-Alpine metamorphic overprint.

References

- BERMAN, R.G. (1992): Written comm.
 BERMAN, R.G. (2002): Written comm.
 CURRIE, K.L. & VAN STAAL, C.R. (1999): The assemblage stilpnomelane-chlorite-phengitic mica: a geothermobarometer for blueschist and associated greenschist terrains. - *J. Metamorphic Geol.*, 17, 613-620.
 HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (1998): An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. - *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89-124.
 LAIRD, J. (1991): Chlorites: Metamorphic petrology. - In: BAILY, S.W. (Ed.): *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*, *Rev. Mineral.*, 19, 405-447.
 MASSONNE, H.J. (1997): Written comm.
 PARRA, T., VIDAL, O. & AGARD, P. (2002): A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. - *Contrib. Mineral Petrol.*, 143, 706-732.
 PIBER, A. (2002): Tectonometamorphic evolution of the Austro-Alpine nappes in the northern Zillertal Area, Eastern Alps. - Unpubl. MSc Thesis, University Innsbruck, 269 p.

Authors' address

Mag. Andreas PIBER and Dr. Peter TROPPE: Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Die ligurischen Ophiolite der Tarntaler Berge und der Matreier Zone

F. KOLLER & G. PESTAL

Zusammenfassung

Die Serpentinite der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes nehmen innerhalb der Ophiolite des Tauernfensters eine Sonderstellung ein. Auf Grund ihrer charakteristischen Merkmale sind sie am ehesten mit den Ophioliten der Platta-Decke zu vergleichen und werden als fragmentarische Reste der Kontinent-Ozean-Übergangszone des Piemont-Ozeans aufgefasst.

Die Matreier Zone und der Reckner-Komplex weisen auch eine nahezu identische metamorphe Entwicklungsgeschichte auf. Dies gilt sowohl für die erste druckbetonte Metamorphose als auch für die nachfolgende thermische Überprägung (Tauernkristallisation).

1. Einleitung

Das Tauernfenster ist bei weitem das größte tektonische Fenster der Ostalpen. Sein Internbau wird von zwei großtektonischen Einheiten, dem Glockner-Deckensystem (nach R. STAUB, 1924) und dem Venediger-Deckensystem (nach W. FRISCH, 1977), bestimmt (vgl. Abb. 1 - siehe gefaltete Anlage).

Das penninische Glockner-Deckensystem besteht aus metamorphen Äquivalenten von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten, die in einem tiefen Meerestrog abgelagert wurden (den Bündnerschiefern der "Glockner- und der Fuscherfazies" im Sinne von G. FRASL und W. FRANK, 1966), und aus metamorphen Resten der ozeanischen Kruste.

Das Venediger-Decken-System ist die zweite, tektonisch unter dem penninischen Glockner-Deckensystem liegende Großeinheit des Tauernfensters (Subpenninikum im Sinne von A.G. MILNES, 1974). Neben meist geringmächtigen mesozoischen Metasedimenten finden wir hier vorrangig paläozoische Metamorphite und variszische Metagranite (die Zentralgneise). Diese Gesteinskomplexe bildeten im oberen Jura und in der Kreidezeit die kristalline Basis des südlichen europäischen (helvetischen) Schelfs (vgl. Abb. 1, siehe auch Abb. 2).

In der Nordrahmenzone beziehungsweise in der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters werden die tektonisch höchsten penninischen Decken und Schuppenzonen zusammengefasst. Die Hauptmasse der hier auftretenden Gesteine sind wiederum tiefmeerische Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe. Im Gegensatz zum Glockner-Deckensystem treten aber in der Matreier Zone neben den kreidezeitlichen auch etliche bereits im Dogger und Malm abgelagerte Teile der Bündnerschiefer auf. Die Ophiolite spielen mengenmäßig lediglich eine untergeordnete Rolle. Weiters gibt es in der Nordrahmenzone und in der Matreier Zone zahlreiche Gesteinszüge und Großschollen von Perm-, Trias- und Lias-Gesteinen, die in ihrer Lithologie exakt Gesteinen der unterostalpinen Radstädter Tauern gleichen. Diese werden als unterostalpine Fragmente betrachtet.

Etliche geochronologische Daten belegen, dass Deckenbau, Deformation und Metamorphose des Tauernfensters hauptsächlich im Alttertiär stattfanden. Die penninischen Decken (Deckensystem Matreier Zone - Nordrahmenzone und Glockner-Deckensystem) sind heute weit auf den Deckenkomplex der Venediger-Decke überschoben und wurzellos. Ihre basalen Anteile, der Großteil der ozeanischen Kruste, wurden subduziert. Die Teildecken sind stets tektonisch fragmentiert und vielfach unterschiedlich metamorph überprägt. Entsprechend schwierig sind daher Korrelationen, wie sie dieser Artikel versucht.

2. Plattentektonische Ereignisse vor und während der Bildung des penninischen Ozeanbeckens

Vor ca. 160 bis 170 Millionen Jahren entstand der tiefmeerische penninische Trog der letztlich "Apulien" vom "helvetisch-europäischen Schelf" abtrennte. Dies ereignete sich gleichzeitig, mit der "Öffnung des Mittelatlantiks", zwischen Afrika und Nordamerika, dessen Nordrand durch eine Transform-Zone zwischen Südspanien und Maghreb mit dem Südrand des penninischen Ozeans verbunden war (vgl. Abb. 2). Zwei geotektonische Phasen kennzeichneten diese Entwicklung:

1. das vor-ozeanische Rifting und
2. die Bildung neuer ozeanischer Kruste an einem mittelozeanischen Rücken.

Im Lias, möglicherweise schon ab der obersten Trias, wurde das vor-ozeanische Rifting im apulischen Ost- und Südalpin ein bestimmender Faktor. Dabei bildeten sich durch N-S-verlaufende Brüche begrenzte Schwellen und Becken aus. Im unteren Dogger wurden die Dehnungen im Bereich des oberen Mantels intensiver. Dies führte vor allem im unterostalpinen Bereich zur Bildung zahlreicher listrischer Brüche, die sich nach unten in flache Abschiebungen fortsetzten. Die kontinentale Kruste wurde in große gekippte Schollen zerlegt (vgl. Abb. 3). Dabei kamen vor allem Breccien und Turbidite zur Ablagerung. Diese "Synrift-Sedimente" sind in den Tarntaler Bergen und in Graubünden (R. TRÜMPY, 1975; H. HÄUSLER, 1988; N. FROITZHEIM & G. MANATSCHAL, 1996) typisch und besonders prächtig entwickelt.

Den Übergang vom Rifting zum Seafloor Spreading kennzeichnete die weitere Dehnung der kontinentalen Kruste und des oberen Mantels unter Ausbildung von flachen Abschiebungen. Diese führten auch letztlich dazu, dass eine mehrere Zehnerkilometer breite Zone von exhumiertem subkontinentalem Mantelmaterial die Basis des neuen Ozeanbeckens bildete. Die aus freigelegtem, serpentinisiertem, subkrustalem Mantelmaterial bestehende ophiolitische Zone war zum Ostalpinen Schelf hin orientiert. Wie aus dem in Abb. 3 dargestellten Modell gut ersichtlich ist, war der ligurisch-piemontesische Meerestrog asymmetrisch gebaut. Es kamen auch Tiefseesedimente, die Radiolarite (unter der CCD) und die Aptychenkalke zur Ablagerung. Wie wir heute aus vielen Profilen wissen, lagern die Radiolarite oftmals als erstes über Ophikalziten und über den zuvor beschriebenen Ophioliten. Somit herrschten im Piemont-Ozean ab dem späteren Mitteljura tiefmeerische Bedingungen.

Der aufsteigende astenosphärische Mantel führte in weiterer Folge zum typischen basischen Magmatismus und zur Ausbildung der mittelozeanischen Rücken. Mit der Bildung von Magmen und der Bildung ozeanischer Kruste gegen Ende des mittleren Jura wurde das Rifting schwächer oder setzte ganz aus. Es kam sozusagen das Seafloor Spreading und die allmähliche Verbreiterung des Ozeanbeckens in Gang (vgl. Abb. 3). Die im oberen Jura und in der Kreide gebildete alpine ozeanische Kruste entspricht aber nur in Ausnahmefällen der von der Penrose Field Conference (R.G. COLEMAN, 1977) vorgeschlagenen Definition für Ophiolit-Sequenzen. Gabbros sind deutlich untervertreten, "Sheeted-dykes-Komplexe" scheinen überhaupt zu fehlen. All dies wird als Indiz dafür gewertet, dass das Seafloor Spreading im penninischen Bereich nur mit geringen Spreading-Raten erfolgte (V. HÖCK & F. KOLLER, 1989). Dies entspricht der heutigen Vorstellung über ozeanische Kruste in Systemen mit geringer Spreading-Rate (T. JUTEAU & R. MAURY, 1999).

3. Charakterisierung der Ophiolite des Reckners und der Matreier Zone

Das am NW-Rand des Tauernfensters gelegene "Mesozoikum der Tarntaler Berge" wurde bislang in der gängigen Ostalpenliteratur gemeinsam mit dem "Innsbrucker Quarzphyllit" dem Unterostalpin zugeordnet (A. TOLLMANN, 1977; R. OBERHAUSER [Hg.], 1980). Die tektonische Interngliederung der Tarntaler Berge umfasst vom Liegenden gegen das Hangende vier Teileinheiten:

- Die Quarzphyllit-Decke
- Die Hippold-Decke
- Die Reckner-Decke
- Den Reckner-Komplex

Abb. 2: Paläogeographie des alpinen Raumes und seines weiteren Umfeldes im Oberjura (aus "Rocky Austria", G.W. MANDL, 1999).

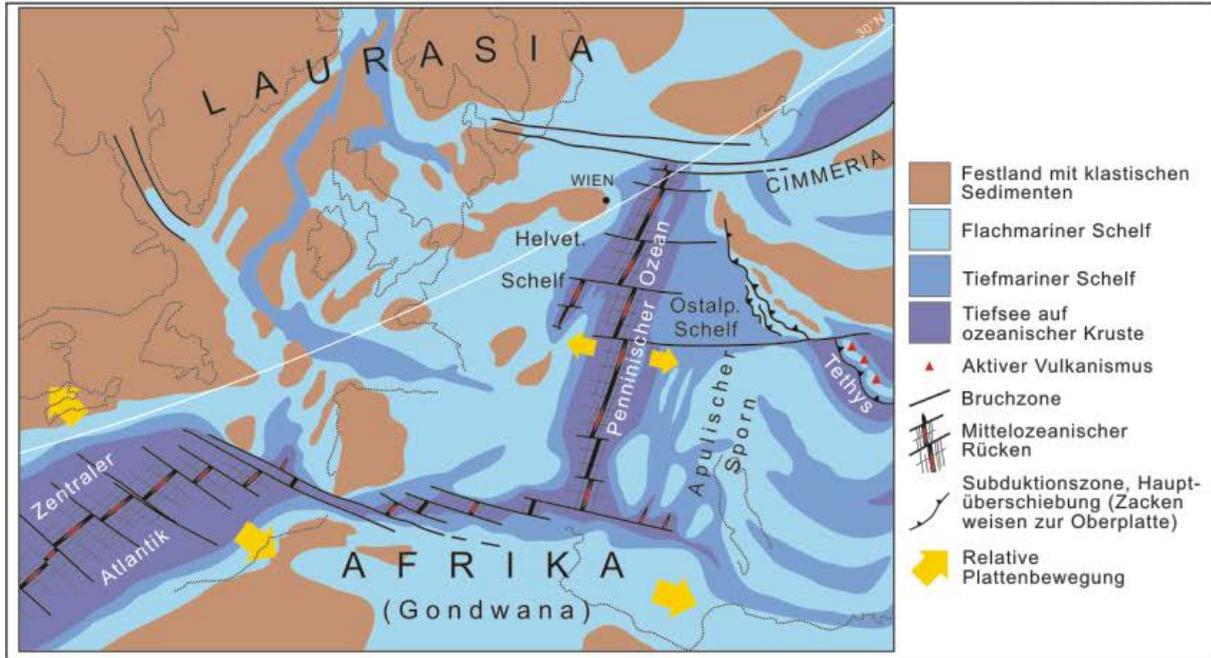
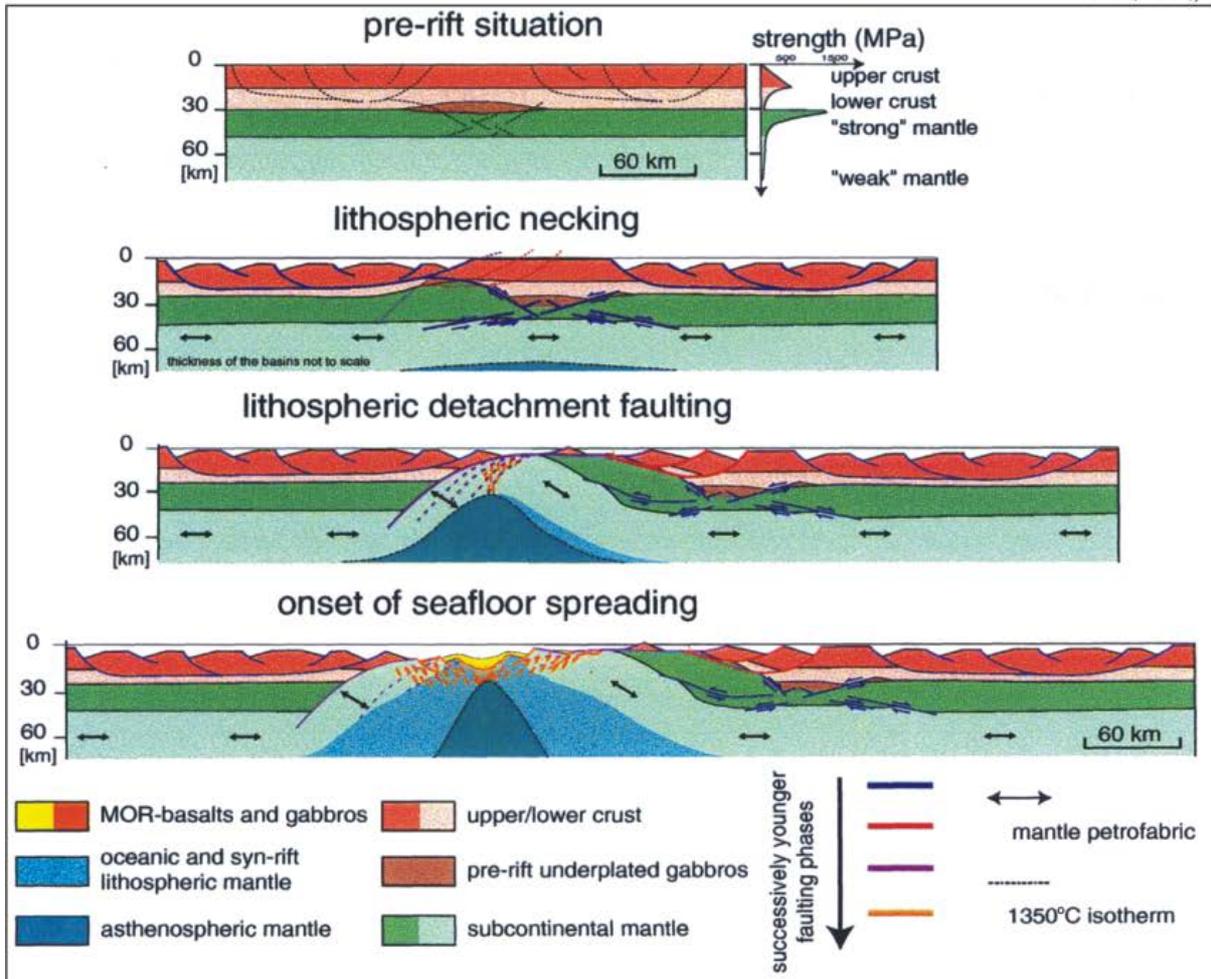


Abb. 3: Schemaprofile zur Öffnung eines Ozeanbeckens (nach R.B. WHITMARSH et al., 2001; bzw. G. MANATSCHAL et al., 2002.)



Während die Quarzphyllit-Decke hauptsächlich aus dem paläozoischen "Innsbrucker Quarzphyllit" besteht, besitzen Hippold-Decke und Reckner-Decke eine permomesozoische Schichtfolge, die im Wesentlichen mit jener der Radstädter Tauern zu vergleichen ist (siehe auch Abb. 9, Säule B). Im Bereich der Geierspitze und des Reckners lagern als tektonisch Höchstes die Ophiolite des "Reckner-Serpentinit". Sie wurden von C. DINGELDEY et al. (1997) als Reckner-Komplex beschrieben und tektonisch von der Reckner-Decke abgetrennt.

Der Reckner-Komplex mit einer maximalen Mächtigkeit von 230 m besteht überwiegend aus Ultramafiten (ca. 160 m), gering mächtigen Ophikarbonaten, Metabasiten (Blauschiefern und Grünschiefern) und lokalen kleinen Gabbrolinsen (C. DINGELDEY, 1990, 1995; F. KOLLER, 2001). Die Ultramafite des Reckner-Komplexes bestehen überwiegend aus relativ primitiven Lherzoliten, für die T. MEISEL et al. (1997) ein Sm-Nd-Alter von 187 +/-14 Ma. angeben. In diesen Ultramafiten ist erhaltener primärer Klinopyroxen mit einem X_{Mg} 0,90-0,91, ~2 Gew.% Na₂O und 5-6 Gew.% Al₂O₃ weit verbreitet. Primärer Olivin und Orthopyroxen sind im Gegensatz dazu vollständig serpentinisiert. Untergeordnet finden sich noch fast vollständig serpentinisierte Harzburgite und Dunite. Die seltenen Gabbrolinsen weisen sowohl die Zusammensetzung von Mg-Gabbros und von Ferrogabbros auf. Blauschiefer und die lokalen Grünschiefer weisen zwar grundsätzlich basaltische Zusammensetzung auf (C. DINGELDEY, 1990), ihre Spurenelementgeochemie sowie die Pb-Isotopendaten belegen aber eine Kontamination mit Krustenmaterial (C. DINGELDEY, 1995).

Die Matreier Zone bildet zwischen Obervellach im Mölltal und Sterzing im Eisacktal die tektonisch höchste Einheit des Tauernfensters. Sie ist eine aus Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe, Ophioliten und unterostalpinen Schollen permomesozoischer Gesteine bestehende tektonische Melangezone. Bei den Ophiolit-Fragmenten der Matreier Zone handelt es sich einerseits um einzelne, lang gestreckte Metabasitzüge (Prasinite) und andererseits um bis maximal 300 Meter mächtige Serpentinitvorkommen. Der größte, aber auch bekannteste Serpentinit ist jener der Gösles-Wand in der nördlichen Lasörflinggruppe. Mehrere kleinere Serpentinitvorkommen findet man im Originalgebiet der Matreier Zone nahe Kals und Matrei in Osttirol. Ihre Fortsetzung in Südtirol ist aus dem Bereich (Buinland oder Wurmtal) bekannt. Nach F. MELCHER et al. (2002) finden sich unter den Ultramafiten sowohl Lherzolithe als auch untergeordnet Harzburgite, die bis auf teilweise erhaltenen Cpx vollständig serpentinisiert sind. Auch diese Klinopyroxene mit einem X_{Mg} von 0,88-0,92 weisen ~2 Gew.% Na₂O und 5-6 Gew.% Al₂O₃ auf.

Die Gesteine des Reckner-Komplexes zeigen nach C. DINGELDEY (1995) und F. KOLLER (2001) weitverbreitet Hinweise (braune und grüne Hornblende, Ti-reicher Phlogopit, usw.) auf eine ozeanische Metamorphose mit hohen Temperaturen (670-780°C) bei niedrigem Druck (<2 kbar). Dies wurde bisher in der Matreier Zone noch nicht nachgewiesen.

3.1. Die Merkmale der Tarntaler und Matreier Ophiolite im Vergleich mit anderen penninischen Ophioliten der Ostalpen

Die im vorherigen Kapitel angeführten petrologischen Untersuchungen zeigten, dass die Ultramafite der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes überwiegend lherzolithische Zusammensetzung besitzen. Harzburgite sind nur sehr geringfügig vertreten. Eine weitere Gemeinsamkeit ist der ähnliche Chemismus der primären Klinopyroxene in den Lherzoliten (F. KOLLER et al., 1996; F. MELCHER et al., 2002), die sowohl für den Reckner als auch für die Matreier Zone hinsichtlich ihrer Na-, Al^{VI}- und Cr-Gehalte mit jenen der oberen Serpentiniteinheit der Platta-Decke (G. MANATSCHAL et al., 2002) gut vergleichbar sind.

Die Dominanz der Lherzolithe in der Matreier Zone und im Reckner-Komplex ist ein grundlegender Unterschied zu den anderen bekannten Ophiolitfragmenten der penninischen Fenster in den Ostalpen. So beschreiben V. HÖCK & F. KOLLER (1989) nur Harzburgite aus den Ophioliten der Glockner-Decke, ebenso von der Idalpe im Engadiner Fenster und von der Rechnitzer Fenstergruppe. Diese Feststellungen werden von F. MELCHER et al. (2002) an Hand der Geochemie bestätigt. Primäre Klinopyroxene sind in den penninischen Harzburgiten keine erhalten. Re/Os-Isotopendaten (MEISEL et al., 1997) belegen aber, dass die penninischen Harzburgite und die Lherzolithe des Reckners aus einem vergleichbaren Erdmantel stammen.

Aufgrund der Petrographie kann man klar definieren, dass die Lherzolithe des Reckner-Komplexes und der Matreier Zone einen Bereich mit relativ fertilem Erdmantel definieren, die penninischen Harzburgite hingegen einem stärker verarmten Erdmantel entsprechen.

Grundsätzlich sind folgende Möglichkeiten der Herkunft der Lherzolithe in Betracht zu ziehen:

- 1) Bereich eines ozeanischen Rückens, an dem längere Zeit keine Magmenproduktion stattfand und der daher bei fehlender oder geringer Aufschmelzung eine relativ primitive Mantelzusammensetzung hinterlässt. Entspricht sehr geringen Spreading-Raten.
- 2) Bei der Ausbildung eines initialen mittelozeanischen Rückens mit einem lherzolithischen Mantel, also im Bereich der beginnenden ozeanischen Krustenbildung.
- 3) Bei der Exhumation eines subkontinentalen Mantels.

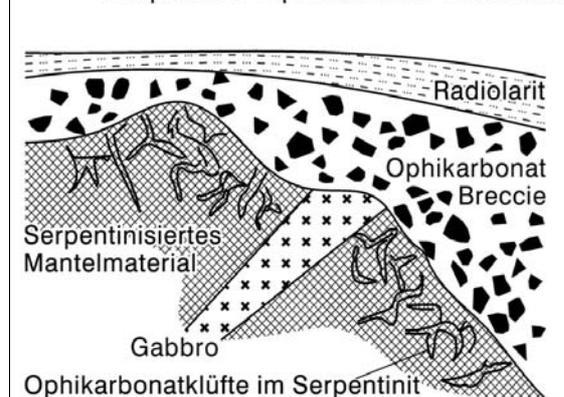
Die Harzburgite repräsentieren jenen Mantelteil, dem Magmen bei Schmelzraten von 10-15% (V. HÖCK & F. KOLLER, 1989) zur Bildung der penninischen MOR-Basalte entzogen wurden.

3.2. Primärkontakte zwischen Serpentiniten und Metasedimenten

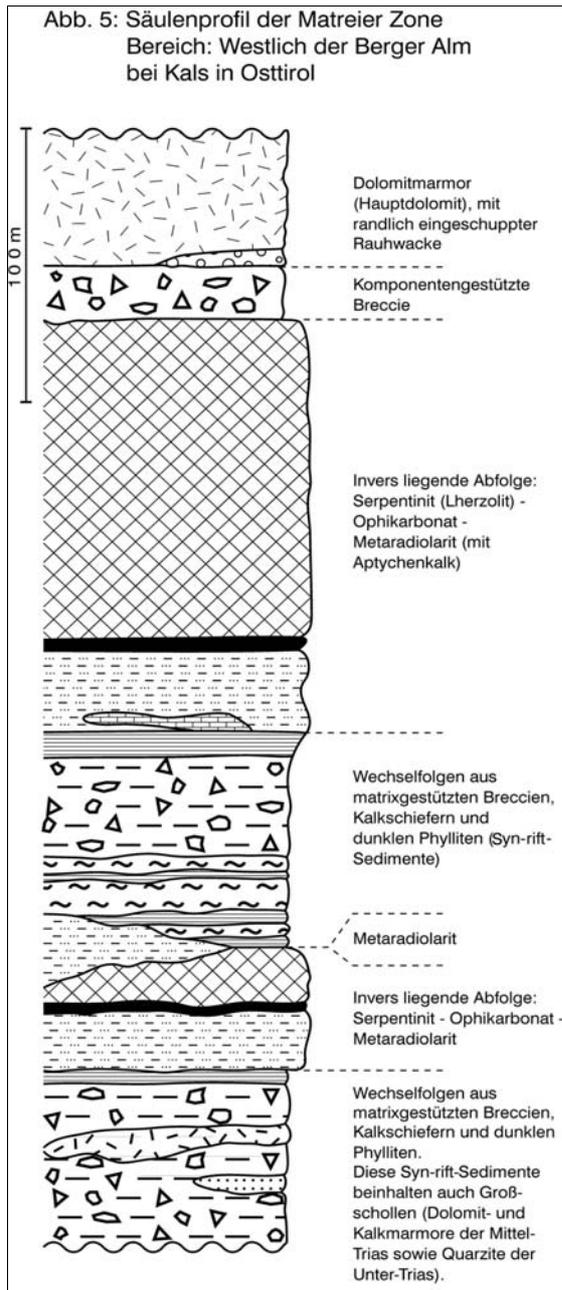
In einigen Abschnitten sind Ophikarbonatgesteine an den Rändern der Serpentinittkörper der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes entwickelt. Sie wurden meist deutlich duktil verformt und danach stark geschiefert. Bedauerlicherweise gingen dadurch etliche ihrer primären Strukturmerkmale verloren. Nur in einigen geschonten Abschnitten blieben die Strukturen in den Ophikarbonatgesteinen soweit erhalten, dass die primären Kontaktverhältnisse zwischen Ophioliten und Metasedimenten noch zu identifizieren waren und ausgewertet werden konnten. Prinzipiell können zwei Arten von Ophikarbonatgesteinen anhand ihrer ursprünglichen Merkmale unterschieden werden. Es sind dies einerseits mit Karbonat verfüllte Klüfte im Serpentin (Ophikarbonat 1). Diese charakterisieren den obersten Teil der Mantelgesteine, der nahe dem Ozeanboden positioniert war. Andererseits handelt es sich um in karbonatischer Matrix eingebettete Ultrabasitkomponenten (Ophikarbonat 2). Diese waren die ersten sedimentären Ablagerungen am neu entstandenen Ozeanboden (vgl. Abb. 4).

Summiert man die wichtigsten Ergebnisse, die wir aus dem Studium etlicher weiterer Profile in der Matreier Zone und im Reckner-Komplex gewinnen konnten, so lässt sich ein Normalprofil rekonstruieren (vgl. Abb. 9, Säule A). Der wichtige, basale Fixpunkt wird durch den Metaradiolarit definiert, der mit zwischengeschalteten Ophikarbonaten dem lherzolithischen Serpentin aufлагert. Die Metaradiolarite stufen diese primäre sedimentäre Kontaktsituation altersmäßig auf obersten Dogger bis Malm ein. Es sind dies die ältesten Primärkontakte, die wir in unseren Arbeitsgebieten beobachten konnten. Alle tektonisch tiefer liegenden mesozoischen Ophiolite des Tauernfensters, also jene der Glockner-Decke, zeigen - soweit uns bekannt ist - nur Primärkontakte zu kreidezeitlichen Metasedimenten. Vergleichbare Gesteinsfolgen, in denen Metasedimente des Mittleren und Oberen Jura Ophioliten auflagern, sind in der östlichen Schweiz zum Beispiel in der Platta-Decke weit verbreitet.

Abb. 4: Schematische Darstellung der primär sedimentären Kontaktsituation: Serpentin - Ophikarbonat - Radiolarit



Aus dem Penninikum der Westalpen, dem Apennin und aus Bohrungen im Atlantik sind im letzten Jahrzehnt zahlreiche primär sedimentäre Kontakte von Ozeanbodensedimenten über serpentinisiertem "petrographischem Mantelmaterial" bekannt geworden (M. LEMOINE et al., 1987). Diese Primärkontakte wurden stets durch das Auftreten von Ophikarbonat 1 und Ophikarbonat 2 gekennzeichnet. Die überlagernden Ozeanbodensedimente lieferten dabei überaus nützliche Erkenntnisse für die Alterseinstufung jenes Zeitpunktes, an dem die Serpentine am Ozeanboden exponiert wurden.

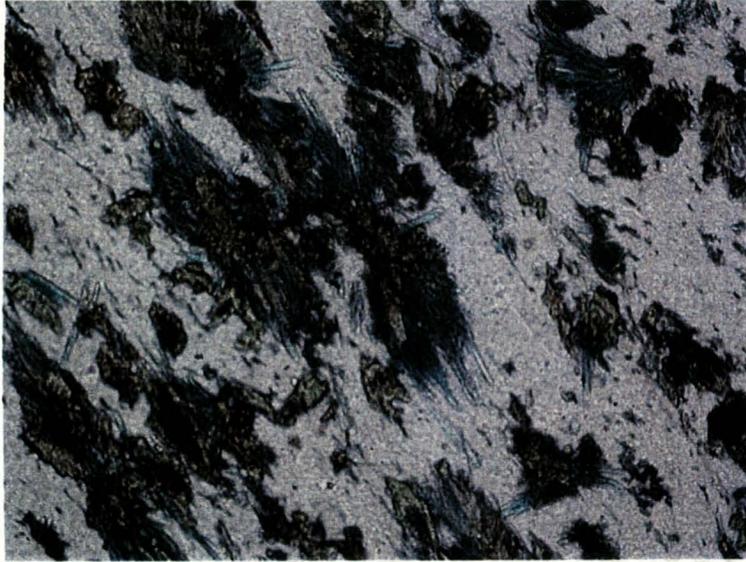


Ein für den Internbau der Matreier Zone charakteristisches Profil von der Berger Alm bei Kals in Osttirol zeigt die Trias- und Juragesteine der NE-Flanke des Ganotzkogels (vgl. Abb. 5). In diesem Profil findet sich zweimal die invertierte Abfolge Serpentin - Ophikarbonat - Metaradiolarit, die wir als eine noch erhaltene primär sedimentäre Kontaktsituation zwischen Ophiolit und Ozeanbodensediment interpretieren. Zwischen den beiden Abfolgen bzw. in ihrem Hangenden und Liegenden konnten Syn-rift-Sequenzen (vergleichbar mit der Tarntal-Formation) auskartiert werden. Die unterbrochenen Linien in der Legende des Profils kennzeichnen die sieben tektonischen Schuppen, die sich aus der Lithostratigraphie und den Primärkontakten ableiten lassen. Die Kenntnis der Primärkontakte und die Lithostratigraphie der Metasediment-Formationen sind die einzigen probaten Mittel zur Analyse des tektonischen Schuppenbaus der Matreier Zone.

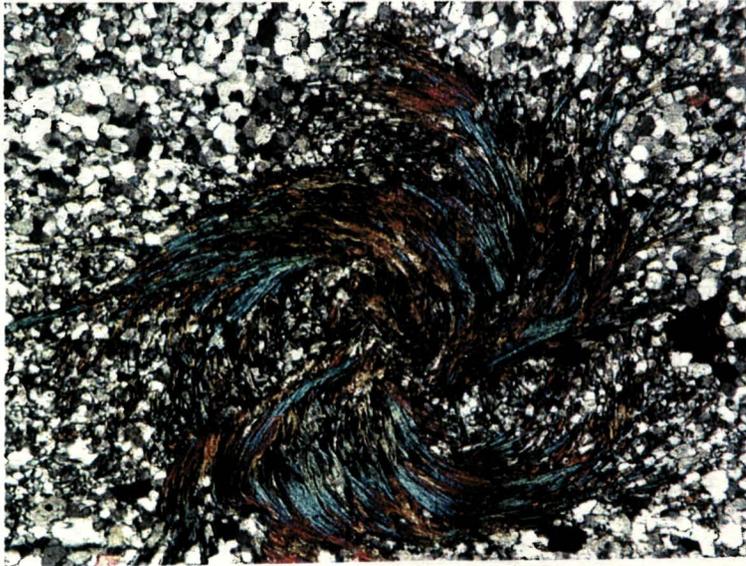
- Abb. 6: a) Blauschiefer aus dem Reckner-Komplex mit Alkalipyroxenen, die von blauen Alkali amphibolen überwachsen werden. →→→→
// Nicol, Bildbreite 0,69 mm.
- b) syn-deformativ gewachsene Alkali amphibolrosette aus dem Reckner-Komplex mit anomalen Interferenzfarben in einer feinkörnigen Matrix von Albit und Quarz.
X Nicols, Bildbreite 0,69 mm.
- c) Alkalipyroxene überwachsen von eingeregeltten Alkali amphibolen aus der Matreier Zone in einer Matrix aus Albit und Quarz.
// Nicols, Bildbreite 0,69 mm.
- d) Blauschiefer der Matreier Zone mit einem feinkörnigen Pflaster bestehend aus Albit und Quarz und straff eingeregeltten Alkali amphibolen.
X Nicols, Bildbreite 0,69 mm.

Reckner-Komplex

a)

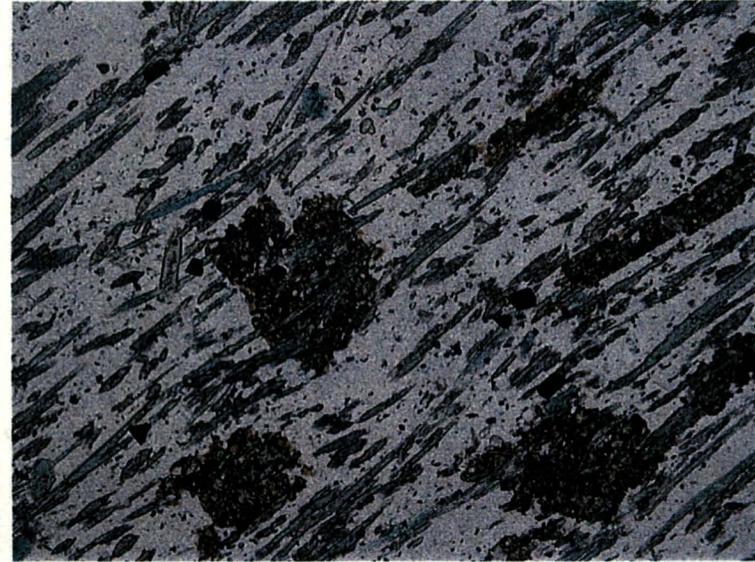


b)

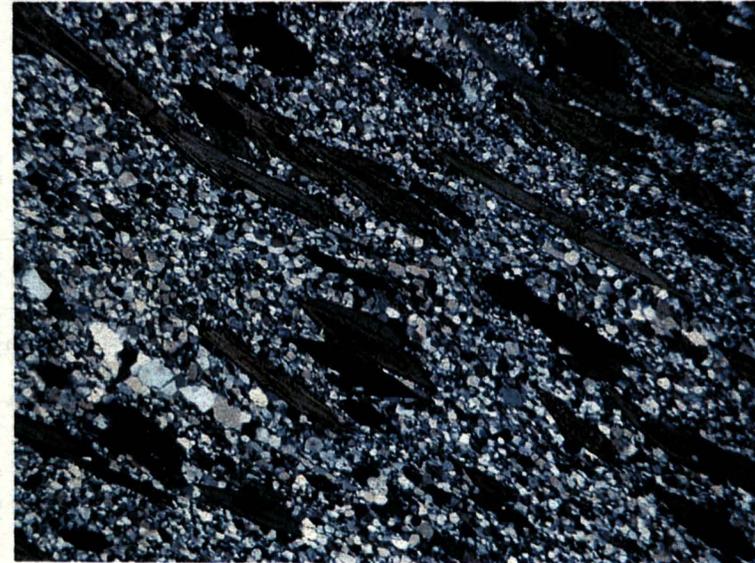


Matreier Zone

c)



d)



3.3. Die blauschieferfazielle Metamorphose der Tarntaler Berge und der Matreier Zone

Reckner-Komplex, Reckner-Decke und Hippold-Decke erfahren eine einheitliche Low-T-high-P-Metamorphose mit Paragenesen und Mineralphasen einer Blauschieferfazies (Alkalipyroxene und Alkali-amphibole, Abb. 6a-d, 7). Diese erfolgte nach C. DINGELDEY et al. (1997) bei Temperaturen um 360-370°C und 9-10 kbar (Abb. 8) und ist nach den Ar-Ar-Altern vermutlich um 50 Ma. alt. Die Hochdruckparagenesen sind durch Alkalipyroxene (Abb. 6a) mit Jadeit-Gehalten bis gegen 40 Mol% (Abb. 7a) definiert und verbreitet durch das Auftreten von Stilpnomelan gekennzeichnet. Die weit verbreiteten blauen Amphibole sind Riebeckite oder Mg-Riebeckite (Abb. 7b), üblicherweise sekundär nach Alkalipyroxen gesprosst. Abb. 6b zeigt sehr eindrucksvoll das syn-deformative Wachstum der Alkali-amphibole, die zeitlich nach der Hochdruckparagenese einzustufen sind und vermutlich den Wiederaufstieg definieren. Die Hellglimmer der Blauschiefer und der Metasedimente sind Si-reiche Phengite und weisen eine hohe Celadonit-Komponente im Bereich von 55-65 Mol.% auf. In den Mg-reichen Gabbros bildet Mg-Pumpellyit mit Aktinolith, Chlorit und Albit die stabile Paragenese (F. KOLLER, 2001).

Die Hochdruckparagenesen werden bei ~400°C und ~4 kbar vom thermischen Peak der alpidischen Metamorphose überprägt. Die die Hippold-Decke unterlagernden Metasedimente der Glockner-Decke zeigen einen deutlich unterschiedlichen P-T-Pfad im mittleren Druckbereich (Abb. 8). Für diese Gesteine werden etwas jüngere Ar-Ar-Alter um 40 Ma. (C. DINGELDEY et al., 1997) angegeben.

In den letzten Jahren gelang es uns auch in der Matreier Zone an mehreren Lokalitäten eine druckbetonte Metamorphose nachzuweisen. Am Rand der Ultramafitite, aber schon außerhalb dieser meist in den ersten Lagen der sie umgebenden Metasedimentgesteine (z.T. auch in den Ophikarbonaten), findet man gelegentlich dünnbankige Blauschiefer. Weiters gelangen uns in einigen seltenen Fällen Funde von Blauschieferrelikten mit gabbroiden Texturen, die als Gänge im Serpentin steckten. Die Hochdruckparagenese wird in den Blauschiefern analog wie im Reckner-Komplex durch einen Alkalipyroxen (Abb. 6c) mit Stilpnomelan und Albit definiert. Der Alkalipyroxen wird auch hier von blauen Alkali-amphibolen (Riebeckite bis Mg-Riebeckite, Abb. 7b) verdrängt (Abb. 6c, 6d). Die bisher bestimmten maximalen Jadeit-Gehalte liegen um 20 Mol% (Abb. 7a). Gegenüber den Gesteinen des Reckner-Komplexes liegen deutlich höhere Diopsid-Gehalte vor (Abb. 7a). Sehr häufig sind die Blauschiefer mit Ophikarbonatgesteinen verknüpft, die bedingt durch hohe Ca- und niedrige Na-Gehalte jadeitarmer Pyroxene bilden (Abb. 7a). Während die Hochdruckparagenese in der Matreier Zone doch sehr ähnlich der im Reckner-Komplex ist, kann man für die nachfolgende thermische Überprägung (Tauernkristallisation) gegenüber dem Reckner-Komplex deutlich höhere Bedingungen um ~450°C annehmen. Dies zeigt sich im weitverbreiteten Auftreten von Epidot, Biotit und Chloritoid. In den Ophikarbonaten findet man noch grossularreichen Granat. Sehr häufig sind von der Hochdruckparagenese nur noch Formrelikte und/oder blaugrüne sekundäre Amphibole erhalten.

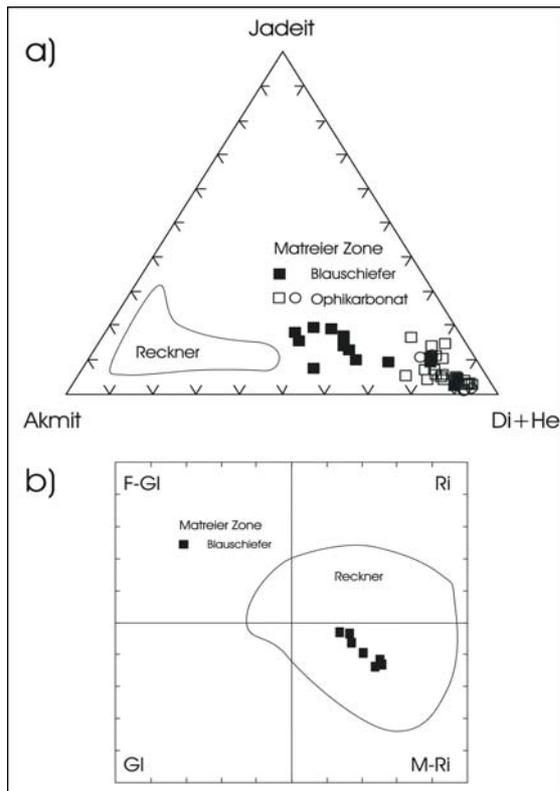


Abb. 7: a) Darstellung der Alkalipyroxenzusammensetzung aus der Mafic Zone, untergliedert in Daten aus Blauschiefern und Ophikarbonaten, sowie dem Zusammensetzungsbereich der Pyroxene aus den Blauschiefern des Reckner-Komplexes (Daten nach C. DINGELDEY et al., 1997) im Dreieck Jadeit - Akmit - Diopsid + Hedenbergit (Di+He).
 b) Darstellung der Alkali amphibolzusammensetzung in den Blauschiefern der Mafic Zone und des Reckner-Komplexes (Datenfeld nach C. DINGELDEY, 1990).

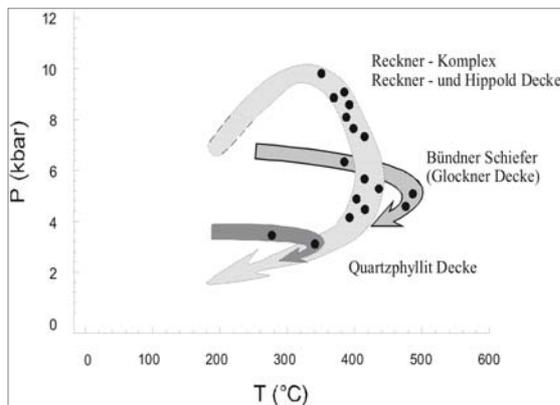
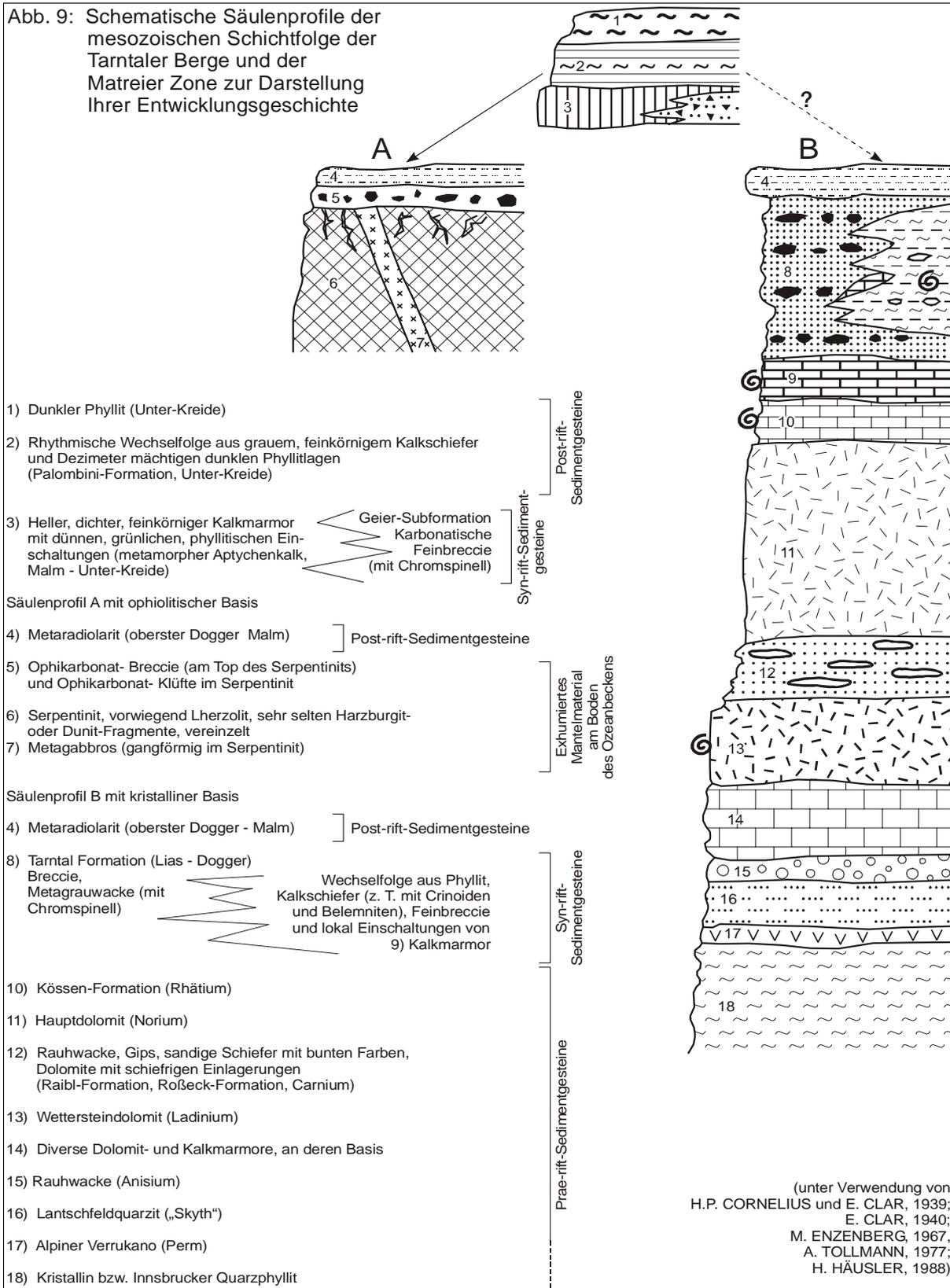


Abb. 8: Schematischer P-T-Pfad für den Reckner-Komplex, Reckner- und Hippold-Decke sowie für den Bündnerschiefer der Glockner-Decke und der ostalpinen Quarzphyllit-Decke nach C. DINGELDEY et al. (1997) und F. KOLLER (2001).

4. Schlussfolgerung und Interpretation

Die Ultramafite der Ophiolitfragmente der Mafic Zone und des Reckner-Komplexes können innerhalb der Ostalpen nicht mit den anderen in den penninischen Fenstern bekannten Ophioliten verglichen werden. Diese Feststellung wird eindeutig durch ihre spezielle von Lherzoliten dominierte Zusammensetzung bewiesen. Viele Ähnlichkeiten und Parallelitäten zeigen sich aber im Vergleich mit den charakteristischen Merkmalen der Ophiolite der Platta-Decke, deren Petrologie in G. MANATSCHAL et al. (2002) sehr eindrücklich beschrieben wurde. Prinzipiell dokumentierten die unterostalpinen und die höchsten penninischen Decken der Ostschweiz einen oberjurassisch und kreidezeitlichen passiven Kontinentalrand und die daran anschließende Kontinent-Ozean-Übergangszone. Die Ultrabasite der Platta-Decke werden als Fragmente eines subkontinentalen Mantels interpretiert, der aufgrund von jurassischer tektonischer Denudation am Meeresboden freigelegt und von tiefmeereschen Sedimenten, meist von Radiolariten überlagert wurde (N. FROITZHEIM & G. MANATSCHAL, 1996; G. MANATSCHAL et al., 2002). Die stratigraphischen Kontakte von Serpentiniten und oberjurassischen Ozeanbodensedimenten sind eine entscheidende zusätzliche Übereinstimmung mit den in unseren Arbeitsgebieten gewonnenen Erkenntnissen.

Abb. 9: Schematische Säulenprofile der mesozoischen Schichtfolge der Tarntaler Berge und der Matreier Zone zur Darstellung ihrer Entwicklungsgeschichte



Vermutlich stammen die Ophiolite der Matreier Zone, des Reckner-Komplexes wie auch jene der Platta-Decke aus der randlichen, zum Unterostalpin hin orientierten Kontinent-Ozean-Übergangszone des sich ab dem Oberen Dogger entwickelnden ligurisch-piemontesischen Ozeans. Der überwiegende Teil der Bündnerschiefer-Gruppe des Piemont-Ozeans hat unterkretazisches Alter und ist jünger als die Freilegung der Mantelgesteine.

Am Beginn der Oberkreide wurden die internen Teile des ligurisch-piemontesischen Ozeans unter das Ostalpin subduziert. Bald danach endete auch die Sedimentation im unterostalpin-penninischen (Kontinent - Ozean) Übergangsbereich. In Abb. 9 haben wir versucht die penninische Schichtfolge (Säule A) der unterostalpinen Schichtfolge (Säule B) gegenüberzustellen, wie wir sie für die Matreier Zone und die Tarntaler Berge prinzipiell annehmen.

Letztlich geraten die Ophiolite von Reckner-Komplex und Matreier Zone mit Teilen der Bündnerschiefer und der unterostalpinen Permotrias, nach einer Hochdruckmetamorphose in Blauschieferfazies, die sich nach den bisherigen geochronologischen Daten an Phengiten (C. DINGELDEY et al., 1997), vermutlich im Paleozän bis Eozän ereignete, in einen Akkretionskeil. Daher kann davon ausgegangen werden, dass Reckner-Komplex, Hippold- und Reckner-Decke sowie Matreier Zone eine gemeinsame hochdruckmetamorphe Entwicklung, die eine entsprechende Versenkung voraussetzt, haben. Lediglich der thermische Höhepunkt, die Tauernkristallisation, die im Oligozän erfolgte, war in der Matreier Zone etwas intensiver. Wir nehmen daher an, dass der Reckner-Komplex gemeinsam mit dem Deckensystem der Matreier Zone und der Nordrahmenzone überschoben wurde und einen Teil der tektonisch höchsten Einheit des Tauernfensters bildete. In seine heutige Position als ein der Reckner-Decke invers auflagerndes Element kam der Reckner-Komplex vermutlich erst im Miozän bei der Heraushebung und weiteren S-N-gerichteten Einengung der Tauern (vgl. Abb. 1).

Literatur

- CLAR, E. (1940): Von der Tarntaler Breccie (Lizum). - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 149, 71-84.
- COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolites - ancient oceanic lithosphere? - Minerals and Rocks, 12, Springer: 229 pp.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). - Abh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, 25, H.1., Wien, 305 pp.
- DINGELDEY, C. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine - Petrologie und Geochemie. - Diplomarbeit Univ. Wien, 215 pp.
- DINGELDEY, C. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. - Dissertation Univ. Wien, 349 pp.
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.-J. (1997): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex NW of the Tauern Window: Implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. - Contrib. Miner. Petrol., 129, 1-19.
- ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 5-50.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. - Der Aufschluß, Sonderh., 15, 30-58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 675-696.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). - Bulletin Geol. Soc. America, 108, 1120-1133.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich: Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg - Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 131, 21-125.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. - Chem. Geol., 77, 209-227.
- JUTEAU, T. & MAURY, R. (1999): The Oceanic Crust, from Accretion to Mantle Recycling. - Springer, Praxis Series in Geophysics, 390 pp.
- KOLLER, F. (2001): Low T - high P metamorphism in the Tarntal mountains (Lower Austroalpine Unit). - In: ORTNER, H. (Ed.): 5th Workshop of Alpine Geological Studies, Obergurgl, Tyrol, Austria. Field Trip Guide Book, Institut für Geologie und Paleontologie, Universität Innsbruck, 77-89.
- KOLLER, F., DINGELDEY, C. & HÖCK, V. (1996): Exkursion F: Hochdruckmetamorphose im Recknerkomplex/Tarntaler Berge (Unterostalpin) und Idalm-Ophiolit/Unterengadiner Fenster. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 141, 305-330.
- KRENMAYR, H.G. (Hg.) (1999): Rocky Austria. - Eine bunte Erdgeschichte von Wien (Verl. d. Geol. B.-A.), 63 S.

- LEMOINE, M., BOILLOT, G. & TRICART, P. (1987): Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. - *Geology*, 15, 622-625.
- MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., BERNOULLI, D. & DESMURS, L. (2002): Birth and Early Evolution of Alpine Ocean Basins: Evidence of remnants of an Ocean-Continent-Transition Preserved in the Totalp, Err-Platta and Malenco units in SE-Switzerland and N-Italy (Central Alps). - *Field Guide Swiss Academy of Natural Sciences 2002 (Davos)*, 52 S., Davos.
- MEISEL, T., MELCHER, F., TOMASCAK, P., DINGELDEY, C. & KOLLER, F. (1997): Re-Os isotopes in orogenic peridotite massifs in the Eastern Alps, Austria. - *Chemical Geology*, 143, 217-229.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. - *Lithos* 65, 69-112.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Penninic Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. - *Bulletin Geolog. Soc. America*, 85, 1727-1732.
- OBERHAUSER, R. (Hg.) (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. - 700 S., Wien - New York (Springer Verl.).
- STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen*. - *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, 52 (N. F. 82), 272 S., 70 Abb. 1 tekt. Kt., Bern.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich - Band I*. - 766 pp, Deuticke Wien.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. - *American Journal of Science* 279, 209-238.
- WHITMARSH, R.B., MANATSCHAL, G. & MINSHULL, T.A. (2001): Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. - *Nature*, 413, 150-154.

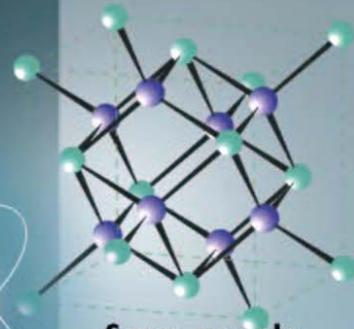
Anschrift der Verfasser

Prof. Dr. Friedrich KOLLER: Institut für geologische Wissenschaften, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

Dr. Gerhard PESTAL: Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Kristallingeologie, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Tel.: (01) 7125674/213. Email: pesger@cc.geolba.ac.at.

You
already
know us!



**Same people
Same products
Same support**

PANalytical is the new name for 'Philips Analytical', the most trusted name in X-ray fluorescence spectrometry and X-ray diffraction in the past fifty years.

Nothing changes for you in the future.

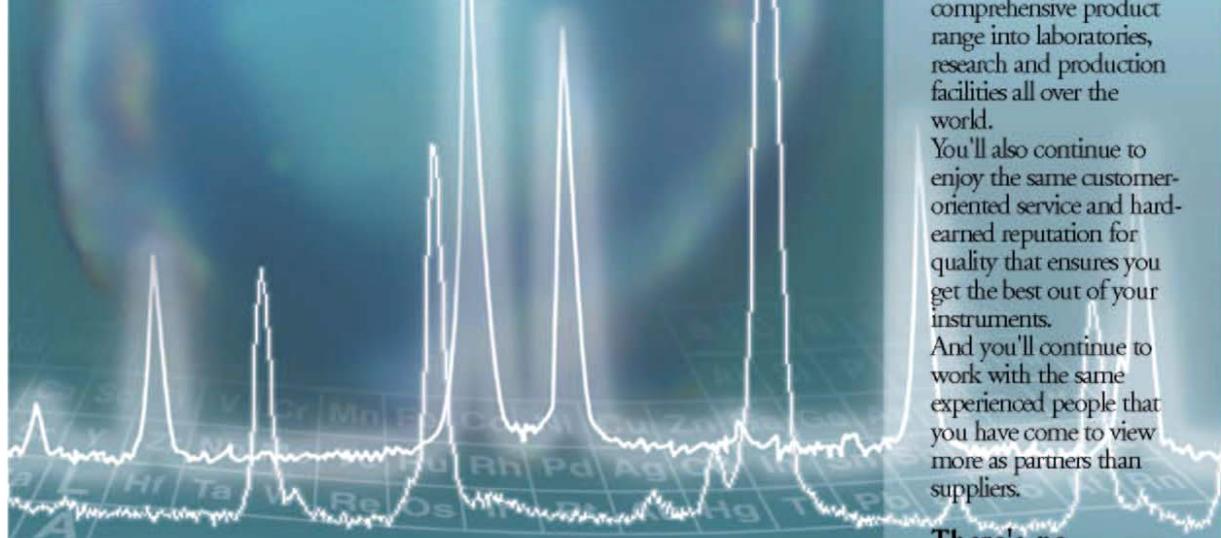
You'll continue to benefit from the innovative solutions that took our comprehensive product range into laboratories, research and production facilities all over the world.

You'll also continue to enjoy the same customer-oriented service and hard-earned reputation for quality that ensures you get the best out of your instruments.

And you'll continue to work with the same experienced people that you have come to view more as partners than suppliers.

**There's no
introduction
necessary. You
already know us.**

X-RAY



www.panalytical.com



PANalytical

Geologie und Tektonik westlich des Wipptales

M. ROCKENSCHAUB, R. BRANDNER, K. DECKER, H. PRIEWALDER & F. REITER

Inhalt

A.	Geologischer Überblick	79
B.	Der lithologische Aufbau	80
B.1.	Ötztal-Stubai-Kristallin	80
B.2.	Brennermesozoikum	80
B.2.1.	Transgressionsserie	80
B.2.2.	"Basis-Dolomit"	82
B.2.3.	Partnachschieben	82
B.2.4.	Wettersteindolomit	82
B.2.5.	Raibler Schichten	82
B.2.6.	Hauptdolomit	82
B.2.7.	Metamorpher Kalkkomplex	83
B.2.8.	Roter Kopf Breccie	83
B.2.9.	Rotböden	83
B.3.	Vererzungen im Stubaikristallin und im Brennermesozoikum (nach MELCHER, 1990, MELCHER & KROIS, 1992)	83
B.3.1.	Kristallin	83
B.3.2.	Metamorphe Verwitterungszone	83
B.3.3.	Oberskyth	84
B.3.4.	Siliciklastisch-karbonatische Wechsellagerungen	84
B.4.	Tektonische Gliederung des Brennermesozoikums aufgrund fazieller Kriterien	84
B.5.	Steinacher Decke	84
B.5.1.	Gesteine der Steinacher Decke I	84
B.5.2.	Gesteine der Steinacher Decke II	84
B.5.3.	Karbonsedimente der Steinacher Decke	87
B.6.	Blaser Decke	88
B.6.1.	Gesteine der Blaser Decke	88
C.	Die tektonische Entwicklung in den östlichen Stubai Alpen	88
C.1.	W-gerichtete Überschiebungen (eoalpidisch)	88
C.2.	Duktile SE-gerichtete Abschiebungen (eoalpidisch)	88
C.3.	NW- und SE-gerichtete Überschiebungen und Rücküberschiebungen (Tertiär)	89
C.4.	± E- und W-gerichtete Abschiebungen (Tertiär)	89
C.5.	NW-streichende dextrale Störungen: Halsl-Störungssystem (Tertiär)	89
C.6.	NW-gerichtete Verkürzung (konjugierte Blattverschiebungen) (Tertiär)	90
C.7.	Etwas N- und S-gerichtete Abschiebungen (Tertiär)	90
D.	Profilschnitte	90
D.1.	Kurzbeschreibungen zu den Profilschnitten	90
D.1.1.	Profil 1	90
D.1.2.	Profil 2	90
D.1.3.	Profil 3	90
	Literatur	94

A. Geologischer Überblick

Das Gebiet im Hangenden der Brennerabschiebung zeigt einen komplexen Deckenbau. Das Ötztal-Stubaikristallin ist als primäre Basis der mesozoischen Metasedimente anzusehen. Der sedimentäre Kontakt wurde tektonisch überprägt, sodass Transgressionskontakte nur mehr lokal erhalten sind. Die tektonische Überprägung der primären Kontakte ist zum Teil der eoalpidischen Gebirgsbildung und teilweise auch jüngeren spröden Abschiebungen zuzuschreiben.

Im Zuge der eoalpidischen Orogenese erfolgte die Stapelung der Decken. Oberostalpine Decken, Steinacher Decke und Blaser Decke wurden dem zentralalpinen Permomesozoikum westgerichtet aufgeschoben. N- bis NW-gerichtete Überschiebungen und die spröde Tektonik sind den tertiären Ereignissen zuzuschreiben.

Die Metamorphose im Brennermesozoikum erreichte im N Temperaturen von ca. 400°C und im S über 600°C. Steinacher Decke und Blaser Decke wurden in der höheren Oberkreide gegen SE abgeschoben und gleichzeitig die beträchtlich metamorphen Gesteine des Brennermesozoikums exhumiert. Die Gesteine des Brennermesozoikums reagierten während dieser Abschiebung duktil, die Kalkmarmore und besonders in den südlichen Bereichen auch die Dolomite, wurden mylonitisch überprägt. Die Gesteine im Hangenden der SE-gerichteten kretazischen Abschiebung waren kühl und wurden unter spröden Bedingungen deformiert. Besonders im basalen Anteil der Steinacher Decke (südlich des Gschnitztales) entstanden Kataklastite und Kakirite.

B. Der lithologische Aufbau

B.1. Ötztal-Stubai-Kristallin

Dies ist ein polymetamorphes Kristallin größtenteils präalpidischer amphibolitfazieller Prägung. Die frühalpidische Metamorphose verursachte im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung, die gegen Süden bis in den Bereich der Amphibolitfazies zunimmt.

Das Kristallin besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern und Paragneisen. Einerseits handelt es sich um muskowitzbetonte Glimmerschiefer, die oft Granat und Staurolith führen, und andererseits um Mu-Bi-Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Bi-Plag-Gneisen und Amphiboliten.

Die Glimmerschiefer zeigen häufig retrograde Metamorphose, die sich z.B. an der Chloritisierung von Biotit, der teilweisen Umwandlung von Staurolith in Chloritoid und in der Zersetzung der Feldspate zeigt.

Orthogneise kommen untergeordnet vor. Es sind dies Muskowitgranitgneise, Mu-Bi-Granitgneise, Augen- und Flasergneise mit stark zersetzten Feldspaten. Die mächtigsten Vorkommen sind im hinteren Gschnitztal. Kleinere Vorkommen: am Gleinser Berg und in der Gegend um Matri.

Eine unklare tektonische Stellung haben Granitgneise mit rötlichen Kalifeldspaten, die bei Nösslach vorkommen. Sie liegen direkt unter einem Dolomitspan des Brennermesozoikums bzw. unter den Glimmerschiefern der Steinacher Decke. Diese Orthogneise könnten sowohl der Steinacher Decke als auch dem Stubaikristallin angehören.

B.2. Brennermesozoikum

B.2.1. Transgressionsserie

Das Brennerpermomesozoikum lagert dem Kristallin transgressiv auf. Der Transgressionskontakt ist jedoch meist tektonisch wechselnd intensiv überprägt. Lokal bestehen die ältesten Sedimente (Permoskyth) aus Aufarbeitungsprodukten des direkten Untergrundes.

Eine Gliederung, wie sie folgend beschrieben ist, erfolgte in geologischen Karte aufgrund der geringen Mächtigkeiten nicht. Unter dem Überbegriff Alpiner Verrucano werden zusammengefasst:

1. Basiskonglomerat: Unreife Klastika mit Magnesitkonkretionen am Top (2 Zyklen), entspricht der Gröden-Fm.
2. Über einer Schichtlücke folgen beige Quarzite (entsprechen dem Oberen Alpiner Buntsandstein). Diese Quarzite werden als marine Sandsteine interpretiert und wurden aufgrund sequenzstratigraphischer Überlegungen, in Korrelation mit den Südalpen, in das Oberskyth gestellt (KROIS, 1989). Bei diesen oberskythischen Metasedimenten handelt es sich um Ablagerungen eines alluvialen Schuttfächers und/oder eines Fan-Deltas in einem mikrotidalen Environment. Die Faziesvergesellschaftung im liegenden Bereich spricht für die Ablagerung eines alluvialen Schuttfächers und/oder eines Fan-Deltas in einem mikrotidalen Environment. Die geringen Mächtigkeiten dieser Abfolgen und die faziell unterschiedlichen Entwicklungen der einzelnen Profile sowie der rasche Fazieswechsel innerhalb der Profile lassen auf Fächer mit geringer Ausdehnung schließen. Eine Transgression führte zu einem Sedimentationsumschwung und zur Ablagerung einer karbonatisch-siliziklastischen Wechselfolge. Diese Sedimente werden als Ablagerungen eines Schelfbereiches interpretiert.

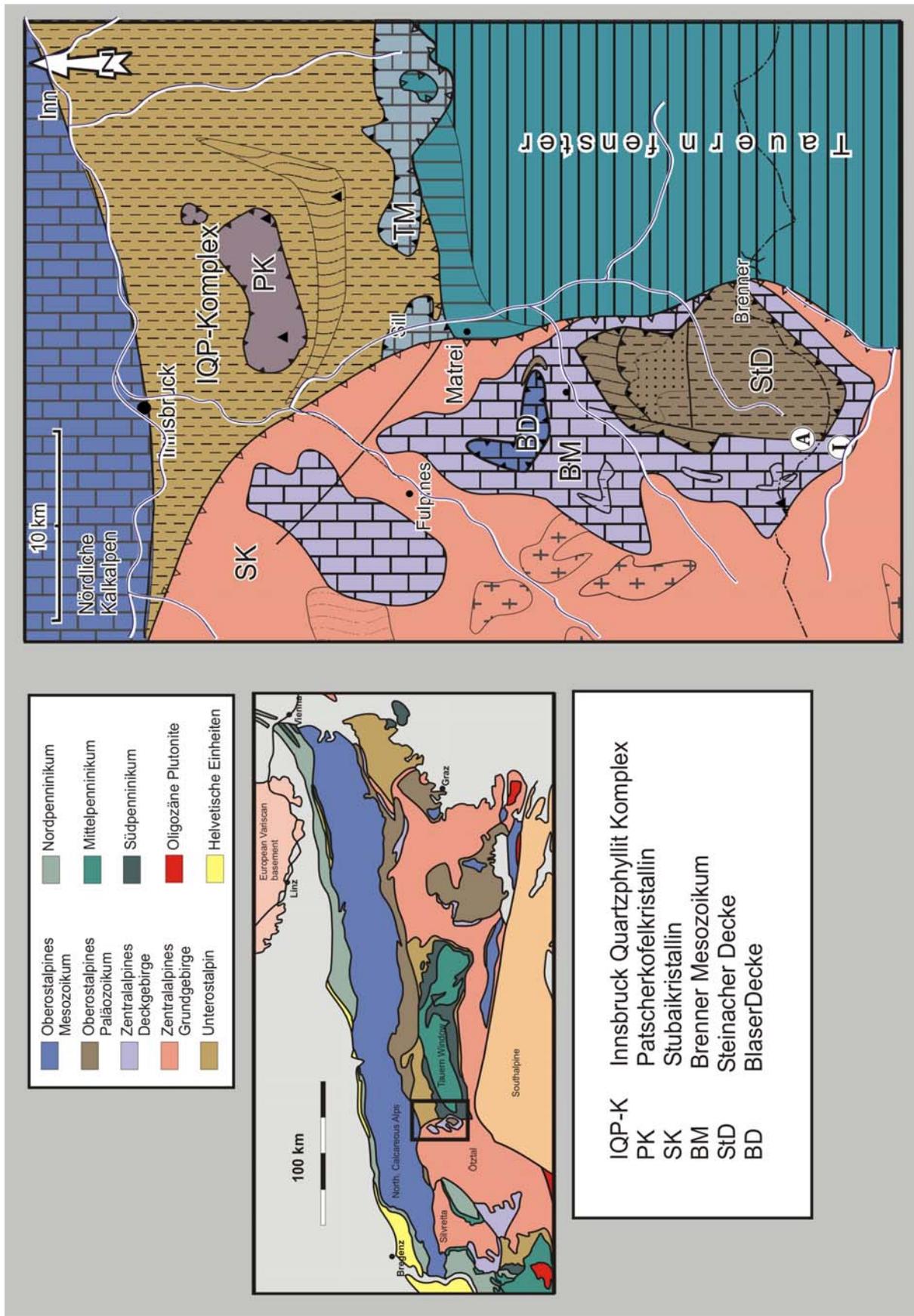


Abb. 1: Tektonische Karte der Ostalpen und tektonische Übersicht des Arbeitsgebietes.

B.2.2. "Basis-Dolomit"

Die „Basisdolomite“ (Anis-Dolomitserie nach TOLLMANN, 1977) sind dünngebankte schwarze Dolomite, Mergelschiefer und helle dickbankige Dolomite. Das Liegende der Abfolge ist reich an Detritus aus Quarz und Glimmer. Ihre maximale Mächtigkeit beträgt ca. 70 m (KROIS, 1989).

In den Kalkkögeln ist, im Gegensatz zum Brennermesozoikum südlich des Stubaitales, eine buntere Mitteltrias aufgeschlossen (Steinalm-Fm., Reifling-Fm.). Bei der Mutterer Alm und auch bei der Kreither Alm (HEISSEL, 1991/92) kommen Wurstelkalke vor. Weiters wurden in den Kalkkögeln Reiflinger Kalke/Dolomite (grobspätige, grau-beige Kalke, z.T. dolomitisiert und dm-gebankt, Lagen mit Kieselknauern, schlierige Marmore und auch Einschaltungen von Pietra Verde beschrieben. Die Mächtigkeit der Abfolge liegt bei max. 50 m (FRIELING, 1998).

B.2.3. Partnachsichten

Die größten Vorkommen befinden sich unterhalb des Pfriemesköpfels auf dem Kartenblatt Axams. Dieses Vorkommen lässt sich noch einige hundert Meter auf das Blatt Brenner verfolgen. Weitere Vorkommen wurden nördlich von Telfes, am Telfer Berg sowie in der Nordostflanke des Halsbachgrabens kartiert. Südlich des Stubaitales konnten Kalke und Mergel der Partnachsichten nur am Miederer Berg beobachtet werden. Sie bestehen dort aus plattigen grauen Mergeln mit Tonschieferzwischenlagen und knolligen Kalken. Im Halsbach werden diese Schichten von ca. 20 m mächtigen schwarzen Kalken, die von Mergeln und Schiefen überlagert werden, repräsentiert.

B.2.4. Wettersteindolomit

Der Wettersteindolomit ist ein vorwiegend sehr weißer gebankter Dolomit. Die basalen Anteile sind lokal stark tektonisiert; der Dolomit zerfällt aufgrund der sprödetektonischen Beanspruchung oft grusig.

Hin und wieder finden sich dünne grünliche bis graue Sericitschieferlagen im Dolomit. Weiters wurden Abschnitte beobachtet, die auf den Schichtflächen Glimmerbeläge aufweisen. DIETRICH (1981, 1983) deutete diese Gesteine als SiO₂-verarmte pelitische bzw. pelitisch-karbonatische Metasedimente.

Bei der Autobahnböschung S Steinach ist dieser grusig zerfallende Dolomit entlang der Klüfte rötlich verfärbt. Etwas westlich dieser Böschung sind in einem Graben im Wettersteindolomit rote Tonschieferlagen aufgeschlossen, die diese rötliche Verfärbung der Dolomite verursachen. Die Tonschiefer dürften der Juraschichtfolge der Blaser Decke angehören.

B.2.5. Raibler Schichten

Zwischen dem Wettersteindolomit und dem Hauptdolomit finden sich, wo gerade nicht tektonisch reduziert, die Raibler Schichten, die hauptsächlich aus dunkelgrauen, plattigen Tonschiefern bestehen. Begleitet werden diese Schiefer teilweise von dunklen Raibler Dolomiten. In einem Profil in den Ostwänden des Pinnistales ist das Karn sehr bunt ausgebildet. Schwarze Schiefer, grüne Quarzite und Phyllite, graue und extrem weiße Dolomite bauen die Schichtfolge auf. Im Süden, besonders im Bereich der Tribulaungruppe, finden sich in den Schiefen alpidische Querbiotite. Im Pfriemesprofil liegt eine Sonderausbildung der Raibler Schichten vor. FRIELING (1998) bezeichnete diese als Pfriemes-Schichten (Arbeitsbegriff). Es handelt sich bei diesen Raibler Schichten, die nur im Pfriemes-Profil vorkommen und sich direkt aus den Partnachsichten entwickeln (Wettersteindolomit fehlt primär), um dunkle Kalke, Tonschiefer und Mergel; im hangenden Abschnitt finden sich Einschaltung von Riffschuttbreccien und Tonschiefern mit Halobia (FRIELING, 1998).

B.2.6. Hauptdolomit

Der Hauptdolomit oder Obere Dolomit stellt mit einer maximalen Mächtigkeit von über 700 m das die Landschaft dieses Gebietes am eindrucksvollsten prägende Schichtglied dar. Er ist sehr gleichförmig aufgebaut. Überwiegend sind die Dolomite grau, aber teilweise auch weiß. Rötliche Bereiche kommen lokal in den hangenden Anteilen vor, z.B. im Bereich des Zwieselmähders, wo die Dolomite rot laminiert sind und phyllitische Schmitzen beinhalten. Weiters treten rötliche Dolomite am Padailemähder auf. KÜBLER und MÜLLER (1962) bezeichnen diesen Horizont als norisch-rhätischen Grenzhorizont.

Der Hauptdolomit geht im Hangenden oft in mittelgraue Kalkmarmore (Plattenkalk) tlw. Wechselagernd mit Dolomitmarmoren über, wie z.B. bei den Schmurzwänden, südlich von Trins und in den Wänden westlich des Padasterkogels. Die Plattenkalke wurden in der Karte mit dem Metamorphen Kalkkomplex gemeinsam ausgeschieden.

B.2.7. Metamorpher Kalkkomplex

Zum Metamorphen Kalkkomplex wurden die metamorphen obertriassischen Plattenkalke, Kössener Schichten und Allgäuschichten zusammengefasst. Es ist dies eine sehr wechselhafte Serie aus Kalkmarmoren, Glimmermarmoren, Kalkphylliten, bunten Quarziten (vermutlich Radiolariten) und Phylliten. Bemerkenswert ist, dass in diesem Schichtpaket auch immer wieder hellgraue Dolomitlagen auftreten, z.B. östlich der Padasterjochhütte und im Kamm südlich der Kesselspitze. Der Metamorphe Kalkkomplex fehlt in den Kalkkögeln erosionsbedingt. Südlich des Stubaitales bestehen vorwiegend die obersten Kammbereiche aus Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes. Im östlichen Bereich liegt er tiefer und taucht gegen Westen in das Gschnitztal ab.

Zwischen Gschnitztal und Obernbergtal liegt der metamorphe Kalkkomplex unter der Steinacher Decke bzw. teilweise unter der Blaser Decke nur mehr sehr ausgedünnt vor und verliert sich an der Grenze zum Penninikum gegen Süden. Weiter westlich tritt dieser in den Gipfeln der Rötenspitze, des Muttenkopfes und der Tribulaune wieder massiv in Erscheinung.

Der Metamorphe Kalkkomplex ist intensiv isoklinal verfaultet. Die Falten können Zehner- bis Hundertermeter groß sein und die Achsen sind sehr einheitlich SE-NW-orientiert.

Nördlich des Gschnitztales, aber auch im Bereich westlich der Trunaalm, liegen im metamorphen Kalkkomplex eingeschaltet bzw. an dessen Basis immer wieder sehr unterschiedlich mächtige Lagen von Quarzphylliten. Zum Teil sind sie relativ dünn und lange anhaltend. Sie werden von vielen Bearbeitern (z.B. KÜBLER & MÜLLER, 1962) zur Steinacher Decke gerechnet. Es ist jedoch wahrscheinlicher, dass diese Phyllite Teil des Metamorphen Kalkkomplexes (Kössen-Fm.) sind. Derartige Phyllite kommen in den Hängen südlich des Gschnitztales im Liegenden der Steinacher Decke, zusammen mit den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes, vor. Überlagert werden sie von den Schollen der Blaser Decke und von höher metamorphen Glimmerschiefern und Gneisen der Steinacher Decke. Diese Phyllite wurden gemeinsam mit dem MKK eoalpidisch metamorph (eoalpidische Hellglimmer Ar/Ar-Alter). Die Phyllite der Steinacher Decke liefern durchwegs variszische Hellglimmer-Ar/Ar-Alter.

B.2.8. Roter Kopf Breccie

Am Roten Kopf ist eine Breccie aufgeschlossen, die Komponenten aus metamorphen Karbonaten und Glimmerschiefern enthält. Sie wurde auf dem bereits metamorphen Brennermesozoikum abgelagert und hat vermutlich gosauisches Alter.

B.2.9. Rotböden

In der Depression westlich des Blasers sind größere Flächen mit roten Tönen bedeckt. Im Graben gegen S zum Zwieselmäher liegt eine Dolomitbreccie mit feinstkörniger roter Matrix vor, die möglicherweise eine Kollapsbreccie ist. Beide, Breccien und rote Töne, dürften als tertiäre Verwitterungsprodukte zu interpretieren sein.

B.3. Vererzungen im Stubaikristallin und im Brennermesozoikum (nach MELCHER, 1990, MELCHER & KROIS, 1992)

B.3.1. Kristallin

Vererzungen finden sich im Kristallin als diskordante Gänge. Sie führen hochtemperierte Paragenesen aus Pyrit, Kupferkies, Magnetit, Pentlandit und Bleiglanz.

B.3.2. Metamorphe Verwitterungszone

Die metamorphe Verwitterungszone ist stark an Eisen und Titanphasen angereichert und wird hauptsächlich auf die Verwitterung von Granat und Biotit zurückgeführt.

B.3.3. Oberskyth

Die Erzanreicherungen im Quarzit des Oberskyth werden als marine Strandseifenbildungen interpretiert. Es ist hauptsächlich Magnetit, der sich aus dem Verwitterungshorizont ableiten lässt.

B.3.4. Siliciklastisch-karbonatische Wechsellagerungen

In den siliciklastisch-karbonatischen Wechsellagerungen kommen syn- bis frühdiaagenetische Vererzungen bestehend aus Pyrit, Arsenkies, Magnetkies, Bleiglanz und Kupferkies vor.

B.4. Tektonische Gliederung des Brennermesozoikums aufgrund fazieller Kriterien

Die Gliederung des Brennermesozoikums basiert einerseits auf tektonischen und andererseits auf faziellen Kriterien: Faziell lassen sich bezüglich der Ausbildung der Mitteltrias und der unteren Obertrias zwei Sedimentationsbereiche unterscheiden:

Partnachfazies: Die Partnachfaziesentwicklung findet sich in der nördlichsten und nordöstlichsten Kalkkögelgruppe und im Untergrund des Stubaitals (Ruetz-Kraftwerk).

Wettersteinfazies: Diese Fazies ist in der westlichen Kalkkögelgruppe entwickelt, wird von der Halsstörung im NE begrenzt und überlagert den Bereich mit Partnachfazies tektonisch. E dieser Halsstörung tritt diese Fazies vermutlich nicht mehr auf. Südlich des Stubaitales (ausgenommen das Gebiet Miederer Berg) liegt das gesamte Brennermesozoikum, bezüglich der Mitteltrias, in Wettersteinfazies vor.

Aufgrund der primär sedimentären Kontakte beider Faziesentwicklungen mit dem Kristallin ist eine tektonische Teilung des Stubaikristallins gefordert.

B.5. Steinacher Decke

Diese wurde in zwei Teildecken geteilt. In eine basale Steinacher Decke (Steinacher Decke I), die hauptsächlich aus retrograd metamorphen Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefern besteht, und eine darüber liegende Steinacher Decke II, überwiegend bestehend aus prograd metamorphen Phylliten und Karbonsedimenten.

B.5.1. Gesteine der Steinacher Decke I

Die Basis der Steinacher Decke besteht aus Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern, in die Diabase (Lamprophyre), Amphibolite und mylonitische Gneise eingelagert sind. Die Granate haben teilweise Chloritoid eingeschlossen und sind durchwegs mehr oder weniger chloritisiert. Die in diesem Teil der Steinacher Decke liegenden kühl deformierten Orthogneis- und Paragneislinsen weisen eine Ausdehnung von wenigen Zehnermetern auf.

B.5.2. Gesteine der Steinacher Decke II

Überlagert werden die Glimmerschiefer von den niedriger metamorphen Gesteinen der Steinacher Decke II. Es sind dies Albitphyllite, Quarzphyllite, Chloritschiefer und Grünschiefer. In den Phylliten liegen zahlreiche, unterschiedlich mächtige Schollen von Eisendolomiten. SCHMIDEGG (1949) beschrieb auch vereinzelte Magnesitvorkommen. Gemeinsam mit dem Eisendolomit kommen lokal weiße und graue, grobkristalline Kalkmarmore vor, z.B. am Kamm SW des Nösslacher Joches. Paläozoische Glimmermarmore, die von jenen des mesozoischen Metamorphen Kalkkomplexes kaum zu unterscheiden sind, wurden südlich von Obernberg gefunden. Das paläozoische Alter konnte aufgrund von präalpidischen Hellglimmeraltern (Rb/Sr-Datierungen) nachgewiesen werden.

Kleinere Vorkommen von Glimmerschiefern und Diabasen, die sprödetektonisch extrem überprägt wurden, finden sich am Rötenspitze. Diese eingeschuppten tektonisierten Gesteine repräsentieren die Steinacher Decke I.

Südlich des Obernbergtales treten in den Quarzphylliten vermehrt Einlagerungen von Quarziten, Glimmerquarziten, Graphitphylliten und graphitischen Tonschiefern auf. Für diese Metesedimente war ein karbonisches Alter nicht auszuschließen, da sie diesen sehr ähnlich sind, jedoch keine Makrofossilien führen. Mikropaläontologisch wurden diese graphitführenden Gesteine von H. PRIEWALDER (bezüglich Chitinozoen) und I. DRAXLER (bezüglich Pollen) untersucht. Pollen konnten nicht nachgewiesen werden, H. PRIEWALDER fand jedoch Chitinozoen, die auf ein Alter zwischen Ordovizium und Ende Devon schließen lassen. Vertiefende Untersuchungen werden noch angestellt.

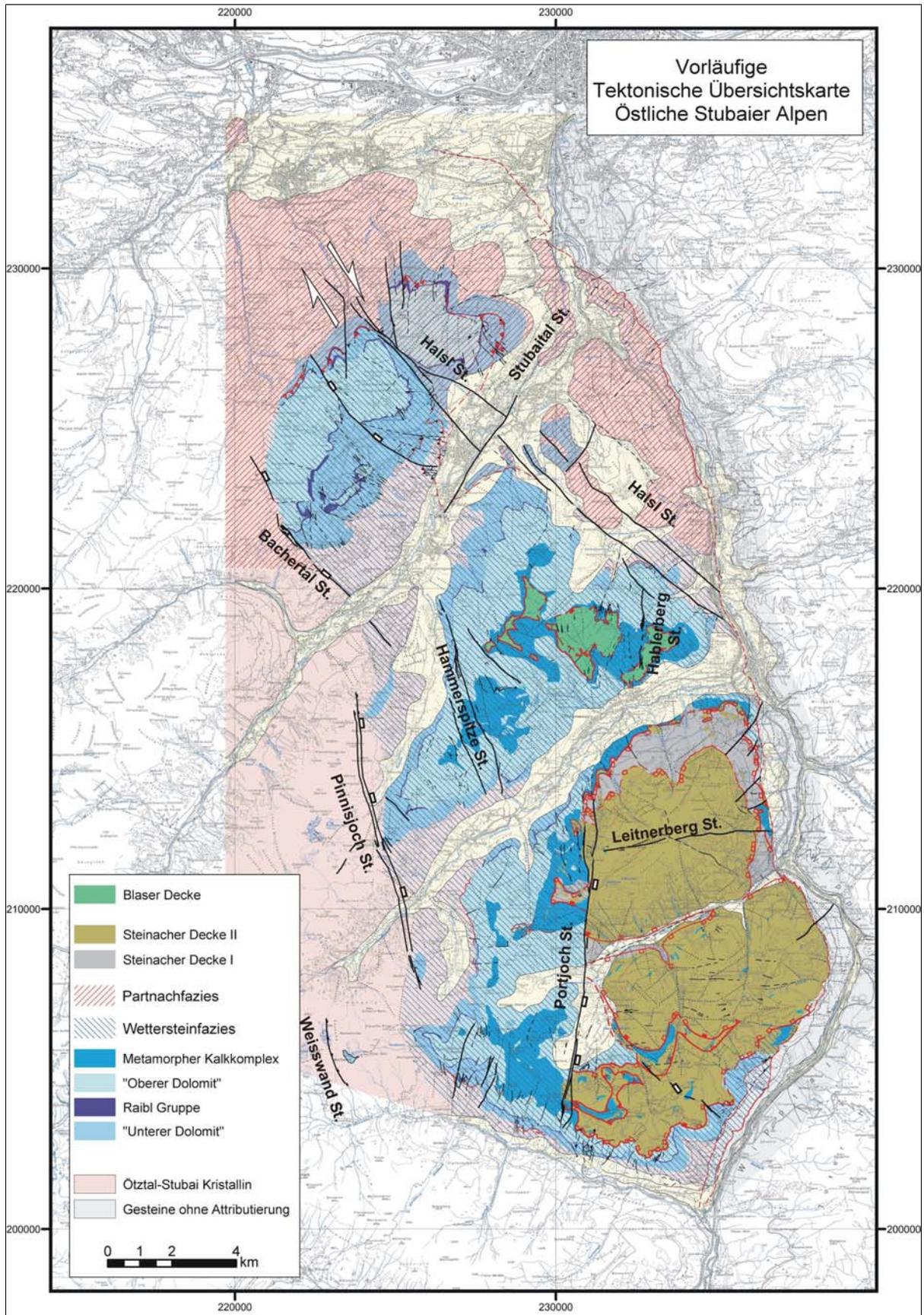


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte mit Verteilung der Faziestypen im Brennermesozoikum.

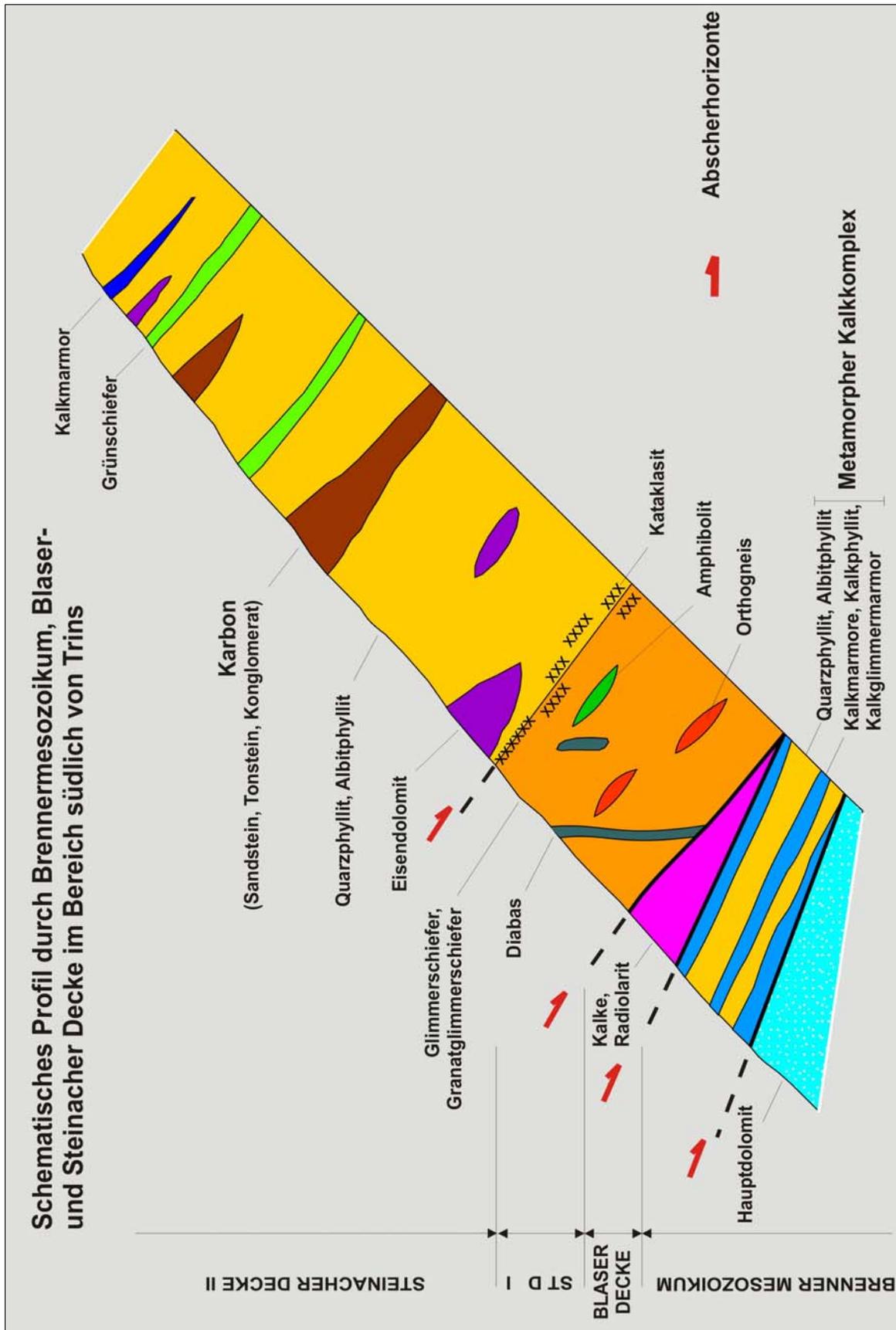


Abb. 3: Tektonische Situation im äußeren Gschnitztal und Aufbau der Steinacher Decke.

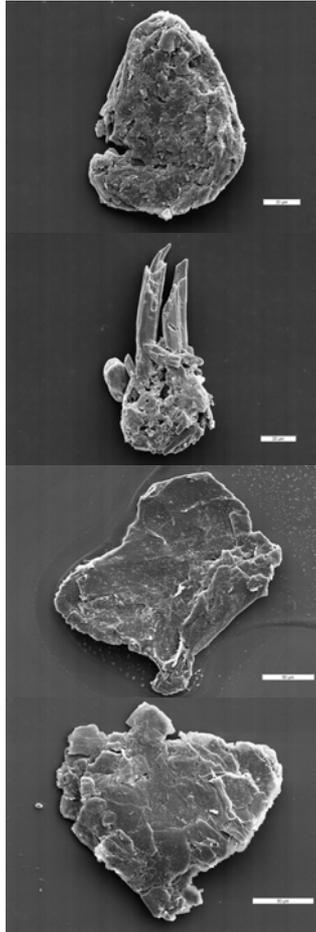


Abb. 4: Chitinozoen aus der südlichen Steinacher Decke.
Stratigraphische Reichweite: Basis Ordovizium bis Ende Devon.

Die Chitinozoen, zu denen die in Abbildung 4 angezeigten Objekte gehören, sind eine rein marine Mikrofossil-Gruppe mit einem Gehäuse aus organischer Substanz und einer stratigraphischen Reichweite von Basis Ordovizium bis Ende Devon. Sie treten in der untersuchten Probe zwar recht häufig, aber in sehr schlechtem Erhaltungszustand auf. Eindeutig identifizierbare Individuen sind äußerst selten. Die in der Abbildung 4 mit 2 Exemplaren vertretene Gattung *Margachitina* EISENACK 1968 reicht nach PARIS et al. (1999, S. 565), vom unteren Silur bis ins Unterdevon, womit eine erste (vorläufige) Alterszuordnung für diese Probe gegeben ist.

B.5.3. Karbonsedimente der Steinacher Decke

Ein sehr viel beachtetes Schichtglied sind die Karbonsedimente der Steinacher Decke. Sie bestehen aus quarzreichen Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und dunklen Tonschiefern. Besonders die feinkörnigeren Sedimente lieferten zahlreiche bestimmbare Pflanzenfossilien, die eine Einstufung in das Westfal D (KERNER, 1897) erlaubten. In der Schichtfolge kommen gering mächtige Anthrazitflöze vor, die beschürft wurden.

Eine moderne sedimentologische Bearbeitung erfuhren die Karbonsedimente zuletzt durch KRÄINER (1990). Er definierte diese Schichten als fluviatile Ablagerungen, bestehend aus verschiedenen Rinnen-, Barren- und Überflutungssedimenten. Die größten Karbonvorkommen befinden sich im Gebiet um das Nösslacher Joch. Einige kleinere Karbonvorkommen sind nördlich des Gschnitztales an der Basis der Blaser Decke lokalisiert. Die Karbonsedimente sind häufig von Störungen begrenzt.

B.6. Blaser Decke

Die nicht metamorphen Gesteine der Blaser Decke liegen dem metamorphen Brennermesozoikum s.str. auf. Die Blaser Decke besteht hauptsächlich aus dem Blaser Dolomit (Hauptdolomit), aus Kössener Schichten, Oberrhätalken, verschiedensten Jurakalken und aus Radiolarit. Im Gebiet des Burgwaldes - Zwieselmäher (NW Trins) liegen unter der klassischen Blaser Decke noch unmetamorphe Raibler Dolomite und karnische Rauhacken und Schiefer, die ebenfalls der Blaser Decke zugerechnet werden.

Gleichfalls nicht metamorph sind die fossilführenden Kalke (Lias-Neokom) des Mulischrofen und der Aigenwiese (S Trins), die von der Steinacher Decke tektonisch überlagert werden.

B.6.1. Gesteine der Blaser Decke

Das mächtigste Schichtglied ist der extrem tektonisierte, meist grusig zerfallende und in das Nor gestellte Blaser Dolomit (ein Äquivalent zum Hauptdolomit), ein einförmiger grauer gebankter Dolomit. Er erreicht seine größte Mächtigkeit (ca. 400 m) in der Peilspitze, wo er auch aufrecht liegt.

Am Kamm der Kesselspitze liegt eine interessante, bunt zusammengesetzte Schichtfolge vor. Norische Plattenkalke, eine Wechselfolge aus Kalken und Dolomiten, Kössener Schichten (bestehend aus fossilführenden grauen Kalken, ockergelben Kalkmergeln und dunklen, aber auch roten und violetten Tonschiefern) sowie hellgrauen Oberrhätalken. Auf der Kesselspitze sind Unter- bis mittelliassische Adnedter Kalke, oberliassische Mergelkalke und rote Adnedter Mergel aufgeschlossen.

Die Blaser Decke am Steinacher Berg und ihre Fortsetzung gegen Westen repräsentieren Hierlatzkalke (rote Crinoidenspatkalke des mittleren und oberen Lias - GEYSSANT, 1973b), graue Filamentkalke (? Dogger), Radiolarite und Karbonate des höheren Jura (Aptychenkalk) bis tieferen Neocoms (Kalkschiefer). Das bekannteste Vorkommen von Blaser Decke ist jenes vom Mulischrofen. In dieser Schichtfolge treten Radiolarite des Untermalm auf, aus denen bestimmbare Radiolarien (*Lithocampe elegans* HINDE-KÜBLER & MÜLLER, 1962) gelöst wurden. Überlagert werden sie von malmischen Kalken und kretazischen Kalkschiefern.

C. Die tektonische Entwicklung in den östlichen Stubaier Alpen

Aufgrund der struktureologischen Untersuchungen ergibt sich folgende Deformationsabfolge (von alt nach jung):

C.1. W-gerichtete Überschiebungen (eozäolpidisch)

Diese lassen sich nur in Ausnahmefällen gut belegen, da sie von den jüngeren Deformationen nahezu völlig überprägt wurden. Am deutlichsten sind sie in der südlichen Steinacher Decke, in Form von W-vergente Falten und W-E- bis WSW-ENE-orientierten Streckungslinearen in Quarzmobilisaten, evident. Speziell im Metamorphem Kalkkomplex entstanden Isoklinalfalten jeder Größenordnung.

C.2. Duktile SE-gerichtete Abschiebungen (eozäolpidisch)

Flache, subparallel zum sedimentären Lagenbau orientierte SE-gerichtete Abschiebungen (Detachment-Störungen) bilden die bedeutendsten Kontakte zwischen den tektonischen Großeinheiten der östlichen Stubaier Alpen. Die Detachment-Störungen überprägen den älteren, duktil-spröden Falten- und Überschiebungsbau, der zum ursprünglich vorliegenden Kontakt zwischen Steinacher Decke, Blaser Decke und Brennermesozoikum geführt hat.

Die Überprägung des Deckenbaus durch duktile Extension und Detachment-Störungen führt im Kartenmaßstab zu bedeutenden Reduktionen der primären tektonischen und stratigraphischen Mächtigkeiten. Die wichtigsten Detachments mit den größten horizontalen und vertikalen Versatzweiten bilden

- a) die Basis der Steinacher Decke,
- b) die Basis der Blaser Decke, und
- c) tlw. die Basis des Brennermesozoikums.

- a), b): Der Kontakt zwischen alpin schwach metamorphen (bis zur niedrig temperierten Grünschieferfazies) Einheiten (Blaser Decke, Steinacher Decke) im Hangenden und bis zu amphibolitfaziell metamorphen Einheiten des Brennermesozoikums im Liegenden, belegt in der Tribulaungruppe einen Metamorphosesprung von ca. 300°. Dies entspricht ca. 10 km Mächtigkeitsreduktion im Profil.
- (c) Dem Extensionsereignis wird im hangenden Brennermesozoikum die Entstehung der Hauptschieferung mit duktilen, meist flach SE-fallenden Streckungslinearen zugeordnet, die in Kalkmarmoren und Kalkphylliten penetrativ ausgebildet ist. Scherbänder und σ -Klasten belegen eindeutig Top-SE-gerichtete Scherung und Abschiebung. Ältere Isoklinalfalten in verschiedenen Größenordnungen (Zentimeter bis Hunderte Meter) und schieferungsparallelen Achsenebenen rotierten im Zuge der duktilen Abschiebungstektonik großteils parallel zum Abschiebungslinien ein. Weitere bedeutende Strukturen sind Meter bis Hunderte Meter große duktile listrische Abschiebungen, die in der Hauptschieferung einbiegen. Den duktilen Strukturen des Brennermesozoikums s.str. entsprechen in der gering metamorphen Hangendscholle der Hauptabschiebung (Blaser und Steinacher Decke) spröde Scherzonen und Strukturen. An der Basis der Blaser Decke sind teilweise mächtige Kataklasite zu finden.

C.3. NW- und SE-gerichtete Überschiebungen und Rücküberschiebungen (Tertiär)

Die duktilen Strukturen werden systematisch von jüngeren, spröden Falten- und Überschiebungsstrukturen überprägt. Die bedeutendsten Strukturen sind die in den nördlichen Kalkkögeln kartierten NW-gerichtete Überschiebungen. In der südlichsten Steinacher Decke sind Vorkommen von Metamorphem Kalkkomplex im Paläozoikum der Steinacher Decke an SE-gerichtete Rücküberschiebungen gebunden.

Die Kinematik des NW-gerichteten Falten- und Überschiebungsbaus kann von Kleinstrukturen und Harnischflächen an Überschiebungen in den Kalkkögeln, Rampen-Flachbahn-Strukturen in Einheiten des Metamorphem Kalkkomplexes und NE-streichenden Achsen von spröden Falten abgelesen werden.

C.4. ± E- und W-gerichtete Abschiebungen (Tertiär)

E- und W-gerichtete Abschiebungen und Strukturen zur E-W-gerichteten Extension sind die regional bedeutendsten spröden Strukturelemente. Im Kartenmaßstab dominieren NNW- bis NNE-streichende Abschiebungen nach ENE- bis ESE, mit Sprunghöhen bis zu einigen hundert Metern. Die Störungen zeigen charakteristische Eigenschaften von Abschiebungssystemen, wie etwa En-echelon-Anordnung der einzelnen Störungen, variable Sprunghöhen mit dem größten Versatz in den mittleren Störungsabschnitten und begrenzte Störungslänge. Die einzelnen Störungen können meist nicht mit Sicherheit über die quartärbedeckten Haupttäler (Stubaital, Gschnitztal und Oberberger Tal) korreliert werden.

Den kartenmaßstäblichen Abschiebungen entsprechen Kleinstrukturen mit konjugierten Abschiebungen, Zerrspalten und Klüften.

E- und W-gerichtete Extensionsstrukturen werden der Oligozänen und Miozänen Deformation im Hangenden der Brennerabschiebung zugeordnet. Große Störungen haben aufgrund der Ausbildung von unterschiedlichen Störungsgesteinen (Kataklasite, tonige Fault Gauges) hydrogeologische Bedeutung. Die zugeordneten Kleinstrukturen tragen insbesondere in Dolomit- und Kalkmarmoren wesentlich zum Kluffvolumen bei. Ihre hydrogeologische Bedeutung wird durch die häufig beobachtete selektive Verkarstung der Strukturen unterstrichen.

C.5. NW-streichende dextrale Störungen: Halsl-Störungssystem (Tertiär)

Das zwischen der Axamer Lizum und dem Stubaital kartierte Störungssystem umfasst mehrere subparallele NW-streichende Blattverschiebungen mit dextralem Schersinn. Die Störungen versetzen sowohl die NW-gerichteten Aufschiebungen als auch E-gerichtete Abschiebungen.

C.6. NW-gerichtete Verkürzung (konjugierte Blattverschiebungen) (Tertiär)

Konjugierte, etwa N-S-streichende sinistrale und NW-SE-streichende dextrale Blattverschiebungen belegen eine NW-gerichtete Verkürzung. Die Deformation wird ausschließlich aus Kleinstrukturen und reaktivierten Störungen rekonstruiert, neu gebildete kartenmaßstäbliche Störungen sind bisher nicht bekannt. Die Kleinstrukturen zeigen, dass häufig ältere E-gerichtete Abschiebungen überprägt werden. Konjugierte Blattverschiebungen wurden auch in neogenen bis quartären Karbonatbreccien dokumentiert, aus denen auf sehr junge Deformationsalter geschlossen werden kann.

C.7. Etwa N- und S-gerichtete Abschiebungen (Tertiär)

Etwa N-S-gerichtete Extension wird meist durch Schrägabschiebungen, die ältere Harnischflächen überprägen, angezeigt. Neu gebildete konjugierte Abschiebungen wurden nur in Karbonatbreccien neogenen bis quartären Alters beobachtet (Kalbenjochmähder-Blaser). Aufgrund von einzelnen Überschneidungskriterien wird angenommen, dass die N-S-gerichteten Extensionsstrukturen jünger sind als die Blattverschiebungen der NW-gerichteten Verkürzung.

D. Profilschnitte

D.1. Kurzbeschreibungen zu den Profilschnitten

D.1.1. Profil 1

Das Profil 1 zeigt einen NW-SE-orientierten Schnitt vom Stubaital bis ins Pflerschtal. Der Trend der Mächtigkeitsabnahme im Brennermesozoikum von N nach S, bedingt durch die kretazische SE-gerichtete Abschiebung, ist deutlich ersichtlich. Weiters sind die Einschuppungen von Metamorphem Kalkkomplex (MKK) in die Steinacher Decke zu sehen. Diese Schuppen von MKK wurden eoalpidisch beträchtlich metamorph (eoalpidische Hellglimmeralter-Ar/Ar-Alter belegen dies), die Hellglimmer der Steinacher Decke liefern variszische Hellglimmeralter (Ar/Ar-Datierungen).

Im MKK eingelagert sind Quarzphyllitlagen unterschiedlicher Mächtigkeit. Diese werden als primärer Bestandteil des MKK interpretiert (vermutlich metamorphe Kössen- und Allgäuformation), da sie die gleiche Metamorphose- und Deformationsgeschichte aufweisen. Diese Interpretation konnte durch radiometrische Altersdaten gestützt werden (Quarzphyllite der Steinacher Decke liefern ausschließlich variszische Alter, jene aus dem MKK immer eoalpidische Ar/Ar-Hellglimmeralter).

D.1.2. Profil 2

Dieses SW-NE-orientierte Profil verläuft im Wesentlichen entlang des Hauptkammes südlich des Gschnitztales. Besonders erwähnenswert ist, dass die Basis des Brennermesozoikums im Sandestal tektonisch stark reduziert ist. Der Kontakt Kristallin-Mesozoikum ist ein spröder Abschiebungskontakt. Die Phyllite im Bereich Muttenkopf - Rötenspitze werden als Teil des Metamorphen Kalkkomplexes interpretiert. Das Kristallin direkt am Rötenspitze entspricht der basalen Steinacher Decke (Steinacher Decke I). Im Bereich der Trunaalm verläuft die N-S-streichende Trunastörung, an der der Ostteil um einige hundert Meter abgesetzt ist. Ebenso sind weiter östlich die Karbonsedimente an einer Störung abgesetzt. Im Grenzbereich zum Tauernfenster versetzen jüngere spröde Störungen die duktile Brennerabschiebung.

D.1.3. Profil 3

Profil 3 verläuft WNW-SSE-orientiert vom Stubaital ins Wipptal. Das Brennermesozoikum ist hier WNW in beinahe ungestörter Schichtfolge bis zum MKK erhalten und wird von der Blaser Decke überlagert, die vorwiegend aus Hauptdolomitformation besteht und aufrecht liegt (aus sedimentären Indikatoren ableitbar). Gegen SSE wird die Schichtfolge zunehmend tektonisch durch die Brennerabschiebung reduziert. Diese Extension in W-E-Richtung führte zu großräumigen Blockverkippen an zahlreichen spröden Störungen, die teilweise durch Dolinengassen markiert sind (z.B. westlich Blaser). Typisch ist die spröde Deformation, die für erhöhte Klüftigkeit und daher auch Permeabilität verantwortlich ist, für das Hangende der Brennerabschiebung.

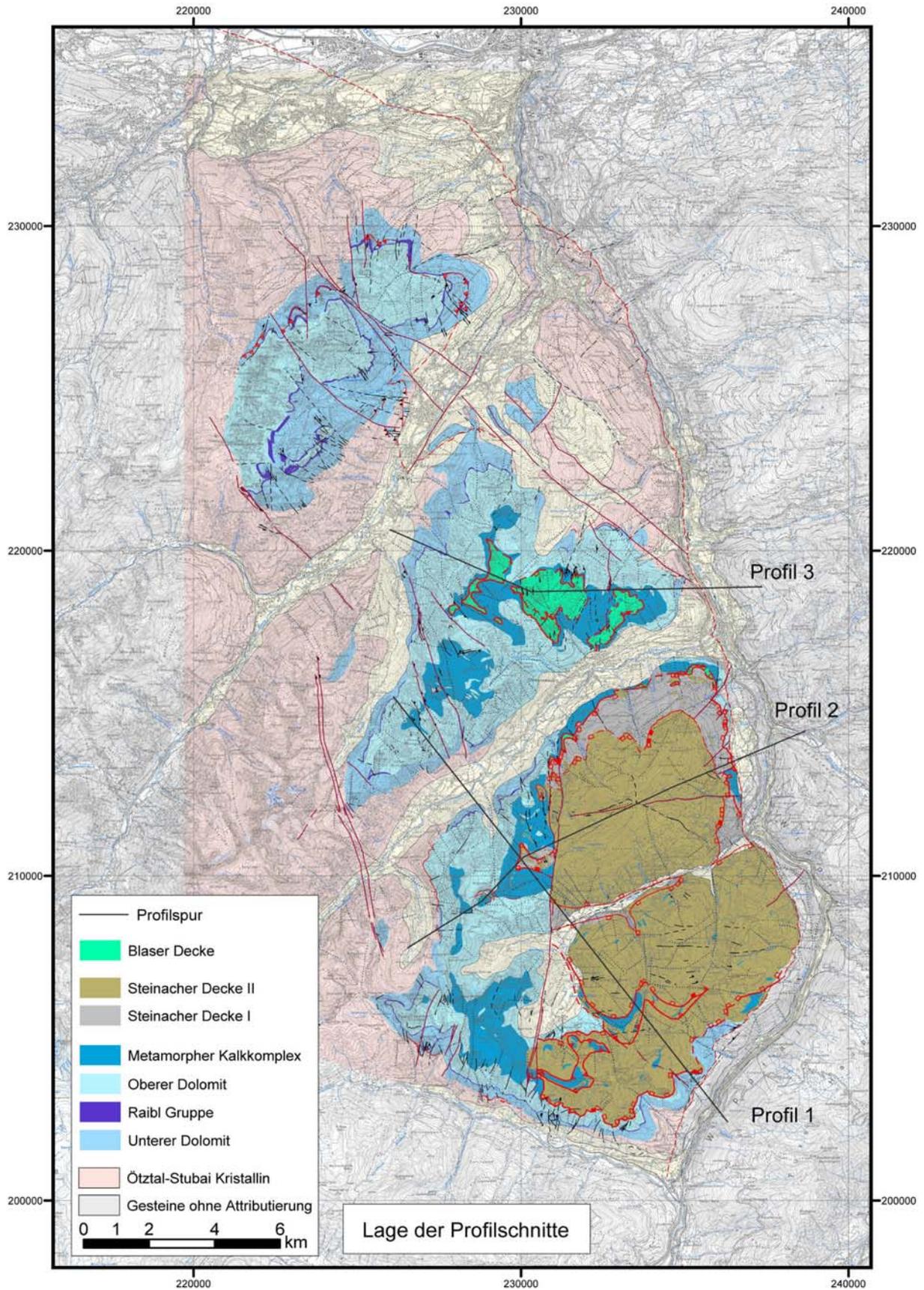


Abb. 5: Lage der Profilschnitte

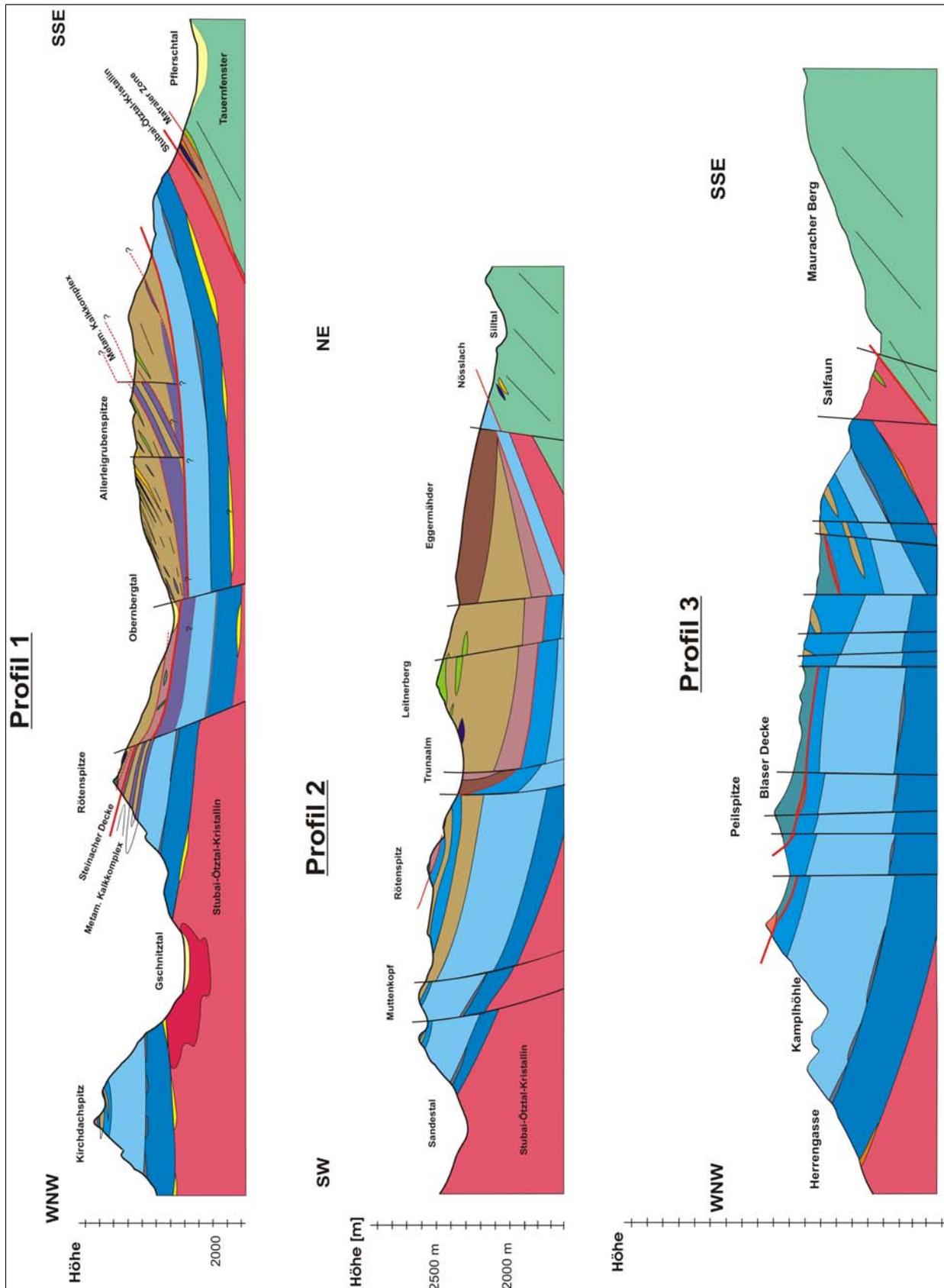


Abb. 6: Profilschnitte

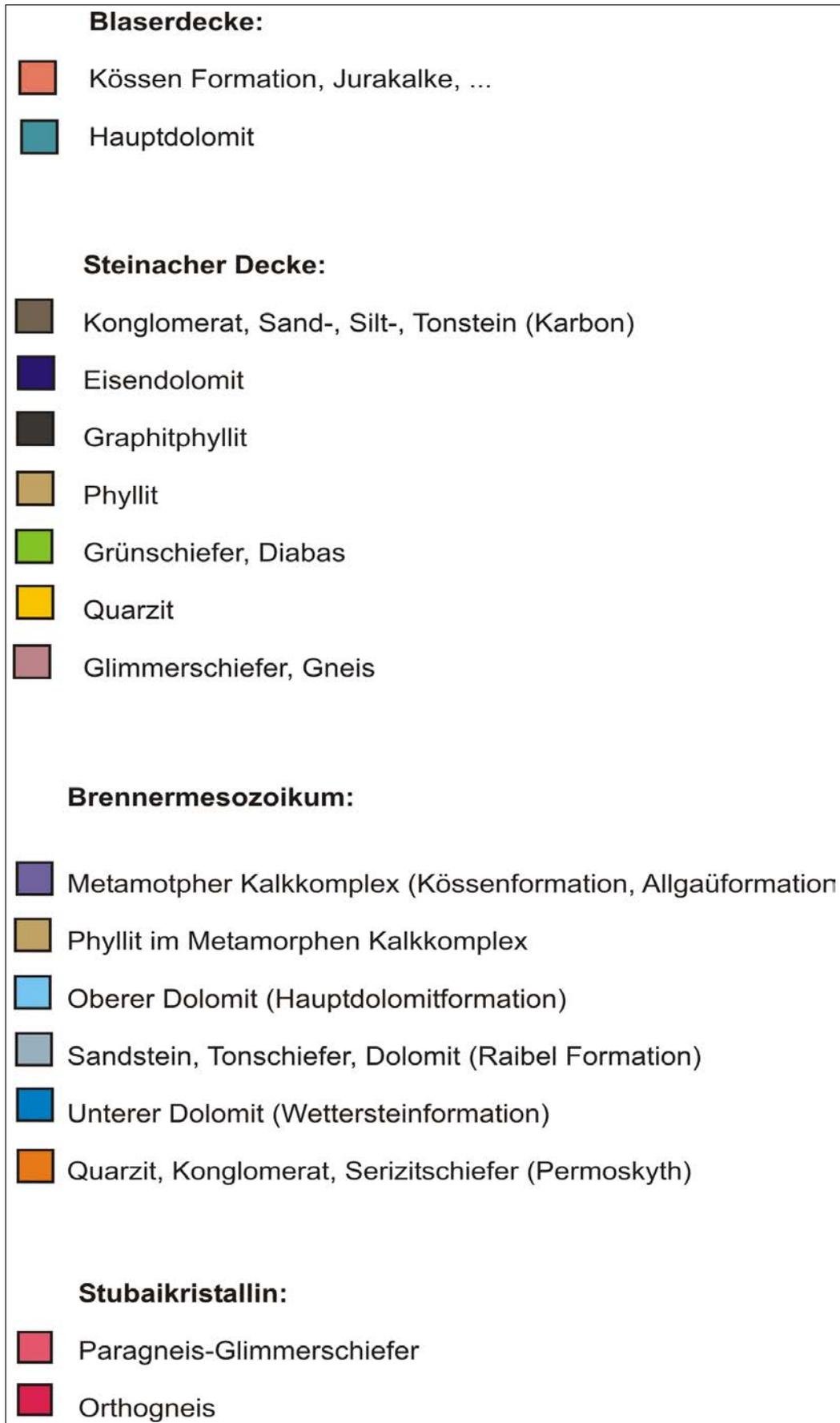


Abb. 7: Legende zu den Profilschnitten

Literatur

- FRIELING, D. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung der Saile (Kalkkögel) südwestlich von Innsbruck (Ötztal-Kristallin, Brenner-Mesozoikum). - Unveröff. Diplomarbeit, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 60 S.
- GEYSSANT, J. (1973): A propos de l'âge des lambeaux de l'Austro-Alpin supérieur dans les Alpes orientales centrales: Essai sur la paléogéographie jurassique des unités supérieures austroalpines et des Alpes méridionales. - Géol. Alpine, 49, 41-50, 2 Abb., Paris.
- HEISSEL, W. (1991/92): Zum tektonischen Bau des Brennermesozoikums. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 18, 171-178.
- KROIS, P. (1989): Untersuchungen an den basalen klastischen Gesteinen des Brennermesozoikums (Stubai-Alpen, Tirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 116 S.
- KÜBLER, H. & MÜLLER, W. (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 105, 173-242.
- MELCHER, F. (1990): Erzmineralparagenesen und Geochemie an der Basis des Serleskammes, Brennermesozoikum/Tirol: Ein Beitrag zur Klärung von Schwermetallanomalien in alpinen Bachsedimenten. - Unveröff. Diplomarb., Universität Innsbruck, 218 S.
- MELCHER, F. & KROIS, P. (1992): Syngenetic and diagenetic formation of ore deposits in the metamorphosed sediments of the basal Brenner Mesozoic. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1992, 207-220.
- PARIS, F., GRAHN, Y., NESTOR, V. & LAKOVA, I. (1999): A revised chitinozoan classification. - J. Paleont., 73 (4), 549-570, 11 figs., Lawrence.
- TOLLMANN, A. (1977b): Die Zentralalpen. Geologie von Österreich, Teil 1. - Franz Deuticke, 766 S., Wien.
- SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlacher Joch (Brenner-Gebiet). - Veröff. d. Mus. Ferdinandeum, 26, Jg. 1946, Innsbruck 1949.

Dank

Diese Arbeit wurde vom Amt der Tiroler Landesregierung und vom BM für Bildung, Wissenschaft und Kultur im Rahmen des Projektes „Umwelttektonik östliche Stubai-Alpen“ unterstützt.

Anschrift der Verfasser

Prof. Dr. Rainer BRANDNER: Inst. F. Geologie und Paläontologie der Univ. Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.

Dr. Kurt DECKER: Institut für Geologie, Althanstraße 14, 1090 Wien.

Dr. Helga PRIEWALDER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1030 Wien.

Tel.: (01) 7125674/253. Email: prihel@cc.geolba.ac.at.

Mag. Franz REITER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1030 Wien und Inst. für Geologie und Paläontologie der Univ. Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.

Dr. Manfred ROCKENSCHAUB: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1030 Wien.

Tel.: (01) 7125674/212. Email: rocman@cc.geolba.ac.at.

Das Brennermesozoikum. Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen

R. BRANDNER, W. RESCH & F. REITER

Das Brenner-Mesozoikum ist seit langem als Beispiel unverwechselbarer "zentralalpiner Fazies" bekannt. TOLLMANN (1977) unterstreicht zusammenfassend in seiner "Geologie von Österreich" die Bedeutung der zentralalpiner Fazies als Hauptkriterium für die Abtrennung seines "Mittelostalpins" als eigenständige tektonische Einheit. Ein Hauptkriterium für eine Abtrennung "zentralalpiner Fazies" von der nordalpiner Fazies sei das Fehlen der typisch nordalpiner mittel- bis obertriassischen Beckenfazies der Reifling-/Partnach-Formation. Wo diese aber trotzdem im zentralalpiner Bereich auftritt, sei diese ein beim Vorschub zurückgebliebener Deckenrest, der, wie im Fall des bekannten Profils Pfriemeswand am Nordrand der Kalkkögel, von mittelostalpinen Einheiten tektonisch "eingewickelt" wurde. GEYSSANT (1973) hat das Pfriemes-Profil als den idealen Typ einer sog. "Scheinserie" ("... eine tektonisch komponierte Serie scheinbar zueinander gehöriger Schichtglieder" [TOLLMANN, 1977: 206]) beschrieben.

DIETRICH stellt 1983 fest, dass auch die Gesteinsserie des Pfriemes-Profiles den gleichen Metamorphosebedingungen unterlegen war wie das übrige nördliche Brennermesozoikum, d.h. ca. 450°C und 3,5-4 kb.

Anlass für eine neuerliche Befassung mit dieser Problematik war der Bau des Kavernenkraftwerkes der ÖBB, KW Fulmpes (geologische Aufnahme und Dokumentation Dr. K. MIGNON, interner Bericht 1983), bei dem 190 m unter der Talsohle des äußeren Stubaitales eine tektonisch grabenartig eingebrochene Schichtfolge von dunkelgrauem Dolomit, Kalkglimmerschiefer und hellgrauem Wettersteindolomit aufgeföhren wurde. Aus dem dunklen Dolomit konnten 1985 von Dr. D.A. DONOFRIO Conodonten mit einem Conodont-color-alteration-Index (CAI) 6/7 der Anis/Ladin-Grenze gewonnen werden. Nach REJEBIAN et al. (1987) wäre der CAI 7 mit >490°C anzunehmen. Die in der Abfolge darüberliegenden Kalkglimmerschiefer sind daher grünschieferfaziell metamorphen Reifling-/Partnachschichten zuzuweisen. Lithostratigraphische Korrelationsversuche mit Obertage-Aufschlüssen hatten eine stratigraphische und strukturgeologische Neubearbeitung der Kalkkögel zur Folge, deren Ergebnisse auf der GÖK 148 Brenner eingearbeitet wurden.

Die Trias des Brennermesozoikums ist in drei transgressive/regressive Supersequenzen (oder Fazieszyklen) zweiter Ordnung (>3 Ma) gut gliederbar und damit regional vergleichbar. Ablagerungssequenzen dritter Ordnung (<3 Ma) sind je nach Position am Schelf lithologisch unterschiedlich entwickelt und daher geeignet zur Interpretation von Fazieszonierungen. Entsprechend der Interpretation von VAIL (1992) sind Fazieszyklen 2. Ordnung meist das Produkt der Änderung tektonischer Subsidenzraten, währenddem Sequenzen 3. Ordnung durch Eustasie und Schwankungen der Erosionsbasis gesteuert werden.

1. Supersequenz (Oberperm-Oberanis)

Ablagerungen des Alpenen Verrucano bilden an der Basisdiskordanz eine charakteristische Onlap-Geometrie aus, die sehr unterschiedliche Mächtigkeiten hervorruft. Erst mit der generellen Überflutung im oberen Olenekium (= Val-Badia-Transgression der Südalpen) mit gleichförmigen beigen Quarziten nehmen die Mächtigkeitsunterschiede ab. In dunklen Dolomiten mit Bioturbationsgeföhren grenzen *Dadocrinus-gracilis*-Vorkommen die Virgloria-Formation (metamorph) nach unten ab. Reichenhaller Schichten sind nicht klar entwickelt. Das Top der Supersequenz wird mit hellen Dolomiten mit Flachwassergeföhren, vergleichbar der Steinalm-Formation, erreicht.

2. Supersequenz (Oberanis-Unterkarn)

Sedimente des Tiefstand-Systemtrakts (LST) sind Sandsteine/Quarzite, die in die Virgloria-Formation eingeschaltet sind ("sandiges Anis"). Im Westen, am Jaggl und in den NE Engadiner Dolomiten sind diese Sandsteine durch das Vorkommen von Crinoiden und Brachiopoden gekennzeichnet und sind als Follerkopf-Formation definiert (DÖSSEGER et al., 1982). Die Quarzite keilen im Brennermesozoikum nach SE aus und wurden deshalb meist übersehen. Die maximale Transgression wird im

Unterladin mit der Reifling-Formation (metamorph) erreicht. Aus dieser Formation stammen die Conodonten-Funde (*Gladigondolella tethydis*, det. Dr. DONOFRIO) mit einem CAI 6/7 von vier Fundstellen (Pfriemes und südlicher Halsgraben, artlich nicht bestimmbar von Hoagl und Ruetz Stollen). Kalk- und Dolomitmarmore in dm-Schichtung mit welligen Schichtoberflächen und Silex-Knauern und auch Zwischenschaltungen von Pietra-Verde-Tufflagen kennzeichnen diese Formation. Die bisher nur in den Kalkkögeln gefunden wurde. Darüber folgende Bänderkalkmarmore (Calcimylonite) werden als metamorphe Calciturbidite der aggradierenden Wettersteinkalkriffe interpretiert. Die Aggradation hält über das Ladin hin an. Dies wird als Hinweis für das Anhalten erhöhter Subsidenz gewertet, die für die nachhaltige Fazieszonierung am Nordrand des Brennermesozoikums verantwortlich sein muss. Hier ist eine großräumige Halbgrabenentwicklung mit Vorphasen im Oberanis aufgezeichnet: Eine mittel-obertriassische Beckenfazies im N bzw. NW mit sedimentärer Verzahnung zu einer Karbonatplattform-Fazies im S bzw. SE, die den Großteil des Brennermesozoikums einnimmt. Im äußersten N (Pfriemeswand) hält die Beckenfazies am längsten an: über der Reifling- und Partnach-Formation (metamorph) entwickelt sich eine abwechslungsreiche Abfolge von grauen Ton- und Mergelschiefern mit Riffdetritusbreccien und Kalkmarmorbänken. MUTSCHLECHNER (1933) gibt eine Aufstellung der bis damals erfolgten Fossilfunde (Spongien, Korallen, Crinoideen-Stielglieder, *Cidaris*-Keulen, Brachiopoden und Daonellen - aber wohl Halobien), die wir größtenteils durch Neufunde bestätigen können, und zwei Ammonitenreste. Die bis heute den wichtigsten chronostratigraphischen Hinweis lieferten. Ein Exemplar wurde von URLICHS (1994) als *Trachyceras (Tr.) cf. aonoides aonoides* MOJS. bestimmt, womit eine Einstufung in die Aonoides-Zone bzw. Aonoides-Subzone (= Jul 1/II nach KRYSZYN, 1983) sicher gestellt ist. Dazu kommen noch Neufunde von Halobien (*Halobia cf. rugosa*). Die von der Partnach-Formation s.str. gut abgrenzbare Abfolge wird hier als "Pfriemes-Member" bezeichnet (s.a. FRIELING, 1998). Die stark progradierende Wetterstein-Karbonatplattform (Wetterstein-Dolomit) bildet die Obergrenze der Formation.

3. Supersequenz (Obertrias)

Die terrigenklastische Sedimentation der Raibl-Gruppe (schwarze Tonschiefer, Sandsteine, Sphaerocodienkalk mit *Paläocardita* sp., Foraminiferen) setzt unvermittelt am Top des Wettersteindolomits, wohl bereits im Stadium des Transgressiven Systemtrakts ein. Die Paläokarstoberfläche (z.B. Hochtennboden) weist auf eine Schichtlücke zu Beginn der Raibl-Gr. hin. Andererseits ist das Raibl-Niveau ein tektonischer Abscherungshorizont, sodass die primäre Abfolge wohl nur lückenhaft erhalten ist. Es fehlen z.B. die sonst allgegenwärtigen Rauhwacken an der Basis des Hauptdolomits. Der Hauptdolomit selbst erreicht eine Mächtigkeit von ca. 700 m und bildet im Hangenden mit progradierenden Parasequenzen Sets mit bestens erhaltenen Loforitgefügen die regressive Abfolge der Supersequenz ab. Einflüsse der Keuperfazies sind nicht zu erkennen.

Mögliche weitere Supersequenzen sind auf Grund der starken duktilen Deformation des sog. "Metamorphen Kalkkomplexes" (beinhaltet die Kössen-Fm., "Oberrhätalk", Allgäu-Fm. und Radiolarit) - in der Kalkkögelgruppe erosionsbedingt nicht mehr vorhanden - nur schlecht definierbar.

Paläogeographische Konsequenzen

Für die paläogeographische Interpretation sind folgende Charakteristika der faziellen Entwicklung des Brennermesozoikums entscheidend:

- Die Fazieszonierung der mittel-obertriassischen Becken - Karbonatplattformentwicklung in den Kalkkögeln
- Das Auskeilen des "sandigen Anis" nach SE
- Das Fehlen der evaporitischen Arlberg-Fazies

Ausgehend vom Grundkonzept der tektonisch gesteuerten Supersequenzen 2. Ordnung am passiven Kontinentalrand, sind regionale Halbgrabenbildungen anzunehmen. Hinweise dafür finden wir nicht nur in der allgemein bekannten Entwicklung des jurassischen Kontinentalrandes, sondern eben auch bereits in der Mittel- und Obertrias: das asymmetrisch angeordnete Faziesensemble Reiflinger-/Partnachbecken und Wettersteinkarbonatplattform ist in den Nördlichen Kalkalpen klar entwickelt und zeichnet eine triassische Halbgrabenentwicklung nach, die auch räumlich gut zuordenbar ist. Von einem zunächst schwächer einsinkenden Krustenstreifen im SE (heute Inntaldecke und südliche Lechtaldecke) progradieren Karbonatplattformen in Richtung der zunächst stärker eingesunkenen

Zone des Reifling-/Partnachbeckens im NW (heute Lechtaldecke). Diese Zonierung hat eine große laterale Erstreckung, sie findet sich ebenso in den Mittleren und Östlichen Kalkalpen.

Im Brennermesozoikum ist ein weiterer derartiger Halbgraben entwickelt. Bereits im Oberanis zeichnet sich mit dem mächtig entwickelten sandigen Anis (Follerkopf-Formation) am Jaggl und in den NE Engadiner Dolomiten eine stärkere Subsidenz ab als im SE gelegenen (nach Rücknahme der Schlinig-Überschiebung) Brennermesozoikum. Hier finden wir nur mehr die Ausläufer dieser Entwicklung. Mit zunehmender Subsidenzrate ab dem Anis/Ladin bildet sich eine klare Fazieszonierung mit im NW liegendem Reifling-/Partnachbecken und von SE her progradierender Karbonatplattform des Wettersteindolomit aus.

Mit dem generellen Nachlassen der Subsidenzrate im Unterkarn setzt ein starkes, flächiges Wachstum der Wettersteinkalkriffe ein, das zur Einschränkung der Wasserzirkulation und Evaporation in den verbleibenden Restbecken der Halbgräben führt. In diesen Zonen bildet sich die Arlberg-Formation. Dies ist sowohl im großen Restbecken der Partnach-Fm. der Lechtaldecke der Fall als auch in Restbecken der NE Engadiner Dolomiten, wo eindeutige Arlbergfazies mit mächtigen Rauhwacken etc. vor dem Einsetzen der Sedimentation der Raibl-Gr. entwickelt ist. Das Brennermesozoikum liegt in der Hochzone im SE des Halbgrabens und kann daher keine Arlbergfazies aufweisen.

Wollte man in einer paläogeographischen Rekonstruktion das Brennermesozoikum samt Grundgebirge des Ötztal-Stubai-Kristallins am europäischen Schelf einordnen, so steht eigentlich nur der Raum nördlich der heutigen Lechtaldecke zur Verfügung. Südlich davon ist bei der gegebenen räumlichen Ausrichtung der Fazieszonierung des Brennermesozoikums kein Platz, auch spricht der zeitweilig erhöhte siliziklastische Einfluss in der Partnach-Fm. für die Nähe des europäischen Vorlandes. Die Blaser-Decke samt den Quarzphylliten der Steinacher Decke als Basement ist damit dem Hochbajuvarikum (ev. Teildecke der Lechtaldecke) zuzurechnen.

Für die Abgrenzung einer spezifisch "zentralalpiner Fazieszone" (= Mittelostalpin) besteht allerdings keine Notwendigkeit. Wie gezeigt wurde, finden sich gerade in der Trias zahlreiche typisch "nordalpine" Fazieselemente in den sedimentären Schichtabfolgen der Kalkkögel, die eine scharfe Abgrenzung unmöglich machen.

Literatur

- DIETRICH, H. (1983): Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 31, 235-257.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W.H. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). - *Ecl. Geol. Helv.*, 76/2, 303-330.
- GEYSSANT, J. (1973): Stratigraphische und Tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, 3, 377-396.
- FRIELING, D. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung der Saile (Kalkkögel) südwestlich von Innsbruck (Ötztal-Kristallin, Brenner-Mesozoikum). - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Greifswald/Innsbruck, 60 S.
- MUTSCHLECHNER, G. (1933): Ein Ammonitenfund in den Partnachschichten an der Saile bei Innsbruck. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1933, 63-65.
- REJEBAN, V. A., HARRIS, A. G. & HUEBNER, J.S. (1987): Conodont color and textural alteration: An Index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. - *Geological society of America Bulletin* 99, 471-479.
- TOLLMANN, A. (1977): Die Zentralalpen. Geologie von Österreich, Bd. 1. - Deuticke Verl., 766 S.
- URLICHS, M. (1994): *Trachyceras* LAUBE 1869 (Ammonoidea) aus dem Unterkarn (Obertrias) der Dolomiten (Italien). - *Stuttg. Beitr. z. Naturk.*, B 217, 1-55.
- VAIL, P.R. (1992): Types and causes of large-scale (> 10.000 years) stratigraphic cycles. *Profil* 1. - S. 50, Stuttgart.

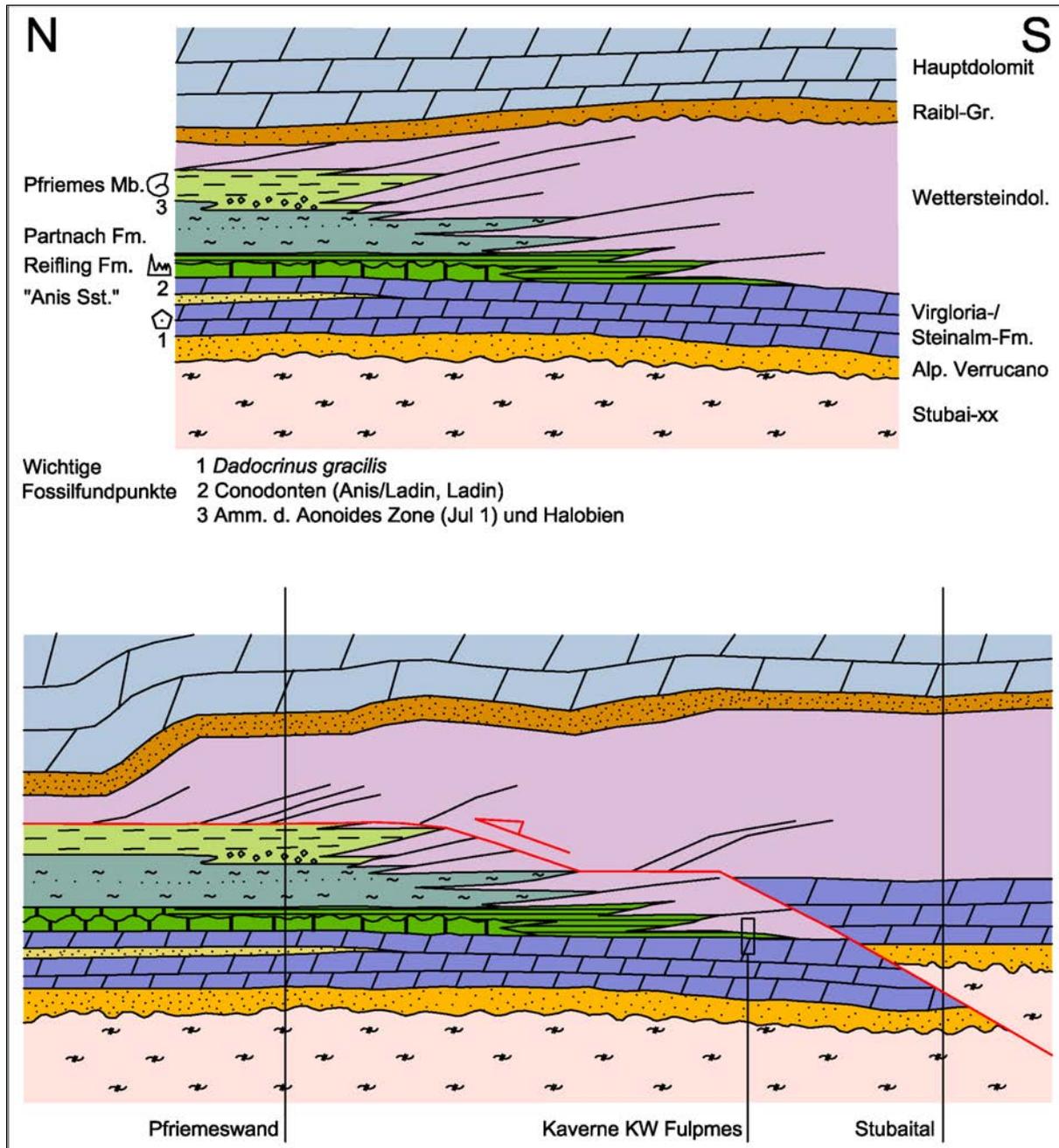


Abb. 1: Oben: Rekonstruierter Fazieschnitt durch den Nordrand des Brennermesozoikums im Bereich der Kalkkögel (ohne Maßstab).
 Unten: Schematischer N-S Profilschnitt durch die Kalkkögelgruppe. Beachte, dass der Überschiebungsverlauf mit Rampen- und Flachbahnabschnitt eine klare lithofazielle Vorzeichnung hat. Der Aufschluss "Kaverne KW Fulpmes" liegt hinter der Profilschnittebene und ist in einer Grabenstruktur des Halsl-Störungssystems eingesenkt.

Anschrift der Verfasser

Prof.Dr. Rainer BRANDNER, Werner RESCH & Mag. Franz REITER: Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Das Brenner-Mesozoikum nördlich des Pflerschtals

Ch. PRAGER

Zusammenfassung

Die polyphas und heteroaxial deformierten Metasedimente des Brenner-Mesozoikums liegen parautochthon auf dem Ötztal-Stubai-Altkristallin und werden ihrerseits von den Metamorphiten der allochthonen Steinacher Decke tektonisch überlagert. Die geringmächtigen Metasedimente des Alpinen Verrucano, der Virgloria-Fm. und der Raibl-Gruppe eignen sich bestens als Leithorizonte für die Abwicklung der Tektonik. In mehreren stratigraphischen Niveaus sind eindrucksvolle duktile Deformationsstrukturen unterschiedlicher Größenordnung ausgebildet, die von einem dichten Muster meist steil stehender Sprödstörungen überprägt werden. Entlang NE-SW- bis NNE-SSW-streichender, spröder Schrägabschiebungen wurde das Brenner-Mesozoikum Horst- und Graben-artig segmentiert.

Einleitung

Im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt wurden in den Herbstmonaten 2002 Teile des südlichen Brenner-Mesozoikums zwischen Pflersch-, Gschnitz-, und Obernbergtal auf den Blättern der ÖK 147 Axams, 148 Brenner, 174 Timmelsjoch und 175 Sterzing kartiert. Primäres Ziel der Geländeaufnahmen stellte die Analyse sprödetektonischer Strukturen auf der Südflanke des österreichisch-italienischen Grenzkammes dar. Hier bieten das steile, hochalpine Gelände sowie die über weite Strecken fehlende Bedeckung mit quartären Lockersedimenten exzellente Aufschlussverhältnisse.

1. Stratigraphie

Die permomesozoische Schichtfolge des Brenner-Mesozoikums liegt parautochthon auf dem Ötztal-Stubai-Altkristallin. Im Zuge der strukturgeologischen Geländeaufnahmen wurde in Anlehnung an die Seriengliederung der Nördlichen Kalkalpen folgende lithostratigraphische Gliederung im Formationsrang vorgenommen:

"Alpiner Verrucano"

Dem Ötztal-Stubai-Kristallin lagern dunkelgraue Quarz-Konglomerate mit Geröllen bis dm-Größe auf, die zu helleren, plattig geschichteten, häufig Serizit-reichen Quarziten und Quarzitschiefern überleiten. Lokal treten im stratigraphisch Jüngsten wenige Meter mächtige, meist stärker limonitisierte Metapelite auf. Lithofaziell können die Grobklastika vermutlich mit der Gröden-Fm., die feinkörnigeren, besser geschichteten Abschnitte mit der Alpinen Buntsandstein-Fm. korreliert werden. Insgesamt erreicht der "Alpine Verrucano" etwa 10-15 m an Mächtigkeit. Instruktive Aufschlüsse der siliziklastischen Basisserie finden sich an der Südseite des Pflerscher Tribulauns, unmittelbar am Steig zur Tribulaunhütte zwischen 2300 und 2400 müA, und in den Gräben nordöstlich des ehemaligen Bhf. Pflersch bei ca. 1400 müA. Hier tritt lokal auch eine dispers verteilte Pyrit-Vererzung innerhalb dm-gebankter, heller Quarzite auf.

Gruppe des Alpinen Muschelkalks

Die karbonatische Schichtfolge des Brenner-Mesozoikums setzt mit basal meist stark siliziklastisch verunreinigten, mittel- bis dunkelgrauen Dolomiten ein. Die unruhig-wellig geschichteten, mergeligen Karbonate wechsellagern häufig mit dünnblättrigen, mergeligen Phyllitlagen und werden lithofaziell mit der Virgloria-Fm. der Nördlichen Kalkalpen korreliert. Kalke der Virgloria-Fm. wurden im Aufnahmegebiet nicht angetroffen. Anschauliche Aufschlüsse finden sich am NW-Fuß des Gschnitzer Tribulauns, an der Basis der Garklerin und vor allem in den Gräben nordöstlich (ca. 1400 müA) des ehemaligen Bhf. Pflersch.

In das stratigraphisch Jüngere gehen die Virgloria-Dolomite innerhalb weniger Meter offensichtlich fließend in dicker gebankte, hellere Dolomite der Wetterstein-Fm. über. Im Gegensatz zum geringer metamorphen Brenner-Mesozoikum der Kalkkögel konnten im Pflerschtal lithofazielle Äquivalente des Steinalmkalks nicht angesprochen werden. Örtlich treten in stratigraphisch jüngeren Abschnitten der bis max. 15 m mächtigen Virgloria-Fm. wenige cm- bis dm-gebankte Lagen von schmutzig beige-gelblichen, dichten Dolomitmarmoren auf ("Dürrer-Igel"-SE-Flanke 1400 müA, Graben nordöstlich von Annichen 1520 müA). Diese muscheligen-splittrig brechenden Karbonate sind diffus verkieselt und werden als stratigraphische Äquivalente der kalkalpinen Reifling-Fm. interpretiert.

Wetterstein-Fm.

Die dünnbankigen, siliziklastisch verunreinigten Virgloria-Dolomite werden von zunehmend dicker gebankten, auffallend hellen Dolomitmarmoren überlagert, die sich zu meist unbegeharen Steilwänden aufschwingen. Dominierende Lithofaziestypen sind grobkristalline, beige-weiße, untergeordnet feiner kristalline, im mm- bis cm-Bereich hell-dunkel gebänderte Dolomite. Selten zeigen die Dolomite der Wetterstein-Fm. eine schwache Reaktion mit HCl bzw. Alicarinrot S. Gelegentlich (Koggraben ca. 1720 müA, Militärsteig zum Portjoch ca. 1550 müA) treten geringmächtige Einschaltungen von dünnbankigen, meist plattig geschichteten, mergelig beeinflussten, dunkleren Dolomiten auf, teilweise mit dünnen Lagen von graugrünen Serizitschiefern wechsellagernd. Insgesamt stellen die 200-250 m mächtigen, kompetenten Dolomite der Wetterstein-Fm. eine sowohl duktil gefaltete als auch teilweise intensiv kataklastisch deformierte Schichtfolge dar.

Raibl-Gruppe

Zwischen den hellen Dolomitmarmoren der Wetterstein-Fm. und dem Hauptdolomit treten meist dunkelbraune bis grauschwarze Metapelite, Metapsammite und dünnplattige Dolomitmarmore der Raibl-Gruppe auf. Obwohl diese siliziklastisch geprägte Schichtfolge im südlichen Brenner-Mesozoikum mit etwa 4 bis 7 m äußerst geringmächtig entwickelt ist, sticht sie aufgrund des Farbkontrastes zu den umgebenden Karbonaten doch auffällig hervor.

Instruktive und relativ leicht erreichbare Aufschlüsse finden sich entlang des Militärweges vom ehem. Bhf. Pflersch zum Portjoch (bei ca. 1525-1600 müA) sowie im Hauptgraben zwischen der Lokalität Gattern und Pkt. 2091 m (bei ca. 1600 müA, hier Phyllite und Quarzite mit auffallenden, mehrere mm-großen Querverbiten). Ansonsten sind Aufschlüsse der Raibl-Gruppe aufgrund des steilen und schrofigen, von tiefen Gräben zerschnittenen Geländes häufig lateral nicht weiter verfolgbar. Dennoch ist das Auftreten dieser wasserstauenden Feinklastika von der Ferne morphologisch in Form kleinerer Quellaustritte, vegetationsbestandener Felsbänder und Gesimse erkennbar.

Hauptdolomit

In der Tribulaungsgruppe fungiert der Hauptdolomit als Hauptfels- und Gipfelbildner. Diese überwiegend plattig im dm-Bereich gebankte Schichtfolge wird von mausgrauen, seltener hell- oder dunkelgrauen, oft laminierten bzw. gebänderten Dolomitmarmoren geprägt. Die dunkleren Farbtöne stellen neben der gleichmäßigeren Schichtung und dem im Anschlag schwachen Bitumengeruch kartierungstechnisch die wesentlichen Unterscheidungskriterien zum Wettersteindolomit dar. Im stratigraphisch Jüngsten des Hauptdolomits treten zunehmend dünnbankigere, überwiegend streng plattig geschichtete Dolomite auf, die zudem leicht mergelig erscheinen. In größerer Verbreitung treten derartige Lithofaziestypen an der morphologisch auffällig zurückwitternden, flachen Gipfelkalotte des Gschnitzer Tribulauns (2946 müA) auf; zwischen Portjoch und Giggelberg bilden sie eine schmale Übergangszone zum eigentlichen Plattenkalk.

Aufgrund tektonischer Schrägzuschnitte nimmt die Mächtigkeit des Hauptdolomits von ca. 600-700 m am Pflerscher Tribulaun auf etwa 150 m am Militärsteig zum Portjoch und etwa 150-200 m im Bereich Giggelberg ab.

"Metamorpher Kalkkomplex"

KÜBLER & MÜLLER (1962) bezeichnen die wechselhaften, kalkig-mergeligen Schichtglieder im stratigraphisch Jüngeren des Hauptdolomits zusammenfassend als "Metamorpher Kalkkomplex". Trotz der Metamorphose kann in Einzelprofilen die unten vorgeschlagene Seriengliederung in Plattenkalk, Kösen-Fm. und Allgäu-Fm. vorgenommen werden. Allerdings erschweren der großräumige isoklinale Faltenbau und das vielfach schwer zugängliche Gelände häufig die laterale Verfolgung und damit die exakte Kartierung der einzelnen Formationen.

Plattenkalk

Im südlichen Brenner-Mesozoikum treten im stratigraphisch Jüngsten des Hauptdolomits dünnplattig geschichtete, mergelige Dolomite mit zunehmendem Kalkgehalt auf. Diese leiten unscharf zu schmutzig-hellgrau anwitternden, dunklen Plattenkalke und dm-gebankten (Bänder-)Kalkmarmoren, gelegentlich mit geringmächtigen graugrünen (Kalk-)Phyllitzzwischenlagen, über. Diese ca. 15-50 m mächtige, kalkige Faziesentwicklung wird lithostratigraphisch mit dem Einsetzen des norischen Plattenkalks der Nördlichen Kalkalpen korreliert und dient als hilfreiches Bezugsniveau zur Abklärung tektonischer Verstellungen.

Bestens aufgeschlossen sind beigeweiße bis rosafarbene, im Meterbereich isoklinal gefaltete Bänderkalke am Militärsteig zum Portjoch (bei den Serpentinien zwischen 1800-1850 müA). An der Südostflanke des Hohen Lorenzenbergs (bei ca. 1750 müA) sowie südl. Pkt. 2091 m (nördl. Gattern) dominieren auffallend plattig geschichtete, laminierte, mergelige Kalke und Dolomite.

Kössen-Fm.

Neben dem Wetterstein- und Hauptdolomit tritt im südlichen Brenner-Mesozoikum eine dünnbankige, lithologisch inhomogene Wechselfolge von feinklastisch beeinflussten Kalkmarmoren und diversen Phyllit-Typen als Hauptfelsbildner in Erscheinung. Im Übergang vom karbonatisch dominierten Plattenkalk zu mehr feinklastisch beeinflussten Lithologien wird das Einsetzen der Kössen-Fm. festgelegt. Lithofaziell wird die Kössen-Fm. von unruhig-plattigen, cm- bis dm-gebankten, graubraunen Kalkmarmoren, Mergelkalke, dunkelgrauen Kalkphylliten und silbrigen Quarzphylliten dominiert. Letztere sind im Aufschlussbereich vom Steinacher Quarzphyllit lithologisch nicht zu unterscheiden. Vor allem östlich des Obernberger Sees treten lokal hellgraue, dolomitisierte Abschnitte auf.

In stratigraphisch jüngeren Abschnitten der intensiv isoklinal gefalteten "Kössen-Fm." treten vereinzelt wandbildende, dickbankige Kalkstufen auf (etwa in der unzugänglichen W-Wand der Schwarzen-Wand-Spitze und im Bereich des Pflerscher Höhenwegs), die Äquivalente "oberrhätischer Riffkalke" darstellen könnten.

Allgäu-Fm.

Im Bereich Obernberg treten nord- und südwestlich der Seealm sowie bei den markanten Steilwänden südwestlich der Allerleigrube plattig dm-gebankte, hell-beige Kalkmarmore mit porzellanartigem Bruch auf. Im Vergleich zur kalkig-phyllitisch geprägten Kössen-Fm. überwiegen hierin deutlich reinere, häufig verkieselte Kalke. Zudem treten lokal bis dm-mächtige Einschaltungen von weiß-grünlichen (Serizit-)Quarzit-Schiefen sowie von weißen, konkretionären bis lagigen Quarzknuern auf.

Quartär

Glazigene Lockersedimente bedecken im Bereich Obernberger See und am Giggelberg größere Flächen. Die grobblockigen Wälle westlich ("Bergsturz-Moräne"?) und südöstlich (fossiler Blockgletscher?) des Obernberger Sees wären interessante Studienobjekte künftiger quartärgeologischer Untersuchungen. Auffälligerweise treten im Bereich Kaserwald (südöstlich des Obernberger Sees) gehäuft Riesenblöcke aus hellgrauen Dolomiten auf. Aufgrund der Rahmengenologie sind diese weniger als Hauptdolomit, vielmehr als dolomitisierte Abschnitte des "Metamorphen Kalkkomplexes" (Kössen-Fm.) anzusprechen.

An der Südflanke des österreichisch-italienischen Grenzkammes findet sich geringmächtiges Moränenmaterial, meist umgelagert und mit Hang-/Verwitterungsschutt vermengt. Orographisch links des Koggrabens baut eine karbonatisch dominierte Moräne jenen lärchenbestandenen Rücken auf, dem der Steig Innerpflersch - Schneetalscharte zwischen 1550 und 1700 müA folgt.

Vereinzelt beherbergen nord- und nordostseitig exponierte Kare kleinere Blockgletscher, wobei sich der größte am Nordostfuß des Gschnitzer Tribulauns in etwa 2100-2200 müA befindet: hier verläuft der Steig zur Schneetalscharte über grobes, einen konvexen Schuttlappen bildendes Karbonatblockwerk, das sich deutlich von den feinkörnigeren Schuttriesen abhebt. Die Porenwässer dieses fossilen Blockgletschers speisen die Quelfassung der Österreichischen Tribulaunhütte. Ein weiterer, fossiler Blockgletscher liegt nordwestlich der Garklerin, am Steig zum Gschnitzbach, bei ca. 2000 müA. Entsprechende Kleinformen finden sich auch nordöstlich des Portjochs.

2. Tektonik

Die polyphas und heteroaxial deformierten, heute generell N- bis NE-fallenden Metasedimente des Brenner-Mesozoikums liegen parautochthon auf dem Öztal-Stubai-Alt-kristallin und werden ihrerseits von den Metamorphiten der allochthonen Steinacher Decke tektonisch überlagert. Eindrucksvolle, in mehreren stratigraphischen Niveaus ausgebildete, duktile Deformationsstrukturen werden von einer beträchtlichen Anzahl meist steil stehender Sprödstörungen überprägt. Daraus resultierend fällt die Basis des Brenner-Mesozoikums von 2400 müA im Westen (Meridian Pflerscher Tribulaun) innerhalb von ca. 10 km nach Osten bis auf ca. 1450 müA im Bereich Giggelberg ab.



Fig. 1: Duktiler Basalkontakt Altkristallin - Wettersteindolomit mit Angelier-Darstellung der Scherflächen (Steilwand südöstlich Kogberg, ca. 1790 müA).

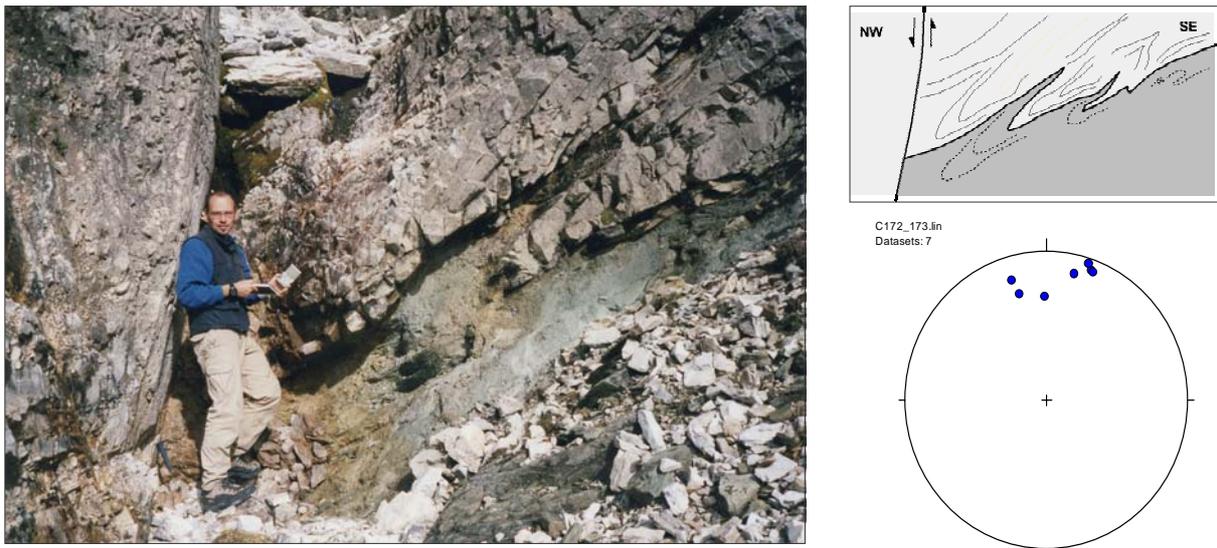


Fig. 2: Duktil gefalteter und spröde transtensiv zerscherter Basalkontakt Altkristallin - Wettersteindolomit (Graben südl. Kogberg, ca. 2030 müA) mit Linear-Darstellung der duktilen b-Achsen.

2.1. Duktile Strukturen

Der basalste Abscherhorizont des Brenner-Mesozoikums umfasst den Kontaktbereich zum Kristallin, insbesondere die geringmächtigen, feinklastischen Abschnitte des Alpenen Verrucano und der Virgloria-Fm., die über weite Bereiche als Bewegungsbahn fungierten. So sticht bereits von der Ferne die scharfe, subhorizontale Triasbasis an der Weißwandspitze als tektonisch überprägte Kontaktfläche hervor. Leichter zugänglich ist der Kontakt Altkristallin-Wettersteindolomit im Bereich einer auffälligen Steilwand westlich des Koggrabens, wo der messerscharfe, duktile Abscherhorizont bestens aufgeschlossen ist (Fig. 1). Hier steilen sich mehrere, staffelförmig ineinander greifende, ca. 30° nach ENE fallende Scherflächen nach Westen hin schaufelförmig auf. Die Streckungslineare dokumentieren eine flach nach SE gerichtete Abschiebung des Wettersteindolomits, sodass der Alpine Verrucano und die Virgloria-Fm. erst weiter östlich und tiefer im Koggraben unterhalb von ca. 1700 müA anstehen.

Zumindest an drei Lokalitäten ist bestens ersichtlich, dass der basale Abscherhorizont des Brenner-Mesozoikums duktil gefaltet ist. Sehr instruktiv sind in einem Graben zwischen Innerpferscher und Kogberg (bei ca. 2000 müA) dm-gebankte Dolomite der Wetterstein-Fm. mehrfach isoklinal mit dem Altkristallin verfaltet (Fig. 2). Die b-Achsen dieser stark vergenteten Falten tauchen mit ca. 30° nach N ab. Im Scharnierbereich der Falten wurde das Kristallin zu einem m-mächtigen, grünlichen "fault-gauge" zerschert. Nachfolgend wurde dieses, hier flach nach NNW fallende Detachment entlang NNE-SSW-streichender, sinistraler Sprödstörungen versetzt (Kogberg-Scherzone, siehe unten).

Ebenso ist das kristalline Basement zwischen Annichen und Pkt. 1739 m (bei ca. 1600 müA, nordwestlich des Steigs) im Mehrere-Meter-Bereich duktil zwischen Dolomiten der Wetterstein-Fm. eingefaltet. Hier treten an der Basis der Wetterstein-Fm. dünnbankige, eng gefaltete Dolomitlagen auf, deren b-Achsen flach nach NE abtauchen (Fig. 3c). Etwa 500 m weiter östlich (bei ca. 1450 müA) ist im größeren Maßstab eine ca. 20 m hohe, schollenartig isolierte Wandstufe aus Wettersteindolomit dreiseitig vom Kristallin umgeben und stellt derart ein nach Westen ausspitzendes Scharnier einer duktilen Isoklinalfalte dar. Innerhalb der Wetterstein-Fm. sind zahlreiche, hier mit ca. 15-30° nach NE abtauchende Parasitärfaalten entwickelt (Fig. 3b). Auch dieser Aufschluss zeigt ein dominantes System von jüngeren, NE-SW-streichenden Sprödstörungen, die engständige, Horst-Graben-artige Verstellungen im Meter-Bereich verursachen (Fig. 3). Dabei streichen die Sprödstörungen hier auffallend parallel zu den duktilen b-Achsen.

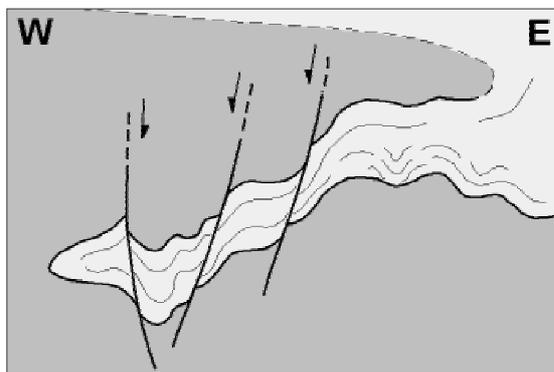


Fig. 3: Schematische Darstellung von duktil in das Altkristallin eingefaltetem und spröde zerschertem Wettersteindolomit (NE Annichen, ca. 1450 müA).

C34e.lin
Datasets: 5

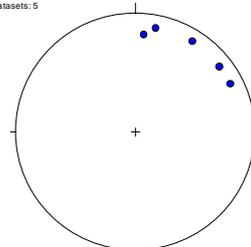


Fig. 3b: duktile Faltenachsen in der Wetterstein-Fm. (N Annichen, ca. 1450 müA), Lineardarstellung.

C180.lin
Datasets: 7

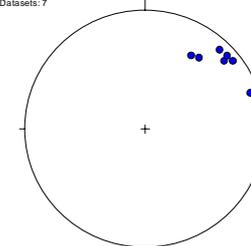


Fig. 3c: duktile Faltenachsen in der Wetterstein-Fm. (NE Annichen, ca. 1600 müA), Lineardarstellung.

In ähnlicher Weise bildet das schmale Phyllitband der Raibl-Gruppe lokal Faltenstrukturen unterschiedlicher Größenordnung deutlich ab. Die größte davon ist am SE-Fuß des Pferscher Tribulauns ausgebildet: der Pferscher Höhenweg folgt südöstlich des Kogbergs einem schmalen Band von dunklen Phylliten und Dolomiten der Raibl-Gruppe. Bemerkenswerterweise ist von hier aus mit dem Fernglas am Ostrand des schwer zugänglichen Tribulaunkars (westlich von Pkt. 2153 m) ein weiteres Niveau dunkler Phyllite an der Basis markanter Steilwände erkennbar; zudem scheinen diese Metasedimente dort im Zehnermeter-Bereich gefaltet zu sein. Da im weiteren Umfeld keine auffälligen spröden Überschiebungen erkennbar sind, wird diese Schichtwiederholung als großräumige, duktile

Falte interpretiert. Die Orientierung dieser Faltenachse dürfte etwa in N-S-Richtung verlaufen. Im Zuge jüngerer Deformationsphasen wurde der Ostabschnitt dieser Struktur entlang der Koggraben-Abschiebung spröde zerschert.

Ähnlich orientierte, liegende, isoklinale Großfalten sind in der Nordflanke des Obernberger Muttekopfs im Niveau Plattenkalk - Kössen-Fm. eindrucksvoll ausgebildet. Diese werden von KÜBLER & MÜLLER (1962: 228) ebenso ausführlich beschrieben wie die Schichtverdoppelungen der Raibl-Gruppe im Bereich Goldkappl. Auch die Kristallinaufwölbung am Hohen Zahn zeichnet nach diesen Bearbeitern eine Antiklinale mit etwa N-S-streichender b-Achse nach.

Analog zu den Verhältnissen im Tribulaunkar ist auch am Militärsteig zum Portjoch (bei ca. 1600 müA) eine Verdoppelung der Raibler Phyllite zu sehen. Wiederum sind keine Auf-/Überschiebungen erkennbar, auch hier spricht der Geländebefund für einen (zerscherten) duktilen Faltenbau mit etwa N-S-streichenden b-Achsen, der zu Schichtwiederholungen führt.

Innerhalb des Hauptdolomits treten nur lokal (etwa in der orographisch rechten Flanke des Grabens südl. des Portjochs) flexurartige Falten auf. Von Westen nach Osten wird der Hauptdolomit jedoch zunehmend geringmächtiger, weil er von der Steinacher Decke tektonisch zugeschnitten wurde. Unmittelbar im Liegenden der Steinacher Decke bilden die obertriadisch-jurassischen Metasedimente des "Metamorphen Kalkkomplexes" den auffälligsten duktilen Abscherhorizont. Dieser zeigt liegende, enge bis isoklinale Falten, wobei die Länge der Faltenschenkel zwischen wenigen Zentimetern und einigen Hundert Metern variiert. Beispielsweise folgt der Pflerscher Höhenweg zwischen Portjoch und Koggraben dem Plattenkalk und den basalen Kössener Schichten. Letztere wurden an der Westflanke der Rotspitze isoklinal zwischen Hauptdolomit eingefaltet und entlang NNE-SSW-streichender Kataklysezonen geringfügig nach Osten abgeschoben. Die hier von KÜBLER & MÜLLER (1962: 227) beschriebene, Süd-vergente Überschiebung des Hauptdolomits über Kössener Schichten ist nach eigener Ansicht als duktil zerschert Großfaltenbau mit WNW-ESE- bis E-W-streichenden b-Achsen aufzufassen.

Die duktilen Deformationsstrukturen sind die Folge von paläogenen Überschiebungen und Abschiebungen; dabei ist das duktile Deformationsverhalten von Dolomit im südlichen Brenner-Mesozoikum auf Temperaturen von 470-510°C während der kretazischen Metamorphose zurückzuführen (FÜGENSCHUH et al., 2000).

2.2. Spröde Strukturen

Die beschriebenen Duktillstrukturen werden von einer beträchtlichen Anzahl meist steil stehender, überwiegend NNE-SSW-streichender (Schräg-)Abschiebungen intensiv überprägt, wobei die markantesten nachfolgend von Westen nach Osten erläutert werden.

Weißwandspitze

Das westlichste Vorkommen mesozoischer Karbonate tritt im Gipfelbereich der Weißwandspitze auf und taucht dort flach nach WNW ab (KÜBLER & MÜLLER, 1962: 231). Um hier das Brenner-Mesozoikum gegenüber dem Kristallin des Schafkampspitze-Feuerstein-Massivs abzugrenzen, wird im Bereich des Padreilferners eine steil nach Osten einfallende Abschiebung vermutet. Deren Sprunghöhe muss aufgrund einer möglicherweise einstigen, nun erosiv fehlenden Antiform im Bereich Feuersteine nicht zwingend groß sein.

Garklerin

Die ebenfalls isoliert aufragende Dolomitzkappe der Garklerin stößt im Westen entlang einer auffälligen, N-S-streichenden Scherzone an das nach KÜBLER & MÜLLER (1962) antiformal aufgewölbte Kristallin des Pflerscher Pinggls. An der SW-Seite der Garklerin wurden tektonisch verkippte, SW-fallende Siliziklastika des Alpinen Verrucano und Karbonate der Virgloria-Fm. gegenüber dem Kristallin um mehrere Zehnermeter nach Osten abgeschoben. Östlich davon, im Bereich einer morphologisch hervorspringenden, scharf konturierten Felsrippe, wurde der Wettersteindolomit entlang eines zweiten Störungsgastes wiederum ostwärts abgeschoben (Fig. 4). Obwohl sich die Spur dieser Abschiebungen sowohl nach Süden als auch nach Norden im Schutt verliert, streicht diese Scherzone ziemlich genau auf die Pinnisjoch-Störung (Abschiebung des Brenner-Mesozoikums gegenüber dem Habicht-Kristallin) zu und wird als deren südliche Verlängerung angesehen.

Kogberg - Dürrer Igel

Südl. des Kogbergs sind zwischen 1900-2100 müA auf einer E-W-Erstreckung von 400 m mindestens acht subparallel orientierte Störungen bestens aufgeschlossen, die im Kartenbild Horst-Graben-artige Versätze verursachen. Der Steig Innerpferscher-Tribulaunhütte quert südl. des Kogbergs einen isoliert nach Süden vorspringenden Dolomitbuckel mit der Lokalbezeichnung "Dürrer Igel". Entlang subvertikaler, NNE-SSW-streichender Störungen wurden kataklastisch deformierte Dolomite der Wetterstein-Fm. grabenbruchartig in das Kristallin abgesenkt (Fig. 5). Geringmächtige, verkieselte Dolomite am Südostfuß ("Reifling-Fm.") und geringmächtige Feinklastika der Raibl-Gruppe am Top begrenzen stratigraphisch die hier nur etwa 100 m mächtige Wetterstein-Fm. Lateral wird der Sporn von NNE-SSW-streichenden Scherzonen mit Sprunghöhen von über 100 m begrenzt (vgl. Fig. 2), wobei jene am Westrand ein dominantes Strukturelement darstellen: das Bachbett folgt einem schmalen Span von Wettersteindolomit, der beidseitig ans Kristallin grenzt. Wenige Meter westlich davon, im Bereich einer auffälligen Kluftquelle, streichen Alpiner Verrucano und Virgloria-Fm. steil aufbiegend nach Westen bis zu einer weiteren, listrisch nach NW streichenden (semiduktilen?) Scherzone. Diese findet in den Steilwänden oberhalb keine Fortsetzung und muss folglich in die Basis des Brenner-Mesozoikums einschleifen.

Insgesamt streicht die Kogberg-Scherzone nach NNE und bildet etwa an der Ostflanke des Gschnitzer Tribulauns (Fig. 5b) eine markante weil tief eingekerbte Schlucht. In weiterer Folge erstreckt sich diese Kataklastikzone über das Gstreinjöchl nach NE und ist somit über mehrere Kilometer deutlich verfolgbar.

Subparallel zum "Dürrer Igel" sind am Steig zur Tribulaunhütte (nordöstlich des Gogelbergs, bei ca. 2200 müA) und im Koggraben (bei ca. 1700 müA) ca. N-S-streichende Abschiebungen aufgeschlossen, wobei jeweils die Ostscholle um mehrere Meter bis wenige Zehnermeter abgesenkt wurde (Fig. 5c).

Schneetalscharte

Zwischen dem Gschnitzer Tribulaun und der Schwarzen Wand zeichnen die beiden Schneetalscharten eine steil nach ENE fallende, insgesamt ca. 300 m breite Störzone im kataklastisch überprägten Hauptdolomit nach. Bereits von Weitem fallen hier zinnenartige Grattürme auf, an denen der Hauptdolomit mit ca. 60-70° unverhältnismäßig steil nach ENE bis E einfällt. Dies kontrastiert stark mit den flachen Lagerungsverhältnissen am Gschnitzer Tribulaun und an der Schwarzen Wand (Fig. 6). Neben der flexurartigen Schleppung der Schichtflächen sind hier anhand schichtparalleler Kataklastikzonen Schrägabschiebungen der Hangenscholle nachweisbar. Besonders in der westlichen Schneetalscharte stehen mehrere Meter mächtige, ideal ausgebildete Kataklastite an. Als Bezugsniveau für diese Vertikalverstellungen dient der im Gipfelbereich des Gschnitzer Tribulauns (ab ca. 2880 müA) dünnplattige Hauptdolomit: dieser zeigt lithofaziell bereits Anklänge an den basalen Plattenkalk und findet seine Ostfortsetzung etwa 250 Höhenmeter tiefer und in der Mächtigkeit stark reduziert im Bereich der östlichen Schneetalscharte (2642 müA). Erst östlich dieser Scharte setzt nun über dem Hauptdolomit die mächtige Abfolge des "Metamorphen Kalkkomplexes" ein.

Koggraben

Zwischen 1730 und 2150 müA folgt der Kogbach einer NE-SW-streichenden, tief eingekerbten Schlucht. Scharf konturierte, überwiegend mit 70° nach SE fallende Großharnische weisen vereinzelt flach SSW-fallende Bewegungslineare auf (Fig. 7). Orographisch links des Koggrabens steht die Raibl-Gruppe bei ca. 1850 müA an, orographisch rechts streichen zwei unterschiedliche Niveaus vom Kogberg nach Osten: das untere Raibler Band bildet den Sims des Pferscher Höhenwegs und erreicht den Kogbach bei ca. 2020 müA, das obere erreicht ihn bei ca. 2200 müA. Somit beträgt die Sprunghöhe der Kogbach-Störung je nach Bezugsniveau 170 m bzw. 350 m.

Nach NE zieht diese markante Kataklastikzone in eine tiefe Schlucht östlich der Schwarzen Wand und verliert sich im Schutt des hintersten Obernbergtals. Zusammenfassend betrachtet stellen die Scherzonen im Bereich Kogberg, Schneetalscharte und Koggraben das dominante (Schräg-)Abschiebungssystem des südwestlichen Brenner-Mesozoikums dar.



Fig. 4: Blick vom Gschnitzer Tribulaun zum Habicht und den Abschiebungen an der W-Flanke der Garklerin.

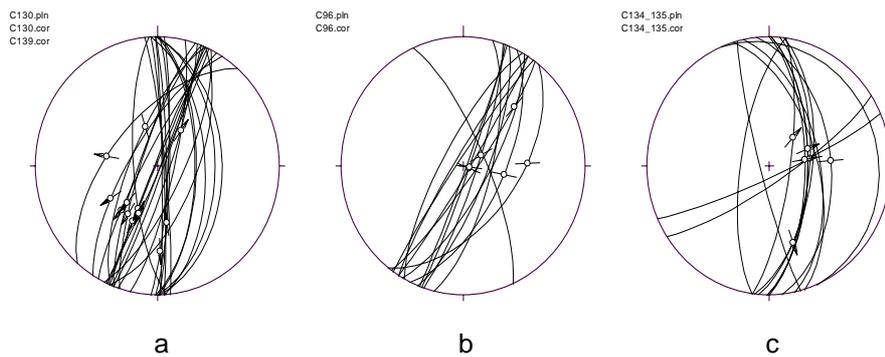


Fig. 5a, b, c: Scherflächen im Bereich der Kogberg-Scherzone.

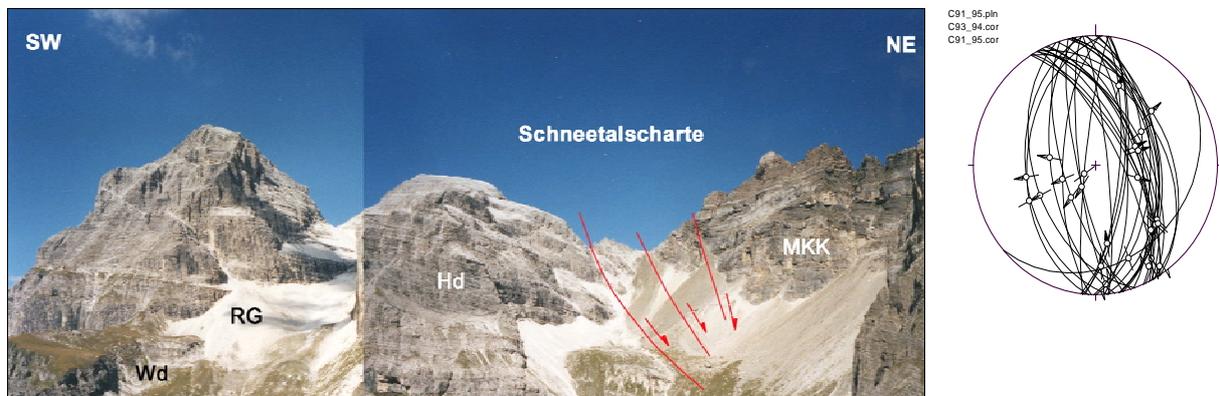


Fig. 6: Pflerscher und Gschnitzer Tribulaun und Schwarze Wand von Südosten mit Angelier-Darstellung der Abschiebungen im Bereich Schneetalscharte.

(**Wd**: Wettersteindolomit, **RG**: Raibl-Gruppe, **Hd**: Hauptdolomit, **MKK**: Metamorpher Kalkkomplex).

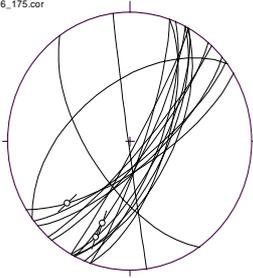
C126_175.pln
C126_175.cor

Fig. 7:
NE-SW-streichende
Schrägabschiebungen
der Koggraben-Störung.

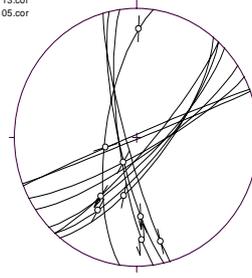
C105.pln
C113.cor
C105.cor

Fig. 8:
Abschiebungen südl.
Portjoch.

Portjoch

Die N-S-streichende Portjochstörung trennt als steil E-fallende Abschiebung das Brenner-Mesozoikum im Westen vom Steinacher Quarzphyllit im Osten, wobei die Sprunghöhe im Gschnitztal etwa 800 m beträgt (M. ROCKENSCHAUB, zit. in FÜGENSCHUH et al., 2000). Südl. des Portjochs sind im Hauptdolomit zahlreiche subvertikale, N-S- und NE-SW-streichende Kataklysezonen, vorwiegend mit mäßig steil S-fallenden Bewegungslinearen, ausgebildet (Fig. 8). Bei ca. 1950 müA stehen im Hauptgraben südl. des Jochs 6-10 m mächtige, feinklastisch beeinflusste Bänderkalkmarmore an, deren mögliche Fortsetzung westlich der N-S-streichenden Portjochlinie etwa 30-40 m höher erfolgt. In diesem Bereich zeigt der generell mäßig steil N-fallende Hauptdolomit offene, flexurartige Falten im Zehnermeter-Bereich mit etwa E-W-streichenden b-Achsen; er taucht hier somit insgesamt doch steil nach Norden ab. Leider konnten hier keine Anzeichen für größere Vertikalverstellungen festgestellt und die Kinematik der Portjoch-Störung nicht weiter geklärt werden.

Demgegenüber zeigen die Kalkmarmore der Kössen- und Allgäu-Fm. südl. und westlich der Oberberger Seealm ideal ausgebildete Abschiebungsstrukturen: die auffallende Felsrippe zwischen den Lokalitäten "Kachelstube" und "Beerfleck" besteht in ihrem westlichen, höher gelegenen Abschnitt aus N-fallendem Hauptdolomit, dem geringmächtige, NE-fallende Reste des Plattenkalks auflagern. Nach Westen hin wird in Übereinstimmung mit KÜBLER & MÜLLER (1962) eine E-fallende Abschiebung vermutet, die diesen Schichtverband Hauptdolomit - "Metamorpher Kalkkomplex" vom Hauptdolomit des Oberberger Tribulauns tektonisch abkoppelt. Nach Osten, in tieferen Lagen, grenzt der Hauptdolomit entlang etwa N-S-streichender, syn- und antithetischer Abschiebungen (Fig. 9) an mittelsteil nach ENE fallende, NE-vergente gefaltete Kalkmarmore der Kössen-Fm. Die isoklinale b-Achsen tauchen flach nach NNW ab. Die Synergie von Schichtfallen, Faltung und Abschiebungen bewirkt, dass der "Metamorphe Kalkkomplex" hier innerhalb relativ kurzer Horizontaldistanz das Höhenniveau des Oberberger Sees erreicht.

Derartige, ca. N-S-streichende Abschiebungen sind auch in den markanten Steilwänden nordöstlich des Portjochs (östlich von Pkt. 1836 m) ideal ausgebildet: mäßig steil NE-fallende Kalkmarmore der Kössen-Fm. werden hier engständig von zwei staffelartig angeordneten Abschiebungssystemen geprägt (Fig. 10): ein Datensatz umfasst mäßig steil ENE-fallende, sowohl sinistrale als auch dextrale Schrägabschiebungen, die listrisch in die Schichtung einschleifen; der zweite Schwerpunkt umfasst deutlich steilere, NNE-SSW-streichende, syn- und antithetische Abschiebungen, deren Größenordnung vom Meterbereich bis zu kartierbaren Versätzen reicht: der markanteste Versatz tritt südwestlich der Seealm auf, wo ein Gerinne (bei ca. 1760 müA) die nach Westen gerichtete Abschiebung von dickbankigeren Kalken der Allgäu-Fm. gegenüber markant geschleppten Kalken und Phylliten der Kössen-Fm. deutlich nachzeichnet.

C66_67_68_69.pln
C66_67_68_69.cor
C71.cor

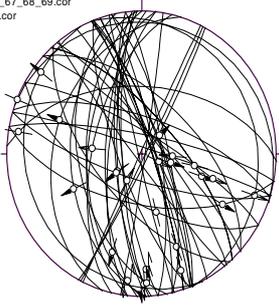


Fig. 9: Abschiebungen nördl. Portjoch.

C57_58_59.pln
C57_58_59.cor

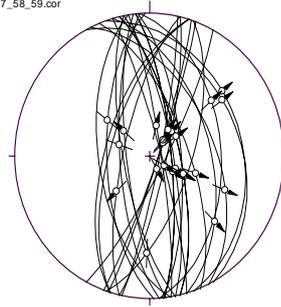


Fig. 10: Abschiebungen nordöstl. Portjoch.

Neuer Pflerscher Eisenbahntunnel

Die ingenieur- und hydrogeologische Relevanz derartiger NNE-SSW-streichender Sprödstörungen wurde im Zuge der Vortriebsarbeiten des neuen Pflerscher Eisenbahntunnels ersichtlich: östlich der Tunnelkehre wurde auf einer Länge von etwa 800 Laufmetern eine grabenbruchartig zwischen kristalline Rahmengesteine abgesenkte Scholle aus Wettersteindolomit angefahren, wobei im Bereich der ursächlichen Störungen teilweise massive Kluftwassereinträge aufgetreten sind (AGOSTINELLI et al., 1995).

Obertags beißt die östliche Begrenzung dieser Grabenbruchzone an der Südostflanke von Pkt. 2013 m (nordöstlich des ehem. Bhf. Pflersch) aus: so ist bereits vom Talboden bei Außerpflersch eine mit ca. 60° mäßig steil nach WNW einfallende Störung deutlich erkennbar, indem hier ein auf der topographischen Karte nicht zum Ausdruck kommender tief eingeschnittener Graben (zwischen 1400-1550 müA) den Störungsverlauf nachzeichnet. Entlang staffelartig in die Hauptscherfläche einschleifender, listrisch gekrümmter Scherflächen grenzen phacoidförmig geschleppte Siliziklastika des Alpiner Verrucano und dünnbankige Dolomite der Virgloria-Fm. sowie der Wettersteindolomit an das W-fallende Kristallin. Die Metasedimente der Westscholle wurden hierbei insgesamt ca. 100 m abgeschoben. Steil nach SW einfallende Bewegungslineare dokumentieren den sinistralen, schräg abschiebenden Charakter dieser Störzone (Fig. 11b), die bei 1550 müA nach oben hin in eine dekameterbreite, schwer zugängliche Kataklysezone mit stark zerlegten Dolomiten auffächert.

C16_17_18.pln
C16_17_18.cor

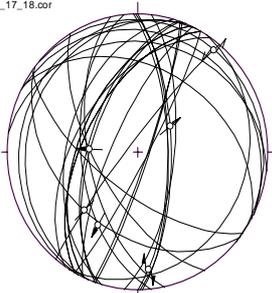


Fig. 11: Scherzone nördl. Ast.

C104.pln
C154.cor

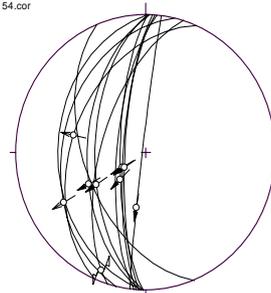


Fig. 11b: Abschiebungen nordöstl. ehem. Bhf. Pflersch.

Der westliche Abschnitt dieser im Eisenbahntunnel angefahrenen Grabenbruchzone ist obertags zwischen Ast und Pkt. 1918 m aufgeschlossen (Fig. 11), wo mehrere eng gestaffelte Sprödstörungen Horst-Graben-artige Verstellungen der Raibl-Gruppe bewirken. So sind unmittelbar westlich des alten Militärwegs zum Portjoch (bei ca. 1600 müA) dunkle Phyllite der Raibl-Gruppe entlang steiler Schrägabschiebungen zwischen helle Dolomite der Wetterstein-Fm. abgesenkt, wobei die Vertikalversätze hier mehrere Dekameter betragen.

Vallming - Gattern

Nördl. dieser Ortsteile bewirken mehrere, NNE-SSW-streichende Störungen (Fig. 12) Vertikalverstellungen im Dekameterbereich. Auch hier bilden die geringmächtigen Metasedimente des Alpenen Verrucano, der Virgloria-Fm. (nordöstlich von Vallming) und der Raibl-Gruppe (Gräben südl. Pkt. 2091 m) ideale tektonische Marker. Dadurch können Horst-Graben-Strukturen bis in den Aufschlussbereich detailliert verfolgt und die Sprunghöhen exakt ermittelt werden. Untergeordnet treten hier auch NE-fallende, dextrale Schrägabschiebungen auf.

C156_158_160_53_54_200.pln
C156_158_160_53_54_200.cor

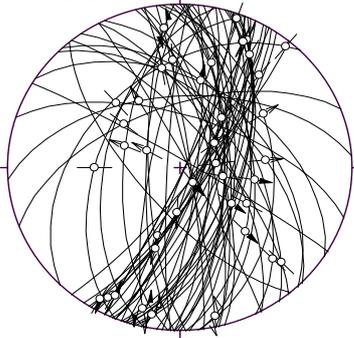


Fig. 12: Dominanz von NNE-SSW-streichenden Schrägabschiebungen im Raum Außerpfersch.

Genetisch können die beschriebenen Sprödstörungen im Brenner-Mesozoikum auf eine neogene E-W-Extension zurückgeführt werden, insbesondere auf die Aktivität der Brenner-Abschiebung (FÜGENSCHUH et al., 2000).

3. Hydrogeologie

Hydrogeologisch besteht das Aufnahmegebiet aus einem relativ bergwasserstauenden, kristallinen Unterbau, dem wechselnd durchlässige Metasedimente auflagern. Diese können anhand ihrer hydrogeologischen Eigenschaften grob in drei Gruppen gegliedert werden:

- Formationen mit großer Durchlässigkeit für Bergwässer: die tektonisch aufgelockerten Karbonate der Wetterstein-Fm. und des Hauptdolomits stellen potentielle Kluftwasseraquifere dar;
- Formationen mit mittelgroßer, uneinheitlicher Durchlässigkeit für Bergwässer: die mächtigen Kalkmarmore und Phyllite des "Metamorphen Kalkkomplexes" können je nach lithofazieller Ausbildung sowohl potentiell Bergwasser führen als auch als relativer Stauer fungieren; die Virgloria-Fm. ist aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit hydrogeologisch wenig relevant;
- Formationen mit geringer Durchlässigkeit für Bergwässer: die geringmächtigen Siliziklastika des Alpenen Verrucanos sind gemeinsam mit dem Ötztal-Stubai-Kristallin als relativ bergwasserstauende Einheit zu betrachten; innerhalb der triadischen Dolomitabfolge kann die Raibl-Gruppe als relativer Stauer fungieren.

Die hydrogeologisch relevanten Strukturen stellen einerseits die generell 20-30° nach N bis NE fallenden Schieferungs-/Bankungsflächen dar, insbesondere das derart orientierte Abtauchen des kristallinen Sockels. Diese Lagerungsverhältnisse lassen auf einen nord- bis ostwärts abfallenden Bergwasserspiegel schließen, sodass im Pflerschtal entlang der tektonisch überprägten Grenze Altkristallin (\pm Alpenen Verrucano) - Wetterstein-Fm. (\pm Virgloria-Fm.) nur kleinere Überlaufquellen auftreten. Andererseits kann der Bergwasserspiegel im Bereich von steil stehenden, NNE-SSW-streichenden Sprödstörungen lokal entscheidend schwanken, wie das Fallbeispiel der Wassereinbrüche beim Vortrieb des neuen Pflerscher Eisenbahntunnels gezeigt hat.

4. Massenbewegungen

Begünstigt durch die lithofaziellen Lagerungsverhältnisse - kompetente Dolomitabfolgen überlagern inkompetentes Grundgebirge - treten vielerorts Bergzerreißen und Sackungen auf. Die offensichtlichsten sind an der isoliert aufragenden Wetterstein-Fm. der Garklerin bestens entwickelt, wo zahlreiche NNE-SSW-streichende, subvertikale Trennflächen dem Berg ein turmförmig-zerrissenes Aussehen verleihen. Am Südostsporn des Gschnitzer Tribulauns liegen bei ca. 2600 müA riesige Bergsturzblöcke; in der oberhalb liegenden Wandflucht sind parallel zur Kogberg-Scherzone dazugehörige, offene Spalten erkennbar, entlang derer weitere Felsschuppen abgespalten werden.

Der Verschnitt von ähnlich orientierten Klüften mit etwa E-W-streichenden Trennflächen bewirkt im Bereich Giggelberg-West eine starke Gefügauflockerung der Dolomite der Wetterstein-Fm., wobei bereits vom Tal aus deutlich zerlegte Felswände erkennbar sind.

Bemerkenswerterweise treten zwischen Gattern und Giggelberg in einem eng begrenzten Areal stark aufgelockerte Aufschlüsse von dunkelgrauen, z.T. laminierten Dolomiten auf, die scheinbar allseitig vom Kristallin umhüllt werden bzw. dieses oberflächlich maskieren. Im westlichen und zentralen Abschnitt dominieren auffälligerweise konstant mit ca. 30° nach Norden fallende Schichten, was den generellen Lagerungsverhältnissen des Brenner-Mesozoikums im äußeren Pflerschtal entspricht; somit wird hier der Eindruck von subanstehenden Karbonatschollen erweckt. Nach eigener Ansicht sind die Geländebefunde bis auf Weiteres als differentielle En-bloc-Gleitung bzw. -Sackung von Hauptdolomit-Schollen zu interpretieren.

Rheologisch bedingt neigen v.a. die inkompetenten Schichtglieder des "Metamorphen Kalkkomplexes" und die Phyllite der Steinacher Decke lokal zu gravitativen Hangbewegungen, beispielsweise nord- und südöstlich des Portjochs sowie zwischen Obernberger Seealm und Steineralm.

Literatur

- AGOSTINELLI, G., COMIN, C., MAIR, V., PEDEMONTE, S. & VELICOGNA, A., 1995: Aspetti geologici e considerazioni applicative conseguenti allo scavo della galleria Fleres-Terme di Brennero (Bolzano). - *Geologia tecnica & ambientale*, 3/95, 7-18.
- FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S. & SEWARD, D., 2000: Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. - *Tectonics*, 19/5, 905-918.
- KÜBLER, H. & MÜLLER, W.E., 1962: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). - *Jb. Geol. B.-A.*, 105, 173-242.

Anschrift des Verfassers

Mag. Christian PRAGER: alpS - CCI Grabenweg 3, 6020 Innsbruck.
Email: prager@alps-gmbh.com.

Zur tektonischen Stellung der Basalschuppen der Kalkkögel (Brenner-Mesozoikum) auf der Basis von Conodont-Colour-Alteration-Index-(CAI-)Untersuchungen

R. LEIN & H.-J. GAWLICK

Zusammenfassung

Mitteltriadische Beckensedimente, welche in tektonisch gestörtem Verband dem zentralalpinen Mesozoikum der Kalkkögel zwischengeschaltet sind, wurden in der Vergangenheit unterschiedlich gedeutet: entweder als normaler Teil der Schichtfolge (u.a. SCHMIDEGG, 1964; SARNTHEIN, 1965) oder als eingewickelte Späne oberostalpiner (= kalkalpiner) Herkunft (GEYSSANT, 1973; TOLLMANN, 1977). Conodont-Alteration-Index-(CAI-)Untersuchungen von mitteltriadischen Conodonten, die aus dem umstrittenen Teil der Schichtfolge stammen, zeigen CAI-Werte von CAI 5,0 bis CAI 6,5 und weichen damit sehr deutlich von kalkalpinen Proben des Westabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Nordkette und Krabachjoch-Deckscholle) ab. Hinsichtlich ihrer thermischen Prägung unterscheiden sich die mitteltriadischen Beckensedimente der Kalkkögel jedoch nicht von ihrer Umgebung. Sie sind demnach kein tektonisches Fremdelement, sondern ein normaler, wenngleich gestörter Teil der Schichtfolge. Dieser Befund korreliert gut mit den auf der Basis von Illitkristallinitäts-Untersuchungen gewonnenen Ergebnissen von KRUMM & SCHNEIDER (1983).

Die bisher an verschiedenen Lokalitäten aus zentralalpiner mesozoischer Sedimenten erhobenen CAI-Datensets zeigen auffallend gleichartige Werte, die zwischen CAI 5,0 und CAI 6,5 (in Ausnahmefällen bis CAI 7,0) liegen. In dieses Spektrum fügen sich die aus den Kalkkögeln erhobenen CAI-Werte sehr gut ein.

Hinsichtlich der thermischen Prägung besteht damit ein deutlicher Gegensatz zum Hauptkörper der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum und Tirolikum) mit wesentlich niedrigeren CAI-Werten (CAI 1,5 - CAI 2,0; vgl. GAWLICK et al. [1994]). Dagegen werden in Teilen des Juvavikums (Mürzalpendecke p.p., Dachsteindecke p.p., Hochkönig) CAI-Werte erreicht, die jenen der zentralalpiner Mesozoika gleichkommen bzw. diese sogar übertreffen, ohne allerdings annähernd deren Ausmaß an struktureller Alteration zu erreichen.

1. Einleitung

Die dem Ötztalkristallin auflagernde, leicht metamorphe Triasabfolge der Kalkkögel wurde in der Vergangenheit stets als normale sedimentäre Hülle des Altkristallins gedeutet (FRECH, 1905; SANDER, 1915; SPITZ, 1918; MUTSCHLECHNER, 1962). Allerdings hat schon SANDER (1915) indirekte Hinweise auf bestehende tektonische Komplikationen innerhalb der sedimentären Abfolge gegeben, indem er im tieferen Teil derselben jeweils durch Störungen begrenzte sogenannte "Basalgesteine" erkannt und kartenmäßig erfasst hat. Von GEYSSANT (1973) wurden schließlich die Gesteine der SANDERSchen Basalserie auf Grund der gestörten Lagerungsverhältnisse, vor allem aber wegen ihres scheinbar geringeren Metamorphosegrades und ihrer faziellen Andersartigkeit als eigenständige Einheit (= Serie B) von der zentralalpiner Hauptserie der Kalkkögel (= Serie A) abgetrennt und als oberostalpin (= kalkalpin) Fremdelement gedeutet. Dieser Vorstellung zufolge handelt es sich bei den Gesteinen der basisnahen Schuppe um Späne der Kalkalpen, die bei deren Transport über das Ötztaler Mittelostalpin auf dessen Rücken liegengeblieben und in einem sekundären Deformationsakt in den zentralalpiner Sedimentstapel der Kalkkögel eingewickelt worden wären. TOLLMANN (1977) ist dieser Interpretation umso bereitwilliger gefolgt, hatte er doch in seiner "Ostalpensynthese" (1963: Abb. 14) für die heutige Position der Blaserdecke einen ähnlichen Mechanismus angenommen.

Die Einbeziehung eines tektonischen Fremdelements in den zentralalpinen Schichtstoß der Kalkkögel setzt freilich voraus, dass dieser nicht mehr starr mit seinem kristallinen Untergrund verknüpft sein kann. Auf die Existenz einer basisnahen Störungsfläche mit Überschiebungscharakter im Nord- und Mittelabschnitt der Kalkkögel hat bereits GEYSSANT (1973: Abb. 5) hingewiesen. Prospektionsarbeiten im Rahmen eines Kraftwerkbaues haben diese Annahme voll bestätigt (HEISSEL, 1992).

Bei den SANDERschen "Basalgesteinen" handelt es sich auf Grund von Fossilfunden (SANDER, 1915; MUTSCHLECHNER, 1933) um Beckensedimente der höheren Mitteltrias ("Partnachschieben"). In ihrem gegenwärtigen Lagerungsverband könnten sie demnach zwanglos als Teil einer, wenngleich gestörten, aufsteigenden Schichtfolge gesehen werden, sofern sie sich nicht tatsächlich erheblich in Metamorphosegrad und Fazies von ihrer Umgebung unterscheiden.

2. Mitteltriadische Beckensedimente im NE-Abschnitt der Kalkkögel

Die vorgelegten Ergebnisse zur Stratigraphie der basalen Schichtfolge des Nordostspornes der Kalkkögel sind Nebenprodukt einer Kartierung des Gebietes zwischen dem Nederjoch-Jochkreuzkamm und dem Halsbach, beinhaltend das von GEYSSANT (1973: Abb. 2) entdeckte linsenförmige Vorkommen "von oberostalpinem Muschelkalk und Partnachschieben" im Bereich des unteren Halsbaches. Der Schichtaufbau dieses Gebietes ist relativ einfach: über mitteltriadischen Beckensedimenten im Tal des Halsbaches folgt Wettersteindolomit (ca. 400 m mächtig), der durch eine NE-SE-streichende von der Pfarrachalm in den Griesbach hinein verlaufende Störung von dem im Wesentlichen aus Hauptdolomit aufgebauten Sporn des Nederjoch-Jochkreuz-Zuges abgetrennt wird. Die fleckenhaft unter dem Hauptdolomit auftretenden Raibler Schichten bilden kein zusammenhängendes Band, sondern sind teils an steilstehenden Brüchen beträchtlich gegeneinander höhenversetzt, teils tektonisch amputiert. Unter ebenfalls tektonisch stark reduziertem Wettersteinkalk treten im Bereich des Telfener Berges (nahe Höhenkote 1309 m) in stark gestörtem Verband abermals mitteltriadische Beckensedimente auf.

Telfener Berg

Entlang des zur Kote 1309 m führenden Forstweges, nahe der am ÖK-Blatt 148 eingezeichneten Quelle (ca. 500 m NNE Kapfers), sind in tektonischem Kontakt zu Raibler Schichten und Wettersteindolomit dunkle, gut gebankte Hornsteinkalke sowie typische Partnachschieben aufgeschlossen, die in südwestlicher Richtung einfallen. Lösproben aus dieser Abfolge erbrachten folgende Faunen (det. L. KRYSSTYN):

Hornsteinkalk

- A2457: Unterkarn, CAI 5,0
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Gl. tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.
- A2459: Unterkarn, CAI 6,5
Gondolella cf. polygnathiformis BUD. & STEF.
- A2460: Mittel- bis unteres Oberanis, CAI 5,5-6,0
Gondolella cf. bifurcata (BUD. & STEF.)
- A2461: Oberladin-Unterkarn, CAI 6,0
Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella inclinata KOVACS

Partnachschieben

- A2451: Unterkarn, CAI 6,0
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

Halslbach

Im Bereich des unteren Halslbaches sind unter dem hier mächtig ausgebildeten Wettersteindolomit Partnachschiefern aufgeschlossen. Diese lagern direkt auf Gutensteiner Kalk und sind mit diesem mehrfach verschuppt. Conodontproben aus Kalklagen der Partnachschiefern waren steril.

Fasst man diese beiden lokalen Befunde zusammen und deutet diese tektonisch gestörten Abfolgen im Sinne einer ursprünglich zusammengehörigen Schichtfolge, dann ergibt sich folgendes Bild:

1. Der Wettersteindolomit wird von Partnachschiefern unterlagert, die - vermutlich ähnlich wie sonst überall in den Kalkalpen - über einem markanten Tuffhorizont (= tiefes Oberladin) einsetzen und hier unter Zwischenschaltung von Hornsteinbankkalken bis in das Unterkarn reichen. Im Gegensatz zu vergleichbaren Serien im Tirolikum (u.a. auch im Bereich der Nordkette), wo die Progradation der Wetterstein-Plattform über den Beckensedimenten im basalen Oberladin einsetzt, beginnt die Sedimentation der Wetterstein-Plattform demnach erst im Unterkarn. Dieses Ergebnis beinhaltet als wichtigste paläogeographische Aussage: Dass nur in den nördlichsten Teilen des kalkalpinen Faziesraumes (bzw. noch weiter nördlich) das stratigraphische Einsetzen des Wettersteinkalkes bzw. -dolomites zeitlich so spät erfolgt!
2. Die Beckensedimente im Liegenden des Wettersteindolomites sind nicht auf die Partnachschiefern beschränkt, vielmehr liegen auch Hornsteinkalke vor, die als echte Reiflinger Schichten zu bezeichnen sind und einen stratigraphischen Umfang von Oberanis (A2460) bis Unterkarn (alle übrigen Proben) aufweisen. Dieses Schichtglied ist - wie das auch in den Kalkalpen sehr oft vorkommt, in den zentralalpinen Serien aber fast die Regel ist (LEIN, 2001) - in extremer Weise tektonisch reduziert.
3. Die unterlagernden tektonisch stark ausgedünnten Karbonate, die selbst noch bei SARNTHEIN (1965) unter der unglücklichen Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk" geführt werden, sind als Gutensteiner Kalk bzw. -Dolomit zu bezeichnen.

Als Ergebnis der Untersuchungen kann folgende Schichtfolge rekonstruiert werden: im Liegenden Gutensteiner Kalk (bzw. Dolomit) (bis tieferes Ober-Anis), Reiflinger Kalk mit Einschaltungen von Partnachschiefern (höheres Ober-Anis bis Unter-Karn) und Wettersteindolomit (Unter-Karn).

3. Diskussion der Ergebnisse

3.1. Fazielle Argumente

In den Kalkkögeln liegt eine Trias-Schichtfolge vor, die in groben Zügen derjenigen der Nördlichen Kalkalpen gleicht. Dass jedoch die heutige Lagebeziehung zwischen den Kalkalpen im Norden und den Kalkkögeln im Süden keine ursprüngliche ist, wie das noch von Neoautochthonisten im Umkreis von KOCKEL behauptet wurde, wird vor allem durch das unterschiedliche Einsetzen der Wettersteinplattformen belegt. Im zentralen Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen (= Tirolikum) erfolgte dieser Vorstoß im basalen Oberladin, nördlich davon etwas später, nämlich im Unterkarn (KRYSSTYN & LEIN, 1996). Dieser Hinweis, dass demnach der Sedimentationsraum der Kalkalpen südlich von demjenigen der Kalkkögel gelegen haben muss, stellt aber auch ein beträchtliches Hindernis für all jene Versuche dar, die Kalkalpen direkt vom Rücken der Ötztalmasse abzuleiten.

Der möglichen Behauptung, die Partnachschiefern-Lamelle in den Kalkkögeln stelle schon deshalb ein tektonisches Fremdelement dar, weil es in der zentralalpinen Fazies keine Partnachschiefern gäbe, ist entgegenzuhalten, dass die begriffsbestimmenden Parameter dieser Fazies, wie geringe Mächtigkeit, Fehlen mitteltriadischer Beckensedimente etc., keine primären Eigenheiten sind, sondern das sekundäre Ergebnis tektonischer Deformation darstellen.

Die gewaltigen Unterschiede in der Mächtigkeit der Mitteltrias-Schichtfolge zwischen den Kalkalpen (Profil Nordkette: 1100 m) und den Kalkkögeln (Prof.-Pfiemeswand: 300 m), die u.a. SARNTHEIN (1965: Taf. 1) klar herausgearbeitet hat, spiegelt demnach nicht die ursprünglichen Verhältnisse wider.

3.2. Größenordnung der thermischen Prägung im Vergleich

Im Vergleich mit CAI-Daten anderer zentralalpiner Mesozoika liegen die aus den Kalkkögeln ermittelten CAI-Werte klar im regionalen Trend (s. Tab. 1). Deutlich unterscheiden sie sich dagegen von dem aus der Haupteinheit der Nördlichen Kalkalpen (= Tirolikum und bei Bajuvarikum) bekannten Datensatz (GAWLICK et al., 1994; LEIN et al., 1997). Darüber hinaus zeigen die von KRUMM & SCHNEIDER (1983) durchgeführten Illitkristallinitäts-Untersuchungen in einem quer über die von GEYSSANT (1973) vermutete Deckengrenze verlaufenden Profil, dass über diese Fuge hinweg eine einheitliche thermische Prägung vorliegt, der makroskopisch vermutete Befund eines "Metamorphoseunterschiedes" demnach auf Grund der ermittelten CAI-Werte keine Bestätigung findet. Die aus mitteltriadischen Beckensedimenten aufgebaute Schuppe ist somit eindeutig Teil der autochthonen Schichtfolge der Kalkkögel, sofern man nicht eine tektonische Platznahme der "Basalschuppe" vor dem Einsetzen der Metamorphose annimmt. Derartiges ist jedoch höchst unwahrscheinlich, da FREY et al. (1999) den Höhepunkt der Metamorphose in dieser Region zur Zeit der höheren Unter-Kreide bis tieferen Ober-Kreide ansetzen.

Trotzdem makroskopisch an den Mitteltrias-Karbonaten der Kalkkögel kaum auffallende Anzeichen thermisch bedingter Veränderungen zu erkennen sind, zeigen sich solche bei mikroskopischer Betrachtung: die ursprüngliche Mikrofazies der Gesteine ist durch eine weit gediehene Kornvergrößerung (mit Kristallitgrößen von 20-100 µm) vollkommen zerstört. In dieser Hinsicht unterscheiden sich die Gesteine der "Basalschuppe" der Kalkkögel deutlich von den echten oberostalpinen Sedimentserien der räumlich nahe gelegenen Blaserdecke.

Der auf der Basis der Conodont-Colour-Alteration-Index-(CAI-)Methode klar fassbare bedeutende Unterschied zwischen der Größenordnung der thermischen Überprägung des auch nach der Metamorphosekarte von FREY et al. (1999) dem grünschieferfaziellen Bereich zuordenbaren zentralalpiner Mesozoikums der Kalkalpen und jener des kalkalpinen Oberostalpins lässt sich in gleicher Weise mit anderen Methoden (Illitkristallinitäts- und Vitrinitreflexions-Messungen) nachvollziehen (vgl. KRUMM et al., 1988; PETSCHIK, 1989; FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Trotz der weitgehenden Übereinstimmung der auf unterschiedlichen Methoden beruhenden Ergebnisse fallen doch einige Unterschiede auf:

Während der Tirolikums-Südrand im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen in deren höchsten (= südlichsten) tektonischen Einheiten (Inntal-Decke, Krabachjoch-Decke) auf der Basis der Vitrinitreflexions- und Illitkristallisations-Daten eine bis weit in die Anchizone reichende thermische Überprägung aufzuweisen scheint (PETSCHIK, 1989), ist eine bis zu dieser Größenordnung erfolgte Aufheizung der Kalkalpen auf Grundlage der CAI-Methode nicht nachvollziehbar. Selbst die nach KRUMM et al. (1988: Fig. 2, 6) den höchsten Grad an thermischer Alteration aufweisende Krabachjoch-Deckscholle zeigt nur CAI-Werte von CAI 2,0 (bzw. leicht darunter), ebenso die Inntaldecke im Meridian von Innsbruck (Nordkette: CAI 1,5). Generell zeigen die aus CAI-Werten ermittelten Temperaturen eine etwas geringere Größenordnung an als die auf der Basis der Vitrinitreflexion abgeleiteten Temperaturen (LEIN et al., 1997: 477).

Während also die thermische Alteration in den Nördlichen Kalkalpen größtenteils extrem gering ist und den Bereich höherer Diagenese nicht überschreitet, haben Teile des Juvavikums eine beträchtliche Aufheizung erfahren, die jener der zentralalpiner Sedimentserien gleichkommt (CAI 6,0) bzw. diese sogar in Einzelfällen übertrifft (CAI 7,0). Dieser Sachverhalt hat - trotz seiner eminenten geodynamischen Bedeutung - bisher weder Eingang in einschlägige Metamorphosekarten der Ostalpen (u.a. FREY et al., 1999) gefunden, noch wurde er auf breiterer Basis diskutiert.

3.3. Schlussfolgerungen

Aus den vorliegenden Ergebnissen kann klar abgeleitet werden, dass das Kristallin mit dem auflagernden Mesozoikum nicht die kristalline Basis der Nördlichen Kalkalpen gewesen sein kann, sondern in der Trias nördlich des Ablagerungsraumes des Hauptkörpers der Nördlichen Kalkalpen einzuwurzeln ist. Erst im Zuge der kretazischen, fortdauernden Einengungstektonik im Zuge der Richtung Pennin fortschreitenden Subduktion wurden die Kalkalpen auf dieses Kristallin geschoben und zusammen mit diesem, vor allem im Bereich des Kalkalpensüdrandes, temperaturüberprägt. Das ist wiederholt durch den Trend der nach Norden und zum Hangenden hin und von Süden in die

Kalkalpen hineinwirkenden Metamorphose- und Diageneseüberprägung belegt und geochronologisch dokumentiert worden (u.a. KRALIK et al., 1987). Diese Temperaturüberprägung erreichte aber weder das regionale Ausmaß noch die Höhe, wie sie in den Kalkkögeln und den anderen Mesozoika im Bereich des ostalpinen Kristallins ermittelt werden kann. Die kretazische Temperaturüberprägung in den Nördlichen Kalkalpen ist dagegen deutlich niedriger, denn die hohen Temperaturüberprägungswerte im Bereich des Südrandes des Mittel- und Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen stehen im Zusammenhang mit der mittel- bis oberjurassischen Akkretionierung des Tethysozeans, sie sind datiert auf Ober-Jura und eindeutig transportiert.

Zentralalpine Mesozoika

Engadiner Dolomiten	CAI	5,0-5,5
Jaggl	CAI	5,5
Kalkkögel	CAI	5,0-6,5
Radstädter Tauern	CAI	>5,5
Semmering	CAI	7,0

Nördliche Kalkalpen

Tirolikum:	Inntaldecke (Nordkette)	CAI	1,5-2,0
	Krabachjoch-Decke	CAI	(1,5)-2,0
(Nord-)Juvavikum:	Mürztal- u.	CAI	5,0-6,5
	Dachsteindecke	CAI	6,0

Tab. 1: CAI-Werte der diagenetischen bzw. thermischen Überprägung der zentralalpinen Trias und der Nördlichen Kalkalpen.

Literatur

- FERREIRO MÄHLMANN, R., 1994: Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose - Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. - Frankfurter geowiss. Arb., Ser. C, 14, 1-498, Frankfurt am Main.
- FRECH, C., 1905: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. - Wiss. Erg. Z. dt. österr. Alpenver., 2, H.1, 98 S., 48 Abb., 25 Taf., 1 geol. Kt., Innsbruck.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F., 1999: Metamorphic Maps of the Alps, 1:500000. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 79/1, Zürich.
- GAWLICK, H.J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R., 1994: CAI-paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rundschau, 83, 660-664, 2 Abb., Berlin.
- GEYSSANT, J., 1973: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - Verh. Geol. B.-A., 1973, 377-396, 7 Abb., Wien.
- HAMMER, W., 1929: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Ötztal (mit Erläuterungen). - Wien (Geol. Bundesanstalt).
- HEISSEL, W., 1992: Zum tektonischen Bau des Brennermesozoikums. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 18, 171-173, 4 Abb., Innsbruck.
- 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-Cristallinity Data and Isotopic Ages. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164-178, 4 Abb., 1 Taf., Wien (Deuticke).
- KRUMM, H., PETSCHIK, R. & WOLF, M., 1988: From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. - Geodyn. Acta, 2, 33-47, 11 Abb., Paris.
- KRUMM, H. & SCHNEIDER, G., 1983: Sedimentpetrographische Hinweise auf gleichzeitige thermische Beeinflussung des mittel- und oberostalpinen Anis-Ladin der Kalkkögelgruppe. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 297-315, 11 Abb., 2 Tab., Innsbruck.
- KRYSSTYN, L. & LEIN, R., 1996: Exkursion A4: Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. - Exkursionsführer SEDIMENT '96, 23 S., 15 Abb., Wien.

- LEIN, R., 2001: Neue Daten zur Mitteltrias-Schichtfolge des Semmeringsystems. - Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 2001, 61-62, Wien (Geol. Bundesanstalt).
- LEIN, R., GAWLICK, H.J. & KRYSSTYN, L., 1997: Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - Zbl. Geol. Paläont., Tl. I, 1996, H. 5/6, 471-483, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- MUTSCHLECHNER, G., 1933: Ein Ammonitenfund in den Partnachschichten an der Saile bei Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1933, 62-65, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G., 1962: Zur Geologie der Saile bei Innsbruck. - Veröff. Mus. Ferdinandeum, 41, 37-48, Innsbruck.
- PETSCHIK, R., 1989: Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallinität). - Frankfurter Geowiss. Arb., Ser. C, 10, 1-259, Frankfurt am Main.
- SANDER, B., 1915: Über das Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I. Kalkkögel. - Verh. geol. R.-A., 1915, 140-148, 4 Abb., Wien.
- SARNTHEIN, M., 1965: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1965, 119-162, 1 Taf., Wien.
- SCHMIDEGG, O., 1964: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 27-46, 3 Taf., Wien.
- SPITZ, A., 1919: Studium über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. - Jb. Geol. R.-A., 68 (1918), 171-204, 7 Abb., Taf. 11, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpen-Synthese. - 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich, Bd. 1, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).

Anschrift der Verfasser

Prof.Dr. Richard LEIN: Institut für Geologie, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

Tel.: (01) 4277 53441. Email: richard.lein@univie.ac.at

Dipl.-Geol.Dr. Hans-Jürgen GAWLICK: Inst. für Geowissenschaften, Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben.

Tel.: 03842 402748. Email: gawlick@unileoben.ac.at.

Geochronologische Daten aus dem Brennergebiet: Steinacher Decke, Brennermesozoikum, Ötz-Stubai-Kristallin, Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum

M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT & W. FRANK

Einleitung

Die Datierungen wurden im geochronologischen Labor des Institutes für Geologische Wissenschaften der Universität Wien durchgeführt. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen führte W. FRANK durch, die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Datierungen erfolgten durch M. THÖNI und M. LINNER und die Zirkone datierte U. KLÖTZLI mittels U/Pb-Methode. Zwei Monazite wurden von F. FINGER mittels Mikrosonde datiert.

Der ostalpine Deckenstapel zeigt eine komplexe polymetamorphe präalpidische und alpidische Entwicklung mit Hinweisen auf variszische, permische und alpidische (kretazische und tertiäre) (KOLENPRAT et al., 1999, ROCKENSCHAUB, 1998) sowie möglicherweise auf jurassische Ereignisse. In Abhängigkeit von der tektonischen und paläogeographischen Position zeigen die Einheiten unterschiedliche tektonometamorphe Entwicklungen. Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex weist eine deutliche permische Überprägung auf, während in der Steinacher Decke nur variszische Hellglimmeralter nachweisbar sind (ROCKENSCHAUB et al., 1999). Das Brennermesozoikum hingegen wurde eoalpidisch hochgradig geprägt.

Ergebnisse

1. Daten aus der Steinacher Decke (siehe Abb. 2)

Die Hellglimmer aus den Metapeliten der Steinacher Decke liefern variszische Ar/Ar-Alter zwischen 311 und 321 Ma. Dies gilt sowohl für die Gesteine der basalen Steinacher Decke (Steinacher Decke I, vorwiegend diaphthoritische Glimmerschiefer und Gneise) als auch für die Steinacher Decke II (vorwiegend Phyllite mit Eisendolomiten und Karbonsedimenten). Ein etwas jüngeres Datum ergab die Probe B 937, die direkt aus der mylonitischen Basis der Steinacher Decke stammt. Die Verjüngung dürfte auf die Anwesenheit einer zweiten und jüngeren Glimmergeneration im Präparat zurückzuführen sein. Die Hellglimmer der Probe B 1551, ein Glimmermarmor aus der südlichen Steinacher Decke, wurden mittels Rb/Sr-Methode auf 263 Ma datiert. Dieses Alter ist derzeit noch nicht befriedigend interpretierbar. Es kann sowohl als teilverjüngtes variszisches Alter, aber auch als (wie im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex) permisches gedeutet werden. Interessant bei dieser Probe ist jedenfalls, dass der Nachweis für die Existenz paläozoischer Marmore und Glimmermarmore (neben den mesozoischen Karbonateinschuppungen) in der südlichen Steinacher Decke gelang. Eine Unterscheidung dieser Gesteine nach makro- und mikroskopischen Kriterien ist praktisch unmöglich.

Die Altersdaten der Steinacher Decke werden als variszische Abkühlalter interpretiert. Sie zeigen, dass keine signifikante alpidische Rekristallisation stattfand. Eine jüngere Glimmergeneration ist zwar mikroskopisch in stärker deformierten Gesteinen (vor allem in den Glimmerschiefern der Steinacher Decke I) ersichtlich, konnte aber nicht datiert werden.

Ein Monazitalter, gemessen von F. FINGER, aus Orthogesteinen der nördlichen Steinacher Decke (südlich Trins) belegt mit 320 ± 20 Ma die Existenz variszischer Intrusiva.

2. Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Permomesozoikum (siehe Abb. 3 und 4)

Die Altersspektren im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex streuen sehr stark. Die Gesteine sind durchwegs polyphas deformiert und weisen verschieden alte Glimmergenerationen auf, die äußerst schwierig als reine Präparate zu gewinnen sind. Der große Streubereich bei den Altern ist wahrscheinlich auf Gemische verschieden alter Glimmergenerationen zurückzuführen.

Wesentlich ist, dass im gesamten westlichen Innsbrucker Quarzphyllitkomplex keine höheren Alter als permische nachgewiesen werden konnten. Datiert wurden Hellglimmer aus Phylliten, Glimmerschiefern und porphyrischen Orthogneisen mittels Ar/Ar-Methode. Die Hellglimmer aus den Orthogneisen wurden teilweise auch mit Rb/Sr datiert.

Die Zirkone aus dem porphyrischen Orthogneis vom Gamslahner lieferten ebenfalls Alter des tiefsten Perm (Einzelzirkon-U/Pb-Alter 290 ± 2 Ma, Messung U. KLÖTZLI). Die Monazite einer Probe aus dem porphyrischen Orthogneis bei Lans (aufgelassener Steinbruch) ergaben ein Alter von 280 ± 25 Ma (Mikrosondendatierung von F. FINGER).

Aus der Probe L 1 (aus dem Wattental), eine porphyrische Gneislage, die nur wenige dm mächtig ist, wurden zwei Glimmergenerationen separiert (0,063-0,1 mm und 0,3-0,45 mm). Die großen Glimmer ergaben, ähnlich wie die Zirkone, 295 ± 3 Ma, die kleinen 174 ± 2 Ma. Ein fast gleiches Alter (178 ± 2 Ma) lieferten feinstkörnige Hellglimmer (0,063-0,1 mm) der Probe 45/97/2 (Gamslahnerspitz, südlich Glungezer). Diese Glimmeralter belegen möglicherweise ein jurassisches Ereignis.

Bemerkenswert ist, dass die Hellglimmer aus dem südlichsten Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, nahe bzw. unmittelbar an der Grenze zum Tauernfenster, nur eine unwesentliche alpidische Überprägung aufweisen.

Aus dem Recknerkomplex wurde ein Serizit-Chloritphyllit (Probe Nr. TM 1288), der zwischen den Blauschiefern liegt, beprobt. Datiert wurde ein Hellglimmerpräparat mit etwas Chlorit. Das Ar/Ar-Plateau-Alter liegt bei 60 Ma. Also ein deutlicher Unterschied zu den Gesteinen des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes.

3. Patscherkofel Kristallin (Abb. 5)

Die Ar/Ar-Hellglimmeralter aus dem Patscherkofel-Kristallin streuen beträchtlich. Zwei Schwerpunkte sind zu erkennen, einer zwischen 149 und 180 Ma (mittlerer Jura) und ein zweiter zwischen 123 und 136 Ma (Unterkreide). Die jurassischen Alter zeigen in den ersten steps durchwegs starke Verjüngungen. Unklar ist, ob diese Altersgruppe einem geologischen Ereignis im Jura zuzuschreiben ist.

Ein diaphthoritischer mylonitischer Gneis (Probe 77/97), direkt von der Basis des Patscherkofel-Kristallins, lieferte ein Hellglimmer-Ar/Ar-Altersspektrum in steps zwischen 50 und 120 Ma, wobei sich ausgeprägte Plateaus bei 51 und 72 Ma einstellten. Diese sind deutlich jünger als die übrigen Alter und sind im Zusammenhang mit der Diaphthorose und Mylonitisierung der Basis des Kristallins zu sehen.

Die Rb/Sr-Alter von zwei Biotitproben aus diesem Kristallin liegen bei 110 und 106 Ma.

4. Ötz-Stubai Kristallin und Brennermesozoikum (siehe Abb. 6)

Aus dem Ötz-Stubai-Kristallin sind zwei neue Ar/Ar-Hellglimmeralter vorhanden, eines aus dem Gschnitztal, das eindeutig ein eoalpines ist und ein zweites, permisches, aus dem Stubaital.

Aus dem Brennermesozoikum wurden vier Hellglimmerproben datiert. Je zwei aus den Quarzphylliten des Metamorphen Kalkkomplexes und zwei aus den jurassischen Glimmermarmoren. Die Altersdiagramme weisen gut ausgeprägte Plateaus auf, wobei die Hellglimmer aus den Quarzphylliten etwas älter sind (93 und 101 Ma) als die aus den Glimmermarmoren (88 und 83 Ma).

Interpretation

Die permischen Altersdaten im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex werden auf eine ausgeprägte thermische Überprägung während des Perm inklusive der Intrusion kleinerer Orthogneiskörper zurückgeführt. Verursacht dürfte der Temperaturanstieg durch die ausgedünnte Kruste und den damit verbundenen erhöhten Wärmefluss im Perm worden sein. Daten über eine präpermische Metamorphose liegen aus dem Arbeitsgebiet nicht vor. Vermutlich lag ein Kristallin der schwach temperierten

Grünschieferfazies vor. Möglicherweise sind die Granate in den höher metamorphen Glimmerschiefern des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes permische Bildungen.

Die doch häufig auftretenden jurassischen Rb/Sr- und Ar/Ar-Alter lassen eine weitere Aufheizung und Deformation in diesem Kristallin vermuten. Gut übereinstimmende Rb/Sr-Alter der jüngeren Hellglimmergeneration aus porphyrischen Orthogneisen geben einen wichtigen Hinweis auf jurassische tektonometamorphe Ereignisse (Extensionstektonik und Krustenausdünnung verbunden mit Aufheizung des Kristallins).

Eoalpidische westgerichtete Schertektonik produzierte eine intensive neue Schieferung (die heute vorliegende Hauptschieferung) und eine entsprechende Mineralparagenese.

Das Patscherkofel-Kristallin wurde während seiner eoalpidischen Metamorphose auf den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex überschoben. Das relativ junge Alter aus der diaphthoritischen Basis des Kristallins wird diesbezüglich interpretiert.

Aus dem Tarntaler Mesozoikum sind jungalpidische Altersdaten bekannt (DINGELDEY et al., 1997, HEIDORN et al., 2002). Die Alterswerte streuen stark und es finden sich immer wieder Hinweise auf etwas ältere Ereignisse. So zeigt die Probe TM 1288 Plateaus zwischen ca. 40 Ma und ca. 80 Ma.

Eine grundlegende Erkenntnis aus den Altersdaten ist, dass das Tarntaler Permomesozoikum jungalpidisch, nach der Blauschiefermetamorphose, auf den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex überschoben wurde und ein Transgressionsverband mit diesem auszuschließen ist. Wären Innsbrucker Quarzphyllitkomplex und Tarntaler Permomesozoikum primär verbunden gewesen, sollten sowohl die druckbetonte Metamorphose als auch die entsprechenden geochronologischen Evidenzen in beiden Einheiten gefunden werden. Beides ist nicht der Fall.

Weiters ist die Grenze zwischen Tauernfenster und Innsbrucker Quarzphyllitkomplex eine bedeutende Schrägabschiebung, die durch die Geochronologie gut belegt wird. Präalpidische Glimmerdaten finden sich im direkt nördlich an das Tauernfenster anschließenden Innsbrucker Quarzphyllitkomplex (hanging wall) und jungalpidische im Tauernfenster (foot wall).

Eine ebenfalls klassische, aber kretazische, Abschiebungsstruktur liegt östlich des Wipptales, zwischen Brennermesozoikum und Steinacher Decke bzw. Blaser Decke, vor. Im Liegenden der SE-gerichteten Abschiebung, im Brennermesozoikum, finden sich die hoch metamorphen und weitgehend duktil mylonitisierten Gesteine. Die kretazischen Alter spiegeln die Abkühlung während der Exhumation wider. Die Steinacher Decke (hanging wall) war während dieser Abschiebung kühl und wurde spröde bis semiduktil deformiert. Die variszischen Hellglimmeralter wurden kaum beeinflusst.

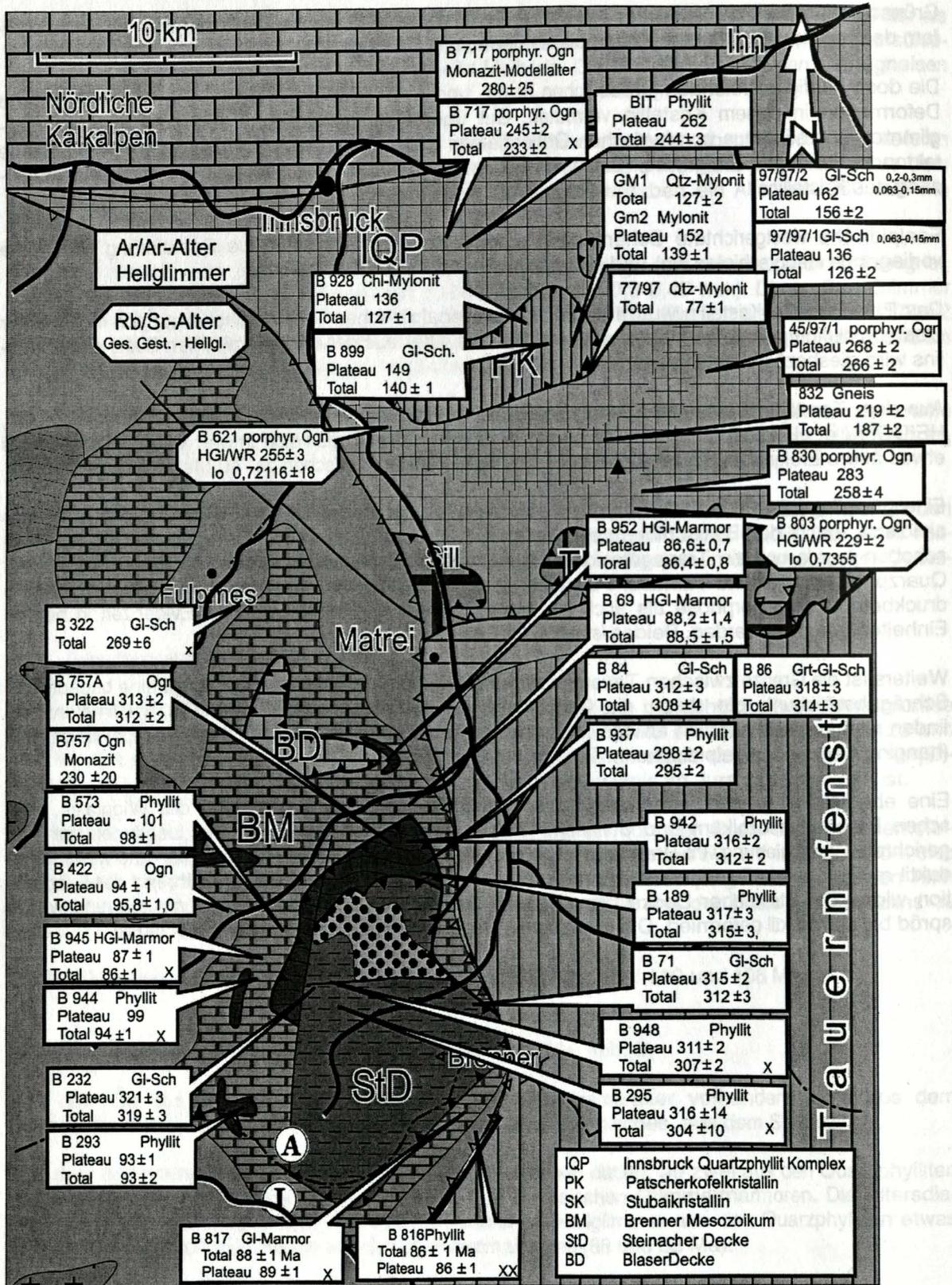


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit einer Auswahl an Altersdaten. Für die mit x gekennzeichneten Proben wurden die Altersspektren in den entsprechenden Abbildungen nicht dargestellt.

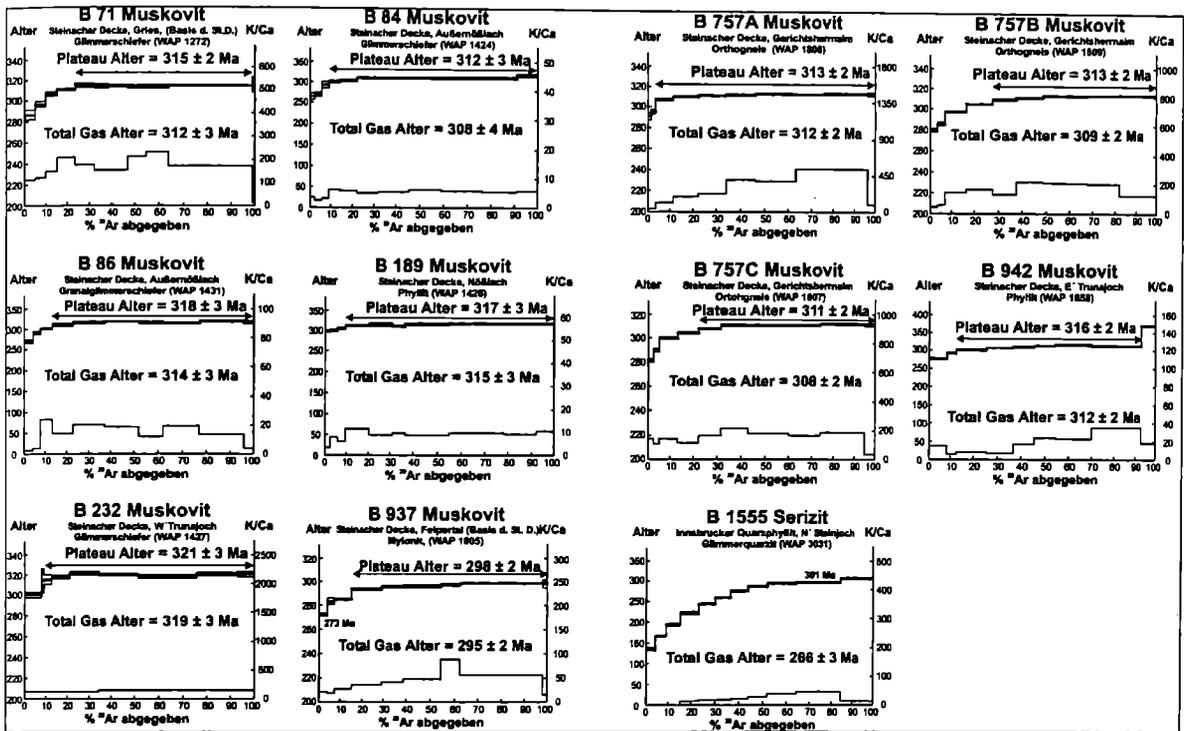


Abb. 2: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Hellglimmer-Altersspektren aus der Steinacher Decke.

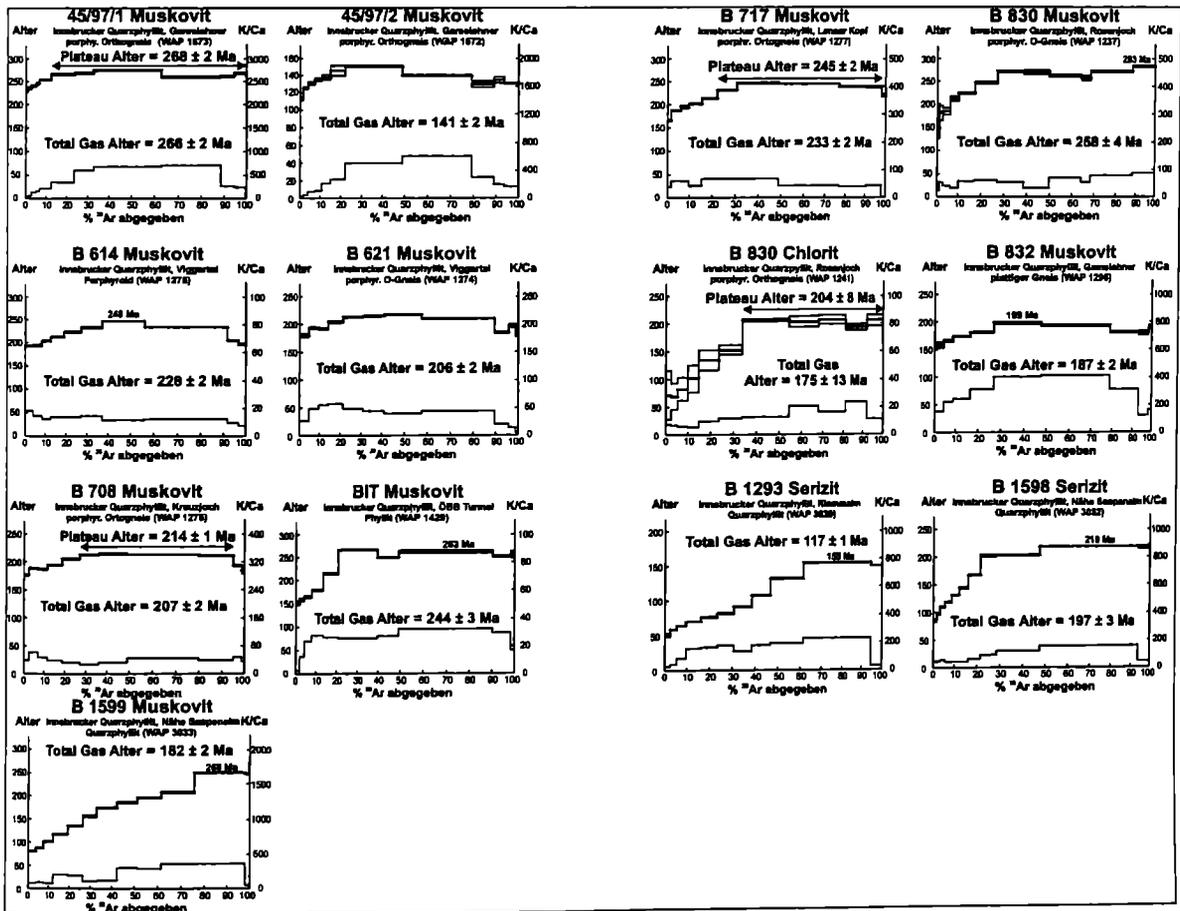


Abb. 3: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Hellglimmer-Altersspektren aus dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex.

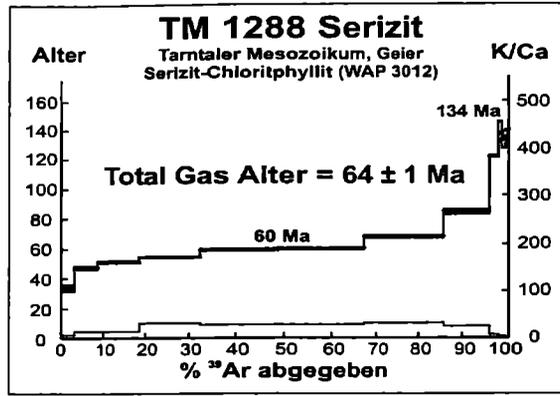


Abb. 4: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum aus dem Tarntaler Mesozoikum.

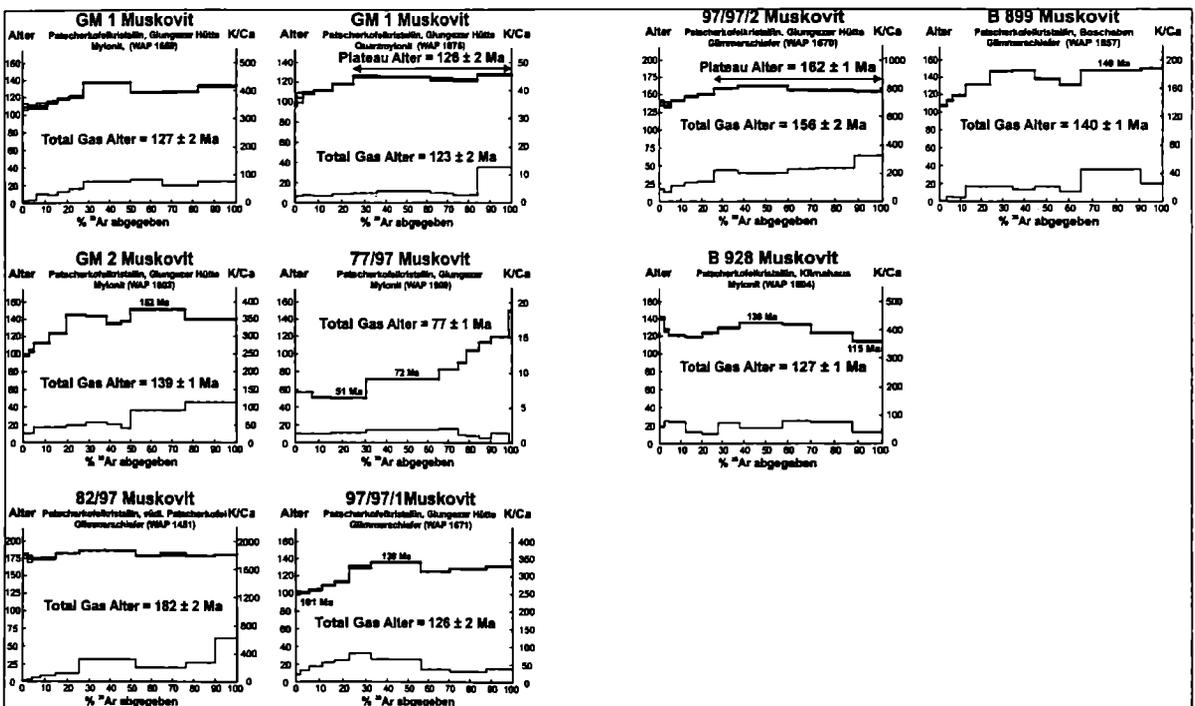


Abb. 5: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Hellglimmer-Altersspektren aus dem Patscherkofel-Kristallin.

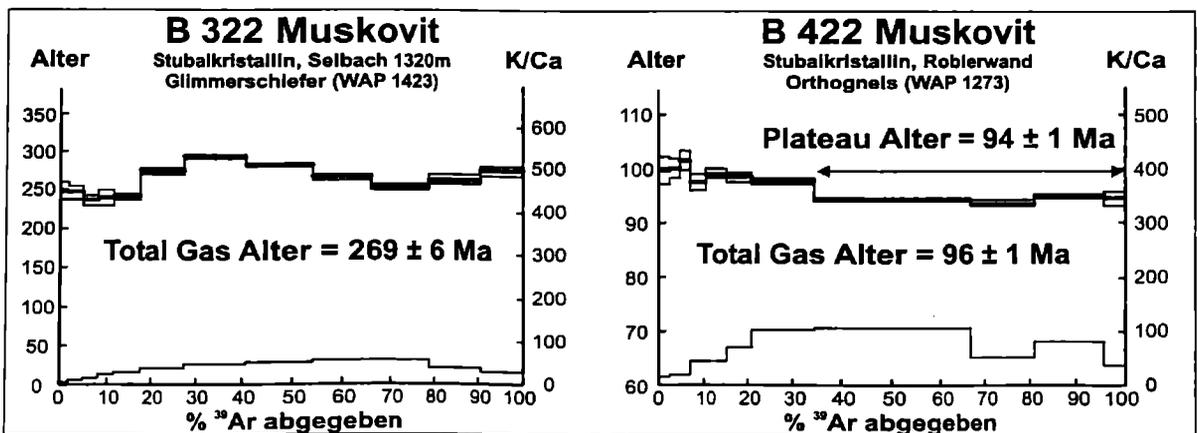


Abb. 6: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Hellglimmer-Altersspektren aus dem Ötztal-Stubai-Kristallin und dem Brennerpermomesozoikum.

Messergebnisse Rb-Sr							
Lokalität	Gestein	Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Alter (Ma)
Innsbrucker Quarzphyllit							
Viggartal	porphy. Orthogneis	B 621 WR	188	89,0	6,14	0,74342	11
		B 621 Hgl 0.1-0.15 mm	662	20,7	95,7	1,06813	10
Grafmaterspitze	porphy. Orthogneis	B 803 WR	217	25,2	25,2	0,81787	12
		B 803 Hgl 0.15-0.2 mm	861	7,38	380	1,97673	38
Gamslahner	porphy. Orthogneis	45/97/2 WR	244,4	53,41	13,32	0,76807	8
		45/97/2 Hgl 0,07-0,15 mm	637,1	12,00	160,2	1,14036	12
Wattental	porphy. Orthogneis	L1 WR	119	71,0	4,86	0,73413	10
		L1 Hgl 0.063-0.1 mm	823	25,2	96,74	0,96213	10
		L1 Hgl 0.3-0.45 mm	864	21,0	125,39	1,24064	13
Patscherkofel Kristallin							
Sonnenspitze	Glimmerschiefer	74/97 WR	98,99	228,2	1,257	0,71660	7
		74/97 Bt	299,4	4,020	223,1	1,06485	17
Südl. Patscherkofel	Glimmerschiefer	82/97 WR	172,7	248,3	2,015	0,72271	8
		82/97 Bt	502,6	5,838	259,0	1,11004	14
Glungezer H. fle.	Glimmerschiefer	97/97 WR	149,8	108,3	4,013	0,73704	5
		97/97 Bt/Chl	260,2	3,990	193,5	0,96461	42
		97/97 Bt/Chl	267,3	3,567	222,7	0,98274	42
Südliche Steinacher Decke							
N. Fradertal,	Glimmermarmor	B1551 WR	21,53	550	0,113	0,713457	0,000002
Oberntal		B1551 Hgl 0.063-0.2 mm	332	83,4	11,58	0,756451	0,000003
WR ... Gesamtgestein	Hgl ... Helglimmer						
Bt ... Biotit	Chl ... Chlorit						

Tab. 1: Rb/Sr-Daten aus der Steinacher Decke, dem Patscherkofel-Kristallin und dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex.

Literatur

- DINGELDEY, C., DALLMAYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONE, H.J. (1997): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the Tarntaler Berge NW of the Tauern Window: implications of the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.*, v 129, 1-19.
- HEIDORN, R., NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages constrains for the tectonic evolution of the Lower Austroalpine to Penninic nappe boundary, Austria. - *Mem. Sci. Geo.*, v54, 217-220, Padova.
- KOLENPRAT, B., ROCKENSCHAUB, M. & FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) - Structural and tectonic implications. - *Tübinger Geowiss. Arbeiten, Serie A, Vol. 52*, pp. 116.117, Tübingen.
- ROCKENSCHAUB, M. & KOLENPRAT, B. (1998): Polyphase Entwicklung der Innsbrucker Quarzphyllite Zone und des Patscherkofel Kristallins (Ostalpen): Variszische, permische und alpine Metamorphose? - In: 7. Symposium Tektonik - Strukturgeologie - Kristallingeologie 25. bis 29. März 1998 in Freiberg, *Freiberger Forschungshefte C*, 471, 179-180, Freiberg.
- ROCKENSCHAUB, M., KOHLENPRAT, B. & FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) - New geochronological implications. - *Tübinger Geowiss. Arbeiten, Serie A, Vol. 52*, pp. 118, 119, Tübingen.

Anschrift der Verfasser

Dr. Manfred ROCKENSCHAUB: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

Tel.: (01) 7125674 / 212

Mag. Bernd KOLENPRAT: Bundesministerium f. Wirtschaft & Arbeit, Sektion III - Arbeitsrecht & Arbeitsinspektion, Abt. 1 - Berg- & Bauwesen, Administration, Favoritenstraße 7, 1040 Wien.

Tel.: (01) 71100 / 2188; Fax: (01) - 71100 / 2423. Email: Bernd.Kolenprat@bmwa.gv.at.

Prof. Dr. Wolfgang FRANK: Institut für geologische Wissenschaften, Geo-Zentrum der Universität Wien.

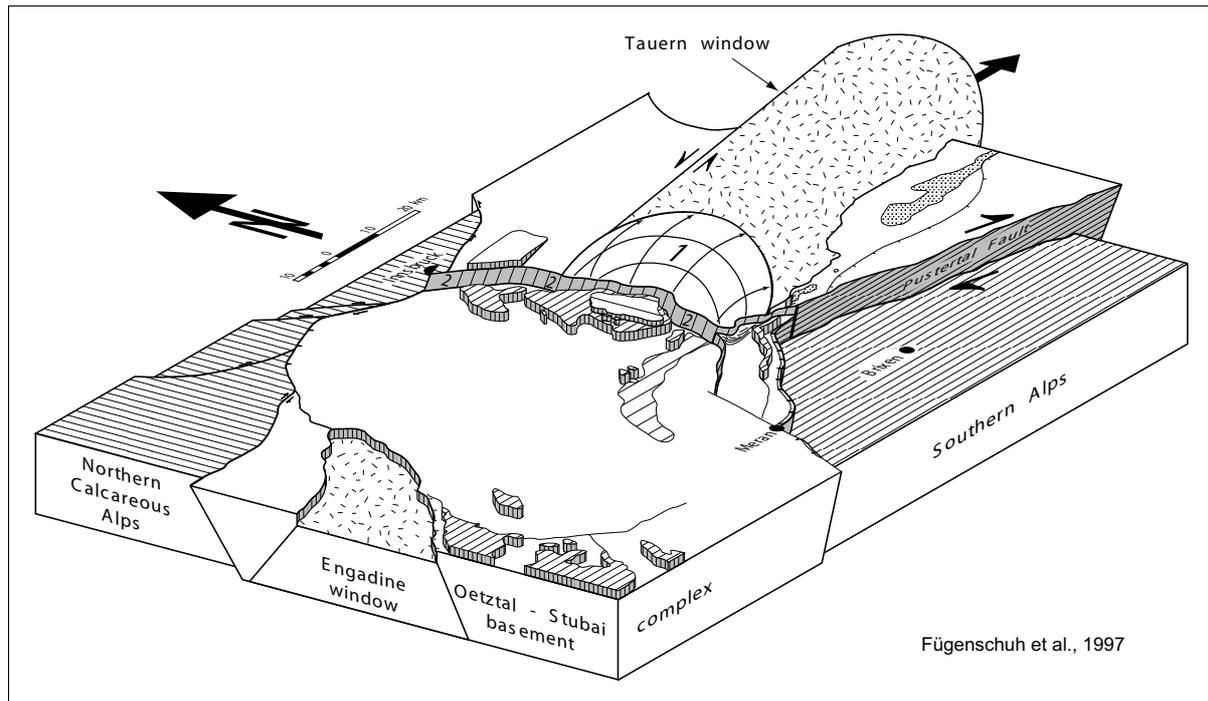
Brennerabschiebung und Kinematik im Bereich der Periadriatischen Naht

B. FÜGENSCHUH und N.S. MANCKTELOW

Das Wipptal zwischen Innsbruck und Sterzing ist über die gesamte Länge durch westfallende, stark tektonisch beanspruchte Gesteine gekennzeichnet. Während im Norden an der Silltallinie spröde Verformung dominiert, kennzeichnen weiter südlich flach einfallende grünschieferfazielle Mylonite das Westende des Tauernfensters. Während frühere Bearbeiter (z.B. DÜNNER, 1934) die abschiebende Natur dieses tektonischen Kontaktes vor allem auf die spröden Anteile bezogen, erkannten SELVERSTONE (1988) bzw. BEHRMANN (1988), dass auch die Mylonite im Zusammenhang mit westgerichteter Abschiebungstektonik stehen. Die Brennerabschiebung stellt somit eine für Abschiebungen typische asymmetrische Scherzone dar und zeigt eine kontinuierliche Entwicklung von duktiler zu spröder Verformung. Da es jedoch zeitgleich mit der E-W-gerichteten Extension an der Brennerabschiebung zu N-S-gerichteter Einengung und zur Aufwölbung des Tauernfensters kam, zeigt sich eine starke Variation im Versatzbetrag. Während am Brennerpass, also im Scheitelbereich der Antiform, ein Vertikalversatz in der Größe von 20 km abgeschätzt werden kann, nimmt dieser Betrag sowohl nach Norden als auch nach Süden hin deutlich ab. Dies erklärt auch den fehlenden duktilen Anteil der Brennerabschiebung im Bereich der Silltalstörung, wo nur noch mit einem Vertikalversatz von ca. 5 km zu rechnen ist. Dies äußert sich auch direkt im Kartenbild, wo im zentralen Bereich die tektonisch tiefsten Einheiten der Venedigerdecke im Liegenden gegen die höchsten Ostalpinen Decken, die Steinacher und Blaser Decke, grenzen, getrennt nur durch die ca. 1 km mächtige Mylonitzone. Demgegenüber finden sich südlich von Innsbruck die ostalpinen Einheiten des Ötztal-Stubai-Komplexes im Hangenden im Kontakt mit den tektonisch tiefer gelegenen ostalpinen Innsbrucker Quarzphylliten, wobei tektonisch auflagernd sogar noch Klippen von Ötztal-Stubaikristallin erhalten sind.

Druck- und Temperaturabschätzungen, in Kombination mit diversen Abkühlaltern, erlauben die Rekonstruktion der Abkühl- und Exhumationsgeschichten der Einheiten beidseits der Brennerlinie, d.h. des Ötztal-Stubai-Komplexes im Hangenden und der Einheiten des Tauernfensters im Liegenden. Dabei zeigt sich, dass die Brennerabschiebung im Neogen aktiv war, wobei sich die Gesteine des westlichen Tauernfensters an der Grenze Oligozän/Miozän in einer Tiefe von ca. 23 km bei Temperaturen von knapp über 500°C befanden. Zu Beginn der Brennerabschiebung wurde nur das Tauernfenster bei maximalen Raten von >2 mm/a exhumiert, während die nördlich davon gelegenen Einheiten noch zum Hangenden zählten. Ab ca. 13 Ma jedoch bildeten Tauernfenster und Innsbrucker Quarzphyllit gemeinsam den Liegendblock, der zusammen mit den bereits gebildeten und deaktivierten Myloniten entlang der spröden Brennerabschiebung (Silltallinie) exhumiert wurde. Demgegenüber lag die heutige Oberfläche des Ötztal-Stubai-Komplexes im Hangenden der Brennerabschiebung nach kreidezeitlicher Metamorphose und spät-kreidezeitlicher Exhumation an der Oligozän/Miozän-Grenze bereits sehr oberflächennah (abgeschätzte Temperaturen <60°C).

Die Brennerabschiebung mündet im Norden wie auch im Süden in prominente Seitenverschiebungen, nämlich die Inntallinie und das Periadriatische Verwerfungssystem, und erlaubt somit die ostgerichtete Extrusion der exhumierten Einheiten (RATSCHBACHER et al., 1991).



Literatur

- BEHRMANN, J., 1988: Crustal scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. - *Geodynamica Acta*, V. 2, 63-73.
- DÜNNER, H., 1934: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. - Universität Zürich, unpubl. Dissertation.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O. & COBBOLD, P., 1991: Lateral extrusion in the eastern Alps. Part II: Structural analysis. - *Tectonics* 10: 257-271.
- SELVERSTONE, J., 1988: Evidence of east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern window, Eastern Alps. - *Journal of metamorphic Petrology*, V. 7, 87-105.

Anschrift der Verfasser

- Dr. Bernhard FÜGENSCHUH: Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Basel, Bernoullistr. 32, Ch-4056 Basel.
- Dr. Neil MANCKTELOW: Department of Earth Sciences, ETH-Zentrum, Ch-8092 Zürich.

Die duktil-spröde Deformation am Westrand des Tauernfensters

K. DECKER & F. REITER

Die miozäne bis rezente Deformation der penninischen Einheiten im westlichen Tauernfenster wird von drei überlagernden Prozessen bestimmt:

1. E-W-gerichtete Extension und Exhumation der penninischen Einheiten durch die W-gerichtete Brenner-Abschiebung;
2. N(NW)-gerichtete Verkürzung und Faltung um (EN)E-streichende Achsen;
3. Sinistrale Seitenverschiebungen an ENE-streichenden Scherzonen (siehe Abb. 1, DECKER et al., in diesem Band).

Daten von zugeordneten Deformationsstrukturen zeigen, dass diese Prozesse gleichzeitig während der gesamten Exhumations- und Abkühlungsgeschichte der penninischen Einheiten aktiv waren.

Ad Punkt 1. und 2.

Duktile Strukturen und die Kinematik der W-gerichteten Exhumation an der Brenner-Abschiebung wurden von BEHRMANN (1988), SELVERSTONE (1988), FÜGENSCHUH et al. (1997) und MANCK-TELOW (pers. comm.) detailliert bearbeitet und beschrieben. Die jüngsten, duktil-spröden und spröden Strukturen in den Myloniten der Brenner-Abschiebung sind Top-W-gerichtete Scherbänder, spröde W-gerichtete Abschiebungen mit synkinematischen Calcit-Fasern, die auf Flächen der mylonitischen Schieferung parallel zum duktilen Streckungslinear aufwachsen, Abschiebungen mit tonigem Fault-Gauge und Kataklasit sowie konjugierte E- und W-gerichtete Abschiebungen. Es kann gezeigt werden, dass Strukturen aller Temperaturstufen (Amphibolitfazies bis spröde) in allen Phasen der Exhumation durch Falten mit W- bis WSW-orientierten Achsen überprägt werden. Beispiele dafür sind

- a) liegende Isoklinalfalten im Karten- und Aufschlussmaßstab mit Achsen parallel zum Streckungslinear der Mylonite der Brenner-Abschiebung;
- b) die offene Faltung des amphibolitfaziellen Geigenspitz-Detachments an der Grenze Zentralgneis-autochthones Mesozoikum, das mit der Tuxer Zentralgneisantiklinale um eine flach WSW-fallende Achse im Kilometermaßstab verfaltet ist;
- c) duktil-spröde Scherbandgefüge in Myloniten der Brenner-Abschiebung (obere Schieferhülle), die in S-vergente Falten mit nordfallenden Achsenebenen und teilweise penetrativer Achsenebenen-Schieferung einbezogen sind; und
- d) Faserharnische und W-gerichtete Abschiebungen, die im Aufschlussmaßstab in offenen Falten mit W-fallenden Achsen verformt sind.

Hinweise auf die fortgesetzte Faltung der Tuxer Zentralgneis-Antiklinale ergeben sich außerdem aus der Verstellung der jüngsten E- und W-gerichteten spröden Abschiebungen. Konjugierte Abschiebungen, für die pliozänes Alter angenommen wird (Post-Zr-FT-cooling), sind im Nord- und Südschenkel der Antiklinale systematisch um ca. 20° verkippt. Die Interpretation wird von E-W- bis WSW-ENE-streichenden Extensionsklüften und Spalten, die im Bereich des Tuxer Hauptkamms die jüngsten spröden Strukturen bilden und die als Dehnungsstrukturen oberhalb der neutralen Fläche der Antiklinale gedeutet werden, gestützt. Fortgesetzte Faltung kann auch die beobachtete Hebung der Oberfläche von 1,5 mm/a im Tauernfenster erklären.

Ad Punkt 3.

Die Exhumation und Faltung des Tauernfensters wird während der gesamten neogenen bis rezenten Entwicklung durch die Aktivität von ENE-streichenden sinistralen Scherzonen begleitet. Die bedeutendsten Scherzonen südlich der Inntal-Störung sind innerhalb des Tauernfensters das Mislkopf-Störungssystem (Tauernnordrand-Störung) mit zahlreichen ENE- bis NE-streichenden duktil-spröden sinistralen Schrägabschiebungen, die Padauner Störung, die Opperer- und die Wildsee-Scherzone, die Schlüsseljoch-Störung und das Pfitschertal-Störungssystem. Am Beispiel der 1,2 km breiten Opperer-Scherzone mit zahlreichen ENE-streichenden sinistralen Störungen mit Myloniten, Kataklasiten und Kakiriten kann gezeigt werden, dass die Scherzone während der gesamten Exhumation des Zentralgneises in einem Temperaturfenster zwischen der Amphibolitfazies und spröden Bedingungen aktiv war, wobei die duktilen Streckungslineare in der Scherzone parallel zu den Linearen in Top-W-abschiebenden Myloniten orientiert sind. Mehrere Teilstörungen enden nach W in Extensional Horsetail Splays mit konvexen WSW-gerichteten Schrägabschiebungen und Abschiebungen.

Die Störungen werden als Trailing Imbricate Fan der Salzachtal-Ennstal-Störung interpretiert, die kinematisch mit (WS)W-gerichteten Abschiebungen des Brenner-Abschiebungssystems verbunden sind. Innerhalb des Tauernfensters trennen die Scherzonen Bereiche mit unterschiedlichen Exhumationsbeträgen und Abkühlungsaltern (z.B. Miselkopf-Störungssystem), wobei die jeweils südlichen Einheiten höhere Exhumation aufweisen.

Literatur

- BEHRMANN, J., 1988: Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. - *Geodynamica Acta* 2, 63-73.
- FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N.S., 1997: Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern Window. - *Terra Nova* 9, 213-217.
- SELVERSTONE, J., 1988: Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. - *Tectonics* 7, 87-105.

Anschrift der Verfasser

Dr. Kurt DECKER: Institut für Geologische Wissenschaften, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien.

Mag. Franz REITER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien und Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Lagerstätten und Vorkommen mineralischer Rohstoffe (Erze, Industrieminerale, Energierohstoffe) auf Blatt 148 Brenner

A. SCHEDL

1. Einleitung und Erforschungsgeschichte

Im Gebiet des Blattes 148 Brenner befindet sich eine Reihe von Vorkommen und Lagerstätten mineralischer Rohstoffe (Erze, Industrieminerale, Energierohstoffe) verschiedener Wertstoffzusammensetzung, die in variabler Dichte an die unterschiedlichen geologisch-tektonischen Einheiten des Kartenblattes gebunden sind. Die zeitliche Zuordnung der Mineralisationen reicht von altpaläozischen bis hin zu mesozoischen Lagerstätten/Vorkommen, wobei der Mineralbestand regional aufgrund der eoalpinen grünschieferfaziellen Metamorphose zum Teil erheblich überprägt und remobilisiert wurde.

Aus rohstoffwirtschaftlicher Sicht besitzen die meisten dieser Lagerstätten und Vorkommen keine besonders große Bedeutung und sind lediglich von lokalem historischem bzw. wissenschaftlichem Interesse. Aufgrund des weitgehenden Fehlens großer Bergbaureviere sind auch die unmittelbaren wirtschaftshistorischen Auswirkungen der Bergbautätigkeiten in diesem Gebiet von deutlich geringerem Ausmaß als bei den klassischen Bergbaureviere Nord- und Südtirols.

Die Erkundung mineralischer Rohstoffe auf Blatt 148 steht trotz der Armut an bedeutsamen Lagerstätten auch hier in einem engen Zusammenhang mit der geologischen Erforschungsgeschichte dieses Gebietes. Eine erste systematische Erforschung Tirols nach mineralischen Rohstoffen erfolgte durch den im Jahre 1837 gegründeten "Geognostisch-Montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg". Die 1852 ausgegebene "Geognostische Karte Tirols" enthält neben einer geologisch-petrographischen Darstellung erstmals auch eine systematische Erfassung aktueller und aufgelassener Bergbaustandorte in Tirol. Diese Karte und die in den "Beiträgen zur Geognosie Tirols" von A. PICHLER (1859) unter anderem aus den Nachlass von M. STOTTER (1859) herausgegebenen Erläuterungen stellen vielfach die einzigen Informationsquellen über zahlreiche kleinere Bergbaue und Schurfunternehmungen auf Blatt 148 dar.

Die historischen Bergbaue des Arbeitsgebietes wurden bereits in unterschiedlichem Umfang in älteren monographischen Bearbeitungen abgehandelt (ISSER, 1888; WOLFSKRON, 1903; GASSER, 1913; SRIBIK, 1928; KLEBELSBERG, 1935, 1939). Moderne Übersichtsarbeiten zu den wesentlichen Lagerstätten des Blattes 148 stammen von VOHRZYKA (1968), SCHULZ (1977), VAVTAR (1988) und HADITSCH (1995). Im Rahmen des bundesweiten "Bergbau- und Haldenkatasters" (Ausgabemaßstab 1:25.000) wurden die aktuellen und historischen Bergbaue Tirols erstmals systematisch in ein modernes GIS-gestütztes Informations- und Dokumentationssystem integriert (SCHEDL et al., 1996, 1997). Mit der "Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000" und dem dazugehörigen "Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs" (WEBER et al., 1997) liegt schließlich eine moderne systematische Gesamtübersicht auch der Lagerstätten/Vorkommen des Blattes 148 vor.

In der Abb. 1 sowie in der tabellarischen Auflistung in Kap. 3 wurden nur jene Lagerstätten und Vorkommen des Kartenblattes übernommen, bei denen eine Lokalisierung auf Basis der vorhandenen Archivunterlagen mehr minder genau möglich war oder deren Lage im Rahmen des bundesweiten Rohstoffprojektes ÜLG 40 ("Bergbau-/Haldenkataster") im Gelände verifiziert werden konnte. Nicht integriert sind eine Reihe kleinerer Vorkommen mit nicht mehr lokalisierbaren topographischen Bezeichnungen bzw. Belehnungsnamen. Im Regelfall handelt es sich dabei aber um nur sehr kleine Bergbauunternehmungen, die über ein Schurfstadium kaum hinausgingen.

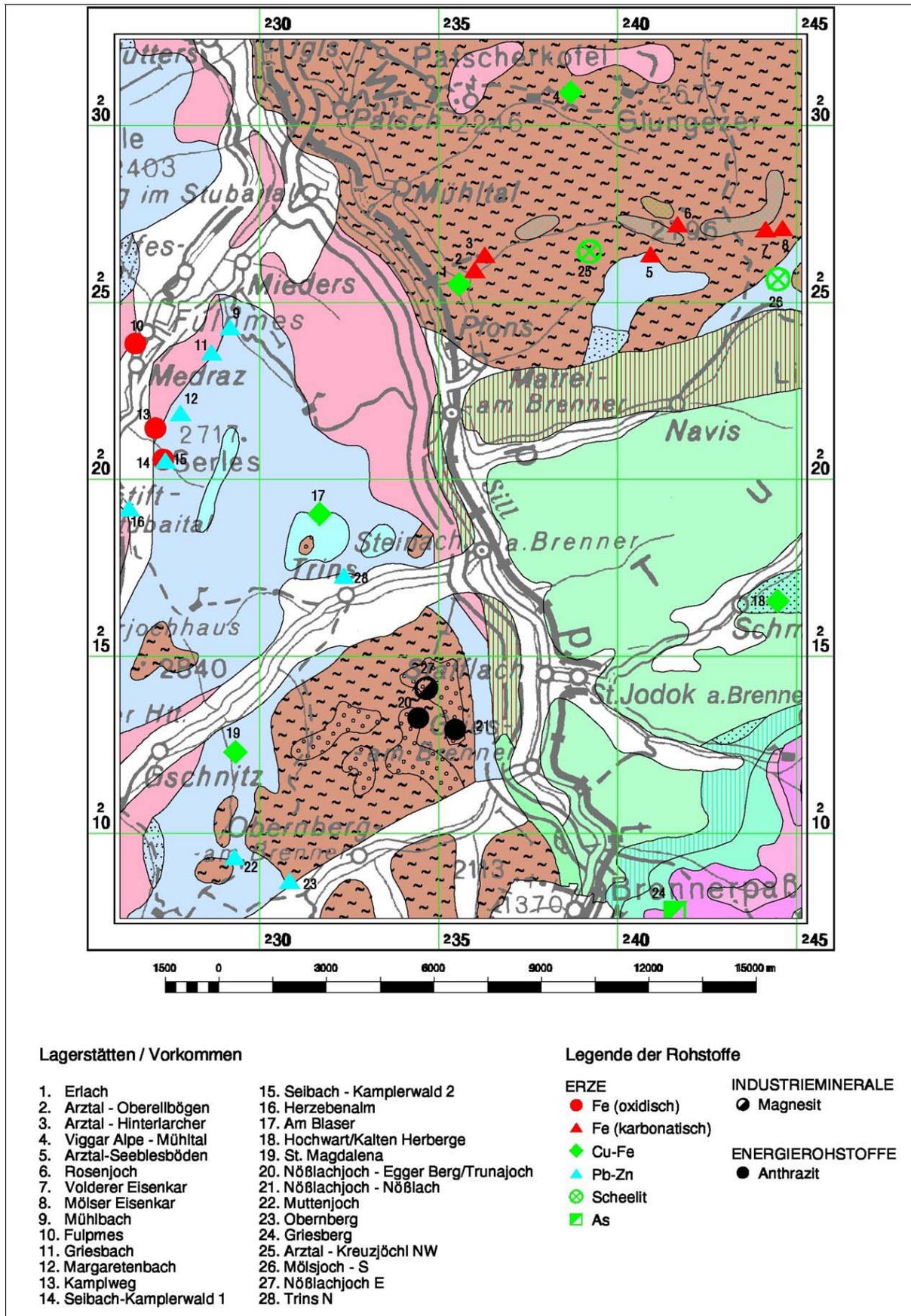


Abb. 1: Karte der Lagerstätten und Vorkommen mineralischer Rohstoffe (Erze, Industriemineralien, Energierohstoffe) auf Blatt 148 Brenner.

2. Lagerstätten und Vorkommen mineralischer Rohstoffe (Erze, Industriemineralien, Energierohstoffe) in den verschiedenen geologisch-tektonischen Einheiten

2.1. Penninikum

In den penninischen Serien des Blattes 148 sind keine nennenswerten Lagerstätten oder Vorkommen mineralischer Rohstoffe bekannt. Die relevante montanhistorische Literatur kennt lediglich zwei Erzvorkommen in den Bündnerschiefern bzw. im Zentralgneis. KLEBELSBERG (1935) erwähnt alte Schürfe auf goldhaltigem Arsenkies südöstlich vom Brenner im Bereich des Griesbergs. In der Nähe der Wallfahrtskirche "Kalte Herberge" bestand im 18. Jahrhundert ein weiterer kleiner Schurfbau auf Kupferkies und Pyrit, der aber nach kurzer Betriebsdauer wieder eingestellt wurde (ISSER, 1888). Die während des Zweiten Weltkrieges untersuchten Asbestvorkommen in den Serpentinikörpern bei Pfons und Miskopf sind lediglich von mineralogischem Interesse.

2.2. Ostalpines Kristallin - Ötztal-Stubai-Kristallin

Das kleine zu Beginn des 18. Jahrhunderts beschürfte Blei-Zink-Vorkommen im Bereich des Pinnisbaches nördlich der Herzebenalm liegt in den polymetamorphen Paraserien des Ötztal-Stubai-Kristallins. Außer historischen Daten liegen über dieses Vorkommen nur wenige Informationen vor (LEUTELT, 1987). Bei diesem Vorkommen dürfte es sich um eine stratiforme Pb-Zn-Sulfidvererzung handeln, ähnlich wie sie VAVTAR (1988) aus anderen Teilen des Ötztal-Stubai-Kristallins beschreibt. Weitere Erzvorkommen in den altkristallinen Serien auf Blatt 148 sind nicht bekannt.

2.3. Ostalpines Paläozoikum

2.3.1. Innsbrucker Quarzphyllit

2.3.1.1. Eisenerzlagerstätten

Innerhalb der Abfolge des altpaläozoischen Innsbrucker Quarzphyllits tritt eine Reihe kleinerer, heute wirtschaftlich unbedeutender Metallanreicherungen mit Fe, Cu, As, W und Au auf. Im Bereich des Blattes 148 handelt es sich um Sideritlagerstätten, die durchwegs in Marmorlagen innerhalb der Quarzphyllite eingeschaltet sind. Die lagerförmigen Siderit-Ankerit-Einschaltungen in den Marmorzügen erreichen Mächtigkeiten von maximal einigen Metern. In ihrer räumlichen Verbreitung lassen sich die Marmorlager vom oberen Mölstal und oberen Voldertal nach Westen über das Arzthal bis Eilbögen nahe der Sill verfolgen (SCHULZ, 1977). Allein entlang des Arztales sind bei rund 10 km Streichend-Erstreckung insgesamt sieben solcher meist geringmächtiger Sideritlinsen obertags feststellbar (SCHMIDEGG, 1951). Einige der Lagerstätten wurden seit dem 15. Jahrhundert an verschiedenen Stellen (Eilbögen, Hinterlarcher, Seeblesböden, Mölser Eisenkar, Volderer Eisenkar, Rosenjoch, Erlach) auch bergmännisch erschlossen, ohne dass sie aber eine größere wirtschaftliche Bedeutung erlangten.

Hinsichtlich des Erzmineralbestandes dominiert Siderit. An Begleitmineralien wurden untergeordnet Pyrit, Arsenkies, Jamesonit und Hämatit beobachtet. Bemerkenswert ist das Auftreten von Stibnit-Mineralisationen im Arzthal.

Nach SCHULZ (1977) sind diese dem altpaläozoischen Nebengestein schieferungsparallel eingelagerten Siderit-Ankeritlagen hydrothermal-sedimentär entstanden und metamorph überprägt worden.

2.3.1.2. Scheelitmineralisationen

Örtlich treten innerhalb des Innsbrucker Quarzphyllits auch Scheelitmineralisationen auf, deren bedeutendstes Vorkommen die Scheelitlagerstätte Tux (Blatt 149) ist. Scheelitmineralisationen im Navistal sind seit den Prospektionsarbeiten der IRISH BASE METALS Ltd. im Jahre 1970 bekannt (HÖLL, 1971). Zwischen 1980 und 1982 wurden die Scheelitvorkommen Arzthal, Mölsjoch bzw. Klammalm/Navistal im Rahmen der bundesweiten Wolfram-Prospektion durch die VOEST-ALPINE näher untersucht.

Die lokal begrenzte Scheelitvererzung ist hier in Form primärer s-paralleler Imprägnationen an Eisendolomite und Schwarzschiefer gebunden, die gemeinsam mit Bändermarmoren im Innsbrucker Quarzphyllit eingeschaltet sind. Die größte der neugefundenen Scheelit-Vererzung liegt im Bereich der Klammalm, knapp jenseits des ÖK-Blattschnittes auf Blatt 149. Die Mineralisation ist hier in Form einer bis zu 20 cm mächtigen, stoffkonkordanten, rund 25 m im Einfallen verfolgbaren Reicherzlage ausgebildet (VOEST-ALPINE, 1984). Innerhalb eines 5 m mächtigen Gesteinspakets wird diese durch zusätzliche dünne Scheelitlagen, -nester und -imprägnationen begleitet. Der Erzgehalt in der Reicherzzone beträgt 1-1,5% WO_3 . An sulfidischen Begleitmineralisationen sind Pyrit, Kupferkies sowie Fahlerz zu beobachten.

Die Scheelit-Vererzungen gehören wie Tux und Kleinarl zum syngenetisch-sedimentären Wolfram-Vererzungstypus mit submarin-exhalativer Stoffzufuhr, wobei ihr Stoffinhalt durch variszische und alpidische Metamorphoseereignisse mehrmals umkristallisiert wurde.

2.3.2. Steinacher Decke

2.3.2.1. Anthrazitlagerstätten

Im Bereich der Steinacher Decke liegt der Quarzphyllitserie transgressiv Oberkarbon auf, das hier vor allem aus Sandsteinen, Phylliten, Quarziten, Anthrazitschiefern und Tonschiefer zusammengesetzt wird. Auf Basis der überaus reichen Pflanzenfunde wird das Karbon des Nößlachjochs in das Westfal D eingestuft (JONGMANS, W.J., 1938). Die Sandstein-Phyllitabfolge enthält auf Nordtiroler Seite zwei getrennte, streifenförmig angelegte Areale mit kohleführendem Karbon. Das westliche Areal befindet sich im Bereich der Truna-Mähder rund 2 km westlich vom Egger-Joch. Der größere Streifen beginnt im Kammbereich zwischen Egger-Joch und Nößlachjoch und erstreckt sich gegen Osten über die Nößlachjochalm bis fast an das Plateau von Nößlach. Die bergbaulichen Erschließungen konzentrieren sich auf diesen östlichsten Bereich.

Im Anthrazitbergbau wurden Flözmächtigkeiten bis zu 2,2 m und Streichend-Erstreckungen bis zu 200 m festgestellt (SCHMIDEGG, 1949). Aufgrund der starken tektonischen Störung unterliegt die Mächtigkeit der Kohlenflöze jedoch großen Schwankungen.

Beim Anthrazit von Nößlach handelt es sich um eine hochinkohlte Steinkohle im Range eines nieder inkohlten Anthrazits, mit ca. 90-93% C und 8-9% flüchtige Bestandteile. Die Anthrazite sind durch Vitrinit-Reflexionswerte $R_{max} = 2,2-5,7\%$ charakterisiert und besitzen einen hohen Heizwert von 7000-8000 Kcal/kg, in reinen Varietäten sogar bis zu 8300 Kcal/kg (SCHULZ & FUCHS, 1991). Der Aschengehalt ist schwankend und liegt in den reineren Lagen bei 3-7%.

Die bergbauliche Erschließung des Anthrazitvorkommens geht wahrscheinlich in das frühe 19. Jahrhundert zurück. Am Nößlachjoch und auf der Truna-Alpe ist die Gewinnung von erdig verwitterndem Anthrazit zu Färbezwecken ("Nößlacher Erde") zwischen 1840 und 1847 dokumentiert (PICHLER, 1859). Nach verschiedenen Schurftätigkeiten zwischen 1924 und 1933 wurde die Lagerstätte im östlichsten Teil ab 1939 bergmännisch so weit aufgeschlossen, dass ab 1945 mit einer kleinen Produktion begonnen werden konnte. In den ersten beiden Nachkriegsjahren betrug die tägliche Förderung 50-75 t. Da der hier auftretende Anthrazit wegen seiner starken tektonischen Beanspruchung meist zu Staub und Grus zerfällt, musste eine eigene Brikettieranlage errichtet werden. Die endgültige Einstellung des Abbaues erfolgte im Jahr 1953. Als Ursache für die Einstellung wurde der bergtechnisch schwierige Abbau infolge tektonischer Verformung der Flöze, schwankende Flözmächtigkeiten, die schlechte Verwertbarkeit des Anthrazits und die ungenügende Vorratssituation angegeben (SCHULZ & FUCHS, 1991).

2.3.2.2. Magnesitlagerstätten

In den Gesteinsabfolgen der Steinacher Decke im Bereich ENE des Nößlachjoches wurde von SCHWINNER (1925, 1937) erstmals ein Magnesitvorkommen vom Typus "Veitsch" beschrieben. Die Mineralisation besteht aus einer geringmächtigen unregelmäßig begrenzten Einschaltung von grobspätigem Fe-reichem Magnesit (7-14% Fe_2O_3) innerhalb paläozoischer Eisendolomite. Neben dem anstehenden Vorkommen lässt sich der Magnesit auch im Hangschuttmaterial über ein größeres Areal verfolgen. Aus rohstoffwirtschaftlicher Sicht ist das Vorkommen allerdings ohne wirtschaftliche Bedeutung.

2.3.2.3. Scheelitmineralisationen

Im Zuge der bereits erwähnten Wolfram-Prospektion der VOEST-ALPINE im Jahr 1980 wurden im Bachbett NNW Marchof/Obernbergtal zwischen 1380 m und 1700 m ü.d.M. mehrere scheelitführende Bachgerölle und Blöcke entdeckt (VOEST-ALPINE, 1984). Die Scheelitvererzung ist hier vorwiegend an karbonatische Gesteine gebunden und liegt innerhalb der oberostalpinen Steinacher Decke. Bezüglich Nebengestein bestehen große Ähnlichkeiten mit den vererzten Gesteinen der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitzone. In diesem Zusammenhang wurde auch die Möglichkeit unterostalpinen Schuppenreste diskutiert. Das Anstehende der Vererzung konnte nicht aufgefunden werden. Aufgrund der spärlichen Scheelitfunde ist eine abbauwürdige Vererzung nicht zu erwarten.

2.4. Zentralalpines Mesozoikum - Brenner-Mesozoikum

2.4.1. Eisenerzlagerstätten

In der konglomeratischen Basisserie des Brennermesozoikums treten sowohl nördlich als auch südlich des Stubaitales Magnetit-Hämatit-Pyrit-Vererzungen mit typisch sedimentären Gefügemerkmalen (Schrägschichtung, Korngradierung, Korngrößenwechsel) auf (Seibach, Kamplweg, Margaretenbach, Fulpmes). Die Quarzite und konglomeratischen Sandsteine führen stellenweise eine Sulfidparagenese mit Pyrit, Galenit, Chalkopyrit (MELCHER, 1990) und möglicherweise gediegen Gold (SRBIK, 1929). Diese Erzanreicherungen an der Triasbasis des Brennermesozoikums werden als skythische Seifenbildung im Zuge einer weitreichenden Transgression im Strandbereich der Paläotethys interpretiert (MELCHER, F., 1990; MELCHER, F. & KROIS, P., 1992). Der Magnetit gelangte durch Verwitterungsprozesse von Gesteinen des Stubaikristallins in einen Strandbereich. Als Folge einer spätdiagenetischen und metamorphen Mineralisation verdrängt Hämatit schließlich Magnetit. Hinsichtlich der Form der Mineralisationen dominieren schichtparallele Linsen und Lager. Als Rohstoffressourcen haben diese Lagerstätten mit nur geringer Ausdehnung keine bedeutende Rolle gespielt.

Als Besonderheit führen die Klastika im Margaretenbach auch Sulfidimprägnationen (Fe, Pb, Cu, Ag), die als epigenetische Sulfidvererzungen gedeutet werden (MELCHER, 1990). Dies wird mit Beobachtungen begründet, dass hier mineralisierte Zufuhrkanäle sowohl Altkristallin als auch einen metamorphen permischen Verwitterungshorizont durchschlagen.

2.4.2. Blei-Zink-Lagerstätten

Südlich des Stubaitales treten im hangenden Bereich des anisichen Basisdolomites über 4 km im Streichen verfolgbare wirtschaftlich unbedeutende Sulfidvererzungen mit Pyrit, Galenit und Sphalerit (2,5-3,9% Fe, 0,06-0,41% Cd) auf (MELCHER, 1990; MELCHER & KROIS, 1992). Im Zuge der Verwitterung der zahlreichen bis zu 10 cm mächtigen Erzlagen kommt es zur Bildung von Mo-reichen Limonitkrusten (bis zu 850 ppm Mo), Smithsonit, Cerussit, Hydrozinkit, Greenockit, Wulfenit und Mn-Hydroxiden. Neben Pyrit und Graphit findet sich im unteren Basisdolomit häufig auch sehr feinkörniger Molybdänit. Die relevanten Wertstoffgruppen dieser Vererzung (Pb, Zn, Mo, Ag) widerspiegeln sich auch sehr gut in der Elementverteilung der Bachsedimentgeochemie dieses Gebietes (THALMANN et al., 1986a, 1986b).

Nach den vorhandenen genetischen Modellvorstellungen handelt sich bei diesen Vererzungen um diagenetische Sulfidmineralisationen, die durch Fluidzirkulation während der Dolomitisation in lagunären Karbonatgesteinen mit Anteilen an alterierter organischer Substanz gebildet wurden (MELCHER & KROIS, 1992). Als Quelle der Metallzufuhr werden metamorphe Paraserien des Stubaikristallins angenommen. Basisdolomit und Erzlager sind tektonisch stark durchbewegt und eoalpin grünschieferfaziell überprägt (450°C; 3,5-4 kb).

Neben stratiformen Lagen finden sich im Bereich der Vererzungen auch diskordante Gänge sowie Imprägnationsstrukturen. Dieser Vererzungstypus ist auf Blatt 148 Brenner durch die Vorkommen Seibach-Kamplweg, Margaretenbach, Mühlbach und Griesbach vertreten.

Einem jüngeren Lagerstättentypus gehört die polymetallische Sulfidlagerstätte in Obernberg an, die an Karbonatgesteinen des Ladins/Unterkarns gebunden ist. Der Pb-Zn-Bergbau Obernberg stellt mit seinem ausgedehnten Grubengebäude bei weitem den größten Erzbergbau auf Blatt 148 Brenner dar.

Der zuletzt Anfang des 19. Jahrhunderts betriebene Bergbau hatte seine Blütezeit zwischen 1481 und 1514. Für diesen Zeitraum sind im Gebiet Obernberg insgesamt 56 in Bau befindliche Gruben- und Schurfrechte namentlich aufgeführt. Erfolgreiche Wiedergewältigungsversuche fanden Ende des 18. und zu Beginn des 19. Jahrhunderts statt.

Die hauptsächlich aus Zinkblende und Bleiglanz bestehenden Vererzungen treten meist in Form von saiger stehenden, NE- und NW-streichenden Gängen und unregelmäßig begrenzten Erzschläuchen auf (WERTHMANN, 1969). Untergeordnet sind aber auch lagerförmige Vererzungsbilder zu beobachten. Die Hauptvererzung befindet sich in den obersten Bereichen eines gebankten Dolomitmarmors aus der Faziesgruppe des Wettersteinkalkes. Diese geschichtete Lagunenfazies erreicht im Bereich der Lagerstätte eine Mächtigkeit von rund 190 Metern (SARNTHEIM, 1965). Die höchstgelegenen Teile der Vererzung liegen bereits im Bereich der Raibler Schichten, wobei sie hier Fahlerzbetont ist. Insgesamt ist die Lagerstätte auf einer Saigererstreckung von 80-100 m durch den alten Bergbau erschlossen.

Neben Zinkblende, Bleiglanz und Fahlerz (Tennantit) zählen untergeordnet Kupferkies, Pyrit, Bournonit, Jamesonit und Stibnit zum Mineralbestand der Lagerstätte. Die Zinkblendens von Obernberg sind reich an Quecksilber (ca. 0,1% Hg), die Bleiglanze extrem reich an Silber (bis 0,3% Ag) und Antimon (bis 0,5% Sb) (SCHROLL, 1954). In der Sb/Bi-Verteilung unterscheidet sich der Bleiglanz aus Obernberg deutlich von den Bleierzen aus der Trias vom Typ Bleiberg bzw. Lafatsch, die wesentlich geringere Bi- und Sb-Gehalte aufweisen (WEBER et al., 1987). Als Gangartminerale treten in der Lagerstätte Obernberg Quarz, Calcit, Baryt und Fluorit auf.

Trotz enormer Erkenntnisfortschritte über die ostalpinen Triasvererzungen fehlen neue genetische Erkenntnisse und Modellvorstellungen hinsichtlich Genese und Alter der Pb-Zn-Lagerstätte Obernberg. Genetische Interpretationen gestalten sich im spezifischen Fall ohne systematische Detailuntersuchungen äußerst schwierig, da die komplexen Einflussfaktoren der alpidischen Metamorphose im Bereich Obernberg noch nicht hinlänglich untersucht wurden.

WERTHMANN (1966, 1969) vermutet aufgrund der Schichtgebundenheit der Vererzung eine Anlage der Vererzung im Unterkarn/Ladin, für die er aber in seinen Untersuchungen keinen Beleg gefunden hat. Die vererzten Klüfte ordnet er einem alpidischen Formungsplan zu. Er schließt aber nicht aus, dass es im Bereich der Klüfte zu einer Mobilisation und Rekristallisation eines primären Erzbestandes während der alpidischen Metamorphose gekommen ist.

Aus den wenigen vorhandenen geochemischen und isotopengeochemischen Daten lassen sich zumindest orientierende Aussagen treffen. Die Erzführung der Lagerstätte Obernberg ist sehr gut mit den ebenso karbonatgebundenen, metamorph überprägten Blei-Zink-Lagerstätten in Lengenbach/Binntal (Schweiz) vergleichbar. Nach SCHROLL (1985) zählt die Pb-Zn-Lagerstätte Obernberg zu den schichtgebundenen Vererzungen, die hydrothermal entstanden und einer mesozonalen alpidischen Metamorphose ausgesetzt waren.

Die Messungen an Bleiglanz aus der Lagerstätte Obernberg lassen einen anomalen Anteil radiogenen Bleis vermuten (KÖPPEL & SCHROLL, 1983). Durch die Metamorphose wird unter anderem auch die Mineralisation radiogenen Bleis gefördert, was im Vergleich zum stratigraphischen Alter ein zu junges Bildungsalter für diese Lagerstätten liefert. Einflussfaktoren durch metamorphe Tiefenprozesse lassen auch die Sulfidisotopenwerte erkennen, die in der Pb-Zn-Lagerstätte Obernberg um 0 schwanken (SCHROLL, 1985). Diese $\delta^{34}\text{S}$ -Werte sind typisch für Tiefenprozesse, die zur Homogenisierung der Schwefelisotopen führen können.

Aus den bisher aus der Lagerstätte Obernberg vorhandenen Befunden kann zumindest angenommen werden, dass eine schichtgebundene Vererzung im oberen Teil des Wettersteindolomits mit noch unklarer ursprünglicher Struktur und Genese maßgeblich durch alpidische Metamorphoseereignisse überprägt wurde. Auf Basis der bisherigen Untersuchungen erreicht die Metamorphose im Bereich des Brenner-Mesozoikums immerhin Temperaturen von 450-530°C und Drücke von 3,5-4 kb. Dazu kommt eine große mechanische Beanspruchung der Trägergesteine bedingt durch die Überschiebung durch das Oberostalpin. Die in einem alpidisch geprägten, steil stehenden Kluftsystem auftretende Gangvererzung der Lagerstätte Obernberg dürfte also durch Remobilisation und Rekristallisation des Mineralbestandes einer älteren, syngenetisch gebildeten Lagerstätte entstanden sein.

3. Verzeichnis der erfassten historischen Bergbaue und Vorkommen mineralischer Rohstoffe auf Blatt 148

1. Erlach

Cu-Schurfbau S Oberellenbögen
Hauptmineralisation: Kupferkies, Siderit
Nebengestein: Quarzphyllit
Betriebsdauer: 16./17. Jh. (?)
Lit.: SCHMIDEGG (1951)

2. Arzthal - Oberellbögen

Fe-Bergbau E Oberellenbögen
Hauptmineralisation: Siderit, Kupferkies, Pyrit
Nebengestein: Marmor, Quarzphyllit
Betriebsdauer: 16. Jh. bis 1642
Lit.: ISSER (1888), SCHMIDEGG (1951), WOLFSKRON (1898)

3. Arzthal - Hinterlarcher

Fe-Schurfbau S Gehöft "Hinterlarcher"
Hauptmineralisation: Kupferkies, Siderit
Nebengestein: Marmor, Quarzphyllit
Betriebsdauer: 16./17. Jh., Schurfarbeiten 1930/31
Lit.: ISSER (1888), SCHMIDEGG (1951), VOHRZYKA (1968)

4. Viggard Alpe - Mühlthal

Cu-Schurfbau SE Viggarspitze
Hauptmineralisation: Kupferkies, Siderit
Nebengestein: Quarzphyllit
Betriebsdauer: 16./17. Jh. (?)
Lit.: ISSER (1888), SRBIK (1929)

5. Arzthal-Seeblesböden

Fe-Schurfbau NE Seeblespitze
Hauptmineralisation: Siderit, Pyrit
Nebengestein: Marmor, Quarzphyllit
Betriebsdauer: 16./17. Jh. (?)
Lit.: ISSER (1888), SRBIK (1929), SCHMIDEGG (1951)

6. Rosenjoch

Fe-Schurfbau S Rosenjoch
Hauptmineralisation: Siderit, Pyrit
Nebengestein: Marmor, Quarzphyllit
Betriebsdauer: 16./17. Jh. (?)
Lit.: ISSER (1888), SRBIK (1929), SCHMIDEGG (1951)

7. Volderer Eisenkar

Fe-Bergbau S Steinkaseralm
Hauptmineralisation: Siderit, Pyrit
Nebengestein: Marmor, Quarzphyllit
Betriebsdauer: 16./17. Jh. (?)
Lit.: ISSER (1888), SRBIK (1929), SCHMIDEGG (1951), VOHRZYKA (1968)

8. Mölser Eisenkar

Fe-Bergbau im Bereich des Mölser Eisenkars
Hauptmineralisation: Siderit, Pyrit, Arsenkies
Nebengestein: Marmor, Quarzphyllit
Betriebsdauer: 13. Jh. - Anfang 16. Jh., 1578-1655, 1836, 1870
Lit.: ISSER (1888), PICHLER (1859), SRBIK (1929), SCHMIDEGG (1951), VOHRZYKA (1968)

9. Mühlbach

Pb-Schurfbau SE Telfs

Hauptmineralisation: Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit

Nebengestein: Dolomit (Anis)

Betriebsdauer: 16./17. Jh.

Lit.: ISSER (1888), MELCHER (1990), SRBIK (1929), STOTTER (1859)

10. Fulpmes

Fe-Schurfbau SW Fulpmes

Hauptmineralisation: Magnetit, Hämatit

Nebengestein: Quarzit, Quarzkonglomerat (Verrucano)

Betriebsdauer: 16. Jh.

Lit.: LEUTELT (1987)

11. Griesbach

Pb-Schurfbau am Griesbach SE Fulpmes

Hauptmineralisation: Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende

Nebengestein: Dolomit (Anis)

Betriebsdauer: 16./17. Jh.

Lit.: MELCHER (1990)

12. Margaretenbach

Pb-Schurfbau am Margaretenbach SE Medraz

Hauptmineralisation: Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende

Nebengestein: Dolomit (Anis)

Betriebsdauer: 16./17. Jh.

Lit.: MELCHER (1990), SRBIK (1929), VOHRZYKA (1968)

13. Kamplweg

Fe-Schurfbau E Kampl

Hauptmineralisation: Pyrit, Magnetit

Nebengestein: Quarzit, Quarzkonglomerat (Verrucano)

Betriebsdauer: 1702-1705

Lit.: MELCHER (1990), VOHRZYKA (1968)

14. Seibach-Kamplwald 1

Fe-Schurfbau SE Kampl

Hauptmineralisation: Magnetit, Pyrit, Hämatit

Nebengestein: Quarzit, Quarzkonglomerat (Verrucano)

Betriebsdauer: 18. Jh.

Lit.: MELCHER (1990), STOTTER (1859), VOHRZYKA (1968)

15. Seibach - Kamplwald 2

Pb-Schurfbau SE Kampl

Hauptmineralisation: Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit

Nebengestein: Dolomit (Anis)

Betriebsdauer: Anfang 18. Jh

Lit.: MELCHER (1990), STOTTER (1859), VOHRZYKA (1968)

16. Herzebenalm

Pb-Schurfbau NNE Herzebenalm

Hauptmineralisation: Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit

Nebengestein: Biotitgneis, Glimmerschiefer (Stubaikristallin)

Betriebsdauer: 17./18. Jh.

Lit.: ISSER (1888), LEUTELT (1987), SRBIK (1929)

17. Am Blaser

Cu-Schurfbau SW Blaser

Hauptmineralisation: Kupferkies

Nebengestein: Dolomit (Nor)

Betriebsdauer: 17./18. Jh. (?)

18. Hochwart/Kalte Herberge

Cu-Schurfbau SW Kalte Herberge
Hauptmineralisation: Kupferkies, Pyrit
Nebengestein: Verrucano
Betriebsdauer: 18. Jh.
Lit.: ISSER (1888), KLEBELSBERG (1935)

19. St. Magdalena

Cu-Schurfbau S St. Magdalena
Hauptmineralisation: Kupferkies
Nebengestein: Kalk, Dolomit (Ladin)
Betriebsdauer: 18. Jh. (?)
Lit.: KLEBELSBERG (1935), SRBIK (1929), STOTTER (1859)

20. Nößlachjoch - Egger Berg/Trunajoch

Anthrazit-Schurfbau NE Egger-Joch
Hauptmineralisation: Anthrazit
Nebengestein: Sandstein, Quarzit, Phyllit (Karbon)
Betriebsdauer: 1842, 1934-1937
Lit.: SCHMIDEGG (1949), SCHULZ & FUCHS (1991), SRBIK (1929)

21. Nößlachjoch - Nößlach

Anthrazit-Bergbau S Nößlach
Hauptmineralisation: Anthrazit
Nebengestein: Sandstein, Quarzit, Phyllit (Karbon)
Betriebsdauer: 1840-1847, 1924, 1933-1941, 1945-1951
Lit.: FRITZ (1971), PICHLER (1859), SCHMIDEGG (1949), SCHULZ & FUCHS (1991)

22. Muttenjoch

Pb-Schurfbau S Muttenjoch
Hauptmineralisation: Bleiglanz, Zinkblende
Nebengestein: Dolomitmarmor (Ladin/Unterkarn)
Betriebsdauer: 16./17. Jh. (?)
Lit.: ISSER (1888), PICHLER (1859)

23. Obernberg

Zn-Pb-Cu-Bergbau SE Schildköpfe
Hauptmineralisation: Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz
Nebengestein: Dolomitmarmor (Ladin/Unterkarn), Raibler Schichten (Karn)
Betriebsdauer: 14. Jh. - Anfang 17. Jh., Ende 18. Jh., Beginn 19. Jh., 1923
Lit.: ISSER (1888), PICHLER (1859), SRBIK (1929), VOHRZYKA (1968), WERTHMANN (1966, 1969)

24. Griesberg

As-Au-Schurfbau ENE Griesbergeralm
Hauptmineralisation: Arsenkies, Pyrit
Nebengestein: Zentralgneis (?)
Betriebsdauer: (?)
Lit.: KLEBELSBERG (1935)

25. Arzthal - Kreuzjöchl NW

W-Vorkommen NW Kreuzjöchl/Arzthal
Hauptmineralisation: Kupferkies, Siderit
Nebengestein: Eisendolomite, Schwarzschiefer
Lit.: VOEST-ALPINE (1984)

26. Mölsjoch - S

W-Vorkommen S Mölsjoch
Hauptmineralisation: Kupferkies, Siderit
Nebengestein: Eisendolomite, Schwarzschiefer
Lit.: VOEST-ALPINE (1984)

27. Nößlachjoch E

Magnesitvorkommen E Nößlachjoch
Hauptmineralisation: Magnesit
Nebengestein: Eisendolomite
Lit.: SCHWINNER (1925, 1937)

28. Trins N

Zn-Pb-Schurfbau N Trins
Hauptmineralisation: Zinkblende, Bleiglanz
Nebengestein: Dolomit (Nor)
Betriebsdauer: ?
Lit.: SCHMIDEGG (1956)

Literatur

- FRITZ, E.J.: Die Kohlenvorkommen Tirols. - Veröff. Mus. Ferd., 51, S. 23-48, Innsbruck 1971.
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. - Wagner, 548 S., Innsbruck 1913.
- GEOGNOSTISCHER VEREIN F. TIROL U. VORARLBERG: Geognostische Karte Tirols. 1:115.200. - Geognost.-montanist. Ver. Tirol u. Vbg, 10 Bl., Innsbruck 1849 (Ausgabedatum 1852).
- HADITSCH, J.G.: Bemerkungen zur metallogenetischen Karte Tirols. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 20 (Festschrift MOSTLER), S. 447-465, Innsbruck 1995.
- HÖLL, R.: Scheelitvorkommen in Österreich. - Erzmetall, 24, S. 273-282, Stuttgart 1971.
- ISSER, M. v.: Die Montanwerke und Schurfbau Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. - Berg- u. Hüttenm. Jb., 36, S. 226-324, 2 Tab., Wien 1888.
- JONGMANS, W.J.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. - Berg- u. hüttenmänn. Mh., 86, S. 97-104, 1 Tab., Wien 1938.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. - Bornträger, 872 S., 1 Geol. Karte 1:50.000, 11 Blg., Berlin 1935.
- KLEBELSBERG, R. v.: Nutzbare Bodenvorkommisse in Nordtirol. - Veröff. Mus. Ferd., 19, S. 1-56, Innsbruck 1939.
- KÖPPEL, V. & SCHROLL, E.: Bleisotope und Remobilisation von Erzlagerstätten. - Schriftenreihe d. erdwiss. Komm., ÖAW, 6, S. 39-51, Wien 1983.
- LEUTELT, H.: Erz und Eisen. Zur Geschichte des Bergbaus. - In: Fulpmes, o. V., S. 217-226, Fulpmes 1987.
- MELCHER, F.: Erzmineralparagenesen und Geochemie an der Basis des Serleskammes, Brennermesozoikum/Tirol. - Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Innsbruck, 218 S., Innsbruck 1990.
- MELCHER, F. & KROIS, P.: Syngenetic and diagenetic formation of ore deposits in the metamorphosed sediments of the basal Brenner Mesozoic (Stubai Valley, Austria). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 4, S. 207-220, 2 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1992.
- PICHLER, A. v.: Beiträge zur Geognosie Tirols, II. Aus dem Inn- und Wipptale. - Z. Mus. Ferd., 3. F., H. 8, S. 137-232, Innsbruck 1859.
- SARNTHEIM, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1965, S. 119-162, 1 Taf., Wien 1965.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B. & KURKA, M.: Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet, Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/95. - Unveröff. Ber., 113 S., 35 Abb., 23 Tab., 26 Beil., 2 Anh., Wien 1996.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAI, H., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., RABEDER, J. & KURKA, M.: Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/96). - Unveröff. Ber. (Bibl. d. Geol. B.-A. Wiss. Arch.), 171 S., 105 Abb., 19 Tab., 37 Beil., 1 Anhang in 3 Bden, Wien 1997.
- SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). - Veröff. Mus. Ferd., 26/29, S. 1-19, 2 Abb., Innsbruck 1949.
- SCHMIDEGG, O.: Bericht über geologische Untersuchungen im Bereich der Eisenerzlagerstätten Mölstal-Arztal. - Unveröff. Ber. (Lagerst. Arch. Geol. B.-A.), 13 S., 8 Beil., Innsbruck 1951.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, S. 271-295, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1956.

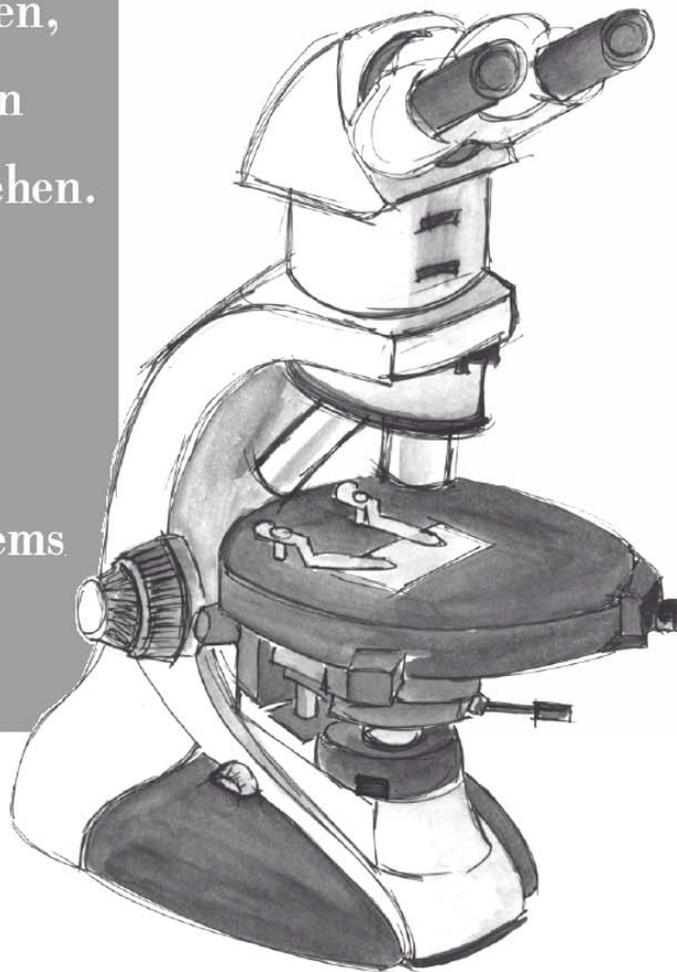
- SCHROLL, E.: Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Teil 1. - *TMPM*, 5, S. 96-98, Wien 1954.
- SCHROLL, E.: Geochemische Parameter der Blei-Zink-Vererzungen in Karbonatgesteinen und anderen Sedimenten. - *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 6, S. 167-178, 8 Abb., 2 Tab., Wien 1985.
- SCHULZ, O.: Synsedimentäre Fe-Anreicherung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone am Beispiel der Sideritlagerstätte Eisenkar, Mölstal (Tuxer Voralpen). - *Veröff. Mus. Ferd.*, 57, S. 103-117, Innsbruck 1977.
- SCHULZ, O. & FUCHS, H.W.: Kohle in Tirol: Eine historische, kohlenpetrologische und lagerstättenkundliche Betrachtung. - *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 13, S. 123-213, 60 Abb., 29 Tab., Wien 1991.
- SCHWINNER, R.: Das Paläozoicum am Brenner. Vergleiche und Wertungen. - *Zbl. Min.*, 1925, Abt. B., S. 241-249, 273-280, 1 Abb., Stuttgart 1925.
- SCHWINNER, R.: Die Lagerstätten kristallinen Magnesits und ihre Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. - In: BIERBRAUER, E. (Hrsg.): *Leobener Bergmannstag 1937*. - Verlag Springer, S. 206-214, Wien 1937.
- SRBIK, R. v.: Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. - *Ber. naturwiss.-med. Ver. Innsbruck*, 41, S. 1-279, 20 Abb., Innsbruck 1929.
- STOTTER, M.: Aus dem Nachlasse - I. Die Ötztaler Masse, II. Die Silvretta Masse. *Veröff. v. A. Pichler*. - In: *Beiträge zur Geognosie Tirols*. - *Z. Mus. Ferd.*, 3. F., H. 8, S. 1-136, Innsbruck 1859.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G.: *Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000 (Atlasteil)*. - *Geol. B.-A.*, Wien, 36 Bl., Wien 1989a.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G.: *Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000 (Textteil)*. - *Geol. B.-A.*, Wien, 141 S., 47 Abb., 5 Tab., 6 Taf., Wien 1989b.
- VAVTAR, F.: Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin. - *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 9, S. 103-153, Wien 1988.
- VOEST-ALPINE: Wolframprospektion 1984 in Teilen Nordtirols, Kärntens, Niederösterreichs und der Steiermark sowie petrographische Untersuchungen an neu aufgefundenen Wolframvererzungen im Arbeitsgebiet. - *Unveröff. Ber. (Lagerst. Arch. Geol. B.-A.)*, 76 S., 60 Abb., 23 Beil., Eisenerz 1984.
- VOHRYZKA, K.: Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. - *Jb. Geol. B.-A.*, 111, S. 3-88, 36 Abb., 1 Taf., Wien 1968.
- WEBER, L. (Hrsg.): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500 000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe*. - *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 19, 607 S., 393 Abb., 37 Tab., 2 Ktn., 2 Listen (Mineralien, Rohstoffvork.), Wien 1997.
- WERTHMANN, E.: Die Blei-Zink-Lagerstätten Hochgleirsch (Nördliche Kalkalpen) und Obernberg (Brennermesozoikum), ein Vergleich. - *Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck*, 82 S., Innsbruck 1966.
- WERTHMANN, E.: Gefügekundliche und genetische Untersuchungen an der Blei-Zink-Erzlagerstätte "Obernberg" am Brenner. - *Radex-Rdsch.*, 1969, H. 4, S. 681-689, Radenthein 1969.
- WOLFSKRON, M. v.: *Die Tiroler Erzbergbaue 1301-1665*. - Wagner'sche Verlagsbuchhandlung, 473 S., Innsbruck 1903.

Anschrift des Verfassers

Dr. Albert SCHEDL: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskyg. 23, A.1030 Wien.
Email: schalb@cc.geolba.ac.at.

Mehr wissen,
mehr sehen
und verstehen.

Leica
Microsystems



... Ihr Partner für Polarisations-
und Stereomikroskopie!

Leica Mikrosysteme
Handelsgesellschaft m.b.H.
Hernalser Hauptstrasse 219
A-1170 Wien

Tel. +43 (1) 486 8050 0
Fax +43 (1) 486 8050 30
www.light-microscopy.com

Leica
MICROSYSTEMS

Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins

R. SCHUSTER

Zusammenfassung

Basierend auf der Zusammenfassung von petrologischen, strukturgeologischen und geochronologischen Daten wird die Internstruktur des Ostalpinen Kristallins beschrieben. Es zeigt sich, dass über den durch das jungalpidische Geschehen stark beeinflussten Einheiten des Unterostalpins ein tiefer Deckenstapel aus eoalpidisch grünschieferfaziell überprägten kristallinen Komplexen in transgressivem Verband mit permomesozoischen Metasedimenten lagert. Die darüber folgenden Kristallinkomplexe zeigen eine druckbetont-amphibolitfazielle bis eklogitfazielle eoalpidische Metamorphoseprägung mit einer durchgreifenden strukturellen Umgestaltung. Sie stellen einen gegen Norden zu extrudierten Keil dar, dessen südlicher Teil in einer Spätphase S-vergent rückgefaltet wurde. Überlagert wird der Extrusionskeil durch Deckensysteme, die aus kristallinen Einheiten, paläozoischen Metasedimentserien und transgressiven permomesozoischen Sedimentserien, die eine, gegen das Hangende zu, bis zu diagenetischen Bedingungen abnehmende eoalpidische Metamorphoseprägung aufweisen. Das Gebiet südlich des Extrusionskeiles wird aus tektonischen Blöcken mit ähnlicher Charakteristik aufgebaut.

Aus der Analyse der Daten ergibt sich, dass innerhalb des Ostalpinen Kristallins die Grenze zwischen einer eoalpidischen tektonischen Unter- und Oberplatte verläuft. Die eoalpidische Unterplatte wird aus dem Unterostalpin, dem tiefen Deckenstapel und dem Extrusionskeil gebildet. Die Oberplatte besteht aus frontalen Deckensystemen und tektonischen Blöcke südlich davon. Da das eoalpidische Kollisionsgeschehen mit der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Zusammenhang steht, stellt diese Plattengrenze wahrscheinlich die Spur der Suturzone dieses triassisch-jurassischen Ozeans dar.

1. Einleitung

Die Alpen entstanden aufgrund der seit der Kreide mehr oder weniger kontinuierlichen Konvergenz der afrikanischen und europäischen Kontinentalplatte. Ihre Geologie ist sehr komplex, da sich zwischen diesen beiden Kontinenten mehrere ozeanische Räume und Mikrokontinente befanden, die zu unterschiedlichen Zeiten in das Kollisionsgeschehen einbezogen wurden (TRÜMPY, 1960; FRISCH, 1979; HAAS et al., 1995). Daraus ergeben sich entlang des Streichens markante Unterschiede im Gebirgsbau, die z.B. in einer sehr unterschiedlichen Architektur oder im unterschiedlichen Alter der prägenden Metamorphose ihren Ausdruck finden (DESMONS et al., 1999; THÖNI, 1999).

Bezogen auf das alpidische Geschehen werden die Alpen von Norden nach Süden bzw. vom Liegenden ins Hangende aus folgenden plattentektonischen Einheiten aufgebaut (Abb. 1): Der Europäischen Kontinentalplatte, den Resten der Penninischen Ozeane und der Apulischen Kontinentalplatte. Die Penninischen Ozeane öffneten sich im Jura zwischen den beiden oben genannten Kontinentalplatten und wurden von der Oberkreide bis in das Tertiär geschlossen (FRISCH, 1979; WAGREICH, 2001). Während der darauffolgenden alpidischen Kontinentkollision bildete die Europäische Platte die tektonische Unterplatte, und die Apulische Platte die Oberplatte. Die Penninischen Suturzonen sind leicht entlang des gesamten Alpenorogens zu verfolgen.

Ganz im Osten der Alpen finden sich aber auch Reste eines weiteren ozeanischen Bereiches, nämlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans. Derzeit bestehen noch große Wissenslücken bezüglich der Ausdehnung dieses Ozeans und seiner Anbindung an weitere ozeanische Räume, die sich im Mesozoikum im Südosten der Apulischen Platte befunden haben (Vardar-Ozean, Neotethys-Ozean) (z.B. HAAS et al., 1995; CHANNELL & KOZUR, 1997; STAMPFLI & MOSAR, 1999). Nach derzeitigem Wissensstand wurde der Meliata-Hallstatt-Ozean in der Trias geöffnet. Seine Schließung setzte, wie aus den Karpaten bekannt ist, im oberen Jura ein (KOZUR, 1992; DALLMEYER et al., 1996; FARYAD & HENJES-KUNST, 1997) und ab der Kreide kam es im Alpen-Karpaten-Raum zu Kontinentkollisionen, die damit in Zusammenhang stehen (THÖNI & JAGOUTZ, 1993; FRANK, 1987; CHANNELL et al., 1992). Die Lage der Meliata-Hallstatt-Suturzone ist aber, ebenso wie die plattentektonische Konfiguration während dieses Kollisionsgeschehens, nur sehr schlecht bekannt.

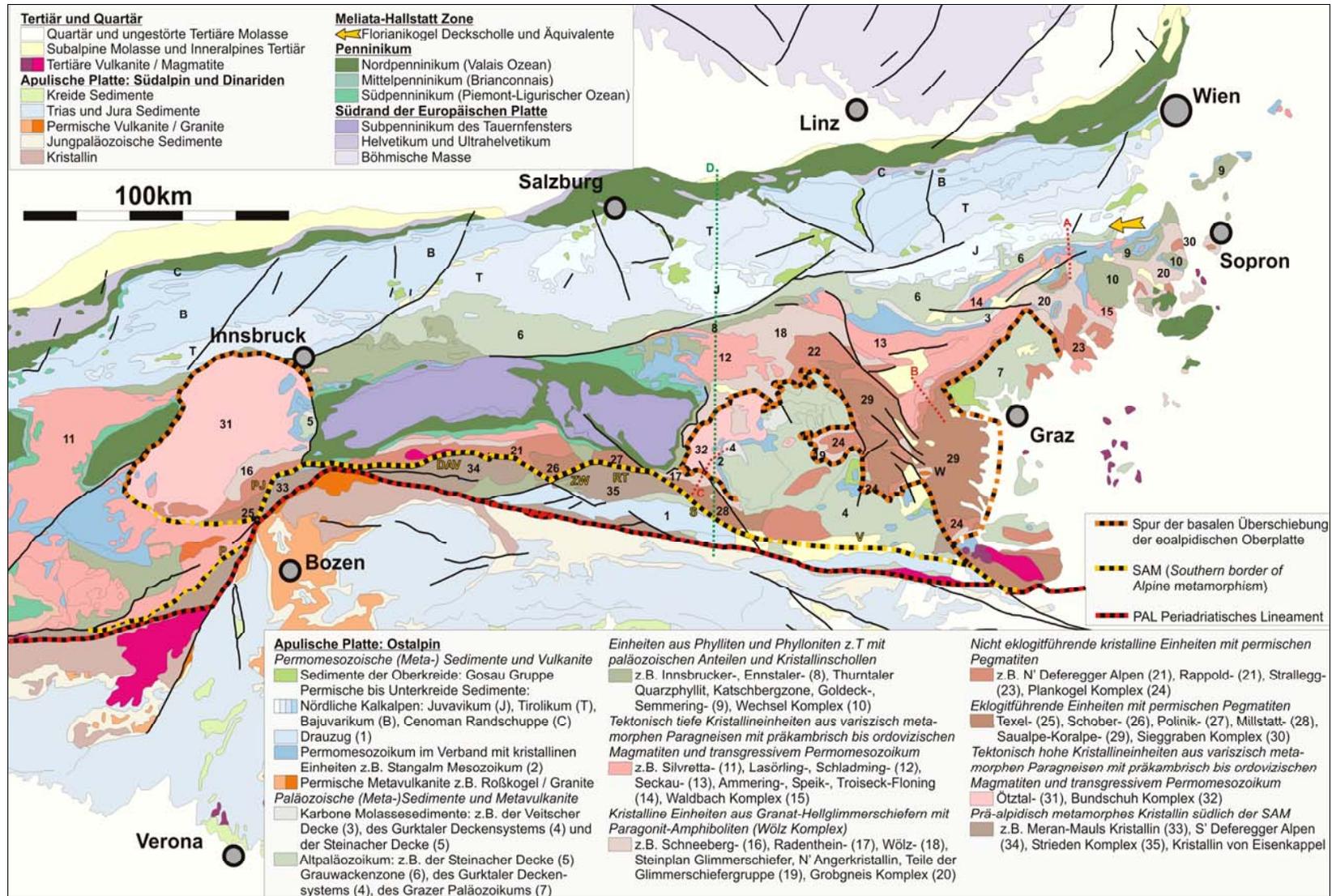


Abb. 1: Geologisch-tektonische Übersichtskarte der Ostalpen. Eingetragen sind die in den Abbildungen 3 (A), 4 (B), 5 (C) und 7 (D) abgebildeten Profilschnitte. Weiters finden sich die in HOINKES et al. (1999) definierten Abschnitte der SAM. Von Westen nach Osten handelt es sich dabei um die Pejo- (P), Passeier-Jaufen- (PJ), Defereggan-Antholz-Vals- (DAV), Zwischenbergen-Wöllatratzen- (ZW), Ragga-Teuchl- (RT), Siflitz- (S) und Viktring- (V) Störung.

Das Fehlen einer ozeanischen Meliata-Hallstatt-Suturzone im Bereich der Ostalpen ist wohl einer der wesentlichen Gründe, dass bis Anfang der 90er Jahre von vielen Autoren die gesamte alpidische Deformation und Metamorphoseprägung der Ostalpen mit der Schließung der penninischen Ozeane in Verbindung gebracht wurde (RATSCHBACHER et al., 1989). Erst mit der Datierung der Eklogite aus der Koralpe durch THÖNI & JAGOUTZ (1992) wurde bewusst, dass sich große Teile des Ostalpins, welches den nördlichen Rand der Apulischen Platte darstellt, während des kretazischen Kollisionsgeschehens in einer Unterplattenposition befunden haben müssen. Dieses als eoalpidisch bezeichnete Ereignis steht, wie oben dargelegt, mit der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Verbindung. Obwohl diese Erkenntnis weitgehende Anerkennung fand (z.B. FROITZHEIM et al., 1996; FAUPL & WAGREICH, 2000; NEUBAUER et al., 2002) blieben die Fragen, ob bzw. wo in den Ostalpen die Meliata-Hallstatt-Sutur verläuft und welche tektonischen Elemente sich dazu in einer Unter- bzw. Oberplattenposition befanden, ungeklärt.

Bisherige Versuche die Meliata-Hallstatt-Suturzone in den Ostalpen aufzufinden setzten nahe- liegenderweise bei den erhaltenen Resten des Meliata-Hallstatt-Ozeans und deren tektonischer Position innerhalb des ostalpinen Deckenstapels an. Sie befinden sich an mehreren Stellen, in einer Schürflingszone eingeklemmt, zwischen der paläozoischen Grauwackenzone bzw. deren trans- gressiver permischer Sedimentauflage, die dem Tirolikum zuzurechnen ist, und der juvavischen Schneebergdecke der Nördlichen Kalkalpen (siehe Abb. 1, Abb. 3 und Erläuterung in Punkt 2). Aufgrund dieser Position postulierte SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) und NEUBAUER et al. (2002), dass das Juvavikum Teil der Oberplatte sei und die Suturzone innerhalb der Nördlichen Kalkalpen verläuft. Diese Hypothese steht in krassem Widerspruch zu der gut untersuchten und begründeten Fazieszonierung der Kalkalpen. Letztere spricht dafür, dass die Nördlichen Kalkalpen während der Permotrias einen zusammenhängenden Sedimentationsraum bildeten, der im Südosten durch den Meliata-Hallstatt-Ozean begrenzt wurde (TOLLMANN, 1977; HAAS et al., 1995; MANDL, 2000).

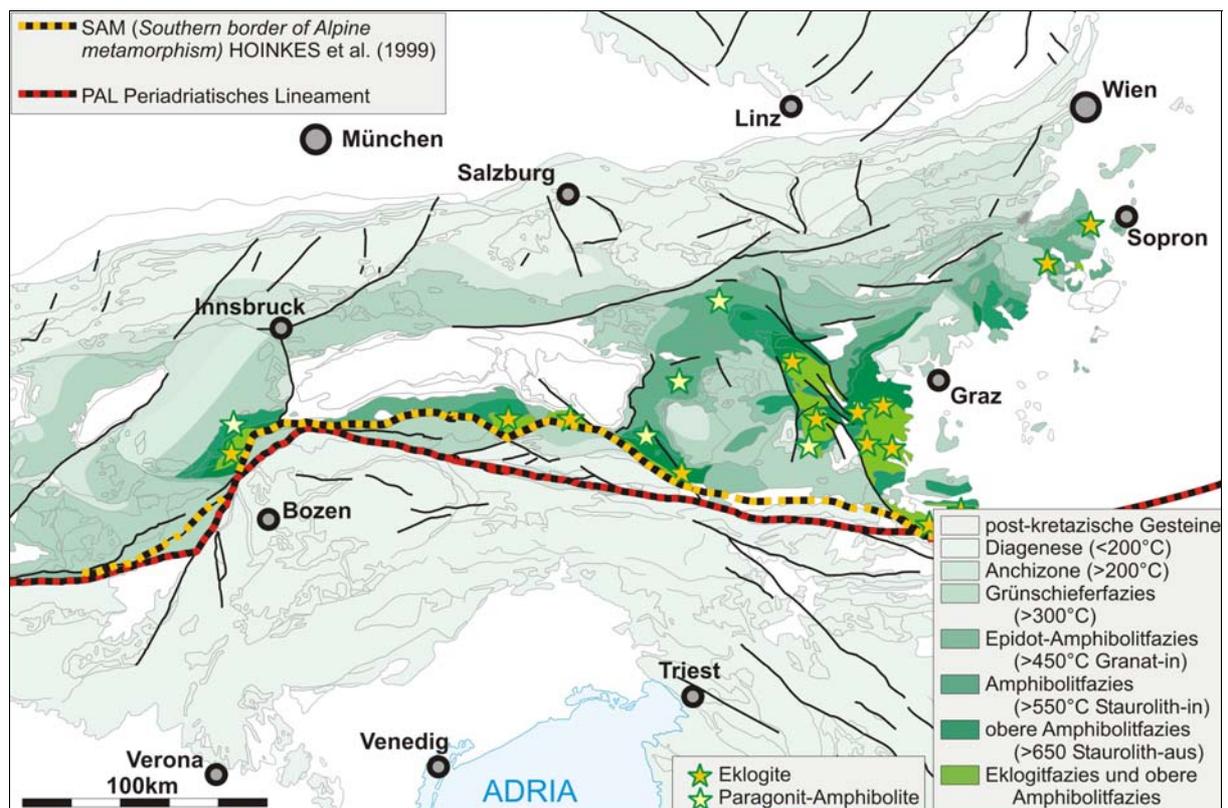


Abb. 2: Eoalpidische Metamorphosekarte der Ostalpen. In der Karte ist zu erkennen, dass der eoalpidische Metamorphosegrad von Norden gegen Süden mehr oder weniger kontinuierlich bis zu eklogit- bzw. hoch amphibolitfaziellen Bedingungen ansteigt, bis er an einer Linie dramatisch abfällt. Diese Linie wurde von HOINKES et al. (1999) als "Southern border of Alpine Metamorphism" (SAM) definiert. Alle Einheiten, die eoalpidische Hochdruckgesteine (Eklogite, Paragonit-Amphibolite) enthalten, liegen nördlich der SAM, während prä-alpidische HT/LP-Paragenesen im Ostalpin zwischen der SAM und dem Periadriatischen Lineament (PAL) gut erhalten sind.

Da sich geodynamische Prozesse wie die Schließung ozeanischer Räume auch in charakteristischen Metamorphosezonierungen widerspiegeln, ist es angebracht das Ostalpine Kristallin, welches während des eoalpidischen Ereignisses ganz wesentlich geformt wurde, unter diesem Aspekt einer verborgenen Suturzone zu betrachten.

In dieser Arbeit wird, basierend auf einer Zusammenfassung von petrologischen und geochronologischen Daten, die interne Struktur des Ostalpinen Kristallins diskutiert. Ausgehend von dessen Aufbau wird versucht die Fragen nach der Lage der Meliata-Hallstatt-Suturzone und die Stellung der Ostalpinen Einheiten im Bezug zu dieser, einer Klärung näher zu bringen. Daraus resultiert ein Vorschlag für eine neue, im Bezug auf diese Interpretation genetische Gliederung des Ostalpins im Allgemeinen und des Ostalpinen Kristallins im Speziellen. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass diese Arbeit keine ultimative tektonische Unterteilung und Nomenklatur des Ostalpins beinhaltet, sondern eine Diskussionsgrundlage darstellen soll.

2. Abriss über die Geologie der Ostalpen

Historisch bedingt existieren in der die Ostalpen betreffenden Literatur eine Unzahl von tektonischen und stratigraphischen Begriffen. Für das Verständnis dieser Arbeit ist es unumgänglich eine ganze Reihe von diesen zu verwenden, es wurde aber darauf geachtet, mit einem Minimum auszukommen. Im Text werden Kristallingebiete, welche die eoalpidische Metamorphoseprägung im Verband erleben, als Komplexe bezeichnet. Diese Komplexe sind gegenüber den benachbarten durch eoalpidische Bewegungszonen tektonisch getrennt. Zum Teil tragen sie eine permomesozoische Sedimentbedeckung. Gemeinsam mit dieser bilden sie Decken oder Blöcke. Unter Deckensystem werden eoalpidisch gegeneinander bewegte Decken bezeichnet, die sich bereits voralpidisch in einem geographischen Naheverhältnis befunden haben.

Die verwendeten Einheiten sind in einer tektonischen Karte der Ostalpen (Abb. 1) dargestellt, welche im Folgenden kurz erläutert wird. Der Südrand der europäischen Platte wird in den Ostalpen durch das Helvetikum und die Zentralgneisdecken in den Hohen Tauern repräsentiert. Letztere nehmen eine den Internmassiven der Westalpen vergleichbare, subpenninische Position ein (MILNES, 1974; SCHMID et al., in Druck). Das Penninikum umfasst die Reste des Südpenninischen Ozeans (Piemont-Ligurischer Ozean), das aus kontinentaler Kruste bestehende Mittelpenninikum (Briançonnais) sowie den Nordpenninischen Ozean (Valais-Ozean). Der in den Bau der Ostalpen einbezogene Nordrand der Apulischen Platte untergliedert sich in das Ostalpin und das südlich angrenzende Südalpin, welche durch das Periadriatische Lineament getrennt sind. Das Ostalpin besteht aus mesozoischen (Meta-)Sedimentfolgen, paläozoischen Metavulkanit-Metasedimentabfolgen und lithologisch verschiedenartigen, zumeist polymetamorphen kristallinen Einheiten. Letztere werden zum Teil weiter unten genauer beschrieben.

Wesentliche paläozoische Einheiten sind die Grauwackenzone mit den drei Teildecken Veitscher, Silbersberg- (inkludiert Vöstenhof-Kaintaleckdecke [DALLMEYER et al., 1998]) und Norische Decke, die Steinacher Decke, das Gurktaler Deckensystem und das Deckensystem des Grazer Paläozoikums. Die Hauptmasse der mesozoischen Sedimente mit den am besten erhaltenen Schichtfolgen finden sich in den Nördlichen Kalkalpen und dem Drauzug. Erstere werden in drei tektonische Stockwerke untergliedert, die gleichzeitig eine unterschiedliche Faziesabfolge der Sedimente aufweisen. Vom Liegenden gegen das Hangende bzw. vom Kontinent gegen den Meliata-Hallstatt-Ozean sind dies die Cenoman-Randschuppe, das Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum (MANDL, 2000). Kleinere und teilweise bis zur Grünschieferfazies metamorphisierte Reste von mesozischen Sedimenten, wie z.B. das Stangalmmesozoikum (siehe auch Abb. 5), finden sich im Verband mit bestimmten Kristallineinheiten.

Die Reste des Meliata-Hallstatt-Ozeans (Meliatikum) sind zu klein, um in der Karte dargestellt werden zu können. Sie sind stark tektonisiert und bestehen in den Ostalpen aus Serpentiniten, triassischen Radiolariten und Karbonaten (MANDL & ONDREJICKOVÁ, 1991) sowie aus jurassischen Sandsteinen und Schiefen, die eine lediglich anchizonale bis unterst grünschieferfazielle Metamorphose erlebt haben (SCHMIDT, 1999). Die kretazisch-paläogene Gosaugruppe stellt einen Teil der synrogenen Sedimente sowohl bezüglich des eoalpidischen als auch hinsichtlich des jungalpidischen Ereignisses dar. Man unterscheidet die Gosauvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen sowie die zentralalpinen Gosauvorkommen südlich davon (FAUPL & WAGREICH, 2000).

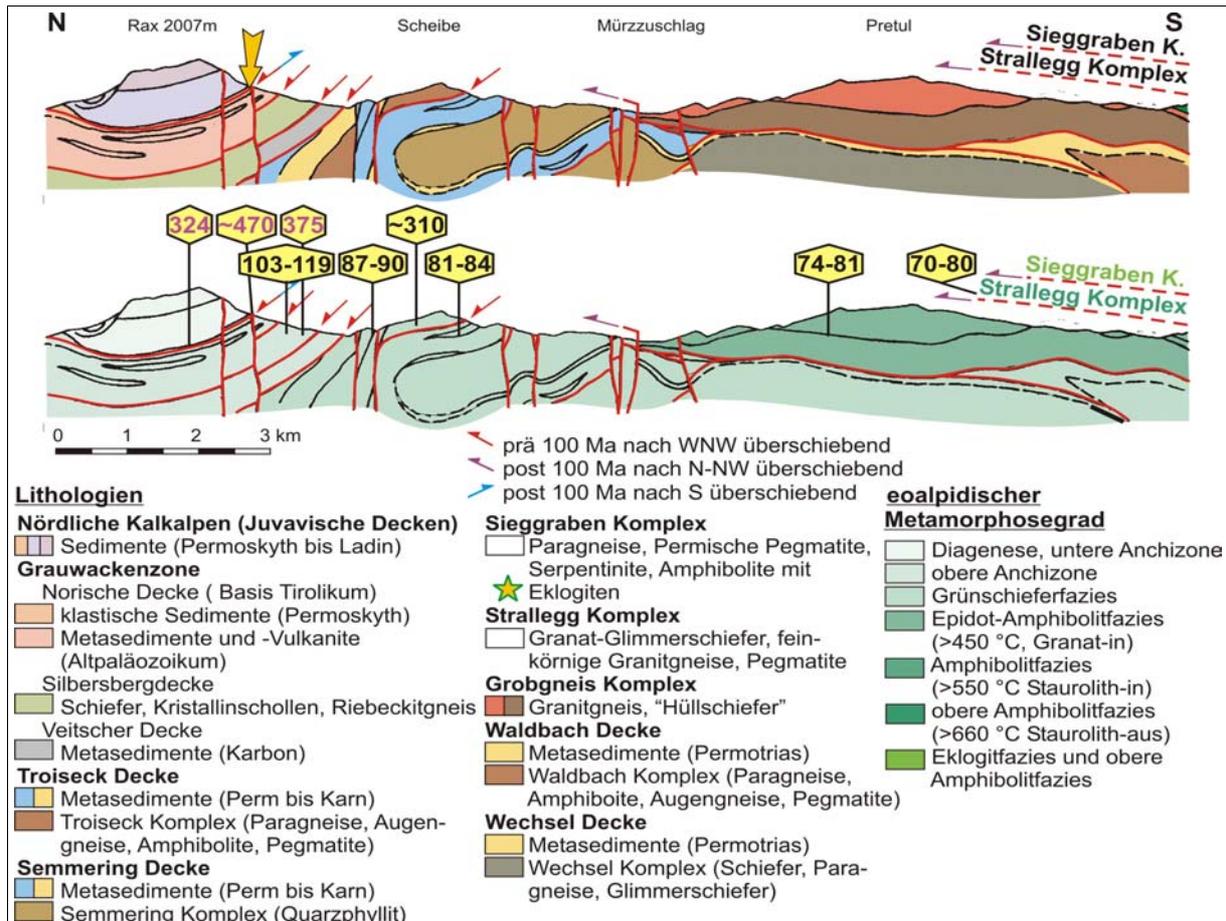


Abb. 3: Profil von den Fischbacher Alpen über das Semmering-Gebiet bis zur Rax. Der gelbe Pfeil gibt die tektonische Position der Meliata-Hallstatt-Zone an, die in diesem Profil nicht vorhanden ist. Sieggraben- und Strallegg-Komplex überlagern südlich des gezeigten Profilschnittes den Grobgneis-Komplex. Gegen N nimmt der eoalpidische Metamorphosegrad über der Wechsel-Decke ab, während er gegen Süden ins Hangende zu ansteigt. Ar-Ar-Altersdaten von HUBER (1994), DALLMEYER et al. (1998), SCHMIDT (1999) und SCHUSTER et al. (2001) zeigen folgende Verteilung: Ar-Ar-Alter von eoalpidisch völlig neu eingestellten und neu gebildeten Hellglimmern zeigen gegen Süden zu jüngere Alterswerte. Hellglimmer aus dem Kristallin der Troiseck-Decke sowie detritäre Glimmer (violette Zahlen) aus den überlagernden Einheiten liefern prä-alpidische Alterswerte (aufgrund von Darstellungsproblemen sind die Bewegungsindikatoren an den tektonischen Grenzflächen z.T. falsch orientiert).

3. Interne Struktur des Ostalpinen Kristallins

Betrachtet man die eoalpidische Metamorphoseprägung der ostalpinen Einheiten, so steigt der Metamorphosegrad von N nach S mehr oder weniger kontinuierlich bis zu eklogit- bzw. hoch amphibolit-faziellen Bedingungen an, bis er an einer Linie dramatisch abfällt. Diese Linie wurde von HOINKES et al. (1999) als "Southern border of Alpine Metamorphism" (SAM) definiert. Alle Einheiten, die eoalpidische Hochdruckgesteine enthalten, liegen nördlich der SAM, während prä-alpidische HT/LP-Paragenesen südlich davon gut erhalten sind (Abb. 2). Neben den Eklogiten sind Amphibolite mit einer Paragenese aus paragonitreichem Hellglimmer+Ca-Amphibol+Granat+Biotit+Plagioklas+Ankerit+Ilmenit als Anzeiger der druckbetonten Metamorphose vorhanden. Sie wurden in einem engen P-T-Bereich von 570-620°C bei 6-11 kbar gebildet (HOINKES, 1981; TEIML, 1996; KONZETT & TROP- PER, 2001).

Die so definierte SAM ist hervorragend geeignet, die Verteilung der eoalpidischen Metamorphose zu beschreiben, sie hat aber bis jetzt keinerlei genetische Bedeutung. Sie verläuft im südlichen Teil des Ostalpins, nahe an, aber immer etwas nördlich des Periadriatischen Lineaments. Laut HOINKES et al.

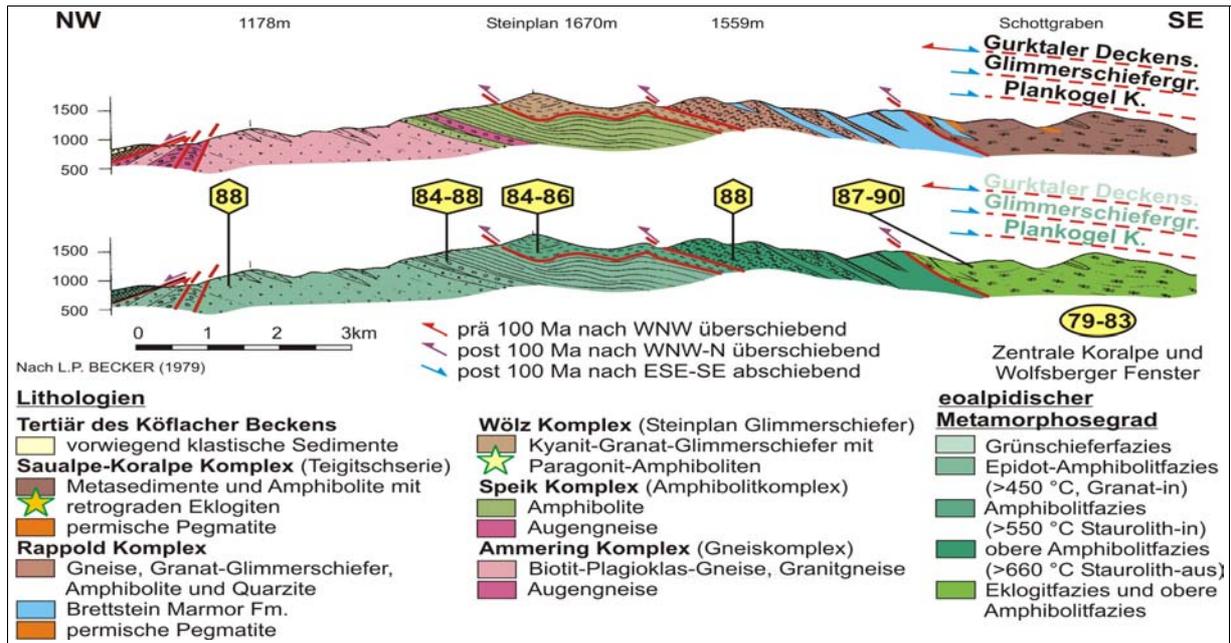


Abb. 4: Profil durch das Gebiet der Glein-, Stub- und Koralpe. Im Profil nimmt der eoalpidische Metamorphosegrad vom Liegenden bis in den Saualpe-Koralpe-Komplex zu, während er darüber gegen das Hangende zu abnimmt. Ar-Ar- (Polygone) und K/Ar- (Ellipsen) Muskovitalter (MORAU, 1981, 1982; NEUBAUER et al., 1995; SCHUSTER et al., 1999) aus dem dargestellten Profilabschnitt geben Alter zwischen 84 Ma und 90 Ma. Südlich des gezeigten Gebietes, im Bereich der Antiklinalstruktur um das Wolfsberger Fenster, finden sich jüngere Alterswerte um 80 Ma.

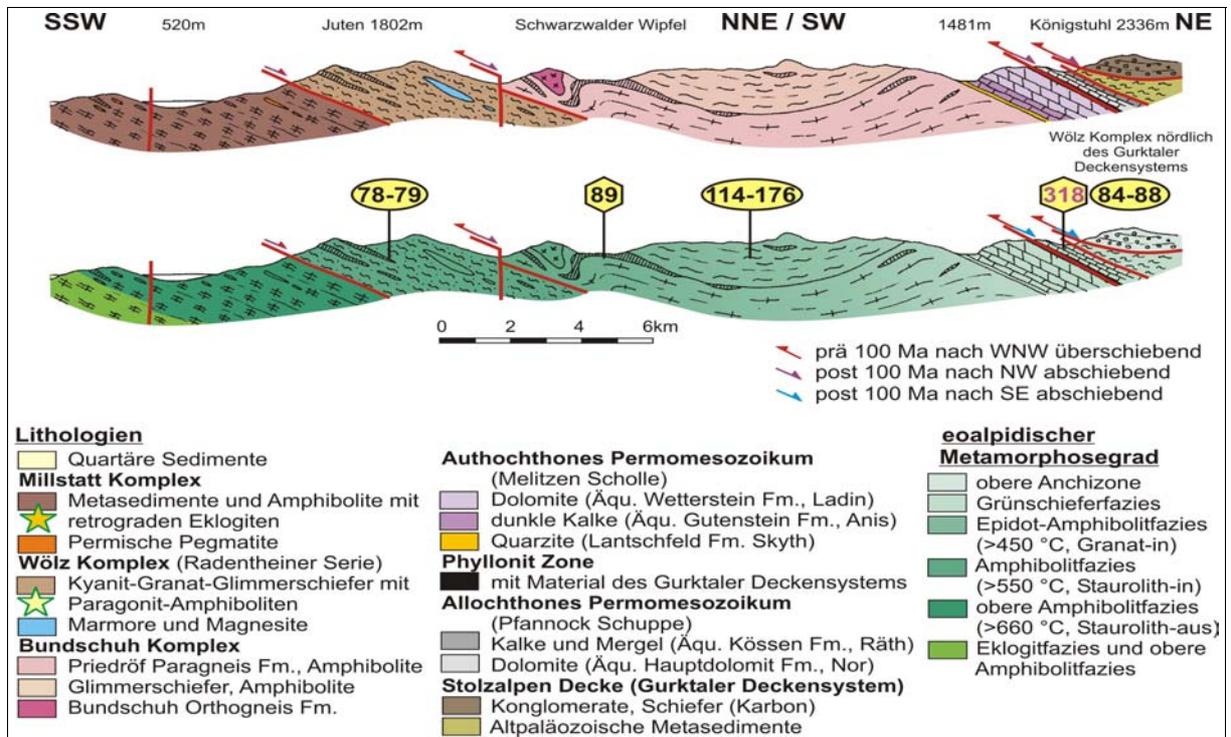


Abb. 5: Profil vom Millstätter Seengebirge in die Nockberge. Im Profil nimmt der eoalpidische Metamorphosegrad vom Liegenden gegen das Hangende zu. K-Ar- (Ellipsen) und Ar-Ar- (Polygone) Daten (SCHIMANA, 1986; STEYRER et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000) aus dem Wölz-Komplex nördlich des Gurktaler Deckensystems ergeben Alter um 85 Ma, während sie in der Antiklinalstruktur im Süden um 80 Ma liefern (aufgrund von Darstellungsproblemen sind die Bewegungsindikatoren an den tektonischen Grenzflächen z.T. falsch orientiert).

(1999) wird sie durch tertiäre Störungen repräsentiert: Von Westen nach Osten werden dabei die Pejo-, Passeier-Jaufen-, Deferegggen-Antholz-Vals-, Zwischenbergen-Wöllatratzen-, Ragga-Teuchl-, Sifflitz- und Viktring-Störungen genannt (Abb. 1). Dazu sind vorab zwei Anmerkungen zu machen: Erstens handelt es sich bei dem als Sifflitz-Störung bezeichneten Segment um den südöstlichen Teil der Mölltalstörung und zweitens ist entlang der Viktring-Störung nahezu kein Sprung in der Metamorphose vorhanden, sodass dieses Segment kritisch untersucht werden muss.

Betrachtet man die geologischen und tektonischen Verhältnisse nördlich und südlich der SAM, so zeigen sich deutliche Unterschiede, die im Folgenden ausführlicher erläutert werden.

3.1. Einheiten südlich der SAM

Das Gebiet südlich der SAM wird von tektonischen Blöcken aufgebaut. Diese sind durch steilstehende, im Tertiär zumindest reaktivierte Störungen gegeneinander abgegrenzt. Häufig bestehen die Blöcke aus einem kristallinen Untergrund und einer transgressiv auflagernden permomesozoischen Bedeckung. Von Westen nach Osten handelt es sich um den prä-alpidisch geprägten Teil des Meran-Mauls-Komplexes, den südlichen Block der Deferegger Alpen sowie um den Lienzer-Dolomiten-, Gailtaler-Alpen-Goldeck-Kreuzeck-, Dobratsch-Nötsch- und den N-Karawanken-Eisenkappel-Block. Die letzten vier zeigen nach LEIN et al. (1997) jeweils eine leicht unterschiedliche Faziesabfolge in den mesozoischen Sedimentserien und lassen sich dadurch an bestimmte Teile der Südalpen und der Nördlichen Kalkalpen anbinden.

Der eoalpidische Metamorphosegrad nimmt in den Blöcken vom Liegenden gegen das Hangende zu. Er erreicht in den kristallinen Einheiten maximal grünschieferfazielle Bedingungen, während in den mesozoischen Sedimenten des Drauzuges eine anchizonale bis diagenetische Prägung festzustellen ist. Die eoalpidische Strukturprägung ist im Wesentlichen auf eine N-S-Einengung mit einem E-W-gerichteten Großfaltenbau und damit verbundene Schuppungen beschränkt.

3.2. Nördlich der SAM

Im Gegensatz dazu sind die Gebiete nördlich der SAM durch einen ausgeprägten eoalpidischen Deckenbau charakterisiert. Nach RATSCHBACHER et al. (1989) und GENSER & NEUBAUER (1989) erfolgte die frühe Stapelung im Zuge von W-WNW-gerichteter Überschiebungstektonik. In weiterer Folge kam es zu einer N-S-Einengung mit im nördlichen Teil gegen N gerichteten Überschiebungen (KROHE & FRANK, 1981; FRANK et al., 1983; FRIMMEL, 1987; WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2001) und zu einer extensionellen E-SE-gerichteten Deformation (RATSCHBACHER et al., 1989; GENSER & NEUBAUER, 1989; HABLER, 1999). Betrachtet man die Metamorphosezonierungen, so lassen sich nördlich der SAM drei verschiedene Typen von Profilen (A, B, C) erkennen, die im Folgenden beschrieben werden:

Der Profiltyp (A) ist typisch für den Nordrand des Ostalpinen Kristallins im Übergang zur Grauwackenzone und zu den Nördlichen Kalkalpen. Als Beispiel dient ein Profil von den Fischbacher Alpen über das Semmeringgebiet bis zur Rax (Abb. 3). Das Profil ist sehr komplex und zerfällt über der Wechsel-Decke, welche das tektonisch tiefste ostalpine Element in diesem Gebiet darstellt, in zwei völlig unterschiedliche Teilstücke. Gegen Norden wird die Wechsel-Decke N-fallend von der Semmering- und Troiseck-Floning-Decke überlagert. Alle drei Einheiten bestehen aus bereits variszisch zumindest grünschieferfaziell metamorphem Kristallin und transgressiv auflagernden permomesozoischen Deckserien. Darüber folgen die Decken der Grauwackenzone und die Nördlichen Kalkalpen in Form der juvavischen Mürzalpen- und Schneeberg-Decke. Alle Einheiten sind durch diskrete Deckenbahnen voneinander getrennt. Bewegungsindikatoren zeigen, dass ihre primäre Stapelung während einer W-NW-gerichteten Deformationsphase stattfand (GENSER & NEUBAUER, 1989). Später wurden manche Deckenbahnen S-SE-gerichtet reaktiviert. Wie SCHMIDT (1999) zeigen konnte, nimmt die Metamorphose von der unteren Grünschieferfazies in der Semmering-Decke bis zur Diagenese in der hangenden Mürzalpen-Decke ab. Parallel dazu steigen als metamorphe Bildungsalter interpretierte geochronologische Altersdaten von 80-85 Ma in der Semmering-Decke auf ca. 90 Ma im Permomesozoikum der Troiseck-Floning-Decke und 100-120 Ma in den Decken der Grauwackenzone an (DALLMEYER et al., 1998; SCHUSTER et al., 2001). In der hangenden Mürzalpen-Decke streuen die an unterschiedlich großen Serizit-Feinfraktionen aus den Werfener Schiefer gewonnenen Alterswerte von 125 Ma bis über 200 Ma. Diese Daten weisen auf eine alte, detritäre Komponente in den Hellglimmern hin und die Alterswerte spiegeln somit kein geologisches Ereignis wider (SCHMIDT, 1999).

Gegen Süden wird die Wechsel-Decke S-fallend vom Waldbach-Komplex und dessen permomesozoischen Deckserien überlagert. Darüber folgen der Grobneis- und Strallegg-Komplex sowie der Siegraben-Komplex in Form der Siegraben-Steinhauser und Schäfferner Deckscholle. Alle diese Decken bestehen aus kristallinen Gesteinen, die bereits eine variszische und/oder permotriassische Metamorphoseprägung erfahren haben. Im Deckenstapel nimmt die eoalpidische Deformation gegen das Hangende zu, in den höheren Einheiten ist sie penetrativ und ältere Strukturen sind fast vollständig ausgelöscht. Die Relativbewegungen der Decken zueinander erfolgten im Zuge einer Deformationsphase mit einer bedeutenden N-gerichteten Bewegungskomponente (KROHE & FRANK, 1981; WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2001). Auch die Metamorphose nimmt von der unteren Grünschieferfazies im Liegenden bis zu eklogit- und anschließend hoch amphibolitfaziellen Bedingungen im Hangenden zu. Ar-Ar-Hellglimmeralter und Rb-Sr-Biotitalter werden gegen Süden zu jünger.

Diese Zonierungen lassen sich wie folgt interpretieren: Der Deckenstapel im Norden entstand während der früh eoalpidischen WNW-gerichteten Deformationsphase vor dem Metamorphosehöhepunkt. Letzterer erfolgte nach den geochronologischen Altersdaten um ca. 100 Ma. Da der Deckenstapel zu dieser Zeit bereits vorhanden war, ist eine aufrechte Metamorphosezonierung anzutreffen. Im Deckenstapel im Süden ist der Metamorphosegradient tektonisch invertiert. Daher entstand diese Abfolge nach dem Metamorphosehöhepunkt, im Zuge der Exhumation der Hochdruckgesteine. Bewegungsindikatoren zeigen, dass die Stappellung durch N-NW-gerichtete Scherdeformation entstanden ist.

Der zweite Profiltyp (B) ist im östlichen Teil des Ostalpinen Kristallins weit verbreitet. Ein gutes Beispiel ist das Gebiet der Glein-, Stub- und Koralpe: Es wird von verschiedenen zum Teil polymetamorphen Kristallineinheiten aufgebaut, während mesozoische Gesteine nicht vorhanden sind. Die tiefsten Kristallineinheiten bildet der Seckau- bzw. Ammering-Komplex. Darüber folgen der Speik-, Wölz-, Rappold-, Saualpe-Koralpe-Komplex und schließlich die "Glimmerschiefergruppe" mit dem Plankogel-Komplex als tiefstem Anteil. Die "Glimmerschiefergruppe" wird vom Gurktaler Deckensystem überlagert. Von besonderer Bedeutung ist das Wolfsberger Fenster. In diesem finden sich Gesteine des Wölz- und Rappold-Komplexes, die in einer Antiklinalstruktur weit im Süden unter dem Saualpe-Koralpe-Komplex auftreten und damit eine Überschiebungstektonik mit bedeutender N-gerichteter Komponente belegen (Abb. 4).

In diesem S-fallenden, eoalpidischen Deckenstapel ist die Deformation nicht auf die Deckenbahnen beschränkt, vielmehr hat sie diesen als Gesamtes penetrativ duktil deformiert. Im liegenden Teil des Profils finden sich immer wieder Bewegungsindikatoren, die eine N-NW-gerichtete Scherdeformation anzeigen. Auch im Plattengneis, einem bis zu mehrere hundert Meter mächtigem Mylonithorizont innerhalb des Saualpe-Koralpe-Komplexes, sind in weiten Bereichen N-S-gerichtete Streckungslineare zu beobachten (FRANK et al., 1983; KROHE, 1987). Der hangende Teil des Deckenstapels wurde bei fallenden Temperaturen von einer SE-gerichteten extensionellen Deformation erfasst (HABLER, 1999). Die eoalpidische Metamorphose nimmt bis in den Saualpe-Koralpe-Komplex vom Liegenden gegen das Hangende, von der oberen Grünschieferfazies bis zu eklogit- und nachfolgenden hohen amphibolitfaziellen Bedingungen zu (JUNG, 1982; MILLER, 1990; THÖNI & MILLER, 1996; STÜWE & POWELL, 1995; LICHEM et al., 1996; FARYAD & HOINKES, 2003). Darüber fällt der Metamorphosegrad von amphibolitfaziellen Bedingungen im Plankogel-Komplex (GREGUREK et al., 1997) bis zu grünschieferfaziellen Bedingungen in der hangenden "Glimmerschiefergruppe" und dem Gurktaler Deckensystem ab.

Basierend auf den an Eklogiten gemessenen Sm-Nd-Granataltern fand der eoalpidische Metamorphosehöhepunkt um 100 ± 10 Ma statt (THÖNI, 1999). Abkühlalter zeigen über das Profil einen Trend zu jüngeren Altern im Süden, wobei die jüngsten Alter um 80 Ma im Bereich des Wolfsberger Fenster anzutreffen sind (MORAUF, 1982).

Die über weite Strecken des Profils invertierte Metamorphosezonierung belegt, dass die Abfolge nach dem Metamorphosehöhepunkt um 100 Ma durch tektonische Prozesse entstanden sein muss. Die Exhumation des eklogitführenden Saualpe-Koralpe-Komplexes erfolgte durch NW-N-gerichtete Überschiebungen im Liegenden und S-SE-gerichtete Abschiebung im Hangenden. Das entspricht dem Modell eines extrudierenden Keiles.

Der dritte Profiltyp (C) findet sich östlich und westlich des Tauernfensters. Das Profil vom Millstätter Seengebirge in die Nockberge umfasst vom Liegenden ins Hangende die folgenden Einheiten: Der Millstatt-Komplex und der Radenthein-(äquivalent Wölz-)Komplex bestehen nur aus kristallinen

Gesteinen. Darüber lagern der polymetamorphe Bundschuh-Komplex mit dem transgressiv auflagernden Stangalm-Mesozoikum sowie das Gurktaler Deckensystem mit seinen Resten von permomesozoischen Deckserien (Abb. 5). Der Wölz-Komplex bildet eine schüsselförmige Struktur, in der die höheren Elemente eingebettet sind.

Generell ist in diesem Profil eine vielphasige eoalpidische Strukturentwicklung festzustellen. Die ältesten eoalpidischen Strukturen finden sich nur in den hangenden Teilen. Sie belegen eine WNW-gerichtete Überschiebungstektonik, die für die Platznahme der Bundschuh-Decke und des Gurktaler Deckensystems auf dem Wölz-Komplex sowie die interne Schuppung im Gurktaler Deckensystem verantwortlich ist (FRIMMEL, 1987; FRANK, 1983). Diese Phase wird während und nach dem Metamorphosehöhepunkt von einer Deformationsphase überprägt, die in den tiefen Anteilen des Profils vorherrscht (NOWAK, 1986; SCHUSTER, 1994). Im Norden ist diese nach NW-N weiterhin überschiebend, während im Süden zum Teil nach NW bis N abschiebende Strukturen vorhanden sind. In einer dritten Deformationsphase wird der gesamte Deckenstapel bei fallenden Temperaturen von E-SE-gerichteter, abschiebender Tektonik erfasst (KOROKNAI et al., 1999). Die Metamorphose nimmt im Profil von eklogit- und nachfolgenden hoch amphibolitfaziellen Bedingungen im liegenden Millstatt-Komplex bis zu anchizonalen Bedingungen im Karbon der Stolzalpendecke ab (SCHIMANA, 1986; KOROKNAI et al., 1999; TEIML, 1996). Nach Sm-Nd-Granataltern aus dem Wölz-Komplex erfolgte der Metamorphosehöhepunkt um 100 ± 5 Ma (Abb. 6). K-Ar- bzw. Ar-Ar-Hellglimmeralter und Rb-Sr-Biotitalter zeigen folgendes Bild: Detritäre Hellglimmer aus dem Stangalm-Mesozoikum liefern noch variszische Alterswerte (STEYRER et al., 1999), während im hangendsten Bereich des Bundschuh-Komplexes teilverjüngte Glimmeralter anzutreffen sind. Im liegenden Wölz- und Millstatt-Komplex ist eine gewisse Zonierung mit Alterswerten um 85 Ma im Norden des Gurktaler Deckensystems und Altern unter 80 Ma südwestlich davon zu erkennen (BREWER, 1969; SCHIMANA, 1986; SCHUSTER & FRANK, 2000).

Im Vergleich zu den vorhin beschriebenen Profilen fällt auf, dass sich der eklogitführende Millstatt-Komplex hier als liegendste Einheit unter dem Wölz-Komplex befindet und die Metamorphose wie im Profiltyp A ins Hangende abnimmt. Wie ist diese Situation zu erklären? Im Hangenden des Profiles befinden sich wiederum Einheiten, die während der WNW-gerichteten Überschiebungstektonik, vor dem Metamorphosehöhepunkt um 100 Ma, Platz genommen haben. Sie tragen noch ihre transgressive mesozoische Bedeckung, die nur eine maximal grünschieferfazielle eoalpidische Metamorphose aufweist. Daher waren diese Einheiten nie tief versenkt. Das Profil zeigt eine aufrechte Metamorphosezonierung, die dahingehend interpretiert werden kann, dass die Einheiten in ihrer heutigen Abfolge den Metamorphosehöhepunkt erlebt haben. Die Exhumation der eoalpidischen Hochdruckgesteine im Wölz-Komplex erfolgte im Bereich nördlich des Gurktal-Bundschuh-Deckensystems gegen NW-N. Gleichzeitig und den Abkühlaltern zufolge wahrscheinlich auch im Anschluss daran, wurden sie aber auch gegen S-SE exhumiert, wobei eine Antiklinalstruktur entstand. Von dieser sieht man nur den N-fallenden Schenkel, der durch abschiebende Strukturen gekennzeichnet ist.

Ganz ähnlich wie die hier beschriebene Situation ist auch jene westlich des Tauernfensters. Auch dort nimmt die eoalpidische Metamorphose vom Texel-Komplex über den Laas- und Schneeberg-Komplex (Wölz-Komplex) in den Ötztal-Komplex und die Steinacher Decke gegen das Hangende von eklogitfaziellen bis zu grünschieferfaziellen Bedingungen ab (HOINKES, 1981; HOINKES et al., 1991; HOINKES et al., 1999; HABLER et al., 2001). Die eoalpidischen Hochdruckgesteine zeigen eine nach WNW abschiebende Streckungslineation. Während ihrer Exhumation kam es bei fallenden Temperaturen zur Ausbildung einer S-vergente Großfaltung. Typische Ar-Ar-Muskovit- und Rb-Sr-Biotitabkühlalter der Hochdruckgesteine liegen zwischen 80-85 Ma bzw. 72-80 Ma (THÖNI, 1981; SÖLVA et al., 2001; THIEDE et al., 2001; EXNER, 2002).

Was lässt sich aus der eben gezeigten Internstruktur des Ostalpins für die Bereiche südlich und nördlich der SAM ableiten:

Die blockartigen Teile südlich der SAM waren während des gesamten Zeitraumes der eoalpidischen Kollision in einem hohen tektonischen Niveau und erlebten vergleichsweise wenig scherende Deformation. Sie müssen daher Teile der tektonischen Oberplatte repräsentieren. Auf der anderen Seite zeigen große Anteile des Ostalpins nördlich der SAM eine intensive eoalpidische Metamorphose und Strukturprägung, die eindeutig dafür sprechen, dass sie sich in einer Unterplattenposition befunden haben. Dazu gehören vor allem die Einheiten, welche die eoalpidischen Hochdruckgesteine beinhalten sowie jene Einheiten die sich im Liegenden von diesen befinden.

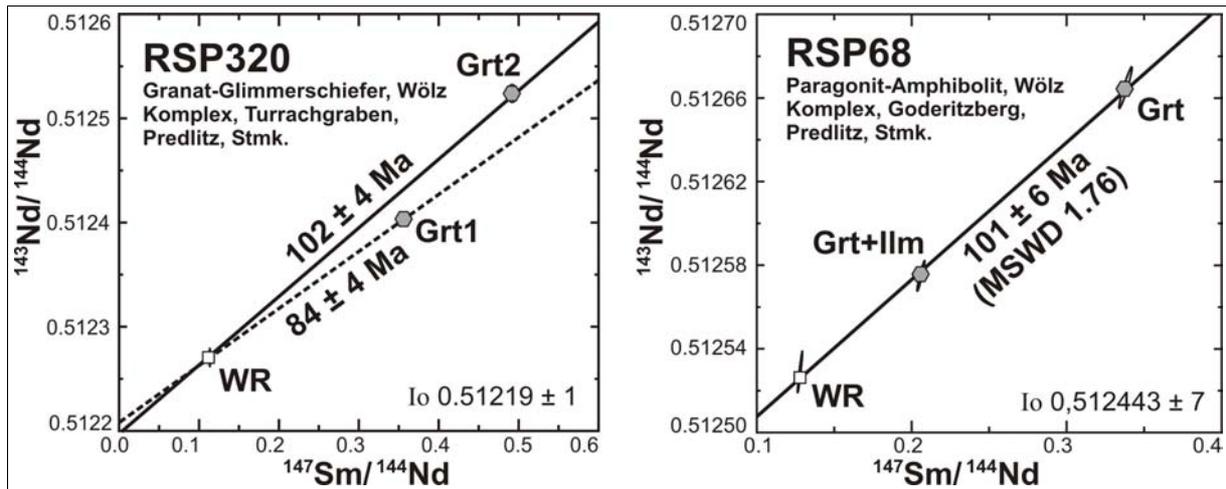


Abb. 6: Sm-Nd-Granatalter aus dem Wölz-Komplex nördlich des Gurktaler Deckensystems. Granite aus einem Granat-Glimmerschiefer und einem Paragonit-Amphibolit, die um den Metamorphosehöhepunkt gewachsen sind, ergeben Alterswerte um 100 Ma. Datierungen aus SCHUSTER & FRANK (2000) mit einem zusätzlichen Analysepunkt der Probe RSP 320. Dieser durch ein höheres Sm/Nd-Verhältnis besser definierte Punkt korrigiert das Isochronenalter zu einem höheren Alterswert.

Kompliziert ist die Situation rund um das Bundschuh-Gurktal-Deckensystem. Letzteres muss vor dem Metamorphosehöhepunkt Platz genommen haben und da es kaum versenkt wurde, ist hierfür eine Oberplattenposition sehr wahrscheinlich. Gleiches gilt auch für den Ötztal-Komplex mit der Steinacher Decke und es muss für das Deckensystem des Grazer Paläozoikums gelten. Letzteres ist von seinem kristallinen Untergrund, soweit bekannt, völlig entkoppelt. Es muss aber noch zur Zeit der Sedimentation der Kainacher Gosau wesentlich weiter im Süden beheimatet gewesen sein, da sich in der von Norden geschütteten Gosau neben dem Lokalschutt kein Material der Nördlichen Kalkalpen oder des umgebenden Kristallins, sondern Material aus den Südalpen findet.

Die Nördlichen Kalkalpen und die damit verbundene Grauwackenzone müssen ein Teil der tektonischen Unterplatte sein, da sie, wie oben erwähnt, paläogeographisch am nördlichen bzw. nordwestlichen Schelfrand des Meliata-Hallstatt-Ozeans beheimatet waren (MANDL, 2000).

Basierend auf diesen Anschauungen stellt sich nun eine plattentektonische Karte des Ostalpins bezogen auf das eoalpidische Ereignis folgendermaßen dar (Abb. 7): Das Ostalpin lässt sich in eine heute nördlich gelegene tektonische Unterplatte und eine südliche Oberplatte untergliedern. Daran schließt das Südalpin an, welches so etwas wie einen externen Teil der Oberplatte repräsentiert. Große Teilstücke der SAM bilden die Grenze dieser Platten, - die schon zu Beginn angesprochene Viktring-Störung, an welcher kein deutlicher Metamorphosesprung festzustellen ist, jedoch nicht. Die Grenze zwischen tektonischer Ober- und Unterplatte zieht hier vielmehr in der basalen Überschiebungsfäche des Bundschuh-Gurktal-Deckensystems um dasselbe herum. Gleiches gilt für das Ötztal-Steinach-Deckensystem und das Deckensystem des Grazer Paläozoikums. Diese drei Bereiche könnte man als frontale, überschobene Teile der Oberplatte bezeichnen. Bedingt durch die spät eoalpidischen, S-gerichteten Rückfaltungen liegen diese Bereiche als schüsselförmige Schollen auf dem gegen N aushebenden Extrusionskeil.

An und für sich könnte man die Grenze zwischen einer tektonischen Ober- und Unterplatte als Suture bezeichnen, auch wenn keine Reste eines ozeanischen Bereiches vorhanden sind. Für die Deckenbahnen an der Basis der überschobenen Deckensysteme scheint dies einigermaßen vertretbar. Die aus tertiären Störungen zusammengesetzte SAM ist jedoch eine sekundäre Struktur, die lediglich an der Position der ehemaligen Suturezone auftritt.

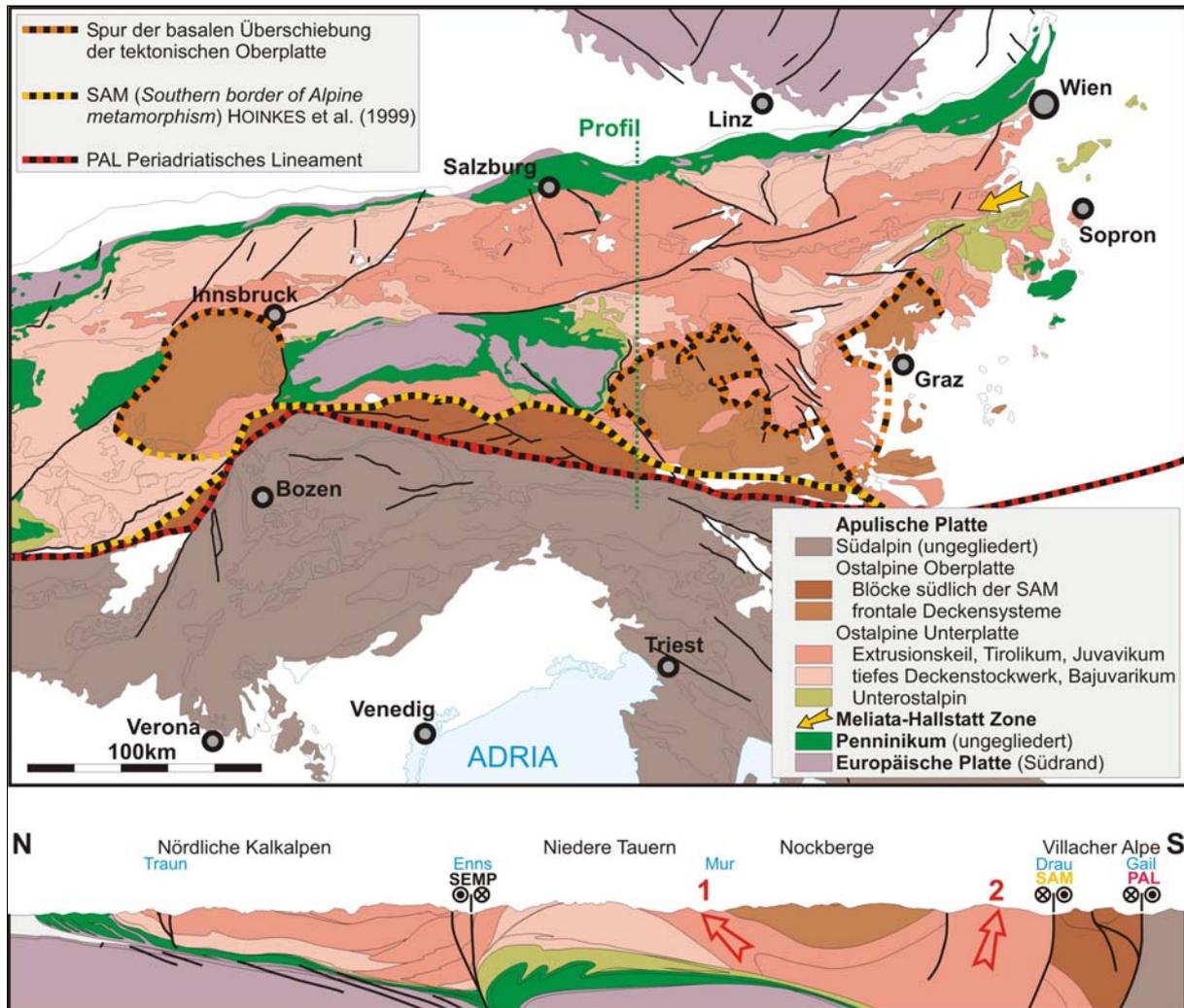


Abb. 7: Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen mit der in dieser Arbeit vorgeschlagenen Gliederung des Ostalpins. Diese Gliederung entspricht weitgehend jener in der Karte von SCHMID et al. (in Druck), jedoch sind die Einheiten des Extrusionskeiles weiter untergliedert. Das Profil zeigt den nach Norden über dem tiefen Deckenstockwerk aushebenden eoalpidischen Extrusionskeil, welcher nach dem Metamorphosehöhepunkt um 100 Ma entstand (Roter Pfeil 1). In einer spät-eoalpidischen Phase kommt es im Süden zur Exhumation gegen Süden. Dadurch entsteht eine südvergente Rückfaltung (Roter Pfeil 2). Im Bereich des Extrusionskeiles ergeben sich Ar-Ar-Muskovitalter bei 85 Ma, während sie im Bereich der Rückfaltung um 80 Ma liegen. Bedingt durch diese Strukturen bilden die frontalen Einheiten der Oberplatte große Deckschollen. Südlich der SAM bilden die tektonischen Blöcke der Oberplatte die Erdoberfläche. Im Liegenden wird der eoalpidische Internbau abgeschnitten und es folgt das Unterostalpin, die Penninische Suturzzone und das Subpenninikum als Teil der Europäischen Kontinentalplatte (SEMP: Salzach-Enns-Mariazell-Puchberg-Störung).

4. Vorschlag für eine genetische Gliederung des Ostalpins

Ausgehend von der oben dargelegten plattentektonischen Situation während des eoalpidischen Ereignisses, ist es möglich die ostalpinen Einheiten in Bezug auf ihre tektonische Stellung während dieses Ereignisses in verschiedene, genetisch ähnliche Gruppen zusammenzufassen. Im Folgenden werden diese Gruppen aufgezählt und mit einer entsprechenden Definitionen belegt. Diese Definitionen enthalten bestimmte Kriterien im Hinblick auf die Entwicklungsgeschichte und den lithologischen Inhalt der Einheiten, die zumindest teilweise erfüllt sein müssen.

Die Benennung der einzelnen Gruppen erfolgt in Form von Kurzbeschreibungen. Um Missverständnissen vorzubeugen, enthält diese mit einer Ausnahme keine Begriffe der bisher verwendeten tektonischen Nomenklatur.

4.1. Unterplatte

Die Einheiten der tektonischen Unterplatte liegen zur Gänze nördlich der SAM (HOINKES et al., 1999) und gliedern sich in drei Gruppen:

Unterostalpin

Das Unterostalpin umfasst jene Anteile, die vom Jura bis in die späte Kreide den Kontinentalrand des Ostalpins gegen den Südpenninischen Ozean gebildet haben. Im Gegensatz zu allen anderen ostalpinen Einheiten wurden sie sowohl während der Öffnung des Südpenninischen Ozeans als auch während dessen Schließung und der darauffolgenden jungalpidischen Kontinentkollision intensiv umgestaltet. Der Begriff wird hier deshalb weiter verwendet, da er sich gut mit dem deckt, was in der Schweiz als Unterostalpin verstanden wird. Die unterostalpinen Einheiten befinden sich, oft als dünne Schürflingszonen, am Kontakt zwischen den Resten der penninischen Ozeane und dem darüberliegenden Ostalpin.

Die unterostalpinen Einheiten setzen sich aus kristallinen Gesteinen und einer transgressiven permomesozoischen Bedeckung zusammen. Sie sind von der im Folgenden dargestellten Entwicklung zumindest teilweise betroffen: Im Zuge der initialen Öffnung des Südpenninischen Ozeans wurde der Kontinentalrand des Ostalpins über dem exhumerenden Mantel extensionell deformiert. Im proximalen Bereich entstanden dabei Halbgräben, während die distalen Bereiche in Schollen aufgelöst wurden (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; MANATSCHAL et al., 2002). In den Halbgräben finden sich Syn-rift-Sedimente in Form von Breccien liassischen Alters (HÄUSLER, 1987). Mit dem Beginn der Schließung des Südpenninischen Ozeans wurden die unterostalpinen Einheiten sukzessive in das Subduktionsgeschehen einbezogen und unter andere ostalpine Einheiten versenkt. Dabei wurden sie unterschiedlich stark deformiert und metamorphisiert. Die Metamorphose erreichte maximal Bedingungen der Blauschieferfazies bzw. der mittleren Grünschieferfazies und äußert sich in den prä-variszischen Gesteinen zumeist als retrograde Überprägung, während postvariszische Gesteine eine prograde Entwicklung zeigen. Die metamorphen Bildungsalter liegen zwischen 80 Ma und weniger als 40 Ma (SLAPANSKY & FRANK, 1987; MÜLLER et al., 1999; SCHMIDT, 1999; LIU et al., 2001). Während der Exhumation der penninischen und subpenninischen Einheiten wurde ein Teil der abschiebenden Bewegungen in den unterostalpinen Einheiten aufgenommen (GENSER & NEUBAUER, 1989).

Das Unterostalpin umfasst die Decken der Err-Bernina, die Prutzer Serie im Bereich des Engadiner Fensters (MEDWENITSCH, 1962), die Sadnig-Serie (FUCHS & LINNER, 1995), die Katschbergzone sowie den Großteil der Radstätter Decken im Rahmen des Tauernfensters. Am Alpenostrand sind die Wechsel-Decke und die Semmering-Decke zum Unterostalpin zu stellen.

Tiefes Deckenstockwerk (Basis des Bajuvarikums)

Die tiefe Deckengruppe überlagert das Unterostalpin und bildet über weite Bereiche den Nordrand des Ostalpinen Kristallins. Sie wird im Norden von den Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone überlagert, während sie im Süden durch die Einheiten des Extrusionskeiles tektonisch überlagert wird. Der Großteil der Decken besteht aus einem kristallinen Untergrund, auf dem zumeist Reste von transgressiven permomesozoischen Sedimentfolgen im Verband erhalten sind. Die kristallinen Einheiten zeigen einen charakteristischen lithologischen Inhalt: Die Hauptmasse besteht aus Biotit-Plagioklas-(Para-)Gneisen, in die verschiedene, kalkalkalische und alkalische Orthogneise eingelagert sind. Daneben finden sich Hornblendegneise, zum Teil gebänderte Amphibolite und Augengneise. Altersdaten zeigen, dass es sich um cadomische Krustenreste handelt, die vom Präkambrium bis ins Ordovizium von einer Abfolge magmatischer Ereignisse erfasst wurden. Diese widerspiegeln Kollisions- und Subduktionsereignisse sowie *rifting* in einem *Back-arc*-Bereich (NEUBAUER et al., 2002). In variszischer Zeit erlebten diese Einheiten eine amphibolitfazielle Metamorphose.

Daneben befinden sich eine Reihe von Einheiten, die zum großen Teil aus grünschieferfaziell metamorphen Gesteinen (Quarzphyllite) bestehen, welche auch altpaläozoische Anteile enthalten. Zu den durch Hornblendegneise und Augengneise charakterisierten Einheiten des tieferen Deckenstockwerks zählen der Silvretta-, Lasörling-, Schladming-, Seckau-Ammering-, Speik-, Troiseck-Floining- und Waldbach-Komplex. Dazu kommen der Ortler-Campo-Komplex sowie der Landecker, Innsbrucker und Wagreiner Quarzphyllit-Komplex. Konsequenterweise muss auch die oberste, invers liegende Decke des Radstätter Deckensystems (Quarzphyllit-Decke) zu dieser Gruppe gezählt werden, da sie mit dem Schladming-Komplex in Verbindung steht (SLAPANSKY & FRANK, 1987).

Im Bereich des westlichen Silvretta-Komplexes ist das tiefe Deckenstockwerk sedimentär mit dem Bajuvarischen Decksystem der Nördlichen Kalkalpen verbunden (KRECZY, 1981; ROCKENSCHAUB et al., 1983). Gegen Osten zu wird dieser Kontakt tektonisiert und in weiterer Folge liegen die beiden Einheiten isoliert voneinander vor. Die postvariszische Bedeckung der Kristallinkomplexe reicht im Osten stratigraphisch maximal bis in die Mitteltrias, während die Bajuvarischen Decken zumeist mittel- bis obertriassische Schichtglieder an der Basis aufweisen. Ein primär sedimentärer Verband dieser - bezogen auf den Meliata-Hallstatt-Ozean - distalen Einheiten ist wahrscheinlich.

Einheiten des Extrusionskeiles (Basis des Tirolikums und Juvavikums)

Die Einheiten des Extrusionskeiles überlagern das tiefe Deckenstockwerk und das Unterostalpin. Generell fallen sie gegen Süden ein, direkt nördlich der SAM bilden sie jedoch eine spät-eoalpidische Antiklinalstruktur und so fallen die heute aufgeschlossenen Teile in diesem Bereich gegen Norden ein (Abb. 7).

Die Kristallinkomplexe tragen keine permotriassischen Deckserien und erlebten eine intensive eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung. Prä-alpidische Relikte weisen in diesen Einheiten vor allem auf eine, zum Teil mittel- bis hochgradige permotriassische Metamorphose hin, während nur für wenige Teile eine variszische oder prä-variszische Geschichte nachgewiesen ist (SCHUSTER & FRANK, 2000; SCHUSTER et al., 2001).

Der Extrusionskeil lässt sich aufgrund des Metamorphosegrades und charakteristischer Lithologien weiter untergliedern: Ein aus Phylliten und Phylloniten aufgebautes Stockwerk ist im tektonisch tiefsten Anteil im Norden vorhanden. Darüber folgt ein durch Granatglimmerschiefer charakterisiertes Stockwerk. Es besteht weitgehend aus hellglimmerreichen Granatglimmerschiefern, in welchen auch die Paragonit-Amphibolite zu finden sind (HOINKES, 1981; SCHUSTER & FRANK, 2000). Weiters folgt ein Stockwerk, welches durch Glimmerschiefer und Gneise sowie das Auftreten von permischen Pegmatiten gekennzeichnet ist, indem jedoch keine retrograden Eklogite vorhanden sind. Schließlich folgt das eklogitführende Stockwerk, in dem ebenfalls permische Pegmatite auftreten.

Das phyllitische Stockwerk beinhaltet die Ennstaler Quarzphyllite und die Lessacher Phyllonite. Das durch Glimmerschiefer gekennzeichnete Stockwerk wird zum großen Teil aus dem Wölz-Komplex aufgebaut. Dieser umfasst von Westen nach Osten den Schneeberger Zug, die Radentheiner Serie, die Wölzer Glimmerschiefer in den nördlichen Niederen Tauern, die Aineck-Teuerlnock-Serie, die Steinplan-Glimmerschiefer, das Klining-Fenster, Teile des Wolfsberger Fensters und den nördlichen Teil des Angerkristallins. Weiters sind die hangenden Teile der Glimmerschiefergruppe und der Grobgneis-Komplex hier einzuordnen. Das nicht-eklogitführende Glimmerschiefer-Gneis-Stockwerk umfasst die nördlichen Teile der Deferegger Alpen, das Kristallin um Moosburg nördlich des Wörthersees, den Rappold-Komplex in den südlichen Niederen Tauern, der Gleinalpe, Teilen des Wolfsberger Fensters und im südlichen Angerkristallin sowie das Radegunder Kristallin, den Strallegg-Komplex und den Plankogel-Komplex. Die eklogitführenden Einheiten sind der Texel-Komplex, der Schober-Komplex, der Polinik-Komplex, der Millstatt-Komplex, der Saualpe-Koralpe-Komplex und der Siegraben-Komplex.

Die Einheiten des Extrusionskeiles stellten ab dem Perm eine ausgedünnte kontinentale Kruste dar (SCHUSTER et al., 2001). Sie bieten damit die Voraussetzung zur Ablagerung mächtiger permotriassischer Sedimentfolgen. Insbesondere der Saualpe-Koralpe-Komplex mit den permischen N-MORB-Gabbros soll am Übergang zum ozeanischen Bereich des Meliata-Hallstatt-Ozeans gelegen haben (THÖNI & JAGOUTZ, 1993). In den Sedimentserien wird dieser Bereich durch die juvavischen Decken der Nördlichen Kalkalpen repräsentiert. Die Einheiten des Extrusionskeiles im Liegenden des Saualpe-Koralpe-Komplexes würden in diesem Fall zur sedimentären Basis des Tirolikums gehören.

4.2. Oberplatte

Die Einheiten der tektonischen Oberplatte lassen sich in zwei durch ihre Position unterscheidbare Gruppen gliedern, die bereits oben erwähnt wurden:

Frontale, überschobene Deckensysteme

Die frontalen, überschobenen Deckensysteme befinden sich nördlich der von HOINKES et al. (1999) definierten SAM. Als oberes Deckenstockwerk überlagern diese Einheiten die Unterplatte mit einem primär WNW-gerichten Überschiebungskontakt, welcher mehrphasig überprägt sein kann. Die einzelnen Decken bestehen aus kristallinen Gesteinen oder aus paläozoischen Metasedimenten. Zum Teil sind transgressiv auflagernde karbone und/oder permomesozoische Metasedimente erhalten.

Die Kristallingesteine zeigen eine Entwicklung wie jene des tiefen Deckenstapels und sie erlebten ebenso eine amphibolitfaziale variszische Metamorphose. Die eoalpidische Überprägung nimmt gegen das Liegende zu, wobei in den liegendsten Anteilen maximal Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies festzustellen sind. Die Faziesentwicklungen der permomesozoischen Deckserien weisen darauf hin, dass sich diese Einheiten zur Zeit ihrer Ablagerung in einer Position weiter westlich befunden haben und erst nach der Trias durch sinistrale Seitenverschiebungen in ihre heutige Position südlich des Juvavikums gelangt sind (BECHSTÄDT et al., 1976; SCHUSTER & FRANK, 2000).

Von Westen nach Osten fallen das Ötztal-Steinach-, Bundschuh-Gurktal-Deckensystem und das Deckensystem des Grazer Paläozoikums in diese Gruppe.

Tektonische Blöcke südlich der SAM

Diese liegen südlich der von HOINKES et al. (1999) definierten SAM und sind durch steilstehende tertiäre Störungen gegeneinander abgegrenzt. Sie bestehen aus einem kristallinen Untergrund und in vielen Fällen aus einer transgressiv auflagernden permomesozoischen Bedeckung. Die Kristallinanteile sind durch eine variszische Metamorphoseprägung und eine gegen das Liegende an Intensität zunehmende permotriassische metamorphe Überprägung ausgezeichnet. Die eoalpidische Überprägung nimmt ebenfalls gegen das Liegende zu, wobei in den heute aufgeschlossenen Anteilen maximal grünschieferfaziale Bedingungen erreicht wurden.

Von Westen nach Osten handelt es sich um den prä-alpidisch geprägten Teil des Meran-Mauls-Komplexes, den südlichen Block der Deferegger Alpen sowie um den Lienzer-Dolomiten-, Gailtaler-Alpen-Goldeck-Kreuzeck-, Dobratsch-Nötsch- und den N-Karawanken-Eisenkappel-Block.

5. Diskussion

Es heißt, wenn drei Geologen miteinander diskutieren, gibt es vier Meinungen. Diese Ansicht ist wohl übertrieben, doch werden derzeit - wiederum - mehrere deutlich unterschiedliche Konzepte bezüglich der alpidischen Entwicklungsgeschichte von verschiedenen Arbeitsgruppen vertreten.

Das hier dargelegte Modell stützt sich insbesondere auf die Entwicklungsgeschichte und die interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. Es versucht aber auch den in MANDL (2000) und FAUPL & WAGREICH (2000) zusammengefassten Erkenntnissen über die triassische Anordnung der mesozoischen Sedimentserien und über die jurassisch bis eozäne Paläogeographie und Geodynamik der Ostalpen gerecht zu werden.

Das in den vergangenen 30 Jahren durch viele petrologische und geochronologische Untersuchungen entstandene Bild eines in eoalpidischer Zeit drastisch umgestalteten Ostalpinen Kristallins (FRANK, 1987; HOINKES et al., 1999) steht in Diskrepanz zu dem von TOLLMANN (1977) vorgeschlagenen Konzept. In den Siebzigerjahren wurde das Ostalpine Kristallin noch häufig als größtenteils variszisch "verschweißte", dicke kontinentale Krustenmasse betrachtet, die in alpidischer Zeit vor allem durch spröde Deformation erfasst wurde. Als sedimentärer Untergrund für die mächtigen (oberostalpinen) Mesozoikumsabfolgen der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges sowie der Paläozoikumsvorkommen der Grauwackenzone, des Gurktaler Deckensystems und des Grazer Paläozoikums wurde jedoch eine ausgedünnte kontinentale Kruste gefordert. Aus dieser Anschauung und der Verteilung der transgressiv auf dem Kristallin auflagernden Mesozoikumsvorkommen ("Zentralalpines Mesozoikum", TOLLMANN, 1977) ergab sich kein Platz für eine Einwurzelung dieser Einheiten auf dem (Mittel-)Ostalpinen Kristallin.

Berücksichtigt man jedoch, dass die Kristallineinheiten des Extrusionskeiles keine permomesozoischen Deckserien tragen und dass gerade diese Einheiten am intensivsten vom permo-triassischen Metamorphose- und Extensionsereignis erfasst wurden (SCHUSTER et al., 2001), so erfüllen gerade diese die Kriterien, welche für den Untergrund der mächtigen ostalpinen Mesozoikums- und Paläozoikumsabfolgen verlangt wurden.

Unterschiede zu dem Modell, welches in NEUBAUER et al. (2002) dargelegt ist, ergeben sich aus zwei Gründen: Einerseits wird in der letztgenannten Arbeit, bezüglich der Stellung des Kristallins gegenüber den mesozoischen und paläozoischen Deckensystemen, dem Konzept von TOLLMANN (1977) gefolgt. Andererseits gibt es eine unterschiedliche Ansicht über die Position der Meliata-Hallstatt-Suturzone. Wie bereits oben erwähnt, wird von mehreren Autoren angenommen (KOZUR & MOSTLER, 1992; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997; NEUBAUER et al., 2002), dass sich die Meliata-Hallstatt-Suturzone innerhalb der Nördlichen Kalkalpen befindet. Das Juvavikum stellt in diesem Modell einen Rest der eoalpidischen Oberplatte dar, während die übrigen Nördlichen Kalkalpen und das verbleibende Ostalpin der tektonischen Unterplatte zuzurechnen sind. Neben den Meliatikums-vorkommen am Alpenostrand wird in NEUBAUER et al. (2002) auch das permoskythische "Haselgebirge" an der Basis der juvavischen Decken zur Meliata-Hallstatt-Zone gerechnet. Als Begründung für diese Auslegung wird angegeben, dass es sich beim "Haselgebirge" um eine Salzmelange handelt, in der Reste des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Form von Komponenten aus basischen Magmatiten auftreten (KIRCHNER, 1980; KOZUR & MOSTLER, 1992).

Ein starkes Argument gegen diese Auffassungen ergibt sich aus der gut untersuchten und begründeten Fazieszonierung der Nördliche Kalkalpen. In der Literatur herrscht weitgehende Einigkeit darüber, dass die in den juvavischen Decken vorhandenen obertriassischen Riffe die unmittelbare Fortsetzung der zeitgleichen lagunären Entwicklung im Tirolikum und Bajuvarikum repräsentieren (TOLLMANN, 1977; HAAS et al., 1995; MANDL, 2000). Bezogen auf ihre heutige Orientierung zeigen die Kalkalpen als Gesamtes, aber auch die einzelnen Deckeneinheiten eine Fazieszonierung, nach welcher sich der Meliata-Hallstatt-Ozean im Süden befunden haben muss. Nimmt man jedoch an, dass die juvavischen Decken am südlichen oder südwestlichen Schelfbereich des Ozeans abgelagert worden sind, so müssten sie eine bedeutende Rotation erlebt haben (MANDL, 2000).

Wie lässt sich nun die tektonische Position der Meliatikumsvorkommen erklären, wenn man nicht davon ausgeht, dass sie sich in einer Suturzone befinden? Aus der Analyse der Nördlichen Kalkalpen geht hervor, dass dessen Südrand im oberen Jura eine bedeutende Umgestaltung erlebt hat (GAWLICK et al., 1999). Dabei wurden distale Teile des Juvavikums auf den Schelfbereich obduziert. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es gleichzeitig auch zur Obduktion von Schollen aus dem Bereich des Meliata-Hallstatt-Ozeans gekommen ist. Im Zuge der früh-eoalpidischen Tektonik wurden diese obduzierten Einheiten von den Juvavischen Decken überfahren und so gelangte Material daraus in die Fuge zwischen Juvavikum und Tirolikum und in das "Haselgebirge" an der Basis der juvavischen Decken. Der von Süden geschüttete, detritäre Eintrag in den synorogenen Kreidesedimenten der Nördlichen Kalkalpen zeigt jedenfalls, dass ab der Unteren Kreide Schollen, die sich zu größeren Teilen aus Serpentiniten zusammensetzten, in einem hohen tektonischen Niveau vorhanden waren. Der Detritus lässt keine Hinweise auf eine Hochdruckmetamorphose erkennen und daher ist anzunehmen, dass es sich tatsächlich um obduziertes Material gehandelt hat (FAUPL & WAGREICH, 2000).

Die in dieser Arbeit vorgeschlagene prä-kollisionäre Anordnung der kristallinen und sedimentären ostalpinen Einheiten entspricht in wesentlichen Zügen jenen in den Arbeiten von THÖNI & JAGOUTZ (1993) und FRANK (1987, Abb. 8).

Dank

Für interessante Diskussionen und/oder die Überarbeitung des Manuskriptes möchte ich mich besonders bei Stefan SCHMID, Axel NOWOTNY, Gerhard PESTAL, Gerlinde HABLER und Karin SCHUSTER bedanken.

Literatur

- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau, 65: 616-648.
- BECKER, L.P. (1979): Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach. - Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000 Geol. B.-A. Wien.
- BREWER, M.S. (1969): Excess radiometric Argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. - *Earth and Planetary Science Letters*, 6: 321-331.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J. (1992): Palaeomagnetism and palaeogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Tectonics*, 11: 792-810.
- CHANNELL, J.E.T. & KOZUR, H.W. (1997): How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in the Mesozoic alpine palaeogeography. - *Geology*, 25: 183-186.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps. - *J. Geol.*, 106: 71-86.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D. & PUTIS, M. (1996): Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral and whole rock data. - *Eclogae Geol. Helv.*, 89: 203-227.
- DESMONS, J., COMPAGNIONI, R. & CORTESOGNO, L. with the collaboration of FREY, M., GAGGERO, L., DALLAGIOVANNA, G., SENO, S. & RADELLI, L. (1999): Alpine metamorphism of the Western Alps: II. High-P/T and related pre-greenschist metamorphism. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/1: 111-134.
- EXNER, U., GRASEMANN, B., THÖNI, M. & MILLER, CH. (2002): Relative chronology and absolute age dating of structures related to the eo-Alpine high-pressure metamorphism and Oligocene magmatism in the SE Ötztal complex (Texel Group, South Tyrol, Italy). - *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark.*, 132: 63-82.
- FARYAD, S.W. & HENJES-KUNST, F. (1997): Petrological and K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints for the tectonothermal evolution of the high-pressure Meliata unit, Western Carpathians (Slovakia). - *Tectonophysics*, 280: 141-156.
- FARYAD, S.W. & HOINKES, G. (2003): P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). - *Mineralogy and Petrology*, 77: 129-159.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 79-94.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. - *Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt. S 15, 4: 249-262, Graz.*
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379-406 (Deuticke) Wien.
- FRANK, W., ESTERLUS, E., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralmkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - *Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt. S15, (1982): 263-293, Graz.*
- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 199 S, Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. - *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4: 575-592.
- FRISCH, W. (1979): The plate tectonic evolution of the Alps. - *Tectonophysics*, 60: 121-134.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 108: 1120-1133.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. - *Eclogae geol. Helv.*, 89/1: 81-110.
- FUCHS, G. & LINNER, M. (1995): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe in Beziehung zur Matreier Zone. - *Jb. Geol. B.-A.*, 138/1: 55-65.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - *Geol. Rundschau*, 87: 644-657.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 120: 203-219.

- GREGUREK, D., ABART, R. & HOINKES, G. (1997): Contrasting Eoalpine P-T evolution in the southern Koralpe, Eastern Alps. - *Mineralogy and Petrology*, 60: 61-80.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, 242: 19-40.
- HABLER, G. (1999): Die polyphase Metamorphose- und Strukturprägung der Eklogit-führenden ostalpinen Kristallineinheiten im Raum Knappenberg (NW Saualpe, Kärnten). - Unpub. Diplomarbeit Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 150S, Wien.
- HABLER, G., LINNER, M., THIEDE, R. & THÖNI, M. (2001): The P-T-t-D Evolution of Cretaceous Metamorphism in the Central Schneeberg Complex (Eastern Alps, Italy/Austria): Andalusite-Formation during Decompression. - *Geolog.-Paläontolog. Mitt. Innsbruck*, 25: 107-109.
- HÄUSLER, H. (1987): The northern Austroalpine margin during the Jurassic: breccias from the Radstädter Tauern and the Tarntaler Berge. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 103-111, (Deuticke) Wien.
- HOINKES, G. (1981): Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztaler Alpen). - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 28: 31-54.
- HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79: 155-181.
- HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic Constraints for Eoalpine Eclogite Facies Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. - *Mineralogy and Petrology*, 43: 237-254.
- HUBER, M. (1994): Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand. - Unpub. Diss. Inst. f. Geowiss. Univ. Leoben, 136 S, Leoben.
- JUNG, G. (1982): Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe. - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 180 S, Wien.
- KIRCHNER E.CH. (1980): Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. - *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 1980/3: 249-279.
- KONZETT, J. & TROPPEL, P. (2001): Petrology of an Unusual CA-Amphibole + Staurolite Bearing Amphibolite and its Implications for the High Pressure Metamorphism in the Schneeberg Complex, Eastern Alps. - *Geolog.-Paläontolog. Mitt. Innsbruck*, 25: 126.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79: 277-295.
- KOZUR, H. (1992): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 87: 109-135.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-rubanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 18 (1991/92): 87-129.
- KRECZY, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. - Unpub. Diss. Formal.- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S, Wien.
- KROHE, A. (1987): Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). - *Tectonophysics*, 136: 171-196.
- KROHE, A. & FRANK, W. (1981): Gesteine vom Koralmtypus mit Plattengneistektonik bei Steinbach/Burgenland. - *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen Jber.*, 2: 18-20, Graz - Leoben.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSZYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - *Zentralblatt Geol. Paläont. Teil I*, 5/6: 471-483.
- LICHEM, Ch., GREGUREK, D. & HOINKES, G. (1996): Alpidische Metamorphosegradienten im Koralm-kristallin. - 6. Symposium Tektonik - Strukturgeologie - Kristallingeologie, erweiterte Kurzfassungen, 253-254, Facultas-Universitätsverlag, Wien.
- LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. (2001): ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. - *Tectonics*, 20: 526-547.
- MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., BERNOULLI, D. & DESMURS, L. (2002): Birth and Early Evolution of Alpine Ocean Basins: Evidence of remnants of an Ocean-Continent-Transition Preserved in the Totalp, Err-Platta and Malenco units in SE-Switzerland and N-Italy (Central Alps). - *Field Guide Swiss Academy of Natural Sciences 2002 (Davos)*, 52S, Davos.
- MANDL, G. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 61-77.

- MANDL, G. & ONDREJICKOVA, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht. - Jb. Geol. B.-A., 134/2: 309-318.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil). - Eclogae Geol. Helv., 55: 460-468.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. - Bull. Geol. Soc. Am., 25: 1727-1732.
- MILLER, Ch. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70: 287-300.
- MORAU, W. (1981): Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - Tscherma Mineralog. Petrogr. Mitt., 28: 113-129.
- MORAU, W. (1982): Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - Tscherma Mineralog. Petrogr. Mitt., 29: 255-282.
- MÜLLER, W., DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & THÖNI, M. (1999): Deformation-induced resetting of Rb/Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). - J. Geol. Soc., 156/3: 261-278.
- NEUBAUER, F. (2002): Evolution of late Neoproterozoic to early Palaeozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. - Tectonophysics, 352: 87-103.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. - Tectonophysics, 242, 79-98.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2002): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 92: 117-134.
- NOWAK, H.W. (1986): Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen/Kärnten). - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. - Geology, 17: 404-407.
- ROCKENSCHAUB, M.J., THEINER, U. & FRANK, W. (1983): Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. - Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen Jber., 4: 223-237, Leoben.
- SCHIMANA, R. (1986): Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebirge/Kärnten). - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 172 S, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH B. & SCHUSTER R. (2003): Tectonic map of the Alps and overall architecture of the Alpine orogen. - Abstract 6th Workshop of Alpine Geological Studies, September 2003.
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). - Unpub. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 127 S, Wien.
- SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. - Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001 (Neuberg a.d. Mürz), 29-56, Wien.
- SCHUSTER, R. (1994): Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins. - Unpub. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 120 S, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, 42 (1999): 37-58, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine - Southalpine realm. - Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., 44: 111-141.
- SCHUSTER, R., SCHMIDT, K., FRANK, W. & SCHARBERT, S. (1999): Tectonic inversion of the Eoalpine metamorphism in the Seckau-Gleinalm-Koralpe transect (Styria, Austria). - Ber. Deutschen Mineralog. Ges., Beih. European J. Mineralogy, 11/2: 208.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural development of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics of the Alps. - Eclogae Geol. Helv., 60/2: 303-323.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W. (1987): Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the Northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps., 244-262 (Deuticke) Wien.

- SÖLVA, H., THÖNI, M., GRASEMANN, B. & LINNER, M. (2001): Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria). - *Geochimica Acta*, 14: 345-360.
- STAMPFLI, G.M. & MOSAR, J. (1999): The making and becoming of Apulia. - *Memorie di Scienze Geologiche*, 51/1: 141-154, Padova.
- STEYRER, H.P., NEUBAUER, F., HANDLER, R. & GENSER, J. (1999): Polyphase deformation and tectonic inversion within ductile nappe complexes: the Gurktal nappe system, Eastern Alps: constraints from structural data and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. - *Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A*, 52: 120.
- STÜWE, K. & POWELL, R. (1995): PT Paths from modal properties: application to the Koralm Complex, Eastern Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 119: 83-93.
- THIEDE, R., SÖLVA, H., THÖNI, M., HÄBLER, G. & GRASEMANN, B. (2001): Cretaceous Emplacement of the Austroalpine Schneeberg Complex. - *Geolog.-Paläontolog. Mitt. Innsbruck*, 25: 209, Innsbruck.
- 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 determination on micas. - *Jb. Geol. B.-A.*, 124: 111-174.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/1: 209-230.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southern Austria). - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 347-368.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73: 177-189.
- THÖNI, M. & MILLER, Ch. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. - *J. metamorphic Geol.*, 14: 453-466.
- TEIML, X. (1996): Die Gesteine der Millstätter Serie: petrologische und geothermobarometrische Untersuchungen. - Unpub. Diplomarbeit Univ. Graz, 196 S, Graz.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen.* - 766 S, Deuticke, Wien.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71: 843-908.
- WAGREICH, M. (2001): A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian-Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. - *Terra Nova*, 13: 401-406.
- WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, F. (2001): Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). - *J. Structural Geology*, 24: 1603-1618.

Anschrift des Verfassers

Dr. Ralf SCHUSTER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Vienna, Austria.
Email: schral@cc.geolba.ac.at.

MINOLTA PERSONAL PRINTCENTER – Das flexible Multitalent zum kleinen Preis:



MINOLTA PERSONAL PRINTCENTER: Eine neue, innovative Generation von Farbgeräten, die wesentlich schneller, besonders farbtensiv und kostengünstig drucken kann.

DRUCKEN • KOPIEREN • SCANNEN • FALTEN • HEFTEN • LOCHEN

Minolta Austria Ges.m.b.H.,
1130 Wien, Amalienstraße 59-61,
Tel 01/878 82-0, Fax 01/878 82-570



MINOLTA

www.minolta.at

The essentials of imaging

Die aeromagnetische Anomalie des mittleren Ötztal-Stubaikristallins und ihr Rahmen: 3D-Modellierung und geologische Interpretation

A. AHL & P. SLAPANSKY

Für die markante magnetische Anomalie, die im Zuge der aeromagnetischen Vermessung von Österreich (SEIBERL, 1991) im Bereich des mittleren Ötztals erfasst wurde, wurde eine 3D-Modellierung der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt. Von speziellem Interesse war dabei die Frage, ob der magnetische Störkörper innerhalb des Ostalpins oder innerhalb des unterlagernden Penninikums zu lokalisieren ist. Die Isanomalien der magnetischen Totalintensität ΔT sind in Abb. 1 dargestellt.

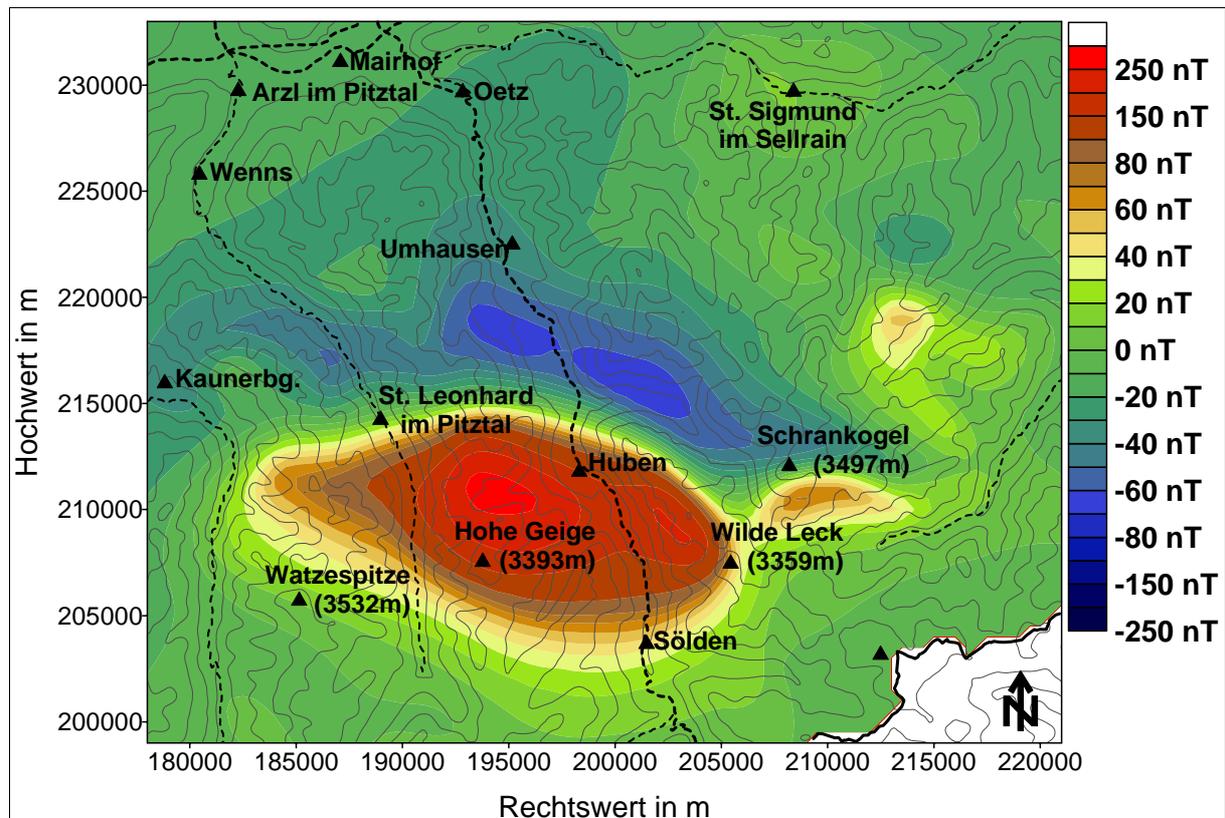


Abb. 1: Die geomagnetische Anomalie Ötztal: gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT . Eingezeichnet sind zusätzlich Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Grenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M28).

Methodik der Modellrechnung

Nach einer Bestimmung der gesteinsphysikalischen Parameter (im Wesentlichen der magnetischen Suszeptibilität, wenn möglich auch der remanenten Magnetisierung) und der Erstellung einer vereinfachten geologischen Karte, in der den lithologischen Einheiten charakteristische magnetische Suszeptibilitäten zugeordnet sind, wird anhand der gemessenen magnetischen Anomalie und der geologischen Modellvorstellungen die Lage und Größe des zu betrachtenden Modellkörpers festgelegt. Der Modellkörper wird anschließend in Würfel gleicher Größe (im vorliegenden Fall mit 500 m Kantenlänge) unterteilt. Jedem dieser Würfel wird, entsprechend den räumlichen geologischen Vorstellungen, ein individueller Suszeptibilitätswert und, wenn bekannt, ein Wert der remanenten Magnetisierung (Betrag und Richtung) zugewiesen. Weiters wird die Topographie des Messgebiets im Modell berücksichtigt.

Für jeden der einzelnen Kuben dieses Modellkörpers kann nun mit dem Algorithmus nach MILITZER & WEBER (1984) die Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT unter Berücksichtigung des Internationalen Geomagnetischen Referenzfeldes (IGRF) berechnet werden und somit auch die gesamte theoretische magnetische Anomalie des Untersuchungsgebiets. Ausgehend von dem so erstellten Startmodell, welches in den meisten Fällen noch beträchtliche Abweichungen zum real gemessenen Magnetfeld des Untersuchungsgebiets aufweist, werden im Zuge der Modellrechnung die Suszeptibilitätswerte der verschiedenen Würfel des Modells gezielt derart verändert, dass die anhand des Modells berechnete Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT möglichst gut mit der tatsächlich gemessenen Anomalie ΔT übereinstimmt.

Geologie des Messgebiets Ötztal

Das Untersuchungsgebiet liegt im Wesentlichen innerhalb der Ötztal-Stubai-Masse, die dem Ostalpinen Altkristallin angehört. Am westlichen Rand des Messgebietes ist das unterlagernde Penninikum des Unterengadiner Fensters angeschnitten, in der Nordwestecke treten Anteile der tektonisch überlagernden Phyllitgneiszone und des Landecker Quarzphyllites auf. An seinem Westrand ist das Ötztalkristallin bereichsweise tektonisch stark reduziert.

Das Ötztalkristallin baut sich im untersuchten Gebiet überwiegend aus grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimenten (Paragneise, Schiefergneise, Glimmerschiefer etc.) auf, daneben treten saure bis intermediäre Orthogneise (Muskowit- und Biotitgranitgneise, Zweiglimmer- und Biotitaugneise, sowie Tonalit-, Diorit-, Granodioritgneise) und Metabasite (in Form von Amphiboliteinschaltungen unterschiedlicher Mächtigkeit) auf (HAMMER, 1923; AMPFERER & HAMMER, 1924; AMPFERER & OHNESORGE, 1924; HAMMER, 1929; PURTSCHELLER, 1978).

Eine ausgedehnte ordovizische hochtemperierte Metamorphose ist mit partieller Aufschmelzung der Paragneise und Migmatitbildung verbunden (KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001).

Die amphibolitfazielle mineralogische und gefügemäßige Hauptprägung der Gesteine ist variszisch (GRAUERT, 1981). Der südöstliche Anteil des Untersuchungsgebietes hat eine merkliche alpidische Überprägung in Grünschieferfazies erfahren (PURTSCHELLER et al., 1987; HOINKES & THÖNI, 1993).

Der tektonische Internbau ist im Norden im Wesentlichen geprägt durch großräumige isoklinale Falten mit E-W-streichenden horizontalen bis flach einfallenden Achsen und vertikalen Achsenebenen (PURTSCHELLER, 1978). Im Süden hingegen sind steil stehende Großfaltenzüge mit senkrechten Achsen ("Schlingentektonik") bestimmend für die Großstruktur (SCHMIDT, 1965; PURTSCHELLER, 1978; VAN GOOL et al., 1987). Der zentrale Bereich des Untersuchungsgebietes, etwa im Grenzbereich zwischen den beiden unterschiedenen Großstrukturbereichen, wird von einem inhomogenen, etwa E-W-verlaufenden Amphibolitkomplex von ca. 25 km Länge und bis zu 8 km Breite geprägt. In Zusammenhang mit diesem finden sich Eklogite und Einschaltungen von Peridotiten und geringmächtigen Marmoren (MILLER, 1970; HOERNES & HOFFER, 1973; KOZIOL & OBERHÄNSLI, 1995).

Als geologische Grundlagen für die Modellrechnung dienen die Übersichtskarten 1:400.000 von OBERHAUSER & PIRKL (1980) und 1:300.000 von BRANDNER (1980) sowie die geologischen Karten 1:75.000, Kartenblätter "Landeck" (AMPFERER & HAMMER, 1922), "Nauders" (HAMMER, 1923), "Ötztal" (HAMMER et al., 1929) und "Sölden und St. Leonhard" (SCHMIDEGG & HAMMER, 1932).

Für das Startmodell der 3D-Modellierung wurden folgende tektonische und lithologische Einheiten aufgrund ihrer im Gelände gemessenen magnetischen Suszeptibilitäten (BELOCKY et al., 1998) oder anhand von Suszeptibilitätswerten lithologisch vergleichbarer Gesteinsserien in Form von Durchschnittswerten zusammengefasst (alles in SI-Einheiten):

- Ötztalkristallin:
 - Paragneise ($\kappa = 0,22 \times 10^{-3}$)
 - Glimmerschiefer ($\kappa = 0,26 \times 10^{-3}$)
 - saure bis intermediäre Orthogneise ($\kappa = 0,1 \times 10^{-3}$)
 - Amphibolite und Eklogite ($\kappa = 20,0 \times 10^{-3}$)
- Landecker Quarzphyllit, Phyllitgneiszone ($\kappa = 0,14 \times 10^{-3}$)
- penninischer Flysch (Unterengadiner Fenster) ($\kappa = 0,05 \times 10^{-3}$)

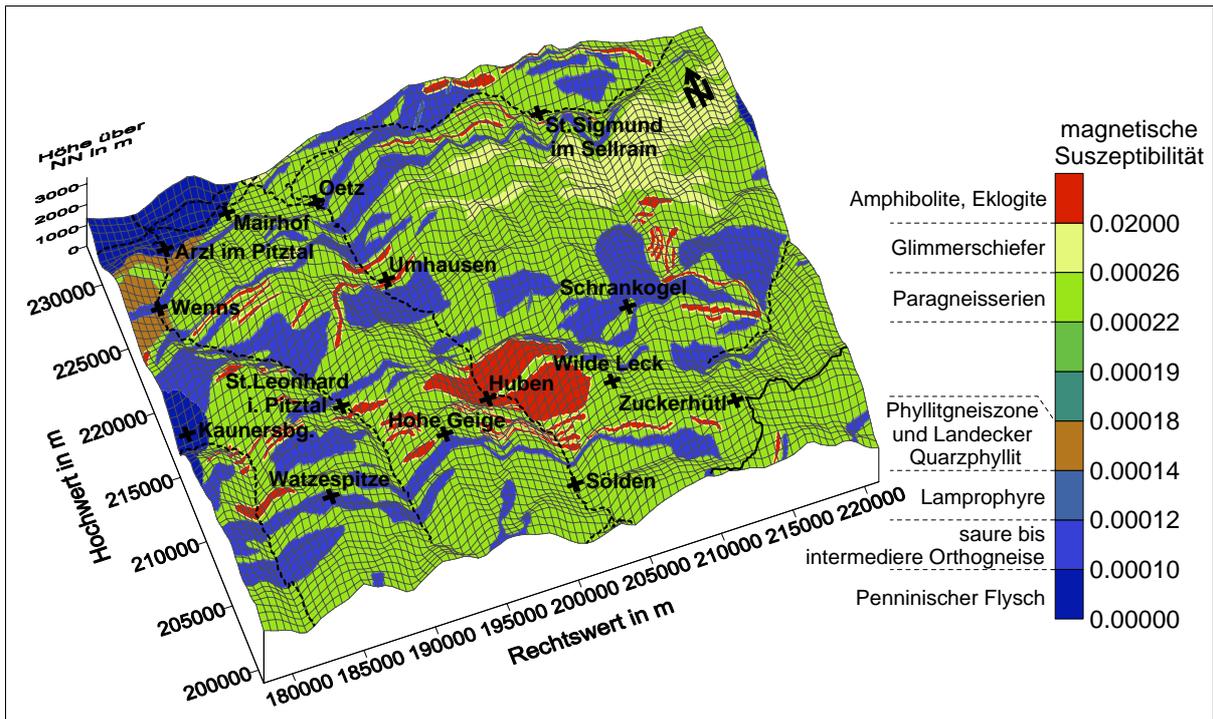


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des Untersuchungsgebiets, über die Topographie gelegt. Eingezeichnet sind weiter Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Grenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M28).

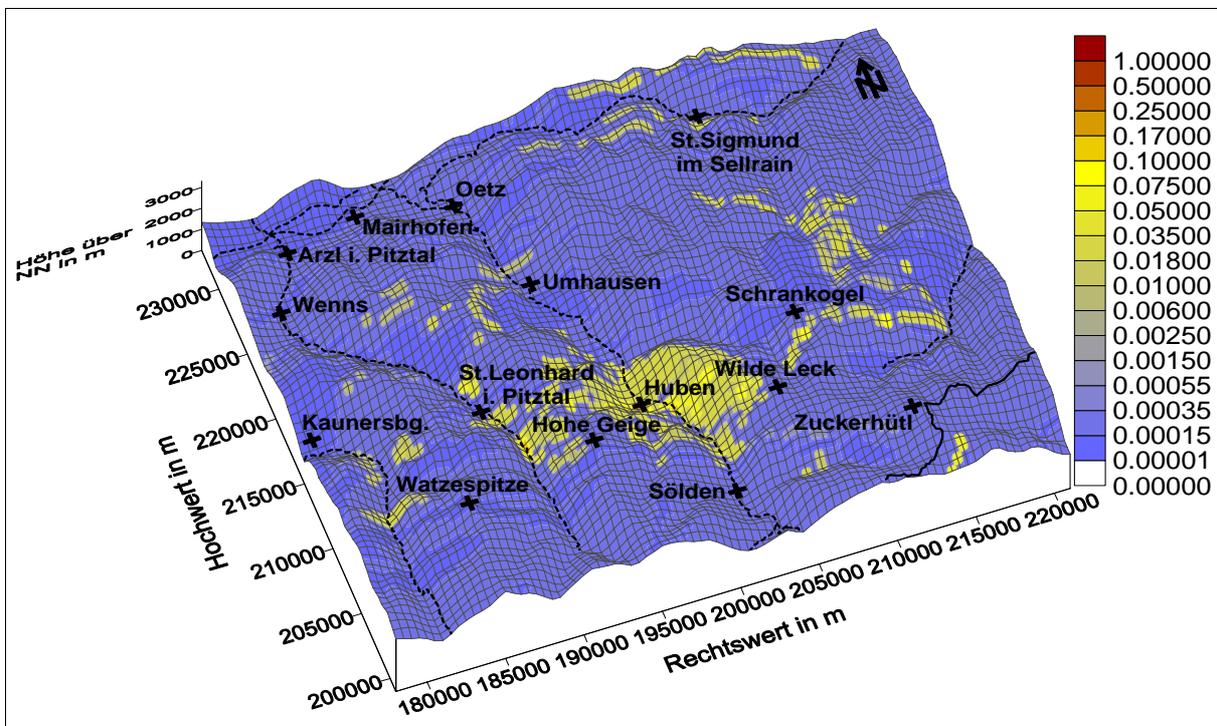


Abb. 3: Die ermittelte magnetische Suszeptibilität an der Geländeoberkante (berechnet anhand des Modells mit 500 m Kantenlänge der Würfel), über die Topographie gelegt. Eingezeichnet sind zusätzlich Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Grenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M28).

Bereits diese Werte zeigen, dass grundsätzlich die basischen und ultrabasischen Gesteine des Ötztal-Stubaikristallins als mögliche Störkörper relevant sind. Lokale Pyrrhotin führende sulfidische Vererzungen (VAVTAR, 1988) können als Verursacher der magnetischen Großstruktur ausgeschlossen werden. Ebenso wenig wirken sich die Ultrabasite des Unterengadiner Fensters im hier betrachteten Bereich aus. Es ist somit eine Modellierung der Anomalie möglich, die nur von den an der Oberfläche aufgeschlossenen oder relativ oberflächennahen Gesteinen ausgeht und in die Tiefe fortgesetzt wird und die sich nicht ausschließlich auf sehr tiefliegende, nicht aufgeschlossene Serien bezieht.

Lithologie der Gesteinsserien des Untersuchungsgebiets

Paragneise

Es handelt sich bei diesen eher monotonen Metasedimentserien um Abkömmlinge vermutlich proterozoischer Ablagerungen (metamorphe Silte und Sande), die heute überwiegend als polymetamorph geprägte Paragneise (Schiefergneise, Biotitgneise, Biotitschiefer, Feldspatknotschiefer und/oder -gneise) vorliegen. Biotit-Plagioklasgneise und Gneisglimmerschiefer stellen Abkömmlinge einer in sich stark inhomogenen Grauwackenserie dar (PURTSCHELLER, 1978; HAISS, 1992).

Glimmerschiefer

Fast reine Glimmerschiefer mit ehemaligen Tonschiefern als Ausgangsprodukte treten vor allem in einer etwa 7 km breiten Zone im NE-Abschnitt des Untersuchungsgebietes (südlich des Sellrain-Tales) auf. Glimmerschiefer einschaltungen finden sich aber auch in den auf den Karten als Paragneise ausgeschiedenen Gebieten (PURTSCHELLER, 1978).

Orthogneise

Innerhalb der monotonen Paragesteinsserien treten zahlreiche Einschaltungen von sauren bis intermediären Orthogneisen in Form von Biotitgranitgneisen, Biotitaugengneisen, Zweiglimmer-Augen- und Flasergneisen und Biotit-Augengneisen als konkordante Lagen und Stöcke mit scharfen (tektonischen) Grenzen zu den Paragesteinen auf. Ihre Zusammensetzung variiert von Metagraniten über -granodiorite, -tonalite, -quarzdiorite bis zu Metadioriten. Die einzelnen Intrusionskörper sind oft sehr inhomogen und können starke Variabilität im Modalbestand aufweisen (PURTSCHELLER, 1978; SCHINDLMAYR, 1999).

Die Orthogneise sind vorvariszisch intrudiert. Vielfach sind ordovizische Alter geochronologisch nachgewiesen (HOINKES & THÖNI, 1993).

Der größere Migmatitkörper des Winnebachmigmatits ist Produkt einer partiellen Aufschmelzung im Zuge eines ordovizischen Metamorphosegeschehens (KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001).

Amphibolitzug des mittleren Ötztals

Ein etwa 18 km langer und bis zu 8 km breiter Zug von Amphiboliten mit Eklogiteinschaltungen quert das mittlere Ötztal zwischen Längenfeld und Sölden. Das Einfallen dieser Serie ist insgesamt sehr steil.

Der Amphibolitzug wurde von HOERNES & HOFFER (1973) von N nach S in fünf unterschiedliche Teilserien gegliedert:

- Serie I: Serie der hellen Bänderamphibolite (mit Eklogit und Peridotiteinschaltungen)
- Serie II: Serie der dunklen, diablastischen Granatamphibolite (mit Eklogiteinschaltungen)
- Serie III: Serie der Alumosilikatgneise (Wechselagerung von Gneis und Amphibolit)
- Serie IV: Wechselserie (Wechselagerung von Gneis und Amphibolit)
- Serie V: Serie der Eklogite und Eklogit-Amphibolite im Süden.

Die Serien I und II sind Orthoamphibolite, die einen alkalibasaltischen (Serie I) bzw. einen tholeiitischen (Serie II) Chemismus aufweisen (MILLER, 1970). Bei den Amphiboliten der Serien III und IV handelt es sich laut HOERNES & HOFFER (1973) um Paraamphibolite, nach KOZIOL & OBERHÄNSLI (1995) aber ebenfalls um Orthoamphibolite mit z.T. deutlichen Hinweisen auf einen bimodalen Vulkanismus.

Insgesamt handelt es sich bei den Amphiboliten und Eklogiten des mittleren Ötztals wohl um Glieder einer Differentiationsabfolge mit MORB-Charakter (FÜGENSCHUH, 1991; KOZIOL & OBERHÄNSLI, 1995; MILLER & THÖNI, 1995), somit um ehemaligen Ozeanboden.

Die eklogitfazielle Metamorphose ist mehrphasig (amphibolitfaziell und schließlich in Grünschieferfazies) überprägt. Die letzte grünschieferfazielle Metamorphose wird als alpidisch eingestuft (HOINKES & THÖNI, 1993).

Amphibolite des nördlichen Ötztalkristallins (Sellrain)

Es handelt sich überwiegend um Plagioklas-Amphibolite und Hornblendegneise, die z.T. Granat führen, weiters um diablastische Granatamphibolite (Eklogitamphibolite), untergeordnet auch um Hornblendeschiefer etc., z.T. in Wechsellagerung mit sauren Orthogneisen und Metapeliten. Vereinzelt treten Eklogitlinsen auf. Nach geochemischen Kriterien handelt es sich bei den Amphiboliten entweder um metamorphe tholeiitische Ozeanbodenbasalte, eventuell aber auch um Abkömmlinge eines bimodalen kontinentalen Vulkanismus (EICHHORN, 1991).

Marmore und Kalksilikatgesteine

treten nur in einem regional eng begrenzten Gebiet am N- und S-Rand des großen Amphibolituzuges zwischen Längenfeld und Sölden in Form von maximal 20 m mächtigen und 100 m langen Linsen im unmittelbaren Randbereich des Amphibolituzuges auf (PURTSCHELLER, 1978).

Penninikum des Unterengadiner Fensters

Am äußersten Westrand des Untersuchungsgebietes treten im Unterengadiner Fenster penninische Gesteine auf. Es handelt sich überwiegend um Flyschablagerungen (Unterengadiner Flysch, Tasna-flysch). Diese Serien tauchen gegen Osten unter das Ötztalkristallin ab.

Landecker Quarzphyllit

In der Nordwestecke des bearbeiteten Gebietes finden sich Anteile der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. Diese Gesteine werden als alpidisch stark tektonisierte und retrograd überprägte nördliche Anteile des Ostalpinen Altkristallins betrachtet (NOWOTNY et al., 1993).

Erzphasen als Träger der Magnetisierung

Die opaken Phasen in Gesteinen des zentralen Ötztals wurden von HETZNER (1903) und jene des nördlichen Ötztalkristallins von EICHHORN (1991) detaillierter beschrieben. In den Eklogiten des mittleren Ötztals tritt Magnetit zusammen mit Hornblende als retrogrades Umwandlungsprodukt des Granats auf, zumeist als Reaktionssäume um intakte Granatkerne. Magnetit findet sich häufig zusammen mit Rutil. Darüber hinaus treten Magnetitkörner im ganzen Gestein gleichmäßig verteilt auf, daneben auch öfters größere Pyrite.

In Eklogitamphiboliten, die retrograd aus Eklogiten entstehen, sowie in pyroxenfreien Amphiboliten findet sich ebenfalls körniger Magnetit bei der Umwandlung von Granat. Granat wird durch kelyphitartige Hornblende, Plagioklas und Magnetit sowie teilweise Epidot und Chlorit verdrängt, bei vollständiger Ersetzung der Granatsubstanz entstehen haufwerkartige Pseudomorphosen. Die Umwandlung des Granats erfolgt sowohl vom Rand als auch von Rissen ausgehend, wobei parallel zu den Rissen in der Mitte der Umwandlungsprodukte bandartige Magnetitausscheidungen auftreten. In diesen Gesteinen ist mehr Erz (Magnetit mit Rutil, Leukoxensäume treten auf) vorhanden als in den Eklogiten. In gewöhnlichen Amphiboliten, auch in feldspatreichen Varietäten tritt akzessorischer Magnetit oft reichlich auf, daneben Rutil und Titanomagnetit sowie manchmal eng mit Epidot verknüpfter Pyrit.

Auch in Eklogitamphiboliten des nördlichen Ötztalkristallins tritt Magnetit in Reaktionssäumen der Granate auf. In intaktem Eklogit werden als Erzphasen allerdings nur Rutil und vereinzelt Pyrit beschrieben. In Plagioklasamphiboliten finden sich vielfach Ilmenit und Pyrit, Rutil und Ilmenit weisen Titanitsäume auf. Bis zu 1 mm große Magnetitkristalle treten neben Ilmenit und Pyrit in Staurolit und Granat führenden Hornblendegarbenschiefern auf. Auch Glimmerschiefer innerhalb der Amphibolitzüge führen Magnetit neben Hämatit, Ilmenit, Pyrit und Rutil.

Ergebnisse der Modellierung

In der Abb. 4 ist die anhand der Modellierung berechnete geomagnetische Anomalie (Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT) dargestellt. Im Vergleich mit der gemessenen Anomalie (Abb. 1) zeigen sich nur relativ geringe Unterschiede.

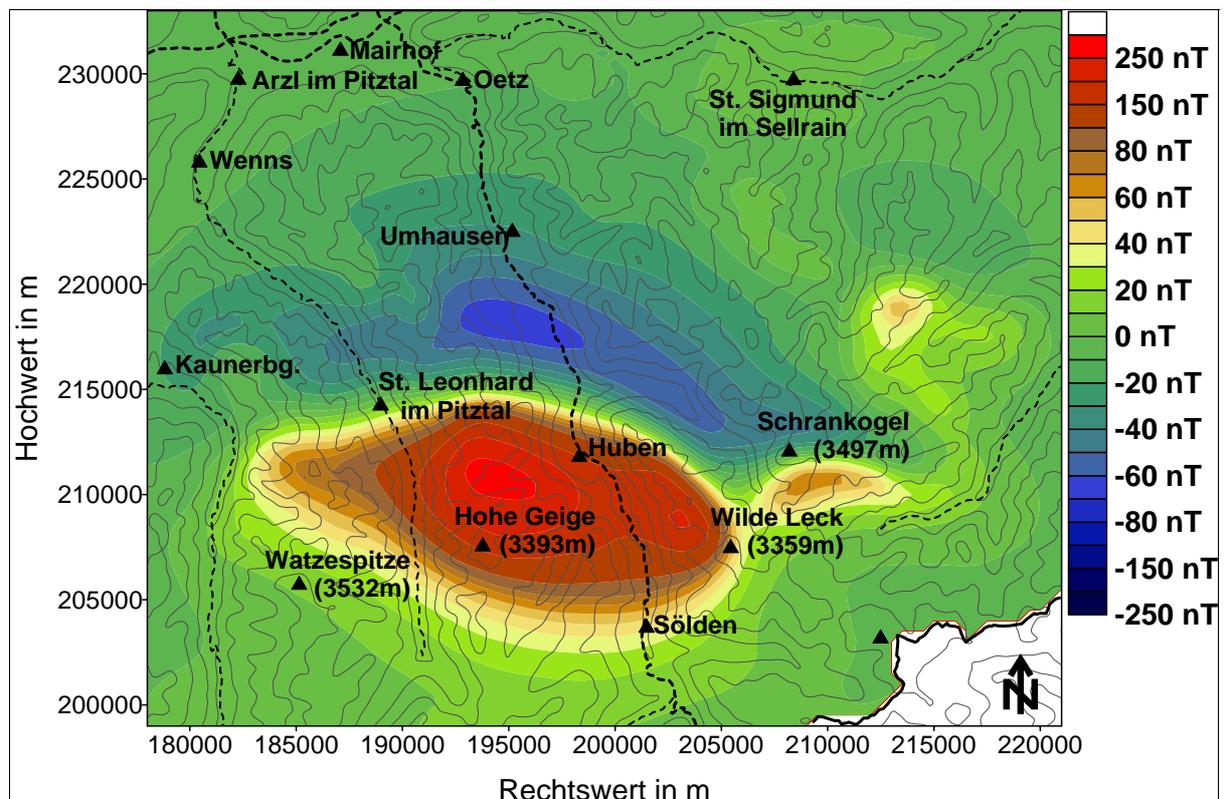


Abb. 4: Die aufgrund der Modellrechnung ermittelte geomagnetische Anomalie, dargestellt als Isanomalien der magnetischen Totalintensität ΔT .

Die räumliche Verteilung der Suszeptibilitätswerte wurde in Form von 23 Horizontalschnitten in Abständen von jeweils 500 m zwischen 3250 m über NN und -7750 m unter NN dargestellt (AHL et al., 2002). Als zwei ausgewählte Beispiele dienen die Abbildungen der Schnitte in den Niveaus von 1750 m und 1250 m (Abb. 5). Weiters können die Ergebnisse als Profile mit 500 m Abständen in N-S- und E-W-Schnitten dargestellt werden. Ein Beispiel für ein E-W-Profil zeigt die Abb. 6.

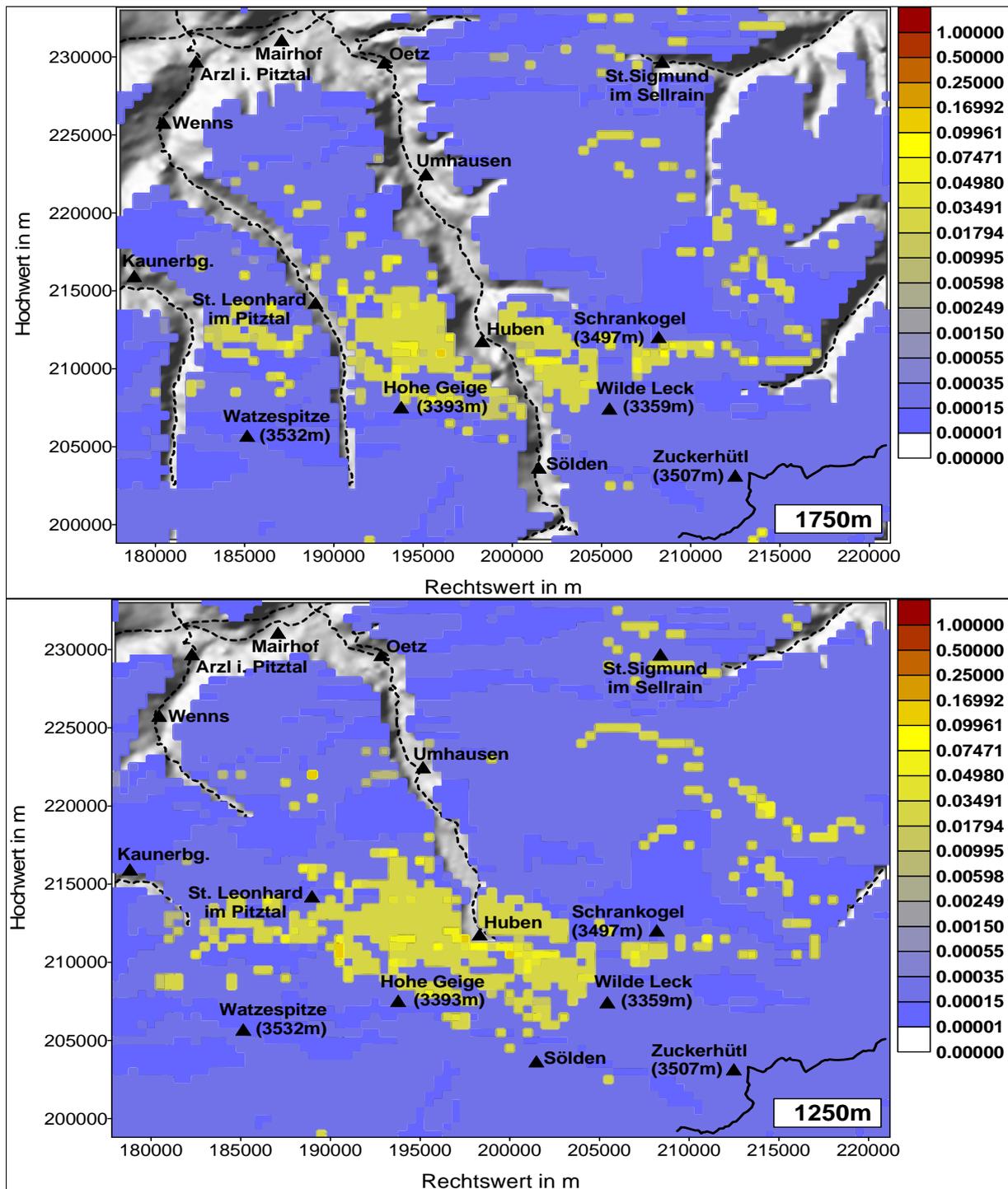


Abb. 5: Horizontalschnitte in den Niveaus von 1750 m und 1250 m. Die Farbskala gibt die Werte der im Modell angenommenen magnetischen Suszeptibilitäten (in SI-Einheiten) an.

Strukturelle Interpretation aufgrund der Modellierung

Eine stärkere Magnetisierung weisen ausschließlich die Metabasite der Eklogit- und Amphibolitserien auf. Am markantesten treten diese Gesteine in dem sehr mächtigen Körper des Amphibolitzuges des mittleren Ötztales in Erscheinung. Dieser steilstehende Komplex setzt relativ unvermittelt im Pitztal ein, wo er bereits bis etwa 5 km Tiefe nachzuweisen ist. Dies könnte auf eine Begrenzung durch eine vermutete Großstörung entlang des Pitztals schließen lassen. Dieser Körper erreicht schon bald eine Mächtigkeit (Breite) von etwa 5 km, maximal bis zu 8 km. Die Tiefenerstreckung beträgt mindestens

10 km. Im Bereich östlich des Ötztales, SE von Längenfeld, vermindert sich die Tiefe deutlich auf etwa 2 km. Auch in dieser Situation könnte eine Störung als Ursache angenommen werden, die etwa N-S streicht und steil gegen W einfällt. Gegen eine solche Interpretation spricht allerdings die geologische Kartierung von HOERNES & HOFFER (1973), aus der sich keine wesentliche Versetzung der geologischen Einheiten ableiten lässt. Der massive Amphibolitkörper endet im E an einer anhand der geologischen Kartierung nachgewiesenen Zone von Störungen, die NE von Sölden etwa gegen NE streicht.

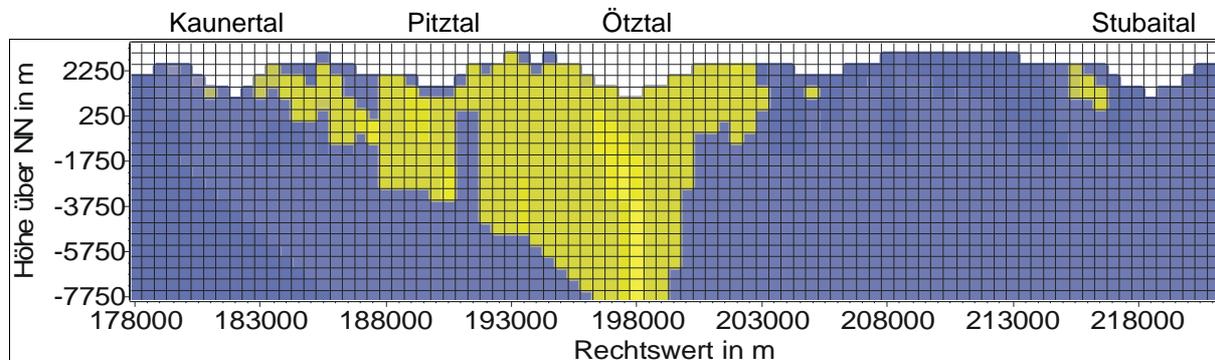


Abb. 6: West-Ost-Schnitt der Verteilung der magnetischen Suszeptibilität durch die zentrale Ötztaler Anomalie. Das Profil quert das Längenfelder Becken etwas N von Huben.

Im SE findet der Metabasitkörper eine Fortsetzung in einem schmalen, aber weit verfolgbareren Amphibolitzug, der im Bereich des Zuckerhütl eindeutig in den Schlingenbau des südlichen Ötztalkristallins einstreicht.

Bemerkenswert ist ein weiterer schmaler, aber ebenfalls weithin durchgehend verfolgbarer Amphibolitzug, der sehr wahrscheinlich eine an Störungen etwas versetzte Fortsetzung des zentralen Metabasitkörpers gegen NE darstellt. Diese Gesteine sind nicht durchgehend an der Oberfläche anstehend, allerdings wird die zusammenhängende Fortsetzung dieses Zuges durch die magnetische Modellierung wesentlich deutlicher erkennbar. Die Amphibolite ziehen in einer schmalen, steil einfallenden, etwa 1 bis 3 km tief reichenden Zone in engem Bogen um den großen Granitgneiskörper des Alpeiner Granitgneises herum. Dieser tektonische Bau weist starke Ähnlichkeit zum Schlingenbau des südlichen Ötztalkristallins auf. Die Amphibolite schwenken dann im Bereich zwischen Oberbergtal und Lisenstal in ein NW-Streichen ein und sind geomagnetisch bis ins hintere Gleirschbachtal verfolgbar, wo sie etwa die lithologische Grenze zwischen mächtigen Glimmerschiefern im NE und Paragneisen im SW markieren.

Verschiedene lokale Strukturen, wie z.B. die Amphibolitzüge, die den Granitgneis W Maurach im W begleiten, treten ebenfalls als magnetische Anomalien deutlich hervor.

Die Metabasitzüge des nördlichen Ötztalkristallins sind konkordant in den W-E-streichenden steilstehenden regionalen Bau eingebunden. Sie lassen sich durch die Modellrechnung bis in eine Tiefe von 1 bis 2 km nachweisen.

Die im Ötztalkristallin verbreitet auftretenden postvariszischen und vormesozoischen andesitischen bis alkalibasaltischen Diabasgänge (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1980) treten magnetisch nicht in Erscheinung. Das dominierende Fe-Oxidmineral in diesen Gesteinen ist Ilmenit.

Zusammenfassung

Als magnetische Störkörper sind folgende Gesteinstypen in Betracht zu ziehen:

- Amphibolite,
- retrograd überprägte Eklogite und Eklogitamphibolite,
- Gabbroamphibolite.

Die strukturelle Interpretation aufgrund der Modellrechnung ergibt:

- Der bedeutendste Störkörper ist der mächtige Amphibolitzug des mittleren Ötztales, der in seinem Zentrum eine Breite von 8 km und eine Tiefenerstreckung von bis zu etwa 10 km unter der Geländeoberfläche erreicht.
- Die Ursache für die Anomalie liegt innerhalb des Ostalpinen Kristallins und ist nicht auf einen Störkörper im unterlagernden Penninikum zurückzuführen, wie dies in früheren Interpretationen der Aeromagnetik angenommen wurde (z.B. HEINZ & SEIBERL, 1990).
- Die 3D-Modellierung der Geomagnetik zeigt, dass aus der geologischen Kartierung bekannte, über weitere Strecken mehr oder weniger zusammenhängende Züge von geringer mächtigen Amphiboliten unterhalb der Geländeoberfläche weitgehend kontinuierlich verfolgbar sind. Dies könnte darauf hindeuten, dass eine schlingenbauartige Großstruktur grundsätzlich auch im nördlichen Bereich des Öztal-Stubaikristallins angenommen werden kann.
- Die interne Gliederung der Störkörper ist noch nicht eindeutig geklärt, z.B. bleibt die Frage offen, wie die unterschiedlichen Mächtigkeiten des zentralen Störkörpers westlich und östlich des Ötztales im Bereich von Längenfeld - Huben erklärt werden könnten: eventuell als Versetzung an einer Störung, oder aber durch unterschiedliche Mächtigkeiten innerhalb eines sekundär steilgestellten Gesteinskörpers (?).

Dank

Frau Dr. E. KLÖTZLI-CHOWANETZ wird für die kritische Durchsicht eines ersten Manuskripts sowie für wichtige Hinweise und Anregungen gedankt.

Literatur

- AHL, A., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/00-01, Teil 1. - 106 S., 116 Abb., 5 Tab., 4 Beil., Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1922): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5145, Landeck. - Geol. Bundesanst., Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck (5145). - 88 S., Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich, Blatt Zirl - Nassereith (5046). - 68 S., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/97. - 99 S., 22 Abb., 8 Tab., 5 Taf., 8 Beil., Wien.
- BRANDNER, R. (1980): Geologie von Tirol 1:300.000. - Tirol-Atlas Blatt C2, Innsbruck.
- EICHHORN, B. (1991): Kristallingeologische Untersuchungen der östlichen Hochedergruppe (Sellrain) mit besonderer Berücksichtigung der Eklogitvorkommen. - Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 128 S., 48 Abb., 21 Tab., Innsbruck.
- FÜGENSCHUH, B. (1991): Geochemie und Deformationsuntersuchungen an Gneisen und Amphiboliten des zentralen Ötztales (Sulztalkamm). - Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 108 S., 56 Abb., 12 Tab., Innsbruck.
- GRAUERT, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Öztalkristallin aufgrund radio-metrischer Altersbestimmungen. - Fortschr. Mineral., 59, Beih. 1, 54-56, 2 Abb., Stuttgart.
- HAISS, N. (1992): Untersuchungen von Plagioklasgneisen im Basiskristallin der Ostalpen (Gleinalm-Öztal- und Silvrettakristallin). - Tübinger Geowiss. Abh., Ser. A, 10, 140 S., 36 Abb., 9 Tab., 3 Taf., Tübingen.
- HAMMER, W. (1923): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5245, Nauders. - Geol. Bundesanst., Wien.
- HAMMER, W. (1923): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders (5245), 62 S., Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Öztal (5146), 58 S., 1 Abb., Wien.
- HAMMER, W. (1923): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5245, Nauders. - Geol. Bundesanst., Wien.

- HAMMER, W., OHNESORGE Th., SANDER, B. & KERNER-MARILAUN, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5146, Ötztal. - Geol. Bundesanst., Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern Window. - Mem. Soc. Geol. France, N.S., 156, 123-128, 4 Fig., Paris u.A.
- HETZNER, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals. - Tschemaks Min. Petr. Mitt., 22, 437-471 und 505-580, 5 Fig., 2 Taf., Wien.
- HOERNES, S. & HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). - Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, 53, 159-180, Innsbruck.
- HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. - In: J.F. von RAUMER & F. NEUBAUER: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 485-494, 1 Fig., 1 Tab., Berlin etc. (Springer).
- KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2001): Migmatite des Ötztalkristallins. - Diss. Univ. Wien, VI + 155 S., Ill., Wien.
- KOZIOL, M. & OBERHÄNSLI, R. (1995): Die südliche Eklogitzone im Ötztal. - Mitt. Österr. Mineral. Ges., 140, 95-117, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- MILITZER, H. & WEBER, F. (1984): Angewandte Geophysik - Band 1, Gravimetrie und Magnetik, 353 S., Ill., Wien - New York (Springer-Verlag).
- MILLER, Ch. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tirol, Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 28, 42-56.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. - Chem. Geol., 122, 199-225, Amsterdam.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M. & KLEIN, P. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. - Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1993, 55-91, 15 Abb., 6 Tab., 1 Taf., Wien.
- OBERHAUSER, R. & PIRKL, H. (1980): Geologische Übersicht über die westlichen Zentralalpen (vom Prättigau bis zum Brenner) 1:400.000. - In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 334-335, (Geol. Bundesanst.) Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubaier Alpen. - Sammlung geol. Führer, 53, 2. verb. Auflage, 128 S., 1 geol. Kt., 21 Abb., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. - Tschemaks Mineral. Petrol. Mitt., 29, 205-221, 9 Abb., 4 Tab., Wien.
- PURTSCHELLER, F., HAAS, R., HOINKES, G., MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMANN, C. (1987): Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement. - In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL: Geodynamics of the Eastern Alps, 185-190, 5 Fig., Wien (Deuticke).
- SCHMIDEGG, O. & HAMMER, W. (1932): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 4855, Sölden und St. Leonhard. - Geol. Bundesanst., Wien.
- SCHMIDT, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. - Verh. Geol. B.-A., Sh. G, 199-213, 6 Abb., Wien.
- SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif - A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. - Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 288 S., 203 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Salzburg.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität Epoche 1977.7). - Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- THÖNI, M. & MILLER, Ch. (1993): Geochemie und Herkunft der Eklogite des Ostalpinen Ötztal-Kristallins. Projekt S4705 und S4702. - Mitt. Österr. Miner Ges., 138, 153-155, 3 Abb., Wien.
- VAN GOOL, J.A.M., KEMME, M.M.J. & SCHREURS, M.M.F. (1987): Structural Investigations along an E-W Cross-section in the Southern Ötztal Alps. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 214-225, 4 Fig., Wien (Deuticke).
- VAVTAR, F. (1988): Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin. - Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 9, 103-153, 56 Abb., 15 Diagr., 3 Tab., 3 Taf. (Beil.), Wien.

Anschrift der Verfasser

Dr. Andreas AHL und Dr. Peter SLAPANSKY: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien. Email: ahland@cc.geolba.ac.at und slapet@cc.geolba.ac.at

Entwicklung der Erdbebenerfassung in Tirol

W.A. LENHARDT

Einleitung

Die Erdbebenerfassung in Tirol dient nicht nur dem Krisenmanagement und dem Zivilschutz im Anlassfall, sondern stellt eine der Grundlagen dar, die zum Verständnis der Kinematik und der Dynamik der Alpen beiträgt und mit Hilfe neuer Daten laufend ergänzt wird. Dieser Betrag umfasst den Werdegang der Erdbebenerfassung in Tirol. Nicht nur historische Ereignisse sind hier von Belang, sondern auch die Messung kleinster Erdbeben, die aufgrund ihrer höheren Häufigkeit ein detailliertes Bild der rezenten Tektonik abgeben, welches schon aus Daten weniger Jahrzehnte erstellt werden kann. Auch die damit verbundenen Herausforderungen werden kurz vorgestellt.

Historische Erdbeben

Das Bundesland Tirol ist reich an Schadensbeben in der Vergangenheit. Praktisch alle Informationen über Erdbeben vor 1900 basieren auf der gesammelten Darstellung von SCHORN (1902), ähnlich wie in Niederösterreich, wo bis heute als Grundlage die Arbeit von SUESS (1873) Verwendung findet. Derzeit befasst sich aber ein Projekt der Zentralanstalt mit diesen niederösterreichischen Erdbeben im Detail, um zu genaueren Aussagen gelangen zu können.

Nr.	Jahr	Mo	Tag	hh	mm	Br.	Lg.	Io	Epizentrum
1.	1571	11	01			47,27	11,39	7	Innsbruck
2.	1572	01	04	18	45	47,27	11,39	8	Innsbruck
3.	1595	07	12			47,28	11,51	6	Hall
4.	1670	07	17	01	15	47,28	11,51	8	Hall
5.	1689	12	22	01		47,27	11,39	8	Innsbruck
6.	1706	03	28			47,27	11,39	6	Innsbruck
7.	1706	12	02			47,28	11,51	6-7	Hall
8.	1727	08	18			47,27	11,39	6-7	Innsbruck
9.	1794	05	12	10	59	47,27	11,39	6	Innsbruck
10.	1814	04	28			47,27	11,39	6	Innsbruck
11.	1820	07	17	06	30	47,35	11,71	7	Schwaz
12.	1859	04	28	06	45	47,39	11,77	6	Jenbach
13.	1862	05	27	00	20	46,75	12,42	6-7	Sillian in Osttirol
14.	1865	01	21			47,49	12,07	6	Wörgl
15.	1872	08	08	05	10	47,27	11,39	6	Innsbruck
16.	1880	11	14	07	30	47,39	11,26	6	Scharnitz
17.	1882	01	23			47,44	10,64	6	Weißbach/Lech
18.	1886	11	28	22	30	47,32	10,84	7-8	Nassereith
19.	1897	02	20	06	00	47,30	11,45	6	Innsbruck/Hall

Schadensbeben in Tirol bis 1900.

hh, mm: Uhrzeit in Universal Time Coordinated (UTC); Io: Intensität (Effekte an der Erdoberfläche) im Epizentrum.

Von den in der Tabelle angeführten Erdbeben erscheint es heute als ziemlich sicher, dass sich die Ereignisse in Innsbruck und Hall tatsächlich "dort" ereignet haben. Deren Intensitäten sind aber mit einer großen Unsicherheit behaftet, die es erst zu untersuchen gilt. Was die Epizentralgenauigkeit der anderen Beben betrifft, so steht auch hier eine genaue Untersuchung aus.

SCHORN schrieb 1902 in seinem Werk über "Erdbeben von Tirol und Vorarlberg", in dem er einen zeitgenössischen Bericht zitierte: "*... Anno 1670 den 17. July ist alhier zu Insprugg, Hall und ganzer disser gögend morgens zwischen 2 und 3 uhr ein solch gross- und erschröcklicher erdbidnus gewesen, das alhier und zu Hall, allwo der pfarrthurn eingefallen, und haben die nach erdbiden, so aber nit so gross als der erste gewesen, bis in die 2 jahr sich spiren lassen, und sollen bis yber 200 gezölt worden sein; in wehrend diser erdbiden seint die sonn- und feyertegliche ämbter und prödigen meist beim 7 capellen (Anm. von SCHORN: die Siebensternkapelle befand sich am Saggen nahe Sill), unter denen aufgeschlagenen Gezelten, auch vor der Jesuwiter kürch und alsdan auf den renplaz unter gezelten, will man sich in kürchen so lang weegen der gewehrten erdbiden zu sein nit gethrauet, gehalten worden. ...*".



Zeitgenössische Darstellung der Folgen des Erdbebens in Hall, 1670.

Dieses Beispiel stellt schon eine recht ausführliche Schilderung dar, vergleicht man sie mit der Schilderung des Erdbebens von 1571 in Innsbruck "*ein grosser erdbidem gespühret worden, welcher der orthen nicht wenig schaden gethan.*"

Die Genauigkeit der Einschätzung der Epizentralintensität und des Epizentrums ist meist sehr schwierig und verlangt einen interdisziplinären Ansatz. Grundsätzlich müssen alle Originaltexte gefunden und in der Folge transkribiert und neu interpretiert werden, denn die vorhandene Sekundärliteratur ist von Vorstellungen und Ideen, die zum Teil heute keine Gültigkeit mehr besitzen, geprägt. Nicht selten sind Ortschaftsnamen falsch interpretiert worden und Mitteilungen, die nicht aus dem Epizentrum stammen, diesem aber zugeordnet worden. Das Resultat sind zwar Erdbebeneinträge im Katalog, die tatsächlich auf ein Erdbeben hinweisen, aber das Epizentrum hat sich z.B. nicht in Tirol sondern in der Schwäbischen Alp oder dem Friaul befunden. Je älter die Berichte, desto unpräziser und dürftiger sind sie. So liegen vom Erdbeben im Jahr 1201 überhaupt nur zwei Berichte vor, die zuerst zu einem Epizentrum in Murau in der Steiermark führten (TOPERCZER & TRAPP, 1950) und erst nach einer historischen Studie dem Raum Katschberg als wahrscheinliches Epizentrum zugeordnet werden konnten (HAMMERL, 1995).

Eines der weiteren Probleme in der Erfassung historischer Erdbeben ist, "falsche Erdbebeneinträge im Erdbebenkatalog" - "fake quakes" oder "fakes" genannt - zu entdecken; Erdbeben also, die es in Wirklichkeit gar nicht gab. Diese Einträge entstanden hauptsächlich durch die Übernahme von Erdbebeninformationen aus sekundärer Literatur, die bereits Interpretationswerke darstellen. Das Auffinden solcher Einträge und deren Kontrolle bzw. Korrektur erwies und erweist sich nach wie vor als extrem zeitaufwendig, da die Originalquellen aufgesucht und nach dem aktuellen Stand des Wissens von Historikern in Zusammenarbeit mit Geophysikern interpretiert werden müssen. Dies zeigte sich auch bei einer Untersuchung der historischen und rezenten Erdbeben in der Steiermark (LENHARDT & HAMMERL, 2002). Unter den 311 neu gefundenen Erdbeben fanden 132 in der heutigen Steiermark statt. Über 80 dieser Erdbeben konnte ein Epizentrum und eine Intensität zugeordnet werden. Somit erhöhte sich der Wissensstand über die Erdbeben in der Steiermark von 61 auf 143 Erdbeben. Zudem konnten 49 bereits bekannte Erdbeben betreffend Ort und Stärke ergänzt oder korrigiert werden. Das Erdbeben von Kindberg im Jahr 1885 wurde grundsätzlich neu ausgewertet. Dabei bestätigte sich, dass es damals zwar viele Gebäudeschäden gegeben hat, aber dass das Erdbeben nicht so stark war, wie bislang angenommen - und die Informationslücke vom 13.-18. Jahrhundert wurde ebenfalls geprüft und gefüllt. Eine solche Studie ist für Tirol noch ausständig.

Erdbebendienst

Anlässlich des Erdbebens am 14. April 1895 in Ljubljana (Slowenien) wurde am 25. April 1895 an der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien eine eigene 'Erdbebenkommission' eingerichtet, deren Aufgabe es war, sich mit der Ursache und den Auswirkungen von Erdbeben eingehend zu beschäftigen. Die Tätigkeit der Kommission sollte sich hauptsächlich auf drei Gebiete erstrecken: Sammlung von Erdbebenberichten aus früherer Zeit, Beobachtungen aktueller Erdbeben durch entsprechendes Personal und schließlich die Einrichtung von Messstationen zuerst 1897 in Ljubljana. Unmittelbar darauf wurden ähnliche Stationen auch in Kremsmünster, Triest und Lemberg installiert. Damit wurde die Grundlage geschaffen, Erdbeben messtechnisch zu erfassen.

Am 1. Jänner 1904 wurde das Beobachtungsnetz der Erdbebenkommission unter der neuen Bezeichnung "Erdbebendienst" von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) in Wien übernommen, gleichzeitig mit der Inbetriebnahme eines ersten Seismographensatzes. In der Folge wurden noch weitere Standorte für Seismographen geschaffen, so etwa im Jahre 1904 in Graz, 1910 in Czernowitz und 1912 in Innsbruck, sodass Österreich nun über ein relativ dichtes Netz seismischer Stationen verfügte. Der Betrieb der Station in Innsbruck musste 1915 kriegsbedingt eingestellt werden. Er wurde erst im Jänner 1922 wieder aufgenommen. Geldmangel führte 1932 wieder zur Stilllegung der Station. Bis zu ihrer Zerstörung im Jahr 1944 war die Station aber teilweise wieder in Betrieb. Im Juli 1956 wurde dann ein Conrad-Pendel in Innsbruck installiert, das aufgrund seiner Konstruktion eine zehnfache Verstärkung aufwies und damit hauptsächlich starke Nahbeben registrieren konnte.

Die Organisation des Erdbebendienstes beruhte auf der freiwilligen Mitarbeit von angeworbenen Beobachtern, die zumeist Lehrer, Geistliche, Ärzte, Beamte oder Vertreter ähnlicher Berufsgruppen waren. Da die österreichischen Länder ein großes Gebiet umfassten, war eine Gliederung erforderlich. Jedes Kronland hatte einen eigenen Erdbebenreferenten, der die Erdbebenmeldungen sammelte und sie dann der Akademie, später der Zentralanstalt, zur Veröffentlichung übergab.



Seismograph von Wiechert.

Erdbebenreferenten für Tirol und Vorarlberg:

Referent	von - bis
J. Schorn	1896-1925
A. Defant	1926
A. Wagner	1927-1928

Diese Organisationsform blieb bis nach dem ersten Weltkrieg erhalten. Die Verkleinerung des Beobachtungsgebietes als Folge des Krieges bewirkte allerdings, dass die Betreuung des Beobachtungsnetzes immer mehr durch die Zentralanstalt selbst erfolgte.

Der zweite Weltkrieg stellte einen tiefen Einschnitt in der Geschichte des Erdbebendienstes dar, da bei Kriegsende sowohl in Wien als auch in Graz und Innsbruck die Seismographen schwer beschädigt waren und erst nach langer, mühevoller Arbeit teilweise wieder funktionsfähig gemacht werden konnten.

In der Zeit 1982/83 wurde mit der Projektierung eines neuen seismischen Überwachungssystems für das gesamte Bundesgebiet im Rahmen des Österreichischen Erdbebendienstes begonnen. Die Modernisierung des seismischen Messnetzes in Österreich erfolgte durch den Übergang von einer Analogregistrierung der Erdbeben, also von einer seismographischen Aufzeichnung am Stationsort, zu einer digitalen, zahlenmäßigen Messwerterfassung mit Datentelemetrik über Funk und Datenleitungen zur Auswertezentrale des Österreichischen Erdbebendienstes sowie mit der Einrichtung lokaler Stationen in Gebieten erhöhter Erdbebengefährdung. Der Großraum Innsbruck wurde für das Projekt gewählt, da sich etwa 30% aller österreichischen Erdbeben in diesem Gebiet ereignen. Die erste Ausbauphase wurde 1989 abgeschlossen. Seitdem ist der Erdbebendienst bemüht, laufend neue Stationen zu errichten, um die Seismizität des Bundesgebiet flächendeckend zu erfassen.

Je nach Zweck der Erdbebenerfassung werden verschiedene Systeme eingesetzt:

1. Kurzperiodische Systeme (hauptsächlich zur Beobachtung von Nahbeben)
2. Breitband-Systeme (für die Erfassung von Nah- und Fernbeben)
3. Strong-motion-Systeme (zur Registrierung von starken Bodenbewegungen im Epizentralbereich)

Das **kurzperiodische Messnetz** in Tirol besteht aus vier Messstationen in 1500-2000 m Seehöhe in St. Quirin, Moosalm, Walderalm und am Wattenberg. Der Zweck dieses Messnetzes liegt in der möglichst genauen Erfassung von Kleinbeben im Inntal. Seit Inbetriebnahme der vier Stationen konnten nicht nur Erdbeben im Inntal, sondern auch mittelstarke ferne Erdbeben (z.B. Japan) erfasst und die wichtigsten Erdbebenparameter unmittelbar zur Verfügung gestellt werden. Der kleinste Abstand zwischen zwei Messstationen in Tirol beträgt 9 km, der größte 35 km. Jede Station ist in einem eigenen Stollen von 15 bis 20 m Tiefe untergebracht. Die vollständig automatisch arbeitenden Geräte übertragen ständig ihre digitalen Mess- und Systemzustandswerte über eine eigene Richtfunkstrecke zur Berufsfeuerwehr Innsbruck, dem Subzentrum des Erdbebendienstes in Tirol. Von dort wird das enorme Datenmaterial nach Wien zur Zentrale des Erdbebendienstes übertragen.

Die neue Generation der Erdbebenstationen ist mit **Breitband-Systemen** ausgerüstet, die mit noch höherer Genauigkeit (im Nanometerbereich) Erdbeben aus dem Nah- und Fernbereich registrieren können. Derzeit sind in Molln (OÖ), in der Kölnbreinsperre (Ktn.), am Hochobir (Ktn.), Damüls (Vbg.), in Arzberg (Stmk.) und im 2002 eröffneten geophysikalischen Conrad Observatorium am Trafelberg bei Muggendorf in der Nähe von Pernitz in Niederösterreich solche Stationen in Betrieb. Die Station am Wattenberg ist 2002 ebenfalls mit einem Breitbandgerät und einem Strong-motion-Sensor erweitert worden und ist somit die einzige Station in Österreich, in der alle drei Gerätekategorien vertreten sind. Diese Kombination von Aufnehmern ermöglicht erstmals einen Vergleich der Messwerte unter gleichen Umgebungsbedingungen.

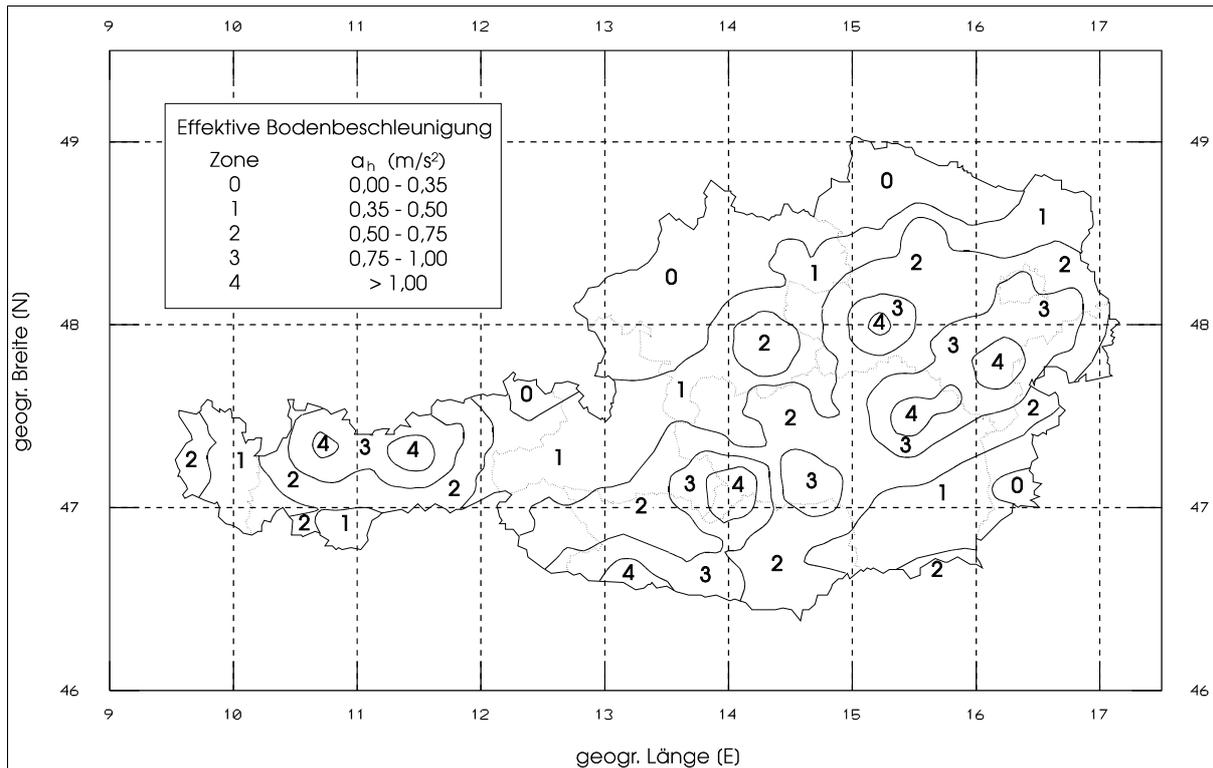
Die für die übersteuerungsfreie Erfassung von stärkeren Bodenbewegungen notwendigen **Strong-motion-Stationen** befinden sich in Tirol in St. Anton am Arlberg, im Gebäude der Berufsfeuerwehr in Innsbruck, im Bergbau Schwaz und, wie schon erwähnt, in der Station am Wattenberg.

Alle Erdbebenstationen der ZAMG werden vom Erdbebendienst selbst errichtet, betrieben, gewartet und deren Messungen ausgewertet. Die nicht unerheblichen Kosten trägt die ZAMG zum Großteil bislang selbst.

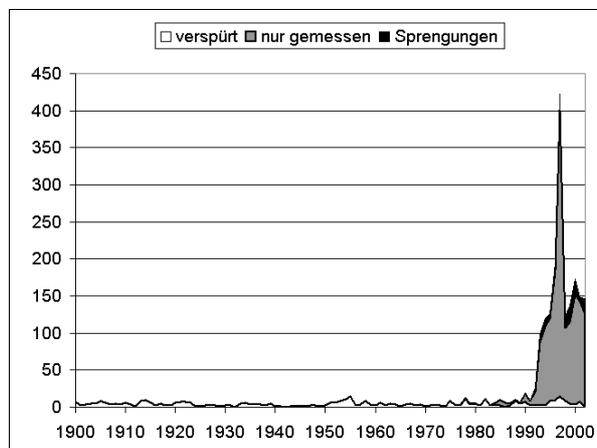
Messergebnisse

Aus der Erdbeben Geschichte einer Region erhält man die mittlere Wiederholungszeit dieser Naturereignisse, und kann somit abschätzen, wie oft ein Erdbeben einer bestimmten Stärke durchschnittlich auftritt. Dieses Wissen kann zur Risikoverminderung genutzt werden, indem in gefährdeten Gebieten eine erdbebensichere Bauweise angewendet wird, was auch z.B. in der entsprechenden Baunorm (ÖNORM B 4015, 2002) ihren Niederschlag findet. Man hat außerdem die Möglichkeit, historische Bauten, deren Bausubstanz unter Umständen schon beeinträchtigt ist, zu verstärken, beziehungs-

weise sie für den Erdbebenfall als "kritische Objekte" einzustufen. Somit sind die zuständigen Organe in der Lage, potentielle Gefahrengebiete zu erkennen, spezielle Einsatzpläne für den Katastrophenfall zu erstellen und für eine spezifische Ausbildung des Einsatzpersonals zu sorgen, wobei hier sicherlich den Feuerwehren und Rettungsdiensten, aber auch dem Bundesheer, der Polizei und Gendarmerie eine entscheidende Rolle zufällt. Von diesen Vorsorgemaßnahmen hängt es ab, ob und in welchem Ausmaß auf das Eintreten einer solchen Naturkatastrophe reagiert werden kann. Solche Maßnahmen beruhen auf einer Einschätzung, die im Wesentlichen auf dem Erdbebenkatalog basiert. Aus der Karte der ÖNORM ist ersichtlich, dass einige Bereiche in Tirol zur Zone 4 zählen, in der horizontale Bodenbeschleunigungen von 1 m/s² mit 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren erwartet werden müssen. Diese zwei Bereiche umfassen den Raum von Nassereith und Innsbruck - Hall.



Erdbebenzonen in der ÖNORM B 4015 (2002).

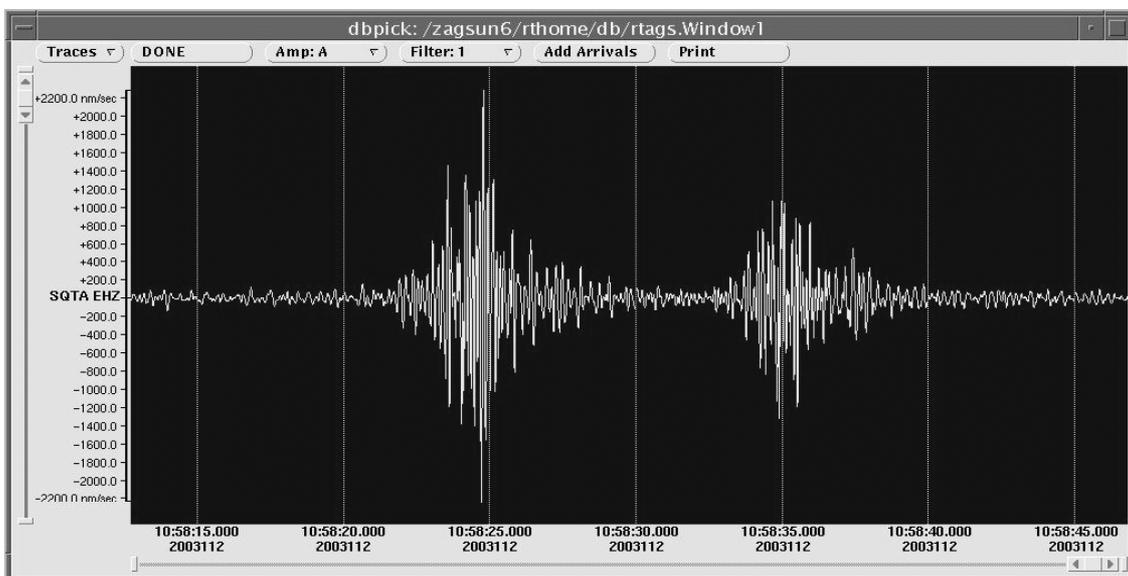


Anzahl der erfassten Erdbeben und Sprengungen.

Bei der Erstellung des Katalogs, der letztlich auch Forschungsvorhaben dient (z.B. FRANKE & GUT-DEUTSCH, 1973; DUMA et al., 1999), sind auch andere Erschütterungen zu berücksichtigen, die nicht tektonischen Ursprungs sind. Dazu zählen vor allem Sprengungen. Mit der Verdichtung des Mess-netzes werden auch diese Ereignisse zunehmend erfasst. Allein in Tirol sind in den letzten zehn Jahren (1993-2002) 146 Sprengungen registriert worden, die Eingang in den Erdbebenkatalog gefunden hatten. Die Anzahl der im selben Zeitraum gefühlten Erdbeben nimmt sich dagegen bescheiden aus: nur 63 Erdbeben wurden von der Bevölkerung wahrgenommen. Dafür stieg die Zahl der detektierten - von der Bevölkerung unbemerkt gebliebenen - Erdbeben von praktisch Null auf 1479. Damit hat sich innerhalb der letzten 10 Jahre der Datensatz tektonischer Erdbeben wesentlich erhöht. Ohne die neuen Messstationen wäre dies nicht möglich gewesen.

Je kleiner die Erdbeben - oder je geringer die Magnitude -, desto ungenauer ist zwangsläufig auch die Genauigkeit der Hypozentrumsbestimmung, da infolge der geringen Energie auch weniger Erdbebenstationen die Erschütterung registrieren können. Ein Erdbeben der Magnitude 3 wird praktisch mit allen Erdbebenstationen in Österreich registriert. Daher sind die Lokalisierungen auch recht gut und sind bereits genauer als der mittlere Ort Abstand von 4 km. Vor der messtechnischen Erfassung in Tirol wurden die Erdbeben immer dem Ort der größten Wahrnehmung (Erschütterung), also makroseismisch, zugeordnet. Diese Epizentren sind daher mit dieser "Ortsgenauigkeit" behaftet.

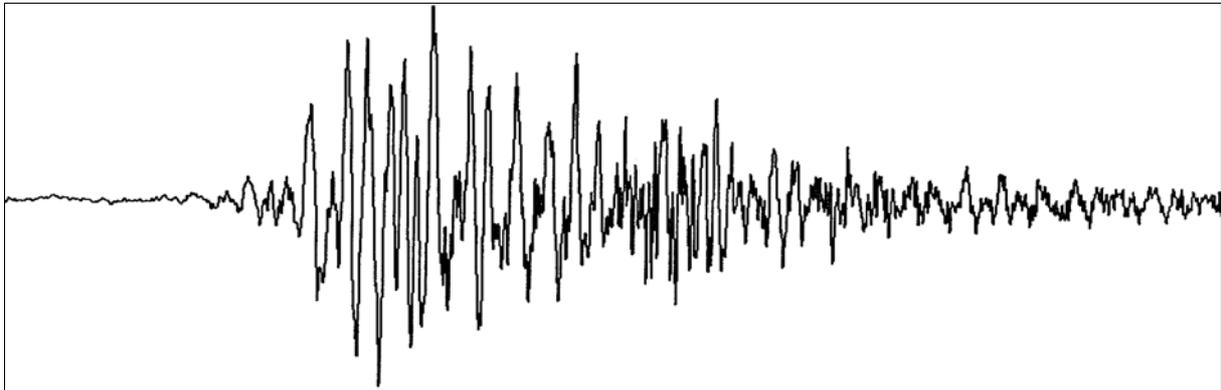
Die Hypozentren kleinerer Erdbeben, wie zum Beispiel das Erdbeben der Magnitude 1,0 bei Steinach am Brenner am 22. Juni 2003 um 19h11 Mitteleuropäische Sommerzeit (MESZ) weisen allerdings eine größere Ungenauigkeit auf, da die Signale bereits sehr undeutlich sind und überhaupt nur von den vier kurzperiodischen Stationen in Tirol registriert werden können. Fällt zudem eine dieser vier Stationen aus technischen Gründen aus, so wächst der Lokalisierungsfehler auf 4-6 km in horizontaler Distanz, während sich die Herdtiefe bis zum Dreifachen dieses Betrags ändern kann. Dies trifft aber nur auf Erdbeben zu, die sich außerhalb des Messnetzes ereignen. Innerhalb des Messnetzes beträgt der Fehler meist nur 2 km.



Überschallknall zweier Draken-Flugzeuge an der Station St. Quirin im Sellrain am 22. April 2003.

Neben Erdbeben werden aber auch andere Erschütterungen registriert, die auch für die Bevölkerung von Interesse sind. Dazu zählen unter anderem extraterrestrische Phänomene, die sich in der Atmosphäre ereignen. Während in der Lufthülle verglühende Meteore zur Gruppe der natürlichen Erscheinungen zählen, die sich mit einem Lichtschein und Knall bemerkbar machen - wie am 6. April 2002 um 22:22 MESZ im Inntal und Seefeld -, so zeichnet sich ein Überschallknall vor allem dadurch aus, dass er über einen großen Landstreifen von Beobachtern mit den selben Effekten ("Rütteln der Fenster", "wie ein Donner, aber kein Gewitter" oder "Erschütterung, als würde ein schweres Fahrzeug vorbeifahren, aber es war kein Fahrzeug zu sehen") vernommen wird. Aufgrund dieser Schilderungen und mit Hilfe der Registrierung an den Erdbebenstationen lassen sich solche Ursachen klar von tektonischen Erdbeben unterscheiden.

Größere Massenbewegungen - wie Bergstürze - können mit nahen seismischen Stationen (Distanz <20 km) erfasst werden, wenn der Vorgang innerhalb weniger Sekunden stattfindet und eine relativ große Masse umfasst. Die meiste Energie wird dabei durch den Aufprall der Massen, z.B. infolge der Loslösung einer Felswand, hervorgerufen. Das andere Extrem stellt eine langsam fortschreitende Massenbewegung dar. Hier ist es mit lokalen Messnetzen möglich, den Zeitablauf zu dokumentieren. Solch ein lokales Messnetz befindet sich im Bergbau in Schwaz, das nach dem Pingenfall am 2. Mai 1993 eingerichtet wurde (LENHARDT & PASCHER, 1996) und im Juli 1999 half, die Massenbewegungen zu erfassen, die letztlich in die Eiblschrofn-Felsabstürze mündeten.



Registrierung des Bergsturzes am "Hochnißl" am 19. September 1993 an der 4 km entfernten Station "Walderalm" - Zeitausschnitt 34 Sekunden (LENHARDT, 2001).

Zukünftige Vorhaben

Um die Erfassung der Erdbeben im Alpenraum und insbesondere in Tirol zu vervollkommen, konzentriert sich die Tätigkeit des Erdbebendienstes in Zukunft auf folgende zwei Schwerpunkte:

1. Wiederholte Auswertung der Wahrnehmungsberichte (historisch und aktuell)
2. Errichtung weiterer Erdbebenstationen

Die Auffindung und erneute Auswertung historischer Erdbeben wird wesentlich zur realistischen Einschätzung der Erdbebenbelastung des Landes Tirol beitragen. Eine entsprechende Studie, wie sie bereits für die Steiermark und derzeit für Niederösterreich durchgeführt wird, ist jedoch noch ausständig.

Dafür wurde im Internet ein "On-line-Erdbebenwahrnehmungsformular" (<http://www.zamg.ac.at/fix/beb-meld.htm>) eingerichtet, welches in Zukunft automatisch ausgewertet werden soll, sodass der Zivilschutz gleich über das Ausmaß der Erschütterungen informiert werden kann.

Die Errichtung neuer Strong-motion-Erdbebenstationen, die aber auch ausbaufähig zu einer Breitbandstation sein sollen, stellt eine weitere Herausforderung dar. Die Standortsuche, an der sich dankenswerterweise die Tiroler Landesregierung beteiligt und die mit Südtirol akkordiert und von einem InterregIII A-Projekt gefördert wird, hat zum Ziel, die besten Installationsorte in Tirol zu finden, die nicht nur den technischen, sondern auch den geometrischen Erfordernissen für eine genauere Lokalisierung gerecht werden. Damit erhalten die Behörden jene Grundinformation, die eine bessere Einschätzung des Schadensausmaßes in wesentlich kürzerer Zeit ermöglicht. Das Projekt wird im Juni 2006 abgeschlossen.

Literatur

- DUMA, G., MEURERS, R. & VOGELMANN, A., 2000: Seismische Mikrozonierung des Raumes Innsbruck - Kufstein, unteres Inntal. - Projekt-Endbericht, Bund-Bundesländerkooperation des BMBWK und der Tiroler Landesregierung, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- FRANKE, A. & GUTDEUTSCH, R., 1973: Eine makroseismische Auswertung des Nordtiroler Bebens von Namlos am 8. Oktober 1930. - Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, Neue Folge Nr. 73, Österr. Akad. d. Wissenschaften, Wien.
- HAMMERL, Ch., 1995: Das Erdbeben vom 4. Mai 1201. - Mitteilungen des Inst. f. Österr. Geschichtsforschung, Bd. 103/3-4, 350-368.
- HAMMERL, Ch. & LENHARDT, W.A., 1997: Erdbeben in Österreich. - Leykam Verlag, Graz.
- LENHARDT, W.A. & PASCHER, Ch., 1996: The mechanism of mine-collapse deduced from seismic observations. - Pure and Appl. Geophys., Vol. 147, No. 2, S. 207-216.
- LENHARDT, W.A., 2001: Induzierte Erdbeben und außergewöhnliche Erschütterungen. - In: HAMMERL, Ch., LENHARDT, W., STEINACKER, R. & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851-2001, Meteorologie und Geophysik in Österreich, S. 516-527.
- LENHARDT, W.A. & HAMMERL, Ch., 2002: Erdbebengefahr in der Steiermark - Erfassung der Erdbebengefahr in der Steiermark mit Hilfe neu errichteter Erdbebenstationen und allen verfügbaren Quellen sämtlicher historischer Erdbeben. - Projektendbericht, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (GZ-ZAMG 1355/98), gefördert vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur (GZ 30.721/2-III/A/5a/98) und der Steiermärkischen Landesregierung (StC 62/98), Wien.
- ÖNORM, 2002: Belastungsannahmen im Bauwesen - Außergewöhnliche Einwirkungen - Erdbebenwirkungen, Grundlagen und Berechnungsverfahren. - ÖNORM B 4015, Austrian Standards Institute (ON), ICS 91.010.30; 91.120.25, 59 Seiten.
- SCHORN, J., 1902: Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg. - Zeitschrift d. Ferdinandeums, III. Folge, 46. Heft, Innsbruck.
- SUESS, E., 1873: Die Erdbeben Niederösterreichs. - Denkschrift Kgl. Akad. Wissenschaft, Wien, Mat.-Naturw. Klasse 33, S. 61-98.
- TOPERCZER, M. & TRAPP, E., 1950: Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Erdbebenkatalog 1904-1948 und Chronik der Starkbeben. - Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, Neue Folge Nr. 65, Österr. Akad. d. Wissenschaften, Wien.

Anschrift des Verfassers

Univ.Doiz.Dr. Wolfgang A. LENHARDT: "Seismologischer Dienst" an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien.

Aktive Tektonik und Seismizität im Bereich Wipptal - Inntal. Andauern der lateralen Extrusion?

F. REITER, W.A. LENHARDT, K. DECKER & R. BRANDNER

Einleitung

Das Konzept der Lateralen Extrusion (RATSCHBACHER et al., 1991) versucht, die spät-orogene Entwicklung der Ostalpen (O. Oligozän-Miozän) mit einem Modell von keilförmigen Krustenblöcken zu erklären, die nach E ausweichen. Diese Blöcke werden durch NE-streichende sinistrale und ESE-streichende dextrale Seitenverschiebungen sowie durch N-S-streichende Abschiebungen begrenzt (Abb. 1) Als mechanische Antriebe für dieses Modell wirken die andauernde N-S-Konvergenz im Bereich der Ostalpen, ausgelöst durch das Eindringen des "Südalpenkopfs" (*indenter*), das laterale Auswandern von Krustenmaterial nach Osten in den Bereich der Karpaten (*tectonic escape*) sowie die subhorizontale Extension von verdickter kontinentaler Kruste im Bereich eines topographischen Hochs (*orogenic collapse*).

Im Abschnitt der westlichen Ostalpen spielen in diesem Konzept die Inntalstörung als sinistrale NE-streichende Bewegungsschiene und die Brenner-Abschiebung als W-gerichtetes *detachment* eine wesentliche Rolle (Abb. 1).

Ein gehäuftes Auftreten von Erdbeben entlang des Inntals sowie in den östlichen Stubai Alpen (30% aller Erdbeben Österreichs ereignen sich hier) führt zur Fragestellung, ob diese miozänen Bewegungsschienen auch heute noch aktiv sind.

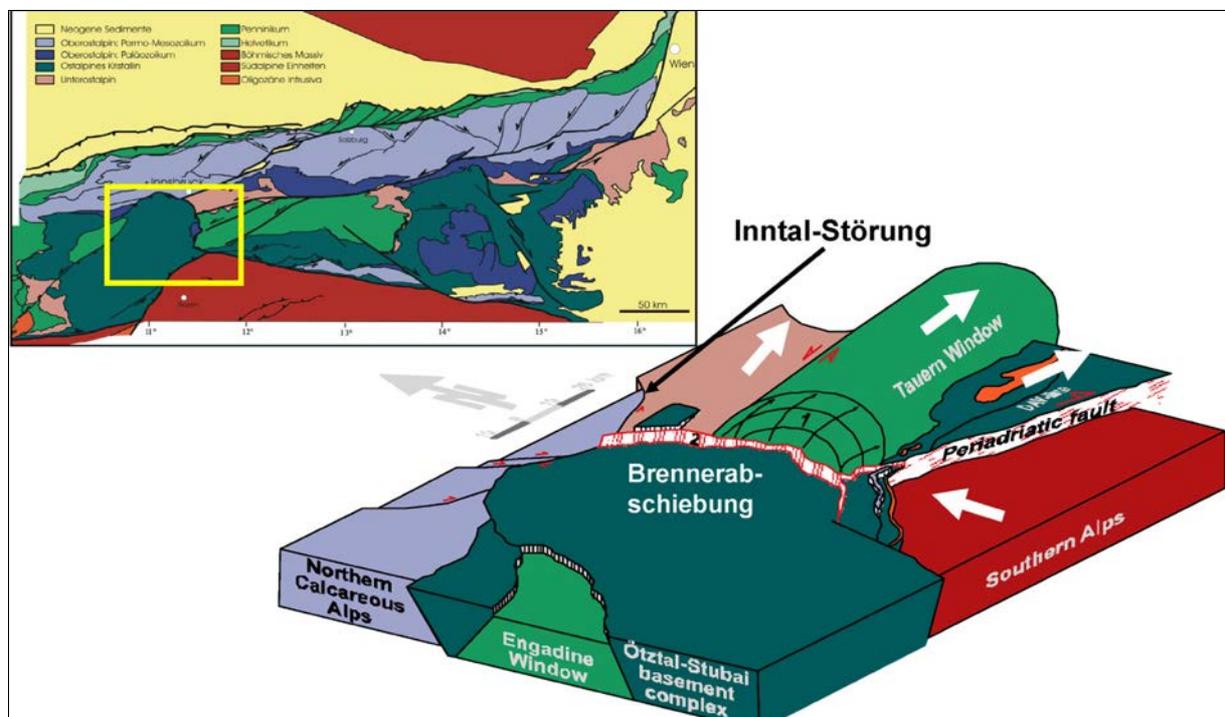


Abb. 1: Inntalstörung, Brennerabschiebung, Periadriatische Störung und Tauernfenster im Kontext der lateralen Extrusion (Schrägsicht nach FÜGENSCHUH et al., 1997, leicht verändert).

Methodik

Neben einer fernerkundungsgestützten, sprödetektonischen Geländeaufnahme wurden für diese Studie vor allem Erdbebendaten (3D-Erfassung der Lage von Hypozentren, Berechnung von Herdflächenlösungen ausgewählter Beben) und Positionsdaten von permanenten GPS-Stationen ausgewertet. Die Interpretation der Daten und das strukturelle Modell des tektonischen Baus südlich des Inntals berücksichtigt außerdem die Ergebnisse der TRANSALP-Tiefenseismik (REITER et al., 2003).

Brenner-Abschiebung, Wipptal- und Inntalstörung

Die **duktile Brenner-Abschiebung** (BEHRMANN, 1988, SELVERSTONE, 1988), ist eine flach nach Westen einfallende Mylonitzone (*low angle normal fault*), die während der Neogenen Konvergenz die Exhumation des westlichen Tauernfensters kompensiert. Der vertikale Versatz an der Brenner-Abschiebung beträgt etwa 20 km, wodurch sich - je nach Einfallswinkel der Störung - ein Horizontalversatz von 50 bis 70 km ergibt (FÜGENSCHUH et al., 1997). Abkühlungsdaten (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985, FÜGENSCHUH et al., 1997) belegen, dass durch die Aktivität der Brenner-Abschiebung die Gesteine des Tauernfensters nach Osten unter dem Ötztal-Kristallin herausgezogen wurden, wobei der Vertikalversatz im zentralen Bereich des Fensters am größten ist (Abb. 1).

Der spröde Anteil der Brenner-Abschiebung (auch **Wipptal-Störung**) trennt den Innsbrucker Quarzphyllit (Unterostalpin) und das Penninikum des Tauernfensters (Liegendblock) vom hangenden Altkristallin der Ötztal-Decke (Abb. 1, 3). Sie wird einerseits als spröde Nordfortsetzung der Brenner-Abschiebung betrachtet, die sukzessive in höhere Krustenstockwerke schneidet (BEHRMANN, 1988) und durchschlägt andererseits die Mylonite der Brenner-Abschiebung (FÜGENSCHUH et al., 1997). Die Störung ist entlang des Wipptals an der Stefansbrücke bei Innsbruck aufgeschlossen und wurde auch in mehreren Untertagebauwerken durchörtert (FUCHS, 1966, SCHMIDEGG, 1967, AGOSTINELLI et al., 1995). Störungsgesteine sind Ultrakataklasite aus stark zerlegtem und rekristallisiertem Quarzphyllit oder Bündner Schiefer mit tektonischen Schollen von ehemaligen Quarz-Segregationen und Altkristallins-Gesteinsbruchstücken. Kinematische Indikatoren zeigen W-gerichtete Abschiebung an der mit ca. 30° nach W bis SW einfallenden Störungsfläche.

Am Nordwestrand des Tauernfensters springen Zirkon-Spaltspuralter von etwa 16 Ma im Penninikum auf 35 Ma im Unterostalpin, während Apatit-Spaltspuralter beider Einheiten sehr ähnlich sind (FÜGENSCHUH et al., 1997). D.h. dass Penninikum und Unterostalpin seit 13 Ma eine gemeinsame Exhumationsgeschichte aufweisen und nun beide das Liegende der Wipptal-Störung darstellen, im Gegensatz zur vorangegangenen duktilen Brenner-Abschiebung, als nur das Tauernfenster der Liegendblock war und die Ötztal-Decke und das Unterostalpin der Hangendblock (FÜGENSCHUH et al., 1997).

Bei der **Inntalstörung**, die über weite Bereiche die Nördlichen Kalkalpen von den zentralalpiner Einheiten trennt, handelt es sich im **Tiroler Unterinntal** östlich von Innsbruck um eine steilstehende, NE-streichende, sinistrale Seitenverschiebung mit einem linkslateralen Versatz von etwa 22 km (Rekonstruktion der Oligozänen Beckengeometrie [ORTNER, im Druck]), mit unmittelbarer kinematischer Verbindung zur spröden Brenner-Abschiebung. Wie die TRANSALP-Tiefenseismik zeigt, versetzt die steilstehende Seitenverschiebung im Tiroler Unterinntal die südfallende Überschiebung der Grauwackenzone auf die Nördlichen Kalkalpen (Brixlegg-Überschiebung [ORTNER et al., 2003]). Nur diese Störung setzt sich westlich der Wipptal-Furche fort.

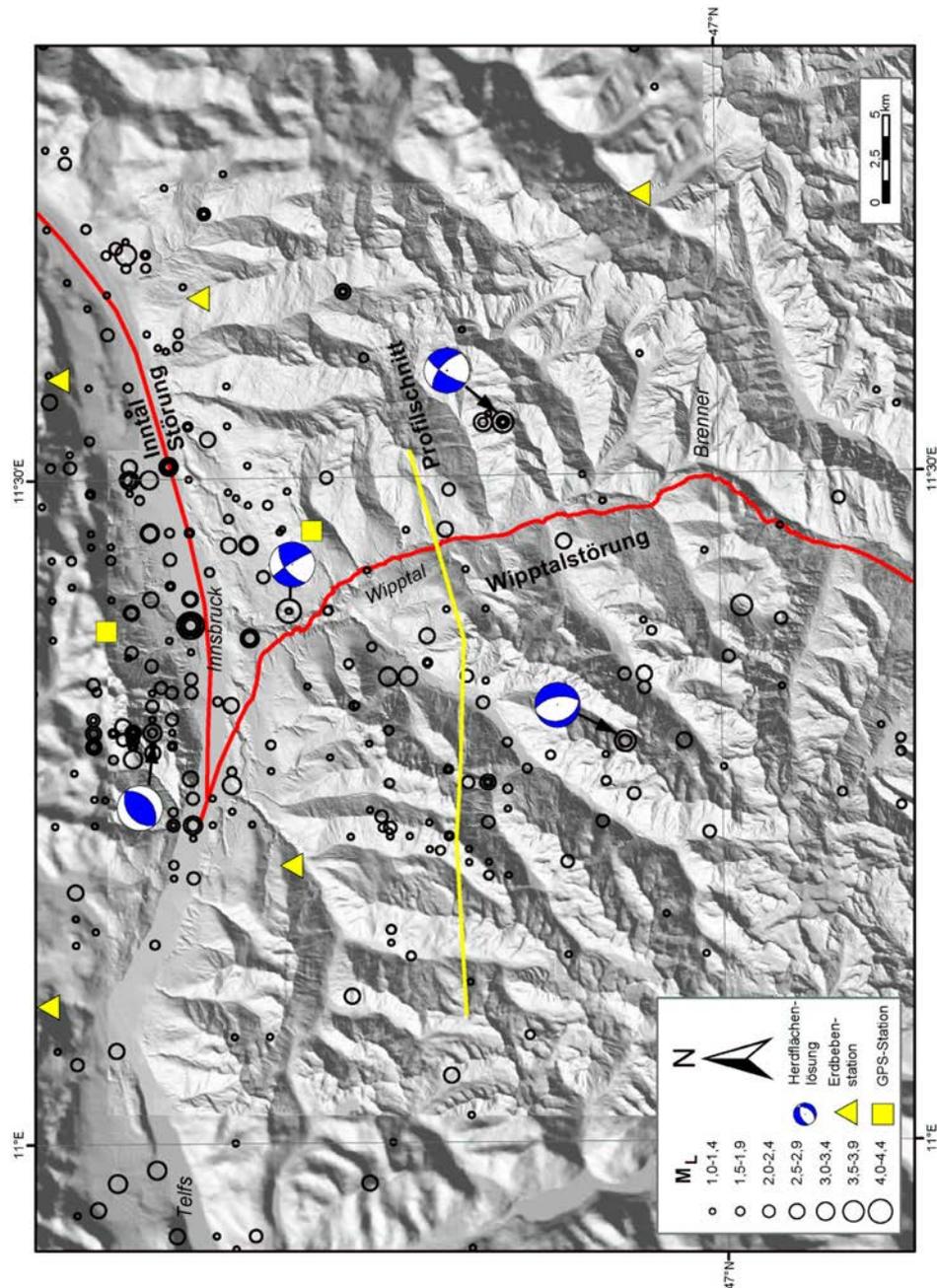


Abb. 2: Digitales Geländemodell und Erdbeben-Epizentren im Raum Innsbruck und Wipptal, skaliert nach Magnitude ($M_L \geq 1$). Quelle: ZAMG, 2003, DUMA et al., 2000. Für Erläuterungen siehe Text.

Erdbebenverteilung im Raum Innsbruck-Wipptal

Die Verteilung von überwiegend instrumentell ermittelten Epizentren ist in Abb. 2 dargestellt. Der Großteil der abgebildeten Beben stammt aus dem Zeitraum seit der Inbetriebnahme des kurzperiodischen Netzwerks im Jahr 1990 (siehe dazu auch Tagungsbeitrag von W.A. LENHARDT). Bei den Beben handelt es sich meist um mikroseismische Ereignisse. Um eine Übergewichtung von Beben im Umfeld der Erdbebenstationen zu vermeiden, wurden nur Beben mit $M_L \geq 1$ ausgewählt. Bei der Erdbebenhäufung in

einem Punkt im Bereich von Innsbruck und Hall handelt es sich um Beben, die nicht instrumentell lokalisiert wurden und um historische Starkbeben. Entlang des Inntals sind die Epizentren in einem über 10 km breiten Streifen angeordnet, westlich der Brenner-Abschiebung sind sie flächig über die östlichen Stubaier Alpen verteilt (Abb. 2). Die größte Bebedichte befindet sich im Bereich von Innsbruck, wie bereits in früheren Studien festgestellt wurde (DUMA et al., 2000).

Abb. 3 zeigt Hypozentren von Erdbeben, die in eine E-W-streichende Profilebene horizontal projiziert wurden. Zu beachten ist, dass nur für einen Teil der in Abb. 2 dargestellten Beben eine Herdtiefenbestimmung vorliegt und deshalb die Zahl der Ereignisse in Abb. 3 wesentlich geringer ist.

Auffällig ist eine aseismische Zone oberhalb von etwa 5 km und unterhalb von ca. 18 km. Eine Häufung der Erdbeben tritt im Bereich von 6-13 km auf. Die Tiefenverteilung ist im E-W-Schnitt nicht gleichmäßig. Die hangende Begrenzung der seismisch aktiven Zone fällt etwa entlang der eingezeichneten Brenner-Abschiebung nach W ein. Die Brenner-Abschiebung wurde leicht listrisch, entsprechend den Geländedaten und dem Verlauf der Beben mit einem mittleren Einfallen von 30°W eingezeichnet.

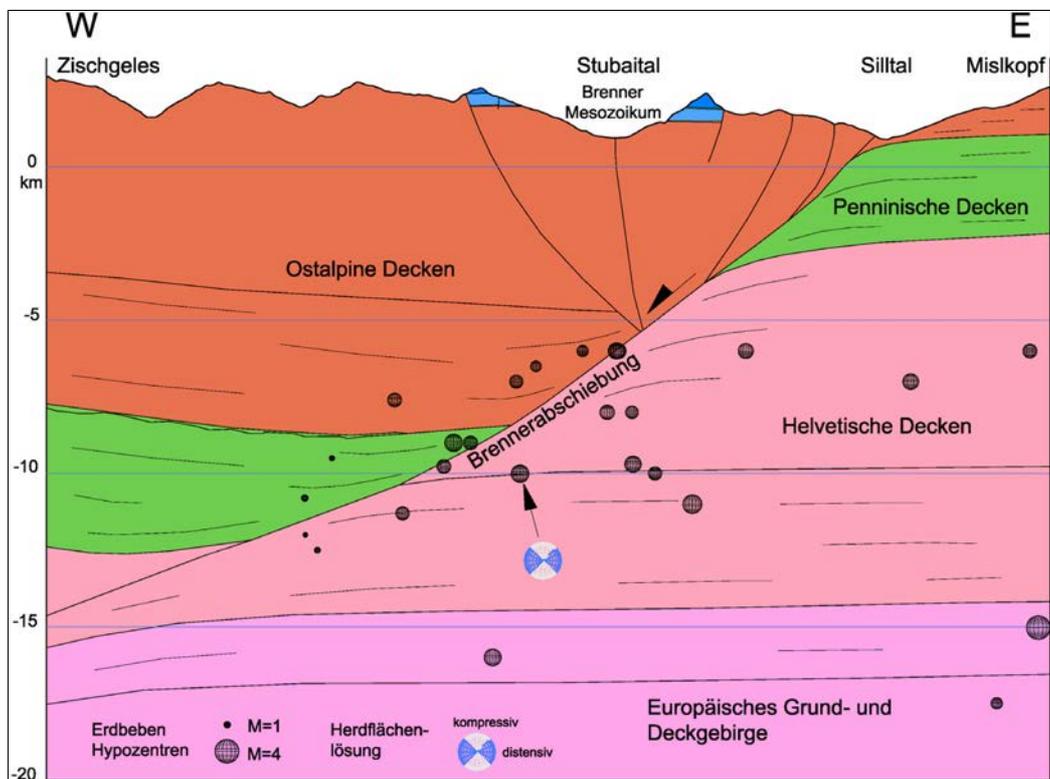


Abb. 3: E-W-Schnitt durch die Stubaier Alpen. Zur Lage siehe Abb. 2. Erdbeben-Hypozentren sind bevorzugt in einer Zone um die Brenner-Abschiebung angeordnet.

Herdfächenlösungen

Trotz der geringen Magnitude der Beben konnten einige Herdfächenlösungen gerechnet werden (Tabelle 1 und Abb. 2 und 3).

UTC	M _L	Lat	Long	z [km]	Plane A	Plane B	P	T
1984-02-26 01:35:40	4,4	47,22	11,40	11	325/61	058/84	195/26	098/16
1990-08-20 13:33:35	3,6	47,05	11,30	10	080/60	250/30	273/74	076/15
1996-07-17 00:54:13	3,9	47,11	11,54	17	215/80	310/64	170/26	265/11
1998-09-20 02:52:52	3,1	47,29	11,31	11	050/45	230/45	140/01	027/89

Tabelle 1: Numerische Daten zu den Herdflächenlösungen im Untersuchungsgebiet.

Von einem Beben vom 26. 2. 1984 südlich von Innsbruck (Igl) ergibt die Herdflächenlösung eine Seitenverschiebung (Abb. 2). In Kombination mit der Verteilung der Epizentren entlang des Inntals wird eine etwa inntalparallele sinistrale, seismisch aktive Störungszone angenommen.

Aus dem Bereich der östlichen Stubai Alpen wurde von einem Beben im Pinnistal am 20. 8. 1990 eine Herdflächenlösung gerechnet (Abb. 2, 3). Diese zeigt E-W-Dehnung an und spricht - gemeinsam mit der Verteilung der Hypozentren - für eine aktive Extension an der Brenner-Abschiebung.

Die Herdflächenlösung eines Bebens in 17 km Tiefe unterhalb von Steinach (17. 7. 1997) zeigt, dass im Liegendblock der Brennerabschiebung auch südlich des Inntals aktive Seitenverschiebungen vorhanden sind (NW-streichend dextral oder NE-streichend sinistral).

Eine vierte Herdflächenlösung liegt von einem Beben NW von Innsbruck vor (20. 9. 1998) und zeigt eine NNW-gerichtete Überschiebung oder SSE-gerichtete Rücküberschiebung an (Abb. 2).

GPS-Daten

Im Untersuchungsgebiet stehen 2 Permanent-GPS-Stationen der ÖAW/ZAMG zur Verfügung: Patscherkofel und Hafelekar (Abb. 2). Eine erste Berechnung von Basislinien hat zum Ergebnis geführt, dass die Positionsdaten wahrscheinlich durch Massenbewegungen und den Effekt des Bergwasserhaushalts beeinflusst sind, deren Größenordnung über der einer möglichen tektonischen Bewegung liegt. Weiterführende Berechnungen mit anderen Stationen sollen dieses Bild weiter klären.

Diskussion

Während ein Teil der breit gestreuten Beben im Tiroler Unterinntal Überschiebungen im Ostalpinen Deckenstapel anzeigen, findet rezent auch eine sinistrale Ausweichbewegung statt, die die aktive Extension an der Brenner-Abschiebung gegenüber den Nördlichen Kalkalpen entkoppelt. Dies ist in Übereinstimmung mit einer Studie der Erdbeben im Unterinntal, die im Zusammenhang mit der TRANSALP-Tiefenseismik erstellt wurde (REITER et al., 2003) und mit einer früheren Mikroseismik-Studie, in der auch schräg zum Inntal verlaufende Störungszonen festgestellt wurden (DUMA et al., 2000). Westlich und südwestlich von Innsbruck ist ein Teil der erfassten Beben wahrscheinlich auch einer N-vergengten Aufschiebung der Ötztal-Decke auf die Nördlichen Kalkalpen zuzuordnen.

Schlussfolgerung

Die untersuchten, im System der lateralen Extrusion angelegten bzw. bestätigten Störungen sind seismisch aktiv. Analog zur Miozänen Kinematik sind die westlichen Ostalpen durch gleichzeitige N-S-Verkürzung und E-W-Dehnung sowie durch Ausweichen von Krustenmaterial aus dem zentralen Bereich des Orogens nach Osten charakterisiert. Eine Verdichtung des Erdbeben-Messnetzes im Grenzbereich Nord-/Südtirol mit wissenschaftlich nutzbaren Breitbandstationen könnte in Analogie zum Innsbrucker Bereich helfen, die zu erwartende (mikro)seismische Aktivität im Übergangsbereich der spröden Brenner-Abschiebung zur Periadriatischen Störung (Pustertal-Störung, Passeier-Linie) zu klären und das kinematische Bild der aktiven Orogenbewegungen weiter zu verbessern.

Dank

Diese Arbeit wurde vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur sowie vom Land Tirol finanziell unterstützt (Projekt "Umwelttektonik östliche Stubai Alpen"). Dank gilt auch dem Institut für Weltraumforschung, Abteilung für Satellitengeodäsie der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, für die Bereitstellung von GPS-Daten sowie den Innsbrucker Kommunalbetrieben für die Bereitstellung von Quell-Schüttungsdaten. Herrn Hugo Ortner, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck sei für die anregenden Diskussionen und für die Durchsicht des Manuskripts gedankt.

Literatur

- AGOSTINELLI, G., COMIN, C., MAIR, V., PEDEMONTE, S. & VELICOGNA, A., 1995: The "Fleres" tunnel: some geological-technical data. - *Gallerie e grandi Opere Sotteranee* 46(7), 45-53.
- BEHRMANN, J.H., 1988: Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. - *Geodinamica Acta (Paris)* 2, 63-73.
- DUMA, G., MEURERS, R. & VOGELMANN, A., 2000: Seismische Mikrozonierung des Raumes Innsbruck - Kufstein, unteres Inntal. - Zentralanstalt für Meteorologie und Geophysik, Wien, 200 S. (Unveröff. Projektbericht).
- FUCHS, A., 1966: Geologie der Europabrücke. - *Felsmechanik und Ingenieurgeologie* IV(4), 317-331.
- FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N.S., 1997: Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. - *Terra Nova* 9(5-6), 213-217.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G., 1985: The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria, Italy), evidence from apatite fission track ages. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 128, 197-216.
- ORTNER, H., REITER, F. & BRANDNER, R., 2003: Kinematics of the Inntal shear zone and its relation to other major faults crossing the northern TRANSALP seismic section. - *Memorie della Societa Geologica Italiana* 54, 189-192.
- ORTNER, H., im Druck: Local and far field stress analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps. - *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 26.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O., 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural Analysis. - *Tectonics* 10(2), 257-271.
- REITER, F., ORTNER, H. & BRANDNER, R., 2003: Transalp deep seismic section as a key for understanding neotectonic activity along the Inntal fault zone. - *Geophysical Research Abstracts* 5, 12381.
- SCHMIDEGG, O., 1967: Zur Geologie der Kraftwerksgruppe Untere Sill. - In: *Kraftwerksgruppe Untere Sill, Festschrift (Stadtwerke Innsbruck)*, 21-32 u. geolog. Karte 1:30.000.
- SELVERSTONE, J., 1988: Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. - *Tectonics* 7(1), 87-105.
- ZAMG, 2003: Österreichischer Erdbebenkatalog. - Zentralanstalt für Meteorologie und Geophysik, Wien, Unveröffentlichte Computerdatei.

Anschrift der Verfasser

Mag. Franz REITER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien und Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Prof. Dr. Rainer BRANDNER: Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Univ.-Doz. Dr. Wolfgang A. LENHARDT: Seismologischer Dienst, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

Dr. Kurt DECKER: Institut für Geologische Wissenschaften, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien.

Die Moräne von Trins im Gschnitztal

H. KERSCHNER, S. IVY-OCHS & Ch. SCHLÜCHTER

Vorbemerkung

Bei diesem Beitrag handelt es sich um eine gekürzte und an die Bedürfnisse der Exkursionstagung angepasste Version eines gleichnamigen Beitrages, der in den "Innsbrucker Geographischen Studien", Band 33b (2002), erschienen ist. Das teilweise rasche Wachstum von Jungwald macht eine gewisse Verlegung der Aussichtspunkte notwendig.

Einleitung

Nach dem Zusammenbrechen der großen hocheiszeitlichen Tal- und Vorlandgletscher (vgl. VAN HUSEN, 2000) kam es zu einer ganzen Reihe von Gletschervorstößen ("Rückzugsstadien"), die von PENCK & BRÜCKNER (1901, 09) erstmals ausführlich beschrieben und systematisiert wurden. Diese Gliederung bildet die Grundlage für das heute verwendete System der spätglazialen Gletschervorstößphasen (Tab. 1) in den Alpen (MAYR & HEUBERGER, 1968; HEUBERGER, 1966; PATZELT, 1972; MAISCH, 1987; VAN HUSEN, 1997).

Mit Ausnahme des "Egesenstadiums", das der Kaltphase der Jüngerer Dryas (Grönland-Stadial 1 [BJÖRCK et al., 1998]) entspricht (IVY-OCHS et al., 1996), ist das absolute Alter der Stadiale noch verhältnismäßig unklar. Eine ganze Reihe von Radiokarbon-Mindestaltern weist aber darauf hin, dass sie vor dem Beginn des Bølling-Allerød-Interstadials (Grönland-Interstadial 1, 14.700-12.500 cal BP) während des Grönland-Stadials 2 (Älteste Dryas und älter) stattfanden. Damit würden manche der Stadiale des Alpenen Spätglazials nach nordwesteuropäischen Maßstäben in das ausgehende Pleniglazial fallen.

Die Endmoräne von Trins, die bereits PICHLER (1859) verzeichnete, gehört zu den klassischen Stätten der alpinen Spätglazialforschung. Eine erste, ungemein detaillierte, aber schwer lesbare Karte und eine Beschreibung der Moräne stammt von KERNER V. MARILAUN (1890). PENCK & BRÜCKNER (1901, 09) verwendeten die Trinser Moräne als Typlokalität für das "Gschnitz-Stadium", dem sie, allerdings an Hand von Moränen in einem anderen Gebiet, eine Schneegrenzdepression von 600 m gegen "heute" zuschrieben. Arbeiten über die Trinser Moräne stammen unter anderem von PASCHINGER (1952), MAYR & HEUBERGER (1968) und PATZELT & SARNTHEIN (1995). Daneben spielte sie auch in zahlreichen anderen Studien zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätglazials eine Rolle, nicht zuletzt, weil die doppelte Definition des Gschnitzstadiums durch die Typlokalität und eine nicht dazu passende Schneegrenzdepression einige Verwirrung erzeugte (vgl. KERSCHNER, 1986). Seit den Arbeiten von MAYR & HEUBERGER (1968) gilt das Moränensystem von Trins wieder als Typlokalität für das Gschnitzstadium; die glaziologischen Parameter und die Überlegungen zu seiner Altersstellung werden davon abgeleitet und darauf bezogen.

STADIAL	CHARAKTERISTIKA	SCHNEEGRENZDEPRESSION GEGEN "1850"
Bühl	Mehrphasiger Vorstoß im Raum Kirchbichl - Kufstein (Typlokalität) nach dem Zerfall des Vorlandgletschers, inneralpines Eisstromnetz noch weitgehend intakt.	ca. in der Größenordnung des würmzeitlichen Maximalstandes (-1200 m ?)
Steinach	Vorstoß größerer Talgletscher, der meist nur geringe Spuren hinterließ, Eisstromnetz weitgehend zerfallen. Typlokalität am Ausgang der Gschnitztales.	ca. -800 m an der Typlokalität
Gschnitz	bedeutender Vorstoß von mehr oder weniger großen Talgletschern, möglicherweise nachfolgende längere Stillstandsphase; teilweise noch größere dendritische Gletscher. Bei sehr großen Gletschern Ende oft unbekannt oder fraglich. Typlokalität Moräne bei Trins.	ca. -650 bis -700 m
Clavadel/Senders	größere Lokalgletscher, aber deutlich kleiner als Gschnitz. "Clavadel" und "Senders" bezeichnen wahrscheinlich das selbe Stadial. Typlokalitäten bei Davos (Clavadel) und im Senderstal (N Stubaier Alpen).	ca. -400 bis -500 m je nach Lage des Gletschers
Daun	mehr oder weniger große Lokalgletscher, kleiner als Clavadel / Senders, aber größer als Egesen. Teilweise von diesem Stadial nur schwer trennbar. Typlokalität im Raum Falbeson - Ranalt (Stubaital).	ca. -400 bis -250 m je nach Lage des Gletschers
Bølling - Allerød - Interstadial, ca. 14.700-12.650 cal BP		
Egesen	Zahlreiche Tal- und Kargletscher mit gut ausgebildeten Moränensystemen, wenigstens dreiphasig, in späteren Phasen Entwicklung von Blockgletschern häufig. Typlokalität am Egesengrat bei der Dresdner Hütte (Stubaital), entspricht wahrscheinlich zur Gänze der Jüngerer Dryas.	-400 bis -180 m für den Maximalstand je nach Lage des Gletschers
Kartell/Kromer	Tal- und Kargletscher, teilweise Entwicklung von Blockgletschern. Kleiner als der kleinste Egesenstand, aber deutlich größer als das holozäne Maximum. Zeitliche Stellung von Kartell wahrscheinlich frühestes Präboreal; Zeitgleichheit von Kartell und Kromer allerdings fraglich. Typlokalitäten im Moostal (Ferwall) und Kromertal (Silvretta).	-120 bis -60 m, je nach Lage des Gletschers

Postglazial

Tab. 1: Gliederung der spätglazialen Gletschervorstöße im Inngletschergebiet.
 Quellen: MAYR & HEUBERGER (1968), PATZELT (1972, 1975), GROSS et al. (1977), VAN HUSEN (1977, 1997), MAISCH (1981), KERSCHNER & BERKTOLD (1982), KERSCHNER (1986), MAISCH (1987), IVY-OCHS et al. (1996), KERSCHNER et al. (1999, 2000), HERTL (2001), SAILER (2001).

Glaziologische Charakteristika und Alter des Gschnitz-Gletschers an der Typlokalität

Die Endmoränen und Ufermoränen sind auf eine Strecke von mehr als 3 km soweit erhalten, dass die Gletscherzunge lückenlos rekonstruiert werden kann. Oberhalb des Dorfes von Gschnitz liegen Reste eines Eisrandes am linken Talhang in einer Höhe von 1.520-1.540 m, die mit den weiter unten liegenden Ufermoränen problemlos verbunden werden können. Dadurch ist eine glaziologisch sinnvolle Rekonstruktion der gesamten Gletschertopographie möglich. Die Schneegrenze dieses Gletschers lag bei einem Teilungsverhältnis zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet von 1:1,7 bei rund 1.930 m, woraus sich bei einem Bezugsniveau von 2.630 m eine Schneegrenzdepression von 700 m gegen 1850 ergibt (GROSS et al., 1977). Die Schubspannung an der Basis der Gletscherzunge lag im Bereich von 50-75 kPa, was typisch für Gletscher in einer kalten und relativ trockenen klimatischen

Umwelt ist. Die rekonstruierten Bilanzgradienten (Änderung der Ablation mit der Seehöhe) sind typisch für heutige Gletscher in den semiariden Gebirgen Zentralasiens oder für Gletscher in trockenen subpolaren Räumen. Die jährliche Akkumulation dürfte im Bereich von etwa 750 mm gelegen haben. Das entspricht etwa einem Drittel der heute in diesem Gebiet zu erwartenden Werte (KERSCHNER et al., 1999). Dementsprechend sollte die Sommertemperatur an der Gleichgewichtslinie rund 0°C betragen haben. Das entspricht einer Sommertemperatur von etwa 4-5°C in Trins und 8,5-9,5°C in Innsbruck. Diese klimatischen Bedingungen sprechen bereits für ein relativ hohes Alter der Moräne. Diese verhältnismäßig "träge" Gletscherzunge hat einen sehr sedimentreichen Endmoränenkomplex aufgeschüttet. Das spricht dafür, dass sich die Geometrie der Gletscherzunge über einen längeren Zeitraum nicht wesentlich geändert hat. Schätzt man die Kubatur der Endmoräne ab und vergleicht man sie mit den aus der Zungengeometrie herleitbaren Ablationsraten, so kommt man auf eine Zeitspanne in der Größe von wenigstens mehreren Jahrzehnten, in der der Gletscher in einer Größe verharrete, wie sie durch das Moränensystem vorgezeichnet ist. Das ist für Gletscher in kalten, kontinentalen Klimaten typisch.

Die Altersstellung der Moräne konnte bisher nur indirekt erschlossen werden. Mehrere Radiokarbonaten, pollenanalytische Untersuchungen und Untersuchungen von Seesedimenten aus anderen Gebieten (ZOLLER & KLEIBER, 1971; WELTEN, 1982; PATZELT, 1975; BORTENSCHLAGER, 1984a; 1984b; BURGA, 1980; OHLENDORF, 1998) sprachen schon vor einiger Zeit dafür, dass Teile der Akkumulationsgebiete von gschnitzzeitlichen Gletschern bereits um den Beginn des spätglazialen Interstadials soweit eisfrei waren, dass organische Sedimentation einsetzen konnte. Im Traungletschergebiet zeigte sich, dass das Alter für das Gschnitzstadium zwischen 15.400±470 BP und dem Beginn des Bølling-Interstadials gelegen haben muss (VAN HUSEN, 1977). Auch die pollenanalytischen Untersuchungen am Moor vom Lanser See bei Innsbruck sprechen für ein derart hohes Alter des Gschnitzstadiums (BORTENSCHLAGER, 1984b; PATZELT, 1995). In den Jahren 1996 und 1997 wurden Quarzproben von einigen Blöcken auf der Endmoräne entnommen, um das Oberflächenexpositionsalter mit Hilfe der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be und ^{26}Al zu bestimmen (vgl. GOSSE & PHILLIPS, 2001). Die entsprechenden Analysen werden am Institut für Teilchenphysik der ETH Zürich durchgeführt; eine eingehende Diskussion der Ergebnisse ist einer späteren Publikation vorenthalten. Es sei hier nur darauf verwiesen, dass die ältesten Expositionsalter für eine Stabilisierung der Moräne vor rund 16.000 Kalenderjahren sprechen und die Ergebnisse der Radiokarbonatierungen an anderen Orten im Wesentlichen bestätigen. Demnach würde das Gschnitzstadium in den Anfang des Grönland-Stadials 2a fallen.

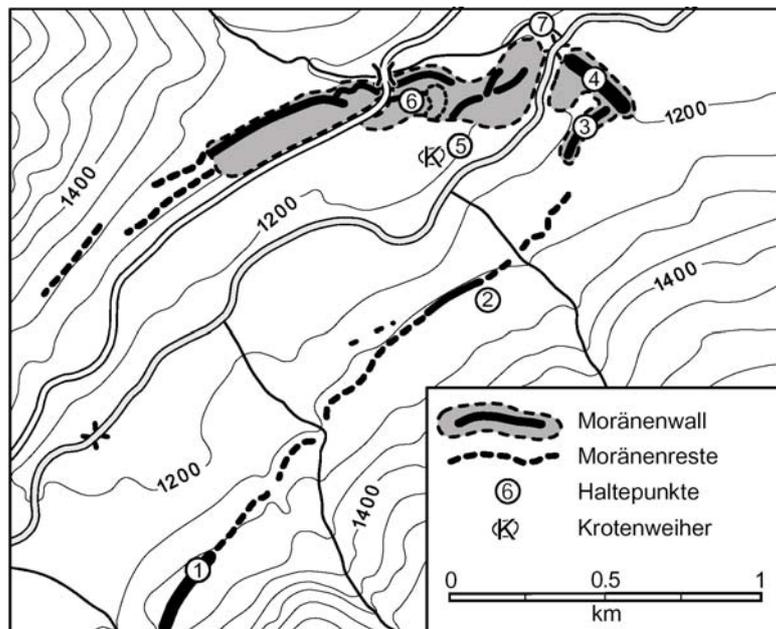


Abb. 1: Morphologische Skizze der Moräne von Trins mit Haltepunkten.

Wanderung

1. Rechte Ufermoräne taleinwärts der Abzweigung zur Trunaalm

Die Ufermoräne setzt an einem offenbar gegen den Eisrand geschütteten und nachträglich erodierten Kegel des Fallzambaches taleinwärts wieder ein. Der Weg folgt nun dem Eisrand. Bei einer kleinen Hütte (in Wegrichtung rechts) setzt wieder ein wohlausgebildeter Moränenwall ein, auf dem sich einige größere kristalline Blöcke befinden. Wenig talein von einem auffallenden, gespaltenen Block (*Punkt 1*), dessen Zerlegung aus der Jüngerer Dryas datiert, bietet sich ein guter Überblick über den Talverlauf im Brennermesozoikum und über die die gegenüberliegende Talseite beherrschenden steilen, von Murgängen durchzogenen Schuttkegel. Desgleichen erkennt man von diesem Standort aus auch die am weitesten talein liegenden größeren Moränenreste am Gegenhang. Sie sind derzeit durch die Obergrenze einer Aufforstung mit Lärchen gut sichtbar nachgezeichnet. Tal aus kann man den Verlauf der Ufermoräne im Bereich der Siedlungen von Galtschein und Greitenwiesen erkennen.

2. Rechte Ufermoräne tal aus der Abzweigung zur Trunaalm

Das geringe Gefälle der Gletscherzunge ist augenfällig. Die Ufermoräne ist vom Hang deutlich abgesetzt und durch zahlreiche Kegel von der Seite her teilweise verschüttet. Eine derartige Konstellation ist für Gletscher mit geringem Massenumsatz in trockenen Gebieten typisch.

3. Rechte Ufermoräne im Stirnbereich

Die Außenböschung der Moräne ist auf der südlichen Seite teilweise als Erosionsböschung ausgebildet, die aus dem Präboreal datiert. Der Wildbach, der den Kegel geschüttet hat, fließt heute ein Stück weiter talein etwa entlang der Achse des Kegels. An der Innenseite der Moräne erkennt man einige terrassenartige Aufschüttungen. Zwischen dem oberen Ende des Moränenkammes und einigen weiteren Eisrandschüttungen talein besteht eine Lücke, die auf einen ehemaligen seitlichen Abfluss des Gletschers hinweist. Dadurch wurde rechterhand zwischen Moräne und Talhang ein flacher Kegel geschüttet, der tal aus auf die Sanderfläche ausläuft.

4. Kamm der Stirn moräne; Zugang über einen Fahrweg von Süden her, Abgang über Kalvarienberg und St. Anna-Kapelle

Vom Moränenkamm bietet sich ein guter Blick auf die bis zu knapp 40° steile Außenböschung der Moräne und die vorgelagerte Sanderfläche. Die Oberfläche der Moräne ist mit einigen größeren Blöcken aus Stubai er Schiefergneis durchsetzt. Karbonate aus dem Brennermesozoikum findet man oberflächlich nicht, sie finden sich aber im Inneren der Moräne (Bau der ehemaligen Tennishalle). Der Blick talein zeigt sehr instruktiv den gestreckten Talverlauf bis zur Steilstufe, die von der Lapponesalm zu den Simmingseen hinaufführt. Besonders im Mittelabschnitt des Tales, der in den Karbonaten des Brennermesozoikums angelegt ist, ist der parabelförmige Talquerschnitt in den nicht von Schutt verhüllten Teilen der Talhänge gut erkennbar.

5. Krotenweiher; Zugang über die Brücke, dann links auf einem ansteigenden Fahrweg

Beim Krotenweiher handelt es sich um ein heute völlig verlandetes Toteisloch. Da er noch im Endmoränenbereich liegt, scheint er an sich für die Bestimmung eines Mindestalters für das Gschnitzstadium geeignet zu sein. Daher wurde eine ganze Reihe von Radiokarbondaten der Moorbasis bestimmt, die aber alle im Bereich Präboreal - Boreal liegen (BORTENSCHLAGER, 1984a; PATZELT & SARNTHEIN, 1995). Eine erste pollenanalytische Untersuchung des fast 8 m tiefen Moores stammt von R. v. SARNTHEIN (1936), eine Neuanalyse von BORTENSCHLAGER (1984a). Die Ergebnisse zeigen, dass der Krotenweiher seit Beginn der organischen Sedimentation deutlich unterhalb der Waldgrenze lag. Durch den späten Beginn der organischen Sedimentation erfüllt sich die Hoffnung auf hinreichend alte Basisdaten nicht.

6. Toteisformen im linken Abschnitt der Endmoräne; Fahrweg von der Brücke bis zu einer markanten Kurve oberhalb des Schlosses, dann Spazierweg im Moränengelände

Der linke Teil der Endmoräne weist zwar einen markanten Außenrand gegen den Finetzbach auf, dem der Fahrweg folgt. Die Formen sind jedoch allgemein breiter und meist in mehrere parallele Wälle gegliedert. Die ursprünglichen Formen sind besonders im unteren Teil durch Baumaßnahmen unkenntlich. Südlich des neuen Friedhofs von Trins findet man unmittelbar neben dem Fahrweg im Wald ein größeres Toteisloch und kleinere Versturzsformen. Der Reichtum an großen kristallinen

Blöcken ist in diesem Gebiet auffällig. Insgesamt gewinnt man den Eindruck, dass der linke Teil der Gletscherzunge von einem größeren Felssturz aus dem Altkristallin des hinteren Talabschnittes bedeckt war. Wenig unterhalb der Talstraße befindet sich am Innenrand der Moräne eine annähernd halbkreisförmige, talein schauende Mulde. Von einem dort befindlichen Block wurde das bisher höchste Expositionsalter bestimmt.

7. Entlang der Talstraße zurück in den Ortskern von Trins; Fahrweg vom Gemeindeamt zur Brücke über den Gschnitzbach

Von der Straße und vom Fahrweg bieten sich gute Ansichten auf den unmittelbaren Stirnmoärenbereich und das ehemalige Gletschertor. Man sieht vor allem die steile, gleichmäßige Außenböschung bei der ehemaligen Tennishalle und den großen Querschnitt der Stirnmoräne. Er beträgt näherungsweise 100 m in der Länge und 30 m in der Höhe, also etwa 1.500 m². Da die Ablation im unmittelbaren Zungenbereich nur 2,5 m/Jahr oder weniger betrug (KERSCHNER et al., 1999), muss der Schüttungszeitraum der Endmoräne selbst bei hohem Schuttgehalt des Eises mindestens einige Jahrzehnte oder wenige Jahrhunderte umfasst haben. Die große Kubatur der Endmoräne deutet jedenfalls auf einen längeren Zeitraum hin, in dem sich die Geometrie der Gletscherzunge nicht wesentlich geändert hat.

Literatur

- BJÖRCK, S.M.J.C., WALKER, C., CWYNAR, S., JOHNSEN, K.-L., KNUDSEN, J.J., LOWE, B. & WOHLFARTH et al., 1998: An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. - In: *Journal of Quaternary Science* 13(4), 283-292.
- BORTENSCHLAGER, S., 1984a: Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. Inneres Ötztal und unteres Inntal. - In: *Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck* 71, 19-56.
- BORTENSCHLAGER, S., 1984b: Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial: Das Moor beim Lanser See III. Ein Typprofil für die Ostalpen. - In: *Dissertationes Botanicae* 72 (Festschrift Welten), 71-79.
- BURGA, C., 1980: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino-Passgebietes (Graubünden, Schweiz). - *Dissertationes Botanicae* 56.
- GOSSE, J.C. & F.M. PHILLIPS, 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. - In: *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- GROSS, G., H. KERSCHNER & G. PATZELT, 1977: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12, 223-251.
- HERTL, A., 2001: Untersuchungen zur spätglazialen Gletscher- und Klimageschichte der österreichischen Silvrettagruppe. - *Natwiss. Diss.*, Innsbruck.
- HEUBERGER, H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. - *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* 20, Innsbruck - München.
- IVY-OCHS, S., Ch. SCHLÜCHTER, P.W. KUBIK, H.A. SYNAL, J. BEER & H. KERSCHNER, 1996: The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ¹⁰Be, ²⁶Al and ³⁶Cl. - In: *Eclogae Geologicae Helvetiae* 89, 1049-1063.
- KERNER V. & MARILAUN, F., 1890: Die letzte Vergletscherung der Central-Alpen im Norden des Brenner. - In: *Mittheilungen der kaiserlich-königlichen Geographischen Gesellschaft in Wien* 33, 307-332.
- KERSCHNER, H., 1986. Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. - In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 61, 65-76.
- KERSCHNER, H. & E. BERKTOLD, 1982: Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubaier Alpen, Tirol. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 17, 125-134.
- KERSCHNER, H., S. IVY-OCHS & Ch. SCHLÜCHTER, 1999: Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria. - In: *Annals of Glaciology* 28, 135-140.
- KERSCHNER, H., G. KASER & R. SAILER, 2000: Alpine Younger Dryas glaciers as paleo-precipitation gauges. - In: *Annals of Glaciology* 31, 80-84.
- MAISCH, M., 1981: Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). - Zürich.

- MAISCH, M., 1987: Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. - In: *Geographica Helvetica* 42, 63-71.
- MAYR, F. & H. HEUBERGER, 1968: Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. - In: G.M. RICHMOND (ed.): *Glaciations of the Alps*. - Boulder, CO, University of Colorado. INQUA International Congress, 143-165 (Series in Earth Sciences 7).
- OHLENDORF, Ch., 1998: High alpine lake sediments as chronicles for regional glacier and climate history in the Upper Engadine, southeastern Switzerland. - Aachen (Diss. ETH 12705).
- PASCHINGER, H., 1952: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 2, 35-57.
- PATZELT, G., 1972: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. - In: *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft* 85, 47-57.
- PATZELT, G., 1975: Unterinntal - Zillertal - Pinzgau - Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. - In: *Innsbrucker Geographische Studien* 2., Innsbruck, 309-329.
- PATZELT, G. & M. SARNTHEIN, 1995: Late Glacial moraine arc at Trins in the Gschnitz valley, Tyrol - "Krotenweiher" peat bog. - In: M. MAISCH: 12. Alpine Traverse, Quaternary Field Trips in Central Europe (W. Schirmer, ed.), vol. 2, 669-670.
- PATZELT, G., 1995: The pollen profile of the peat bog at the Lans lake. - In: W. SCHIRMER (ed.) & M. MAISCH: 12. Alpine Traverse, Quaternary Field Trips in Central Europe, vol. 2, 670-671.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER, 1901, 1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bde. - Leipzig.
- PICHLER, A., 1859: Beiträge zur Geognosie Tirols. - In: *Zeitschrift des Museums Ferdinandeum Innsbruck* 3(8).
- SAILER, R., 2001: Späteiszeitliche Gletscherstände in der Ferwallgruppe. - *Natwiss. Diss.*, Innsbruck.
- SARNTHEIN, R.v., 1936: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. I. Teil: Brennergegend und Eisacktal. - In: *Botanisches Centralblatt, Beihefte* LV, 544-631.
- VAN HUSEN, D., 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeologischer Karte). - In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 120, 1-130.
- VAN HUSEN, D., 1997: LGM and Late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. - In: *Quaternary International* 38, 39, 109-118.
- VAN HUSEN, D., 2000: Geological processes during the Quaternary. - In: *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92 (1999), 135-156.
- WELTEN, M., 1982: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern - Wallis. - *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 95 (2 Bde.) - Basel.
- ZOLLER, H. & H. KLEIBER, 1971: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler. - In: *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel*, 81(1), 90-154.

Anschrift der Verfasser

Ao. Univ.-Prof. Dr. Hanns KERSCHNER: Institut für Geographie der Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Innrain 52.

Email: Hanns.Kerschner@uibk.ac.at.

Dr. Susan IVY-OCHS: Institut für Teilchenphysik der ETH Zürich, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich.

Prof. Dr. Christian SCHLÜCHTER: Institut für Geologie der Universität Bern, Baltzerstraße 1-3, CH-3012 Bern.

Seetone im äußeren Gschnitztal

I. DRAXLER, F. OTTNER, M. ROCKENSCHAUB & I. WIMMER-FREY

Im äußeren Gschnitztal, E der Trinser Moräne, sind See- oder Bändertone von beträchtlicher Verbreitung nachgewiesen (Abb. 1). Es handelt sich um lakustrine bis glaziolakustrine Ablagerungen, die von der Talsohle des Gschnitzbaches (ca. 1060-1170 m) bis in eine Höhe von ca. 1240 m reichen. Sie lassen sich zusammenhängend zwischen Trins und Steinach nachweisen und setzen sich vermutlich auch in den flachen Hängen östlich von Steinach fort. Innerhalb ihres Verbreitungsgebietes ist auch an mehreren Stellen Moränenmaterial aufgeschlossen, das vermutlich das Liegende der Schluffe bildet. Bei Blamoos gibt es eine klare Aufschlussituation. Hier liegt dem Seeton, der in zwei halb-kreisförmigen Nischen (möglicherweise Toteislöcher) aufgeschlossen ist, grobblockiges Kristallin auf. Westlich an diesen schließt ein teilweise mit lokalem Schutt bedeckter Terrassenkörper an. Nach MAYER & HEUBERGER (1968) wäre folgende Interpretation denkbar: Bergsturzmaterial auf Toteis, das wiederum vom Gletscher überfahren wurde.

Ein kleineres, isoliertes Schluffvorkommen, N der Trinser Moräne, direkt W des Finetzbaches steht möglicherweise im Zusammenhang mit einem Stau durch die Trinser Moräne.

Die beim Bau der Gschnitztalbrücke der Brennerautobahn bis 28 m abgeteuften Bohrungen erbrachten jedenfalls zur Gänze Seetone. Im Jahre 1992 wurden im Zuge der Landesaufnahme Schneckenbohrungen durchgeführt (Tab. 1) und eine Auswahl von Proben korngößenmäßig, mineralogisch (Tab. 2) und palynologisch (Tab. 3) genauer untersucht.

Im Hangenden der Bohrungen sind Hangschutt und zum Teil Sande und Kiese anzutreffen, welche die Seetone in unterschiedlichen Mächtigkeiten überlagern. Das Liegende der Seetone wurde in keiner der bis zu 11,5 m tief reichenden Bohrungen erreicht. Die Seetone weisen eine blaugraue Farbe auf und sind charakteristisch hell-dunkel gebändert. Verbreitet sind feinsandige Lagen eingeschaltet und immer wieder führen sie kantige, bis cm-große Komponenten, die aus dem im See schwimmenden Eis austauten.

Die Korngrößenspektren sind generell schluffdominiert mit Siltgehalten zwischen 50 und 65 Gew.%. Die Sandanteile schwanken zum Teil beträchtlich und erreichen in zwei Fällen, in den Bohrungen A und S, gemeinsam mit den Feinkiesanteilen Werte über 50 Gew.%. Die Proben aus der Bohrung B hingegen sind praktisch sandfreie Tonsilte.

Die gesamtmineralogische Zusammensetzung lässt Rückschlüsse auf das jeweilige Einzugsgebiet der Sedimente zu. Die Bohrungen B, A und S sind generell durch niedrige Karbonatwerte gekennzeichnet. Der Anteil an Schichtsilikaten liegt durchschnittlich knapp unter 50 Gew.%. Die Quarzanteile schwanken zwischen 15 und 40 Gew.% und Feldspat liegt konstant bei 10 Gew.%. In den Bohrungen F und M hingegen ist die dolomitische Komponente mit Gehalten bis 60 Gew.% vorherrschend. Die Schichtsilikate und der Quarz- bzw. Feldspatanteil ist dementsprechend niedrig. Als Einzugsgebiet für die karbonatarmen Seetone kommen die Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite und untergeordnet die Granitgneise des Öztal-Stubaikristallins in Frage, während die dolomitreichen Vorkommen offensichtlich aus dem unmittelbar nördlich aufgeschlossenen Brennermesozoikum gespeist wurden. Die Tonmineralogie der Fraktion <2 µm ist, wie auch der größte Teil der österreichischen Seetone, einheitlich zu zwei Drittel von Hellglimmer/Illit und zu einem Drittel von Chlorit dominiert. In den Bohrungen F und M wurden zusätzlich noch geringe Prozentsätze an Kaolinit nachgewiesen, die offenbar aus den Granitgneisen im unmittelbaren Hinterland stammen.

Die Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen sind in Tab. 3 zusammengestellt. Die Proben aus dem Hauptverbreitungsgebiet der Seetone zwischen Trins und Steinach sind pollenfrei. In der Bohrung F (Finetz) hingegen konnten im Hangenden der Kiese, in einer Teufe von 2,80 und 3,20 m Pollen in den Seetonen nachgewiesen werden. Die Basis hingegen ist auch hier völlig pollenfrei. Die Pollendichte in den beiden untersuchten Proben ist sehr gering (<1000/cm³). Die Werte von *Pinus* sind verhältnismäßig hoch. Pinuspollen stammen wahrscheinlich aus dem Fernflug, ebenso wie *Picea*. Unter den Nichtbaumpollen sind Apokraten (*Artemisia*, *Helianthemum*, *Chenopodiaceae*) charakteristisch. Es ist anzunehmen, dass die Sedimente aus dem ältesten Vegetationsabschnittes des Würmspätglazials, wahrscheinlich noch vor der böllingzeitlichen Strauchphase stammen. Die sehr geringe

Pollenkonzentration könnte auf eine hohe Sedimentationrate, aber auch auf eine offene Vegetationsdecke mit geringer Pollenproduktion zurückzuführen sein.

Rohstoffgeologisch gesehen sind die Seetone die Hauptlieferanten der Tiroler Ziegelindustrie (CZURDA, 1984). dazu Die untersuchten Proben weisen im Vergleich dazu nur bedingt die Voraussetzung jener ausgewogenen Korngrößenzusammensetzungen auf, die für die Produktion bestimmter Ziegelerzeugnisse (WINKLER, 1954) unerlässlich ist. Aufgrund ihrer z.T. beträchtlichen Sandanteile könnten sie allenfalls in der Produktion von Vollsteinen eingesetzt werden. Jedenfalls müssten sie mit passenden Zusatztonen verbessert werden, um den heute geforderten keramtechnischen Kriterien zu entsprechen. Es konnten auch keine Hinweise in Erfahrung gebracht werden, die auf eine über den Lokalbedarf hinausgehende Ziegelproduktion schließen ließen.

Literatur

- BRÜGGEMANN, H.: Drillbohrungen im Gschnitztal/Tirol am 13. und 14. 10. 1992 (Kartierung Bl. 148, Brenner, M. Rockenschaub). - Unveröff. Bericht, Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien 1992.
- CZURDA, K.A. & BERTHA, S.: Verbreitung und Rohstoffmäßige Eignung von Tonen und Tongesteinen in Nordtirol. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 5, S. 15-28, Wien 1984.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H.: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. - University of Colorado Studies: Series in Earth Sciences, 7, S. 143-165, Boulder/Colorado 1968.
- WINKLER, H.G.F.: Bedeutung der Korngrößenverteilung und des Mineralbestandes von Tonen für die Herstellung grobkeramischer Erzeugnisse. - Ber. Dt. Keram. Ges., 31, 337-343, Bonn 1954.

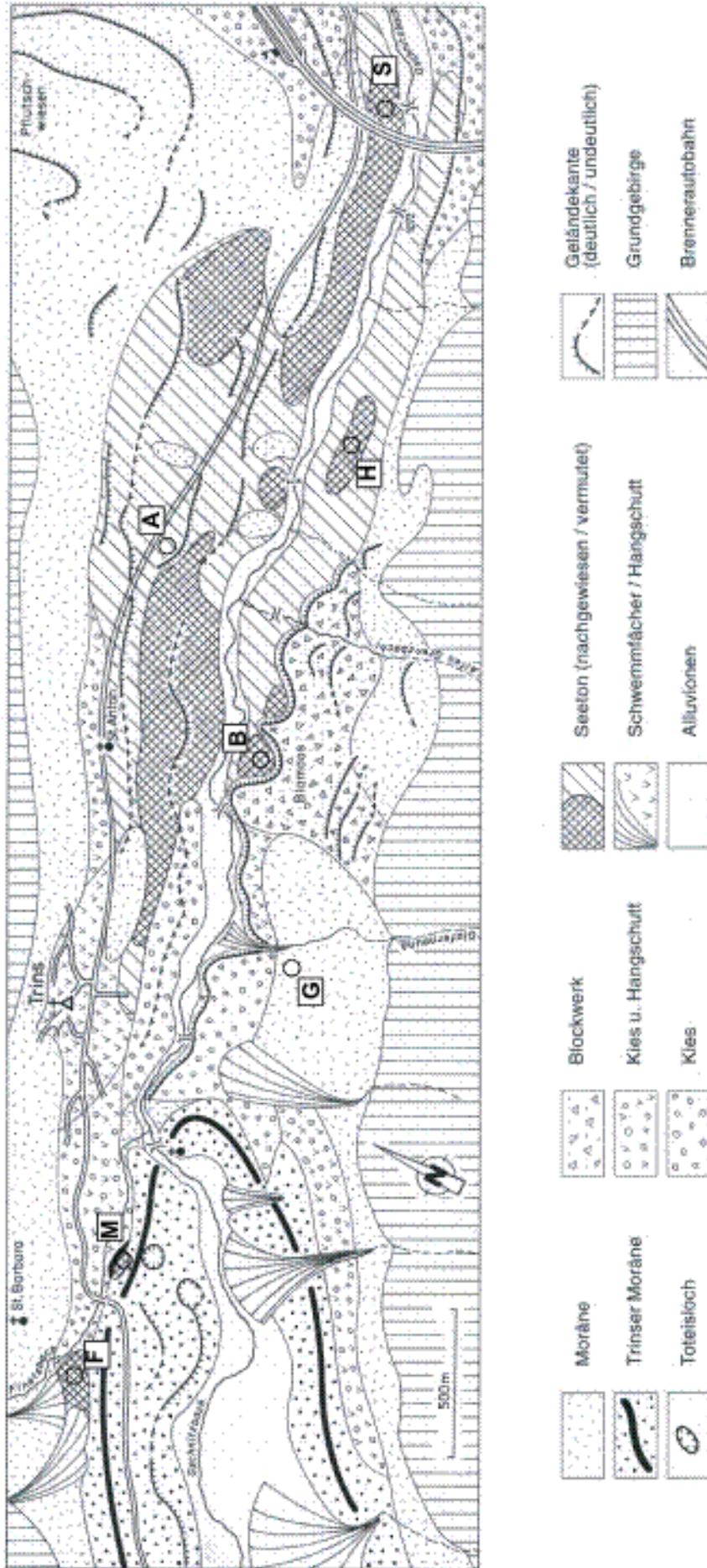


Abb. 1: Quartärgeologische Karte des äußeren Gschnitztales und Lage der Bohrpunkte:

F ... Finetzbach, M ... Totteislöch, Moräne, Trinser Moräne, Blockwerk, Kies u. Hangschutt, Kies, Seeton, Schwemmfächer / Hangschutt, Alluvionen, Geländekante (deutlich / undeutlich), Grundgebirge, Brennerautobahn

Tab. 1: Profilbeschreibungen der Schneckenbohrungen im Gschnitztal (BRÜGGEMANN, 1992).

Bohrung F ... Finetzbach

~0,4 m		Schluff-Feinsandgemisch, sehr stark humos, mit kleinen Geröllen bis max. 2cm Ø, Boden
-1,6 m		Schluff, hellbraun, mit vielen kleinen Steinen, kantengerundet
-2,2 m		Schluff, tonig, plastisch, mittel- bis dunkelgraubraun, kleine Steine seltener
-2,8 m	2,8 m Pollen 3,2 m Pollen	Mittelkies bis max. 3cm Ø, kantengerundet, in schluffig-toniger Matrix, mittel- bis dunkelbraun, humos
-4,0 m		Mittel- bis Grobkies, max. 4cm Ø, kantengerundet, Lokalmaterial Dolomit, kaum Matrix
-5,2 m		Fein- bis Grobkies, sauber, wenig Dolomit-Sand-Matrix, hell- bis mittelbraun („cremefarben“), Schwemmfächer
-5,8 m		Mittelkies, feiner als zuvor, sonst wie vor
-6,4 m	Korngröße, Mineralogie	Schluff, tonig, olivgrau
-7,6 m		Schluff, tonig, olivgrau, plastisch, selten kleine Steine
-8,6 m		wie vor, sehr nass
-8,8 m		steinige Lage (nach Geräusch und Bohrvorgang)
-10,0 m	Korngröße, Mineralogie 10,8 m Pollen	Schluff, tonig, olivgrau, plastisch, selten kleine Steine
-11,2 m (ET)	11,2 m Pollen	wie vor, nass

Bohrung M ... Vor der Gschnitz-Endmoräne

~0,4 m		Schluff-Feinsandgemisch, sehr stark humos, mit Mittelkies, kantengerundet, dunkelbraun, Boden
-1,3 m		Mittel- bis Grobkies, (Gerölle bis zu 5cm Ø), in Schluff, humos, graubraun; Gerölle gut kantengerundet
-1,6 m		Schluff, tonig, cremefarben bis oliv
-2,8 m	Korngröße, Mineralogie	Schluff, olivgrau
-3,4 m		? wie vor, (keine Förderung)
-4,0 m		Schluff, feinsandig, fein- bis mittelkiesig, kantengerundet, mittelbraun, trocken
-4,6 m	Korngröße, Mineralogie	Schluff, tonig, mittelbraun, feucht
-5,0 m		Schluff, tonig, mittelbraun, trockener
-5,6 m (ET)		Steine (keine Förderung)

Bohrung G ... Glafernaunbach

~0,4 m		Schluff, feinsandig, stark humos, dunkelbraun, mit Fein bis Mittelkies, kantengerundet, Boden
-1,0 m		Mittel- bis Grobkies (Gerölle bis zu 5cm Ø), Kristallin-Lokalschutt in schluffig-sandiger Matrix, dunkelbraun
-1,6 m		Mittel- bis Grobkies (Gerölle meist 1–5cm Ø), gut kantengerundetes Kristallin, kaum Matrix
-2,8 m		Fein- bis Grobkies (Gerölle ~ 0,5–4cm Ø), kantengerundet, in schluffig-sandiger Matrix, braun
-3,3 m		Feinkies, mittelkiesig, (Gerölle <1cm Ø), in schluffig-sandiger Matrix, braun
-4,0 m		Fein- bis Grobkies, sonst wie vor
-4,6 m (ET)		wie vor; kein Bohrfortschritt: ?Stein, ?Schwemmfächer

Bohrung B ... Blamoos W

~0,4 m		Wegaufschüttung
-1,6 m		Fein- bis Grobkies, kantengerundetes Kristallin, Matrix sandig, braun
-2,5 m		wie vor, etwas feiner
-2,8 m		Ton, schluffig, grau
-3,4 m	<i>Korngröße, Mineralogie</i>	Schluff, stark tonig, mittelgrau
-4,0 m		Schluff, sehr schwach tonig, mittelgrau, leicht feucht, völlig sandfrei
-5,2 m		wie vor
-7,6 m		Schluff, tonig, mittelgrau, sandfrei
-8,2 m		Schluff, stark tonig, mittelgrau, sandfrei
-8,8 m		Schluff, schwach tonig, mittelgrau, sandfrei
-11,2 m (ET)	<i>Korngröße, Mineralogie</i>	Schluff, tonig, mittelgrau, völlig sandfrei

Bohrung A ... St. Anton (E von Pfarrkirche):

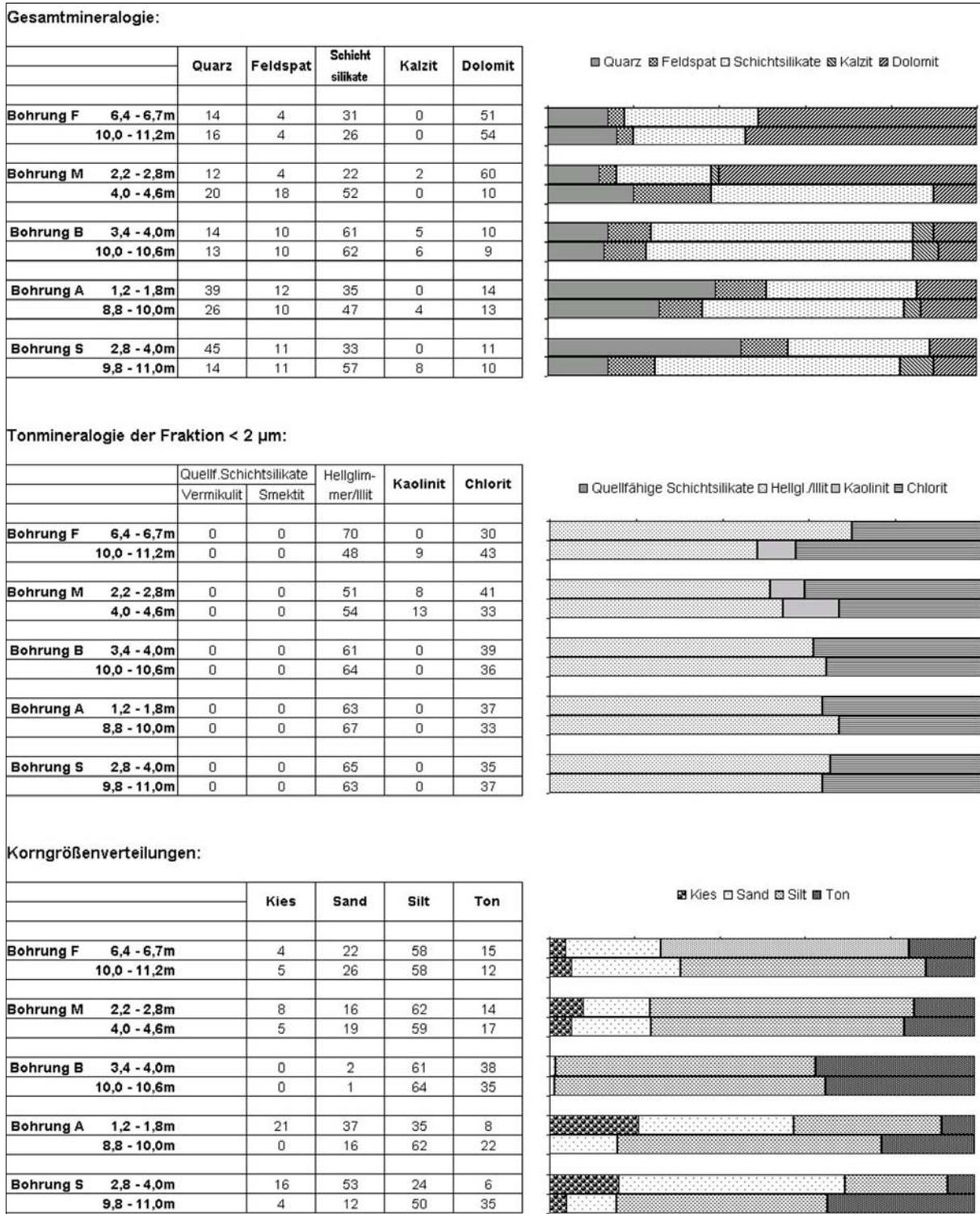
~0,4 m		Feinsand, schwach schluffig, humos, mittel- bis dunkelbraun, Boden
-1,1 m	<i>Korngröße, Mineralogie</i>	Feinsand, sehr schwach schluffig, graubraun, Glimmer
-1,6 m		Feinsand, mittelbraun, kantengerundetes Kristallin
-2,0 m		wie vor
-3,0 m		Sand, stark schluffig, mittelgrau, mit Mittelkies (Gerölle meist 1–3cm Ø)
-3,4 m		Schluff, sehr schwach tonig, mittelgrau, gut sortiert
-4,0 m		Schluff, schwach tonig, mittelgrau, sehr selten kleine Gerölle von Feinkies
-5,2 m		Schluff, mittelgrau, glimmerig
-6,4 m,	<i>Korngröße, Mineralogie</i>	Schluff, bräunlich–mittelgrau, glimmerig, ein Kristallingeröll von ca 4cm Ø
-11,2 m (ET)		Schluff, bräunlich mittelgrau, glimmerig, alles feucht

Bohrung H ... Herrenwasserl

~0,3 m		Sand–Schluffgemisch, stark humos, braun, Boden
-1,5 m		Schluff, fein- bis mittelkiesig, kantengerundetes Kristallin, Lokalschutt, sehr viel Glimmer
-3,9 m		Schluff mit Kies, wie vor, etwas feiner
-5,1 m		keine Förderung
-6,3 m		Schluffbrei mit Feinkies, mittelbraun, Wasser!
-7,5 m		Schluffbrei mit wenig Feinkies, mittelbraun
-8,7 m		wie vor, mittelgraubraun
-11,0 m (ET)		Schluffbrei, dünnflüssig, oliv

Bohrung S ... Steinach – Autobahnbrücke

~0,4 m		Sand, sehr stark humos, dunkelbraun, anmooriger Boden
-1,3 m		Ton, schwach schluffig–sandig, viel Glimmer, dunkelbraun
-1,6 m		Sand, feinkiesig, schwach humos, stark glimmerig, mittel- bis dunkelgrau, silbrig, sehr nass
-2,2 m	<i>Korngröße, Mineralogie</i>	Sand, fein- bis mittelkiesig, schluffig, glimmerig, Farbe wie vor
-4,3 m		wie vor, doch sehr nass, breiig, olivgrau
-5,2 m		deutlich fester (schwerer zu bohren), Material breiig vermischt, hoher Schluffgehalt
-8,8 m	<i>Korngröße, Mineralogie</i>	Schluffbrei, mittelgrau, (immer noch einzelne Gerölle), Wasser!
-11,0 m (ET)		durchgebohrt und gezogen; Material an Schnecke: Ton, schluffig, mittelgrau, kiesfrei



Tab. 2: Gesamtmineralogie, Tonmineralogie der Fraktion <2 µm und Korngrößenverteilungen an ausgewählten Proben aus den Bohrungen F (Finetz), M (Vor der Gschnitz-Endmoräne), B (Blamoos W), A (St. Anton) und S (Steinach - Autobahnbrücke).

Bohrung F ... Finetz	11.20 m	10.80 m	3.20 m	2.80 m
	in Prozenten %			
B ä u m e				
Pinus	–	–	51	64
Picea	–	–	1	5
Larix	–	–	–	1
Betula	–	–	–	3
Alnus viridis	–	–	–	1
Ephedra dist.	–	–	1	–
K r ä u t e r				
Gramineae	–	–	8	2
Artemisia	–	–	21	7
Chenopodiaceae	–	–	8	4
Helianthemum	–	–	1	3
Caryophyllaceae	–	–	–	3
Plantago	–	–	2	–
Rumex	–	–	–	1
Brassicaceae	–	–	2	–
Cichoriaceae	–	–	2	–
Asteraceae	–	–	–	3
Apiaceae	–	–	–	1
Varia	–	–	3	2
F a r n p f l a n z e n				
Selaginella selaginoides	–	–	2	1
	Anzahl der Pollenkörner:			
	0	0	130	91
Gesamtpollensumme=100% exklusive Sporen von Farnpflanzen				
	Ohne Pollen		Baumpollen:	
			53%	74%
			Kräuterpollen:	
			47%	26%

Tab. 3: Palynologische Untersuchungsergebnisse an Proben aus der Bohrung F Finetz.

Anschrift der Verfasser

Dr. Ilse DRAXLER¹, Dr. Manfred ROCKENSCHAUB², Dr. Inge WIMMER-FREY³: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

Tel. (01) 7125674 / 251¹, 212², 320³

Dr. Franz OTTNER: Inst. für Angewandte Geologie, Peter Jordanstr. 70, A-1190 Wien.

Quartäre Ablagerungen in einigen Nebentälern des Sill- und des Inntals

J. MAGIERA

1. Navistal

Quartäre Ablagerungen im Gebiet der Einmündung des Navistales in das Wipptal haben eine komplizierte Struktur und Morphologie (e.g.: W. HEISSEL, 1932, F. MAYR & H. HEUBERGER, 1968). Am rechten (östlichen) Abhang, an den beiden Ausgängen des Navistals, erstreckt sich eine große Terrasse mit einer Höhe von etwa 80 m. Sie entstand wahrscheinlich im späten Würm, in dem teilweise mit Toteis ausgefüllten Tal.

Am Ausgang des Navistals geht diese Terrasse in einen ausgedehnten Schwemmfächer über, der stark erodiert ist. Ein kleines Tal, entlang des Weges von Matrei bis Navis, bildete einen Abfluss für das Schmelzwasser aus dem Navistal. Der Abfluss in Richtung Mühlen entstand später. Er führte zur Entstehung des jetzigen, tiefen Talausganges unterhalb St. Kathrein und zur Zerstörung des zentralen Teiles des Schwemmfächers. Der Rest ist ein enger, gebogener Rücken westlich von St. Kathrein mit einer Kiesgrube auf dem Gipfel.

Auf der Höhe von St. Kathrein ist das Navistal durch eine Endmoräne getrennt (wahrscheinlich Steinachstadium). Die Fragmente der Seitenmoräne dieses Stadiums haben sich nordöstlich von St. Kathrein, dem Weg nach Navis (Außerweg) entlang, auf der Höhe von 70-120 m über dem Talboden erhalten. An dem gegenüberliegenden Abhang kommt keine Moräne vor. Stellenweise haben sich auf der Höhe von etwa 60 m Anhäufungen von Felsblöcken erhalten.

Der Wall der Endmoräne in St. Kathrein staute den Abfluss des Schmelzwassers aus dem Tal. In dem entstandenen Eisstausee haben sich Bändertone abgelagert. Diese sind am Abhang unterhalb von St. Kathrein auf der Höhe von 1070-1100 m ü.NN., weiters in der Nähe von Koatzet (1220-1240 m ü.NN.) und bei Kopfers (1230-1260 m ü.NN.) aufgeschlossen. Die Bändertone der zwei letzten Punkte entstanden vermutlich in einem anderen, höher gelegenen Eisstausee. Dort, wo die Bändertone vorkommen, treten Bergstürze gehäuft auf.

Unterhalb Navis tritt keine Moräne auf. Dieser Abschnitt wird von Kies, Sand und Felsblöcken aufgebaut. Die Gesteine bilden am linken (südlichen) Abhang eine Terrasse mit einer Höhe von 60-80 m und am rechten (nördlichen) Abhang treten unvollständige Terrassenreste auf. Dieses Terrassen-niveau entspricht der beschriebenen 80 m langen Terrasse aus dem Wipptal und entstand - ähnlich wie die letztere - in dem teilweise mit Toteis ausgefüllten Tal.

Die Ablagerungen einer älteren Vergletscherung als dem Gschnitzstadium sind in der Nähe des Talausgangs erhalten. Es handelt sich dabei um einen Streifen, welcher aus teilweise zementierter Moräne, die nördlich von St. Kathrein auf der Höhe von 1200-1250 m ü.NN liegt, und einer Anhäufung von Felsblöcken in gleicher Höhe, südöstlich von Tienzens.

Die Gletscher, jünger als Gschnitzstadium, hinterließen kleine Endmoränen in Benntal und Pasten-grube (auf der Höhe von 1900-2050 m ü.NN.) und fluvioglaziale Schwemmfächer im unteren Teil des Benntales.

In dem im Bereich Navis gelegenen Teil des Tales sind die tieferen Abschnitte der Talabhänge mit ausgedehnten und mächtigen Eisrandsedimenten (Kamesterrassenablagerungen) bedeckt. Die Terrassenkante ist nordöstlich von Navis - auf der Höhe von 60-80 m über dem Talboden besonders deutlich zu sehen. Die Kamesterrasse besteht aus Schutt und größeren Felsblöcken. Dieser Schutt ist in Aufschlüssen am linken Talabhang unterhalb von Navis und am rechten Talabhang bei der Mündung des Grünbaches (horizontal geschichtet) aufgeschlossen.

Spätglaziale Endmoränen sind in den Seitentälern des Navistales zu finden. Ein ausgeschwemmter Wall einer Endmoräne befindet sich im Grünbachtal, in der Nähe der Schneideralm, auf der Höhe von etwa 1720-1740 m. Der viel längere Grünbergalmgletscher hinterließ eine Moräne, die bis in eine Höhe von etwa 1500 m (unterhalb des Gasthofs „Peeralm“) zu verfolgen ist. Dort fehlt jedoch der Endmoränenwall. Die Moränen der Gletscher, die von den nördlichen Abhängen der Schafseitenspitze (2602 m) in Richtung Navistal herabgeflossen sind, erstrecken sich hangabwärts bis zu einer Höhe von etwa 1700-1800 m.

Die jüngsten spätglazialen Stadien, durch kurze Kargletscher gekennzeichnet, hinterließen gut erhaltene Endmoränenwälle: am Mislboden (etwa 2260-2340 m), auf der Grünbergalm (2160-2260 m) und an den nördlichen Abhängen der Schafseitenspitze (Schafalm-Hochleger: 2100-2180 m, Stippleralm: 2080-2300 m, Blasigleralm-Hochleger: 2050-2200 m). Die Verteilung dieser Moränen weisen auf zwei bis drei Rückzugsphasen der Gletscher hin. Die ausgedehnten Blockfelder unter dem Naviser Jöchl und der Grafmarteralm, in einer Höhe zwischen 1900 und 2150 m, stammen vermutlich auch aus dieser Periode.

In der postglazialen Periode, nach dem Schwinden des Dauerfrostes, kam es auch zur Entstehung der ausgedehnten Blockwerkfelder und der Bergstürze auf der Grünbergalm, in der Nähe der Tischleralm, unter der Naviserhütte und unter dem Gallenschrofen.

2. Schmirntal

Den oberen Teil des Schmirntals (oberhalb von Rohrach) bildet ein breiter, glazialer Trog. Die unteren Teile der Abhänge sind mit Seitenmoränen oder Eisrandsedimenten bedeckt. Oberhalb von Schmirn kommen sie an beiden Abhängen vor, unterhalb nur am linken Abhang. Sie bilden eine deutliche Verflachung auf der Höhe von 60-100 m über dem Talboden. In der Holzebensiedlung bildet die Seitenmoräne einen gut erhaltenen Wall.

Die Moränen und Kamesterrassen sind mit zahlreichen postglazialen Schwemmfächern und Schuttkegeln bedeckt. Der größte zieht vom Kessel unter der Schafseitenspitze gelegen in Richtung Toldern.

Unterhalb von Rohrach, am linken Talabhang, hat sich ein Fragment der Endmoräne erhalten (1360-1480 m ü.NN.). Diese Moräne und die beschriebenen Seitenmoränen entstanden anscheinend im Gschnitzstadium.

Die Endmoränen der jüngeren Stadien haben sich in den Tälern erhalten, die von der Hohen Warte nach Nordwesten abfallen, auf der Höhe von 1550-1600, 1750-1800, 1850 und 1950-2100 m ü.NN. Die Abhänge unter diesen Moränen sind mit ausgedehnten fluvioglazialen Schemmfächern bedeckt. Ein ziemlich ausgedehnter Bereich dieses Tales ist von Alluvien aufgebaut, die zwei Terrassen bilden.

Unterhalb von Rohrach wird das Schmirntal eng und tief. Dieser Abschnitt des Tales wurde wahrscheinlich durch die Schmelzwässer aus dem Gletscher des Gschnitzstadiums und aus den jüngeren Gletschern vertieft. In diesem Bereich kommen keine Moränen vor. Die Seitenmoräne erscheint erst am rechten Abhang, in der Nähe der Stelle, wo das Schmirntal ins Valsertal mündet (Unterleite). Vermutlich handelt es sich dabei um eine Moräne des Steinachstadiums.

Große Teile der Talabhänge sind durch Bergstürze bedeckt. Diese Bergstürze sind zur Zeit nicht aktiv. Der größte von ihnen kommt am linken Abhang zwischen Unterleite und Oberleite vor. Auch das Gebiet oberhalb von Toldern (Kalte Herberge) ist wahrscheinlich auch durch Bergstürze bedeckt.

Ein hoher Kalziumkarbonatgehalt im Grundwasser des Talbereichs begünstigt die Entstehung des Quellentuffs. Mächtige Vorkommen treten an den Stellen auf, wo kleinere Bäche in das Tal münden, in der Nähe von Schmirn, Rohrach und Oberleite.

3. Valsertal

Im Valsertal kann man - ähnlich wie in Schmirntal - zwei Teile unterscheiden. Der obere Teil des Tales ist ziemlich breit. Der linke Abhang ist mit Schwemmfächern, Schotter, Seitenmoränen (unterhalb der Sillalm) und fluvioglazialen Fächern (Innervals) bedeckt. Im Talbereich treten Alluvien auf.

Die Moränen der jüngeren Stadien als Gschnitzstadium haben sich in den Tälern erhalten, die vom Sumpfschartl nach Nordwesten abfallen, und befinden sich auf der Höhe von 1550-1600, 1700-1800, 1900-2000, 2050-2100, 2200-2280 und etwa 2500 m ü.NN.

Der untere Teil des Valsertals, unterhalb von Kolb, ist enger, tiefer und steiler als der obere Teil. Der Talboden und die unteren Teile der Abhänge sind von Moräne bedeckt. An der Mündung des Valsertales in das Schmirntal (St. Jodok), hat sich ein hoher Wall der Mittelmoräne erhalten. Am Wandfuß der Stafflecher Wand dagegen findet sich ein kleines Fragment der Kamesterrasse. Obwohl in dem Tal die Endmoräne nicht vorkommt, scheinen die Ablagerungen im Steinachstadium entstanden zu sein.

Alluviale Ablagerungen finden sich nur in dem untersten Bereich des Tals, in der Nähe der Mündung in das Wipptal.

4. Obernbergtal

Im obersten Teil des Obernbergtals, unter Portjoch, in einer Höhe von 1600-1800 m sind Reste einer Moränendecke erhalten. Sie sind aus Schutt und wenige Meter großen Felsblöcken aufgebaut. Stellenweise bilden sie niedrige, verlängerte Wälle, die den Seitenmoränen ähnlich sind. In den Kesseln unter Portjoch und Grubenkopf, in einer Höhe von ungefähr 1900-2050 m haben sich geringmächtige Reste von Wällen der Endmoränen aus der Postglazial erhalten.

Spuren einer viel intensiveren Vergletscherung sind im südöstlichen Talarm, oberhalb von Kaserwald sichtbar. Der Talgrund ist dort mit Felsblöcken mit einem Durchmesser bis über 10 Meter bedeckt (cf. H. PASCHINGER, 1953). Das Blockwerk dehnt sich von einer Höhe von etwa 1800 m über die Umgebung des Obernbergersees bis zur Umgebung des Berggasthofs (ca. 1450 m) aus. Die Felsblöcke stammen aus den Abhängen dieses Talarms. Infolge eines großen Bergrutsches, wahrscheinlich an den Wänden der Allerleigrube und des Geierskragens (2309 m), erreichten diese Blöcke die Oberfläche des Gletschers, der sie talabwärts beförderte. Nachdem das Eis geschmolzen war, blieben in der späten Würmeiszeit die Felsblöcke auf dem Talgrund liegen. Starke Verwitterung begünstigte die Entstehung der ausgedehnten Bergstürze.

Spuren der späten Würmeiszeit haben sich auch in den Tälern erhalten, die vom Süden ins Obernbergtal münden. Auf der Karalm ist in einer Höhe von 1740-1770 m ein deutlicher Wall der Endmoräne zu beobachten. Ein anderer, teils abgeschwemmter, Wall findet sich in einer Höhe von etwa 1780-1800 m. Der obere Teil dieses muldenförmigen Tales ist mit Schutt bedeckt, der infolge der gegenwärtigen periglazialen Prozesse schön ausgeprägte Girlanden bildet.

Im Grießenbachtal reichte der Gletscher bis zur Niederbergeralm (ca. 1740-1780 m). Dort hinterließ er eine Endmoräne, die jetzt schon sehr abgeschwemmt ist. Oberhalb dieser Stelle ist der Talgrund mit Moräne und postglazialen Schutt und Felsblöcken bedeckt.

Der mittlere Teil des Tals, zwischen Hinterenns und Obernberg, bildet eine landschaftlich herrliche Gegend und ist auch in didaktischer Hinsicht sehr interessant. Aus den alluvialen Ablagerungen ragen zahlreiche und gut ausgebildete Kameshügel hervor. Alluviale Ablagerungen haben die Form der flachen Schwemmkegel, die sich vom Hinterennstal und von Seitentälern her aufbauen. Die Kames sind bis über 10 m hoch, bis etwa 200 m lang und bis etwa 100 m breit. Bei Eben haben die Kames stark verlängerte Formen und liegen schräg zur Talachse. Die deutlichsten Formen nahmen sie in den schrägen Gletscherspalten an. Im oberen Teil, beim Waldbauer, bildeten sich die Kames meistens im System der Längsspalten des Gletschers. Im unteren Teil, in der Nähe von Obernberg, überwiegen die Kegelkames, die in kreisförmigen und ovalen Schmelzwannen entstanden. Eisrandsedimente bilden auch eine Kamesterrasse von etwa 60 m Höhe, die am rechten Talabhang zwischen Eben und Obernberg erhalten ist, und einen Kamesschwemmfächer von ähnlicher Höhe, der sich beim Ausgang des Fradertals befindet.

Die Moränen des selben Stadiums, aus dem die Kames stammen, haben sich fragmentarisch an folgenden Stellen erhalten: im Talboden in der Nähe von Obernberg und Eben und am linken Abhang zwischen Gereit und Waldbauer. Letztgenannter Bereich zeigt einen deutlichen Wall der Seitenmoräne. Ein ausgedehnter Moränenstreifen ist auch beim Ausgang des Seetales sichtbar.

Unterhalb von Obernberg sind im Talbereich weder Moränen noch Kames erhalten. Am linken (nordwestlichen) Abhang treten zwei Niveaus von Eisrandsedimenten auf. Das obere Niveau hat die Form eines ausgedehnten Streifens Schutt mit leicht abgerundeten Felsblöcken in der Umgebung der Kastnerbergalm und nordöstlich dieser Stelle (1540-1820 m). Eine deutliche Geländekante ist oberhalb des Außertals in einer Höhe von 1550 m zu sehen und erhebt sich in Richtung Kastnerbergalm bis zu einer Höhe von 1650 m.

Das untere Niveau ist besser erhalten und dehnt sich ununterbrochen von dem Innertal bis zur Gasse aus, indem es den Talabhang, fast von dem Talgrund bis zu einer Höhe von etwa 1500 m ü.NN. (d.h. bis 80 m über dem Talgrund im Innertal und bis 280 m über dem in der Gasse), bedeckt. Eine deutliche Geländekante dieses Niveaus kommt in einer Höhe von 60 m über dem Innertalgrund (ca. 1450 m NN.) bis 100 m über den Talgrund in der Gasse (ca. 1340 m) vor. Das untere Niveau kommt auch am rechten (südöstlichen) Talabhang, unterhalb von Vinaders, bis zu einer Höhe von etwa 100 m über dem Talgrund vor.

Die beiden Niveaus entstanden infolge der Gletscheraktivitäten in den zwei aufeinanderfolgenden Stadien der späten Würmeiszeit, von denen ein Niveau (das tiefere?) dem Steinachstadium entsprechend könnte.

Spuren der Aktivität der älteren Gletscherstadien sind über dem Obernbergtalgrund in Form von zwei streifenförmigen Abhangverebnungen sichtbar, die nach unten durch Geländekanten begrenzt sind. Die untere Geländekante ist undeutlich und verläuft in einer Höhe von etwa 1630-1660 m, die obere ist deutlicher und liegt in einer Höhe von etwa 1760-1800 m. Die beiden Verebnungen sind stellenweise mit leicht abgerundetem Felsschutt bedeckt. Besonders ausgedehnter Schutt bedeckt die obere Verebnung in der Umgebung von Egger Mahder.

5. Nösslachplateau

Das Nösslachplateau dehnt sich am westlichen Wipptal-Abhang entlang, nördlich vom Ausgang des Obernbergtals in einer Höhe von etwa 1300-1400 m, aus. Es ist ein breites, felsiges Plateau mit unebener Oberfläche. Die Einschnitte sind mit fluvioglazialen Ablagerungen bedeckt: Schutt mit einer Menge Kies und abgerundeten Felsblöcken.

Abgerundete Gesteinsbrocken bedecken auch die Abhänge oberhalb des Nösslachplateaus. Am höchsten kommen sie im Tal des Schlierbachs vor, wo sie bis zu einer Höhe von 1600 m reichen. Höchstwahrscheinlich sind die Sedimente ein Fragment eines Schwemmkegels aus dem Bereich der oben erwähnten Verebnung Egger Mahder. Zwei weitere Schwemmkegel sieht man weiter nordwärts, beim Ausgang der Täler, in der Umgebung von Hagaten und Gatt, wo die Bäche des Nösslachjochs herabfließen. Diese Schwemmkegel entstanden wahrscheinlich in der späten Würmeiszeit, als das Wipptal unterhalb des Nösslachplateaus noch mit Eis ausgefüllt war.

6. Waldrastertal

Der untere Teil des Waldrastertales, unterhalb der Ochsenalm, ist mit Moräne bedeckt, die wahrscheinlich dem Steinach-Stadium zuzuordnen ist. Die Endmoräne dieses Gletschers hat sich beim Ausgang des Tals, in der Nähe von Müzens, erhalten. Sie bildet dort zwei parallele Wälle. Direkt unterhalb der Endmoräne schließen Eisstauseetone an. Sie entstanden wahrscheinlich vor dem Steinach-Stadium in einem durch den Wipptalgletscher aufgestauten See.

Von der Ochsenalm aufwärts sind die Abhänge und der Talboden des Waldrastertals mit ausgedehnten und mächtigen Murenablagerungen bedeckt. Sie bestehen aus scharfkantigem Schutt, der in der Schottergrube, dicht vor der Ochsenalm, am besten aufgeschlossen ist. Die Muren gingen hauptsächlich von den steilen und ausgedehnten Abhängen des Serlesmassivs (2717 m) ab. Später wurden sie durch die Bäche im Tal teilweise erodiert. Im unteren Teil der Ochsenalm sind diese älteren Sedimente in Form einiger Hügel erhalten. Diese Murenablagerungen sind gute Wasserspeicher und aus ihnen entspringen große Quellen (Siebenbrunnenquelle).

Moränen sind im Langen Tal, wo sich Seitenmoränen in der Höhe von etwa 1550 und 1720 m erstrecken, und im Waldrastertal (Matreier Grube), erhalten. Wälle von Endmoränen sind in diesem Gebiet in einer Höhe zwischen ca. 1950 und 2200 m.

7. Voldertal

Das Voldertal ist asymmetrisch aufgebaut: der (orographisch) linke Abhang ist steil und felsig, mit wenigen Quartärablagerungen. Die rechte Talflanke ist sanfter und mit mächtigen und ausgedehnten Quartärablagerungen bedeckt.

An beiden Abhängen des unteren Teiles des Tales, in der Nähe der Stiftsalm, hat sich auf der Höhe von etwa 20-70 m über dem Talboden eine Kamesterrasse erhalten. Diese Terrasse besteht aus Sand und Schutt, horizontal- und schräg geschichtet, und in der Terrassenkante auf der linken Teilseite sichtbar. Die Terrasse entstand infolge der glazilimnischen Sedimentation im Bereich zwischen der Front des Voldertalgletschers und dem Inntalgletscher. Im Talboden, unterhalb der Kameablagerungen, kommt Moräne vor. Unklar ist die Stellung und das Alter eines Seitenmoränenwalles, der die Terrasse westlich umrahmt.

Die ausgedehnte Verebnung des rechten Talabhangs in der Nähe der Galtalm (auf der Höhe von etwa 1800-2100 m) ist wahrscheinlich auch mit Eisrandsedimenten bedeckt. Sie entstanden in der Zeit, als das Tal mit dem Gletscher bis zur Höhe von mindestens 2100 m ausgefüllt war.

Die jüngsten Stadien sind durch eine Anhäufung von Moränen und Moränenresten - bei der Mündung des Gamsbaches in 1280 m, bei der Vorbergalm (etwa 1540 m), bei der Steinkasernalm (etwa 2000 m), am Melkboden (etwa 2220 m) und unter dem Eisenkar (etwa 2340 m) belegt.

Moränen kommen außerdem am rechten (d.h. nach Westen gerichteten) Talabhang vor. Es sind hauptsächlich Reste von Blockgletschern, die in die ausgedehnten Hangdepressionen herabfließen: in der Nähe der Markissalm (auf eine Höhe von etwa 1700 m herunterreichend), der Haneburgeralm (auf etwa 1680 m) und der Malgrubleralm (auf etwa 1800 m). Zwei weitere, nach Süden gehende Depressionen, unter dem Sunntiger (2667 m) und unter der Seekarspitze (2646 m), waren mit „typischen“ Eisgletschern ausgefüllt. Sie hinterließen deutliche Endmoränenwälle auf der Höhe von etwa 2010 und 2300 m.

Der untere Teil des linken (nach Osten gerichteten) Voldertalabhangs ist mit sehr ausgedehntem Hangschutt und Blockwerk bedeckt, der postglazial bis rezent entstand. Die größten Blöcke erreichen Durchmesser bis über zehn Meter (z.B. zwischen Klausboden und Schwarzbrunn).

Den Talboden bildet eine schmale alluviale Ebene in der Nähe von Klausboden, Schwarzbrunn und Dörfel. Fast der ganze Talboden ist mit Felsblöcken aus den ausgewaschenen Moränen bedeckt.

Literatur

- HEISSEL W., 1932: Quartärgeologie der Silltales. - Jahrb. d. Geol. B.-A., Wien, v. 82, p. 429-468
MAYR F. & HEUBERGER H., 1968: Type areas of Late Glacial and Post-Glacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. - University of Colorado Studies, Series in Earth Sciences 7, p. 143-165
PASCHINGER H., 1953: Bergsturz und spätglaziale Moränen in Obernberger Tal Brenner. - Tirolzeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 2, 312-316.

Anschrift des Verfassers

Dr. Janusz MAGIERA: Berg und Hüttenwesen Akademie (AGH), Krakow, Polen. Auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt.

Bohrungen am Brennerpass und Geologie der Umgebung

I. DRAXLER, A. NOWOTNY & A. SCHILD

Geologischer Rahmen

Im Sommer 1997 wurden am Parkplatz im Zentrum des Ortes Brenner vier Kernbohrungen abgeteuft, da ein Geschäftszentrum, an dessen Stelle nun ein neuer Markt entstand, starke Setzungserscheinungen aufwies und daher abgetragen werden musste.

Entgegen der Prognose, die auf den Erfahrungen beim Bau der Autobahn und dem Baugrund im Bereich der Kirche beruhte, fand sich unter einer 5,2 m mächtigen Lage von Anschüttung ein ca. 4 m mächtiger Horizont aus tonig-schluffigem Material mit Kieseinschaltungen. Liegend folgt eine gering mächtige Lage von hellgrauem Fein- bis Mittelsand. Bis zur Endteufe von 25 m (in der tiefsten Bohrung), wurde sandiger, teils toniger Schluff (möglicherweise Seeton) angetroffen, wobei der Bereich unterhalb des Sandhorizontes bis etwa 15 m Einschaltungen von Torflagen zeigte. Die Unterkante des Sedimentpaketes wurde nicht erreicht, weder Grundmoräne noch anstehender Fels.

Der Ablagerungsraum dieser Sedimente ist wahrscheinlich auf eine Abriegelung durch eine Massenbewegung im Nordbereich des Brennerpasses und/oder durch Schwemmfächer (aus W und E) mit Dammfunktion zurückzuführen.

Palynologische Untersuchungen

Die palynologischen Untersuchungen der verfügbaren Proben der Bohrungen Brenner sind in Tab. 1 zusammengefasst.

Die mineralischen Sedimente an der Basis (24,9 m - 22,00 m) zeichnen sich durch sehr hohe Werte von Baumpollen, vor allem von *Pinus* aus. Auch *Betula* ist mit Prozentwerten unter 5% vertreten.

NBP-Pollen spielen mengenmäßig nur eine geringe Rolle. Die Heliophyten des Spätglazials (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*) kommen nur vereinzelt vor.

Die Pollenspektren mit dem hohen BP-Anteil lassen auf dichte Bewaldung vor allem mit Föhre und etwas Birke schließen.

Pinus cembra (Zirbe) tritt auch auf. Die charakteristische Ornamentation ist jedoch nicht immer deutlich nachweisbar, sodass keine verlässliche Aussage über das Vorkommen von *Pinus cembra* möglich ist.

Dieser Vegetationsabschnitt kann mit den Chronozonen Alleröd (12000-11000 BP) bis Präboreal (10.000-9000 BP) in Verbindung gebracht werden

In den Proben aus dem mittleren Abschnitt (8,9 m - 8,4 m) ist bereits *Picea* vorherrschend und auch die Tanne ist mit mehreren Prozenten vertreten. Aufgrund eines ^{14}C -Alters von 5960 ± 70 a BP liegt dieser Abschnitt im Atlantikum (Chronozone). Möglicherweise ist menschlicher Einfluss mit dem Nachweis von Walnuss und Getreide belegt.

Die Sedimentprobe aus 6,10 m Tiefe (mit Geröllen bis zu 4 cm) zeigt ein völlig anderes Pollenspektrum mit einem hohen Prozentsatz an Gramineen und Kulturzeigern. Baumpollen sind in der Minderzahl.

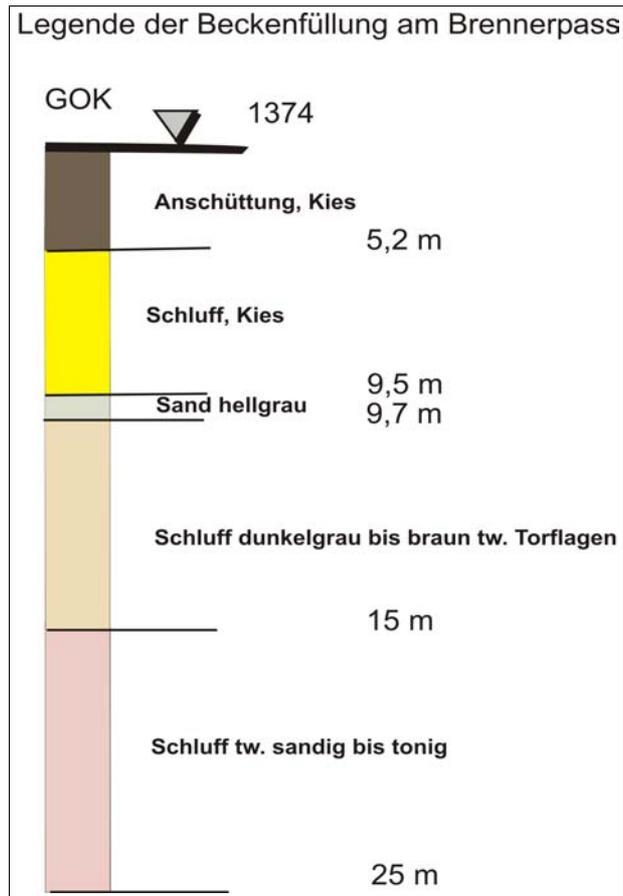


Abb. 1: Profil der Bohrung

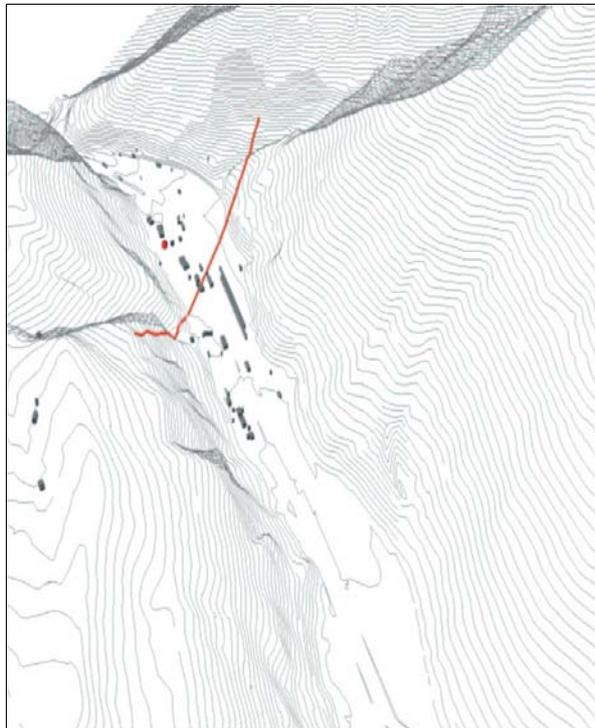


Abb. 2: 3-D-Geländemodell Bereich Brennerpass mit Lage des Profilschnittes
Blickrichtung nach Norden

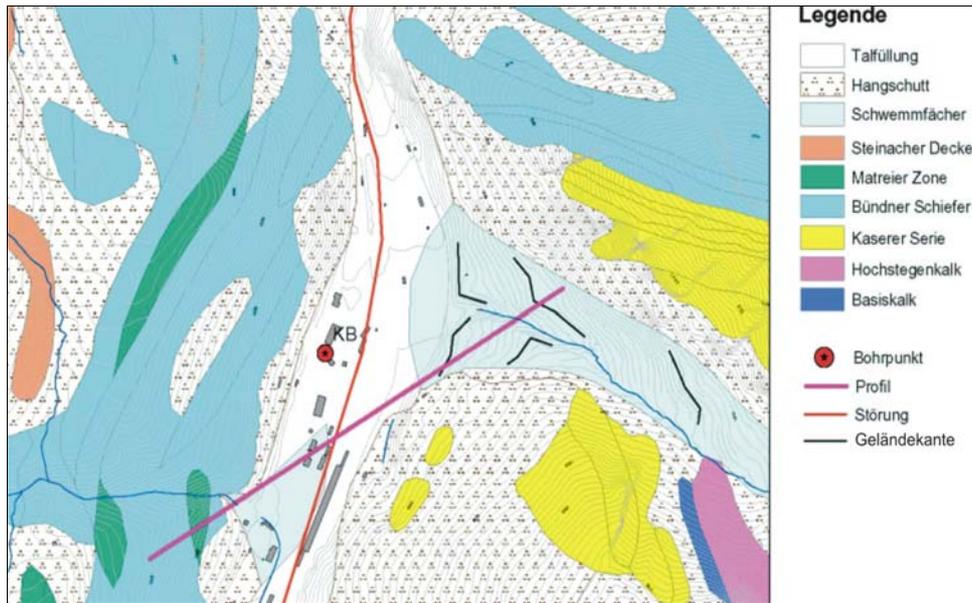


Abb. 3: Geologie im Bereich des Brennerpasses

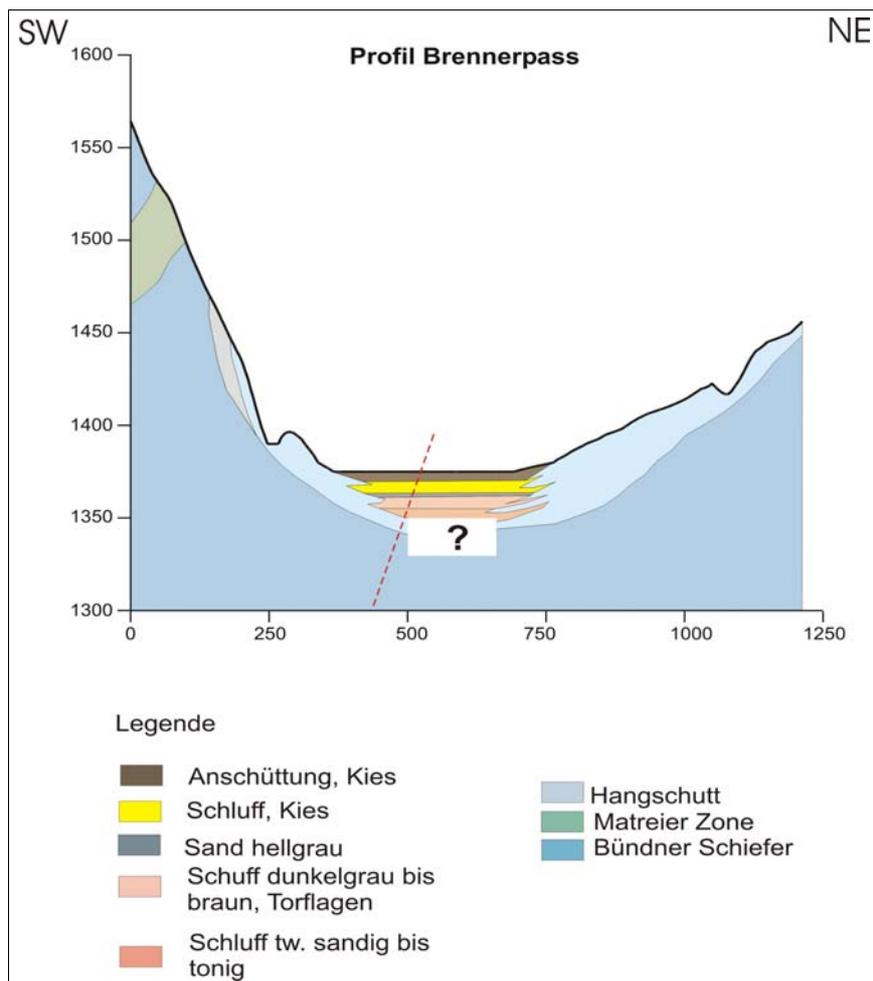


Abb. 4: Profil Brennerpass

Tiefe	24.90 m	24.60 m	22.20 m	22.15 m	22.00 m	8.90 m	8.50 m	6.10 m
B ä u m e								
Abies	–	–	–	x	–	4	5	1
Picea	–	–	–	x	x	63	78	13
Pinus (inkl. P. cembra)	93	92	88	88	97	14	4	11
Larix	–	–	–	–	–	x	1	<1
Salix	–	x	x	x	–	–	<1	<1
Betula	4	3	4	4	1	x	x	1
Alnus glut./inc.	x	x	–	–	<1	3	4	1
Ulmus	–	–	–	–	–	1	x	–
Tilia	–	–	x	–	–	x	x	–
Quercus	–	–	x	x	–	–	–	<1
Fagus	–	–	–	–	–	x	x	–
Ostrya	–	–	–	–	–	x	–	–
Juglans	–	–	–	–	–	x	–	–
S t r ä u c h e r								
Alnus viridis.	x	–	–	–	–	2	1	–
Corylus	–	–	–	–	–	2	1	–
Hippopha.	–	x	x	–	–	–	–	–
Juniperus	–	–	x	x	–	–	–	–
Ephedra	–	–	–	x	–	–	–	–
K r ä u t e r								
Gramineae	1	2	3	2	x	x	x	40
Cyperaceae	<1	–	<1	–	–	1	–	6
Artemisia	x	x	x	1	–	–	–	<1
Chenopodiaceae	x	–	x	–	x	–	x	1
Helianthemum	x	x	–	–	–	–	–	–
Asteraceae	–	x	x	x	–	–	x	3
Cichoriaceae	x	x	x	x	x	1	x	6
Apiaceae	x	x	x	x	–	x	x	4
Rosaceae	x	x	–	x	–	x	–	1
Rubiaceae	–	x	x	x	–	–	–	1
Caryophyllaceae	x	x	x	x	–	–	–	2
Thalictrum	–	x	x	x	–	–	–	–
Rumex	–	–	x	x	–	–	–	1
Geranium	–	–	x	–	–	–	–	–
Scrophulariaceae	–	–	–	x	–	–	–	<1
Dipsacaceae	–	x	x	–	–	–	x	–
Caprifoliaceae	–	–	–	–	–	–	x	–
Saxifragaceae	x	x	x	x	–	–	–	–
Brassicaceae	–	–	–	–	–	–	–	1
Fabaceae	–	–	–	–	–	–	–	<1
Valerianaceae	x	x	–	–	–	–	–	–
Ranunculaceae	–	x	–	–	–	–	–	<1
Cerealia	–	–	–	–	–	<1	–	3
Varia	x	x	x	x	x	x	x	1
F a r n p f l a n z e n:								
Lycopodium	–	x	–	x	–	x	1	x
Selaginella selaginoides	x	1	x	x	x	x	x	<1
monoete Farnsporen	x	x	x	x	–	12	2	x
Botrychium	–	–	–	x	–	–	–	–
Pollensumme 100%	1079	1088	1193	857	275	692	303	306
<1= 0,5-0,9% x = Wert < 0,5								
Radiokohlenstoffalter VRI - 1833 (Holz, Teufe 8,90 m)						5960 ± 70 a BP		
						cal BC 4930 - 4780		

Tab. 1: Palynologische Untersuchungsergebnisse an den Bohrungen Brenner.

Anschrift der Verfasser

Dr. Ilse DRAXLER, Dr. Axel NOWOTNY und Dipl.-Ing. Andreas SCHILD: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

Geologische Landesaufnahme, Kartenblätter GÖK 148 Brenner und GÖK 175 Sterzing - Erläuterungen zur Geomorphologie des hinteren Obernbergerts

**V. EBNER, F. EDELMAIER, D. HOFER, M. HOFER, N. KNOR, J. KOCH, G. ORTNER,
M. RENZ, P. RUF, B. SACHER, P. VAN ASBROECK, C. WANKER & M. WASTL**

Problemstellung

Im Rahmen der Neuaufnahme der Kartenblätter GÖK 148 Brenner und GÖK 175 Sterzing ergeben sich Fragen zur Ansprache und morphogenetischen Interpretation der Formen im hinteren Obernbergertal. Der publizierte Kenntnisstand zur Geomorphologie des hinteren Obernbergerts beruht auf einer Arbeit von PASCHINGER aus dem Jahr 1953, der das Gebiet von der Steiner Alm im Süden bis zur Einmündung des Frader Bachs am östlichen Rand des Siedlungsbereichs von Obernberg als Ablagerungsgebiet eines spätglazialen Bergsturzes aus der Kachelstube unterhalb des Obernberger Tribulaun ausweist (PASCHINGER, 1953, 313). Die geologische Neuaufnahme des hinteren Obernbergerts liefert Befunde, die sich mit dem von PASCHINGER entwickelten Modell nicht erklären lassen. Drei Formenkomplexe sind dabei von besonderem Interesse:

1. die Hügel- und Wallformen im Obernbergertal zwischen der Einmündung des Fader Tals und dem Schwemmkegel aus dem Hinterennstal,
2. die wallartigen Formen im Bereich der Schuttmassen zwischen der Mündung des Hinterennstals und dem Gebiet um den Obernberger See sowie
3. die Formen im Bereich der Steineralm.

Teiluntersuchungsgebiet Obernbergertal

PASCHINGER (1953, 312) beschreibt im Obernbergertal zwischen Frader Tal und Allerleibrunden 34 Kuppen oder kurze Wälle, die er als typische Bergsturzablagerungen anspricht. Die Formen bestehen nach PASCHINGER (1953, 312) überwiegend aus kantigem Dolomit geringer Korngrößen ohne erkennbare Sortierung oder Einregelung. Dies kann an den aktuell im Untersuchungsgebiet vorhandenen Aufschlüssen bestätigt werden. Insbesondere auf den höheren Erhebungen sind aber auch größere Dolomitblöcke zu erkennen (vgl. Abb. 2). Die Hügel und Wälle lassen sich petrographisch eindeutig von wallförmigen Ablagerungen aus den an Hängen anstehenden Phyliten abgrenzen.

Die detaillierte Kartierung der Hügel- und Wallformen im Obernbergertal zwischen der Einmündung des Frader Bachs und dem Schwemmkegel aus dem Hinterennstal (Abb. 1) erlaubt die Unterscheidung zwischen höheren und steileren quer zum Tal verlaufenden Hügelgruppen oder Wällen (vgl. Abb. 2) und niedrigeren und flacheren Kuppen oder Rücken mit rundem Querschnitt bzw. Ausrichtung in Tallängsrichtung (vgl. Abb. 3). Erstere lassen sich teilweise auch mit schräg zum Tal verlaufenden Wällen am orographisch rechten Hang verbinden (vgl. Abb. 1).

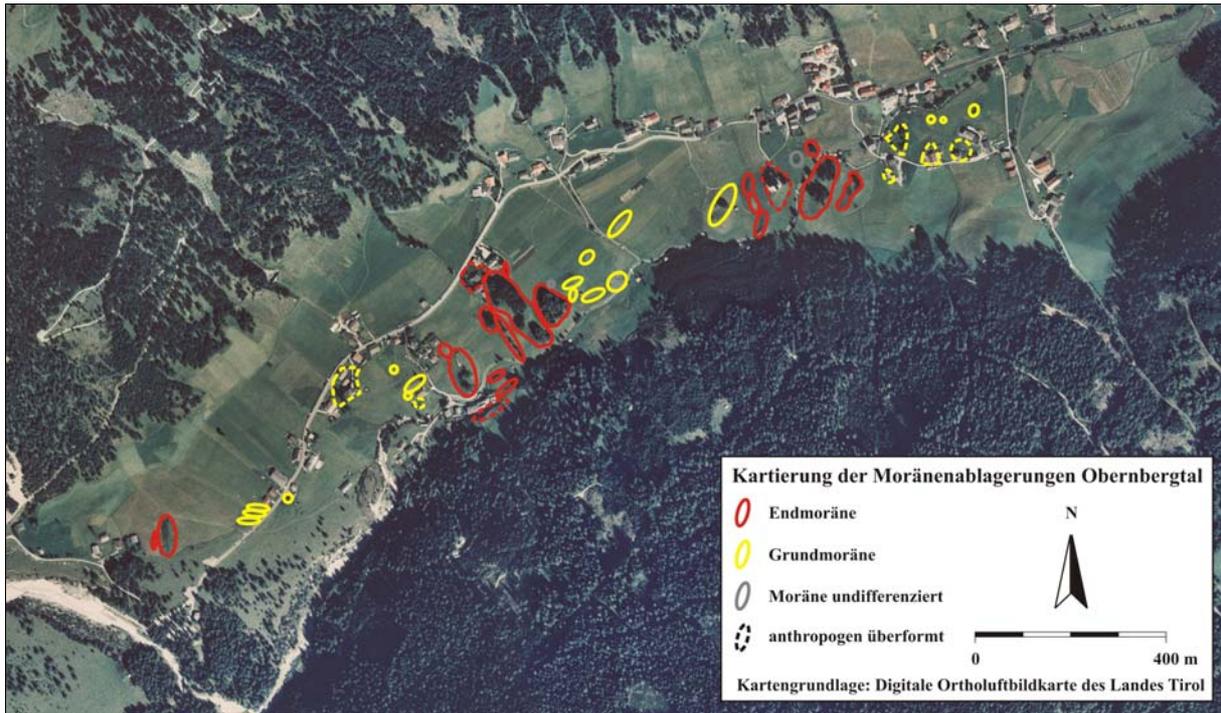


Abb. 1: Kartierung der Moränenablagerungen Obernbergtal



Abb. 2: Endmoränenablagerung im Obernbergtal (Aufnahme Martin HOFER, Juni 2003)



Abb. 3: Grundmoränenablagerung im Obernbergtal (Aufnahme Martin HOFER, Juni 2003)

Dieses Muster entspricht nicht der ungeordneten Ablagerung von Bergsturzmaterial einer Tomalandschaft, sondern lässt sich eher als Formen eines stark schuttbedeckten Gletschers erklären. Die quer bzw. schräg zum Tal verlaufenden Wälle markieren dabei als End- und Ufermoränen Stillstände oder Wiedervorstöße einer generell zurückschmelzenden Gletscherzunge. Die talparallel verlaufenden Formen lassen sich als Ablagerungen von Grundmoränenmaterial unter der Gletscherzunge (Oser) interpretieren. Auf Grundlage der Kartierung der Moränenablagerungen können im Obernbergtal zwischen Frader Tal und dem Schwemmkegel aus dem Hinterennstal mindestens drei zum Teil mehrstafflige Gruppen von Endmoränen unterschieden und entsprechende Ausdehnungen des Gletschers rekonstruiert werden (vgl. Abb. 1).

Teiluntersuchungsgebiet Obernberger See

PASCHINGER (1953, 312-314) weist den Bereich zwischen Allerleibrunden im Norden und Steineralm im Süden als Hauptablagerungsgebiet des Bergsturzes aus. Um den Obernberger See kartiert er darüberhinaus drei sichere und einen möglichen Moränenwall, die er mit einem Gletscher im hinteren Obernbergtal und im Bereich des heutigen Seebeckens verknüpft (PASCHINGER, 1953, 313, 315). Eine mögliche Gletscherausdehnung bis zur Oberrainsalm stellt er zeitlich vor das Bergsturzereignis. Zur Zeit des Bergsturzes stirnte der Gletscher nach PASCHINGER im Bereich der Landzunge mit Maria am See und stieß durch dieses Ereignis bis zum heutigen Nordende des Obernberger Sees vor. Für die Zeit nach dem Bergsturz rekonstruiert er einen weiteren Wiedervorstoß bis zur Landzunge mit Maria am See.

Aufgrund der aktuellen geomorphologischen Kartierung können zwischen der Mündung des Hinterennstals und um den Obernberger See mindestens fünf durch Endmoränen markierte Gletscherausdehnungen rekonstruiert werden (Abb. 4). Die Abgrenzung der innersten drei Stände bei der Oberrainsalm, am nördlichen See-Ende und auf der Landzunge mit Maria am See entspricht teilweise den von PASCHINGER (1953, 313) für diese Bereiche kartierten Endmoränen. Am nördlichen See-Ende sowie auf und südlich der Landzunge mit Maria am See können möglicherweise mehrere Moränenwälle rekonstruiert werden. Diese wurden im Rahmen der bisher durchgeführten Kartierung jedoch noch nicht ausreichend untersucht. Ob es sich bei den Formen auf der Landzunge mit Maria am See um Endmoränen mehrerer Gletschervorstöße, wie von PASCHINGER (1953, 315) angenommen, oder um einen mehrstaffligen Moränenkomplex handelt, muss daher offen bleiben. Zwei weitere Gletscherstände sind durch Endmoränen im Bereich der Einmündung des Hinterennsbachs dokumentiert (vgl. Abb. 4). Den rekonstruierten Gletscherausdehnungen entsprechende Ufermoränen sind aufgrund der starken Überformung beider Talseiten durch gravitative Prozesse nur ansatzweise erhalten.

Die Oberflächenformen im Talboden des Obernbergtals zwischen Hinterennstal und dem Bereich um den Obernberger See lassen sich ebenfalls gut mit dem Modell eines extrem schuttreichen Gletschers erklären, dessen Abschmelzen von einer Reihe von Stillständen bzw. Wiedervorstößen unterbrochen war. Die geologischen Verhältnisse im hinteren Obernbergtal bedingen generell eine starke Produktion von Lockermaterial und einen entsprechend hohen Schuttanteil eines Gletschers in diesem Bereich. Der Bergsturz aus der Ostwand des Obernberger Tribulaun lieferte einen zusätzlichen extremen Materialeintrag. Ob dieser jedoch zu dem von PASCHINGER (1953, 315) postulierten Gletschervorstoß führte, ist fraglich. Die lobenförmigen Schuttkörper im Bereich des Obernberger Sees deuten eher auf einen blockgletscherartigen Transport des Bergsturzschutts (vgl. Abb. 4). Es stellt sich auch die Frage, ob es sich bei dem Bergsturz, wie von PASCHINGER (1953) angenommen, um ein einzelnes Ereignis gehandelt hat, oder ob wir von mehreren Materialabgängen verschiedenen Alters aus diesem Wandbereich auszugehen haben.

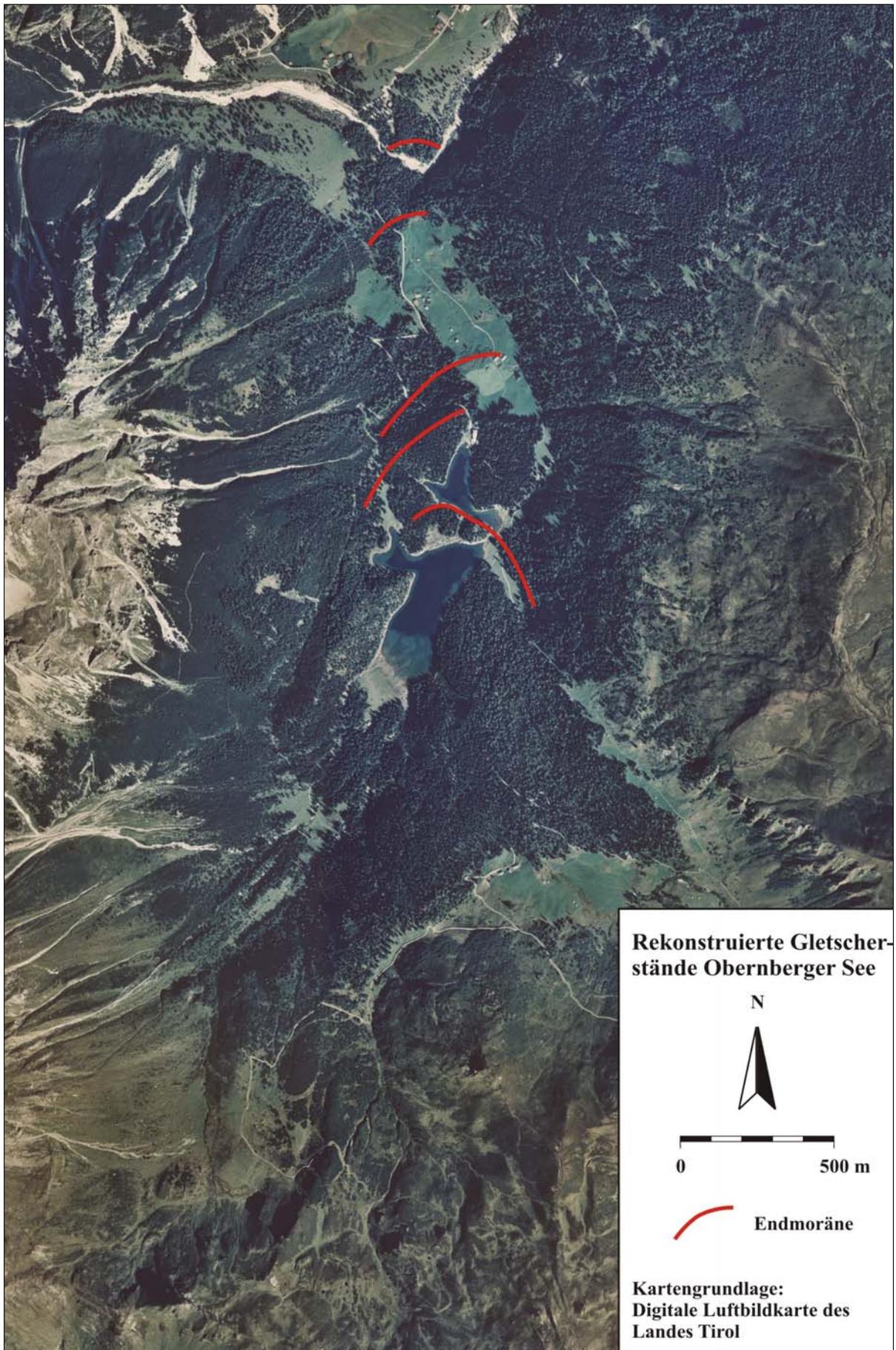


Abb. 4: Rekonstruierte Gletscherstände Obernberger See

Teiluntersuchungsgebiet Steineralm

Nach PASCHINGER (1953, 313, 316) wird das Bergsturزابlagerungsgebiet im Bereich des Kaserwalds im Südosten von einer Wallform begrenzt, die er als Endmoräne eines spätglazialen Gletschers im Hinterseetal interpretiert.

Die detaillierte geologische und geomorphologische Aufnahme in diesem Gebiet (Abb. 6) zeigt, dass die aus Plattenkalk aus dem Abbruchgebiet der Kachelstube bestehenden Bergsturزابlagerungen im Kaserwald (vgl. Abb. 5) von blockig verwittertem anstehendem Kalkmarmor abgegrenzt werden müssen. Diese Differenzierung zeigt sich auch in der Vegetation. Auf den Bergsturزابlagerungen stockt Lärchen-Fichten-Mischwald mit einer Dominanz der Lärche, während auf dem Anstehenden die Fichte überwiegt.



Abb. 5: Bergsturزابlagerung im Kaserwald (Aufnahme Florian EDELMAIER, Gerhard ORTNER, Miriam RENZ, Brigitte SACHER, Christine WANKER, Juni 2003)

Im Westen, Norden und Osten wird die Verebnung im Bereich der Steineralm von anstehendem Hauptdolomit umschlossen (Abb. 6 und 7). Das Material bildet überwiegend feinkörnige kantige Verwitterungsprodukte (vgl. Abb. 8) mit unruhiger Oberflächengestalt und entspricht in seinem Verlauf weitgehend der von PASCHINGER (1953, 313) als Moränenwall kartierten Form.

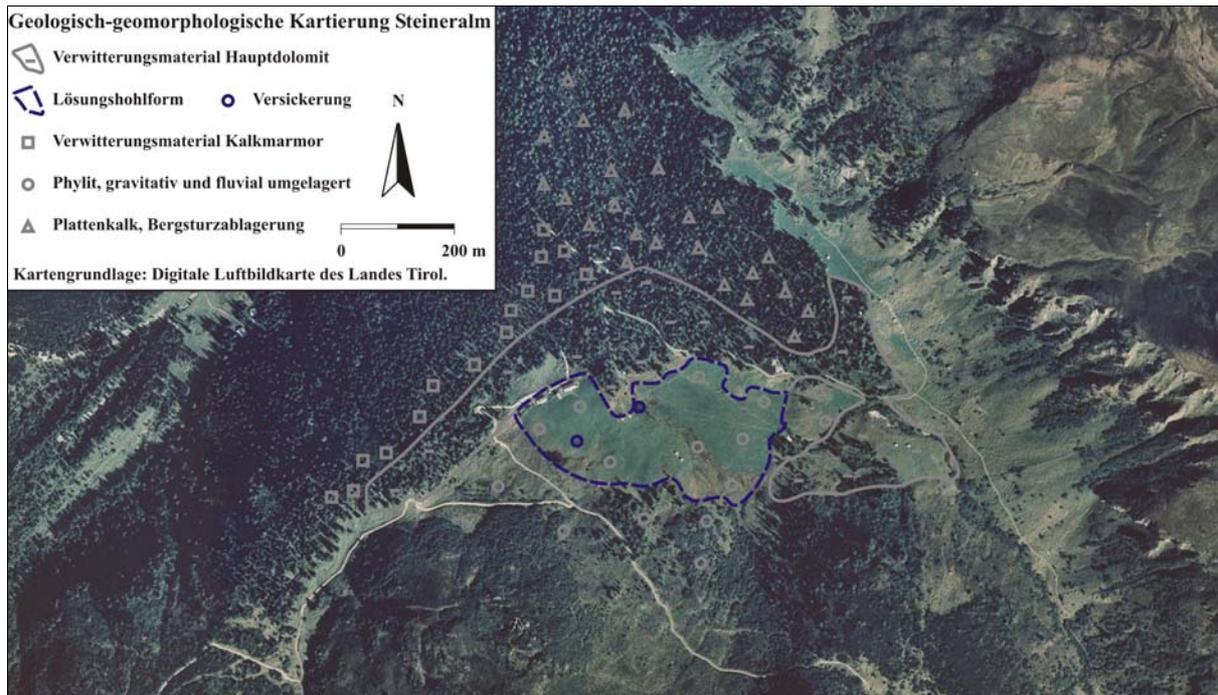


Abb. 6: Geologisch-geomorphologische Kartierung Steineralm



Abb. 7: Verebnung im Bereich der Steineralm, Blick nach NE (Aufnahme Florian EDELMAIER, Gerhard ORTNER, Miriam RENZ, Brigitte SACHER, Christine WANKER, Juni 2003)



Abb. 8: Verwitterungsmaterial Hauptdolomit (Aufnahme Florian EDELMAIER, Gerhard ORTNER, Miriam RENZ, Brigitte SACHER, Christine WANKER, Juni 2003)

Das Becken im Bereich der Steineralm kann in diesem Zusammenhang als durch fluviale Sedimentation verfüllte dolinenartige Lösungshohlform im Hauptdolomit erklärt werden. Im Süden wird es von am Hang anstehendem Phyllit begrenzt. Dieser Bereich ist stark durch gravitative Prozesse geprägt, deren Ablagerungen sich auch bis in die Fläche der Steineralm verfolgen lassen (vgl. Abb. 6 und 7). Auch hier unterscheiden sich diese Ablagerungen auch in der Vegetation mit Feuchtezeigern wie Grünerle und Hasel von den Trockenstandorten der Hauptdolomitformen in der Umgebung des Beckens.

Einordnung der Befunde

Die vorgestellten Überlegungen zur Entstehung der Formen im hinteren Obernbergtal basieren auf der Kombination der neueren Arbeiten zur Geologie und Geomorphologie dieses Gebiets. Die absolute zeitliche Einordnung sowohl des Bergsturzes (oder der Sturzereignisse) wie auch der Entwicklung der Vergletscherung im hinteren Obernbergtal ist jedoch nach wie vor offen. Absolutdatierungen sind bisher nicht verfügbar. PASCHINGERS Annahme eines spätglazialen Alters für den Obernberger Bergsturz beruht auf einem durch eine Endmoräne am Ausgang des Hinterseetals markierten Gletscherstand und der entsprechenden Schneegrenzdepression (PASCHINGER, 1953, 315f.) und ist mit den in diesem Beitrag vorgestellten geologischen und geomorphologischen Befunden nicht vereinbar. Angesichts der starken Schuttbedeckung eines hier für das hintere Obernbergtal rekonstruierten Gletschers ist die Verwendung von Schneegrenzdepressionswerten zum räumlich-zeitlichen Vergleich von Gletscherständen auch methodisch problematisch.

Dank

Dieser Beitrag entstand als Ergebnis einer Kartierübung zur Geomorphologie im Rahmen der Ausbildung von Studenten am Institut für Geographie der Universität Innsbruck. Unser besonderer Dank geht in diesem Zusammenhang an Herrn Dr. Manfred Rockenschaub von der Geologischen Bundesanstalt für die Anregung zu dieser Arbeit, für die wertvollen Informationen im Rahmen der gemeinsamen Geländebegehungen und für die großzügige Zurverfügungstellung von Datenmaterial bei der Ausarbeitung der Ergebnisse. Unser Dank gilt ferner dem Amt der Tiroler Landesregierung für die Genehmigung zur Verwendung der digitalen Orthophotos.

Literatur

PASCHINGER, H., 1953: Bergsturz und spätglaziale Moränen im Obernberger Tal (Brenner, Tirol). - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 2, 312-316.

Kontaktadresse

Dr. Maria WASTL: Institut für Geographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.
Tel.: 0043 512 507 5415. Fax: 0043 512 507 2895. Email: maria.wastl@uibk.ac.at.

Die Manuskriptgloben des Fritz Kerner von Marilaun

F. WAWRIK

1. Vorstellung der Globen

Das Globenmuseum der Österreichischen Nationalbibliothek verwahrt zwei kleine sogenannte "stumme Globen", die wegen ihrer geringen Attraktivität bisher weitgehend unbeachtet geblieben sind. Vor allem ihre gemalten, etwas primitiv wirkenden Kartenbilder wirken etwas befremdend. Bei dem einen Globus lässt schon ein flüchtiger Blick erkennen, dass es sich um eine Darstellung des Planeten Mars handelt, so wie ihn der italienische Astronom Giovanni Virginio **Schiaparelli** im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts zu sehen vermeinte - mit kreuz und quer auf der Oberfläche verlaufenden "Kanälen". Die Art der anderen Kugel geht nur aus einer, an der Unterseite des Globusfußes angebrachten, mit Tinte geschriebenen (heute allerdings kaum mehr entzifferbaren) Notiz hervor:

"Paläogeographischer Erdglobus ... zur Jurazeit (?). Nach M. Neumayrs Karte von F. Kerner von Marilaun entworfen. Globus." Die Ähnlichkeit der Ausführung der beiden Objekte lässt von vornherein auf ein und denselben Hersteller schließen.

2. Die Familie Kerner von Marilaun

Der Name **Kerner von Marilaun** ist in der Geschichte der erdwissenschaftlichen Forschung in Österreich in der 2. Hälfte des 19. und der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts nicht unbekannt. Dabei denkt man in erster Linie an **Anton Kerner von Marilaun** (1831-1898), der als einer der Begründer der Pflanzensoziologie und Schöpfer der alpinen Pflanzengeographie gilt. Er wirkte als erster Ordinarius für Botanik an der Universität Innsbruck und richtete 1875 knapp unterhalb des Gipfels des "Blaser", eines 2241 m hohen Berges der Stubaitaler Alpen wenig südwestlich von Matrei am Brenner, den ersten hochalpinen Garten ein. 1878 wurde Anton **Kerner** als Professor nach Wien berufen und überdies zum Direktor des botanischen Gartens bestellt.¹

3. Fritz Kerner von Marilaun

Beim Urheber unserer beiden Globen handelt es sich allerdings um **Fritz Kerner von Marilaun**, den Sohn des Anton und dessen Gattin Maria, einer geborenen Ebner von Rofenstein. Fritz wurde am 30. Juni 1866 in Innsbruck geboren. Auf Wunsch des Vaters studierte er Medizin, eignete sich aber zusätzlich umfassende Kenntnisse in Mathematik und Meteorologie an. Er genoss eine Ausbildung als Kunstmaler und erlernte mehrere Sprachen. Spätere Vorgesetzte wiesen auf seine besondere zeichnerische Begabung hin.² Fritz Kerner maturierte 1884 mit Auszeichnung. Er promovierte 1891 in Wien zum Dr. med. und arbeitete danach zwei Jahre am Wiener Hygiene-Institut. Zu Beginn des Jahres 1893 trat er als Volontär in die k. u. k. Geologische Reichsanstalt ein; bereits im Mai erhielt er eine Anstellung als Praktikant, im Frühling 1897 die Beförderung zum Assistenten, im Herbst 1900 zum Adjunkten, im Winter 1906 zum Geologen und schließlich, am 1. Mai 1918, zum Chefgeologen. Kerner war bis zur Ende der Donaumonarchie an der Arbeit an der Geologischen Spezialkarte Österreich-Ungarns, 1:75.000 beteiligt, wobei er überwiegend in Dalmatien und während der Kriegsjahre im Auftrag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Albanien tätig war. Maßgeblich wirkte er u. a. an der Herstellung der Blätter Kistanje-Dernis (1901), Sebenico-Trau (1903), Sinj-Spalato (1914), Solta (1914) mit. In der Republik Österreich erhielt Kerner 1922 den Hofrats-

¹ Anton Kerner Ritter von Marilaun. Vgl. den Artikel in Österreichisches Biographisches Lexikon, 1815-1950.

² Personalakt Fritz Kerner von "Marilaun". - Österreichisches Biographisches Lexikon (Vgl. Anm. ¹), S. 304.

titel. Beruflich war er jetzt zunehmend in seiner Heimat Tirol tätig. So vollendete er 1927 im Rahmen der Geologischen Karte das Blatt Lofer - St. Johann. Seine letzte Arbeit bestand in einem Beitrag für das Blatt Ötztal.

Nach seiner Pensionierung zu Beginn der 1930er Jahre hielt sich Kerner vorwiegend auf dem Familienbesitz Marilaun, einer Villa bei Trins im Gschnitztal, auf, wo er ein privates Heimatmuseum mit vorwiegend geologischen Exponaten einrichtete. Er wandte sich nun vermehrt meteorologischen Studien zu und benutzte dazu auch unveröffentlichte Schriften seines Vaters. Ausgedehnte Reisen führten Kerner nach Mexiko, Brasilien, Indien, Spitzbergen, in den Sudan sowie in den Orient.

Nach einem kurzen Herzleiden starb Fritz Kerner von Marilaun 1944 in Seefeld in Tirol. In einem Nachruf betonte ein langjähriger Kollege, der berühmte österreichische Geologe und einer der Wegbereiter der Lehre von der Plattentektonik, Otto Ampferer (1875-1947), Kerners herausragende menschliche und fachliche Qualitäten.³ Einem weiteren Nachruf fügte Ampferer eine Liste von Kerners wissenschaftlichem und künstlerischem Nachlass hinzu.⁴

Fritz Kerner von Marilauns Hauptwerke waren ausführliche Darstellungen der Paläoklimatologie⁵ und der Paläogeographie⁶, die 1930 bzw. 1934 in Berlin erschienen. Außerdem verfasste er zahlreiche weitere Monografien und Zeitschriftenartikel, die in zwei Werkverzeichnissen aufgelistet sind.⁷ Überraschenderweise fehlen darin allerdings die beiden Globen, über deren Anfertigung Kerner allerdings in seiner Paläogeographie berichtet:

"Wohl die erste derartige Darstellung [gemeint ist der Juraglobus] schmückt seit vielen Jahren meine Arbeitsstube. Sie ist eine von mir selbst (durch Übermalung eines gewöhnlichen Globus) hergestellte //Erdkugel der Malmzeit auf Grund der NEUMAYRSchen Karte - schon bald nach deren Erscheinung hergestellt - und flankiert mit einer gleichfalls von mir in analoger Weise verfertigten Marskugel auf Grund der Karten von Schiaparelli einen größeren Globus".⁸

Die beiden Globen blieben bis zum Ableben Kerners 1944 in dessen Besitz. Danach - der genaue Zeitpunkt lässt sich nicht mehr eindeutig feststellen - übergab sie seine Witwe an Dipl. Ing. Robert Haardt, der damals in seiner Wohnung, in der Gußhausstraße, ein privates Globenmuseum unterhielt. Als 1953 ein Großteil der Exponate dieses Museums an die neu gegründete "Globensammlung der Österreichischen Nationalbibliothek" gelangte, befanden sich darunter auch die beiden Globen Kerner von Marilauns.⁹

³ Ampferer, Otto: Nachruf. Siehe Literatur.

⁴ Ampferer, Otto: F.K.v.M. A. K.: Nachruf. Siehe Literatur.

⁵ Kerner von Marilaun, Fritz: 1930, siehe Literatur.

⁶ Kerner von Marilaun, Fritz: 1934, siehe Literatur.

⁷ Kerner von Marilaun, Fritz: 1919, siehe Literatur und ein Verzeichnis der weiteren Arbeiten siehe Anmerkung ¹.

⁸ Kerner von Marilaun, Fritz: 1934, siehe Literatur.

⁹ Schreiben von Robert Hardt an die Generaldirektion der Österreichischen Nationalbibliothek, Wien, 27. 9. 1954.

Literatur

- AMPFERER, O., 1945: Nachruf. - In: Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 90, S. 45-52 [restliche Publikationen]. Sonderabdruck davon mit Porträt und Unterschrift.
- AMPFERER, O.: F.K.v.M. A. K.: Nachruf. - In: Almanach der Geologischen Bundesanstalt, Jg. 94, 125-135, Wien 1946.
- KERNER von MARILAUN, 1934: Paläogeographie mit besonderer Rücksicht auf die Fehlerquellen. - 411(?) S., 27 Abb., Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- KERNER von MARILAUN, F., 1938: Alter der Erde. - In: Geologische Jahresberichte, 1, S. 332-336, Berlin.
- KERNER von MARILAUN, F., 1919: Verzeichnis meiner ersten 150 erdkundlichen Arbeiten. - In: Verh. der Geol. Reichsanstalt, 1919, S. 292-305.
- KERNER von MARILAUN, F.: Geol. Karten 1:75.000:
Kistanje-Dernis (Zone 30, Col. XIV), 1901.
Sebenico-Trau (Zone 31, Col. XIV), 1903.
Sinj-Spalato (Zone 31, Kol. XV), 1914.
Solta (Zone 32, Ko. XIV). 1914, etc.
- Österreichisches Biographisches Lexikon, 1815-1950. Hrsg. v. der Österr. Akad. d. Wiss., Bd. 3 (Graz: Böhlau Nachfolger, 1965) S. 304.
- Personalakt F. K. v. M. der Geol. Reichsanstalt Inv. Nr.: AAA 00111.

Anschrift des Verfassers

HR Dr. Franz WAWRIK: Walkergasse 7, A-1210 Wien.

Putting numbers to geology am Beispiel Brenner Basis Tunnel

G. JUNG & D. FELLNER

Einleitung

In den vorangegangenen Beiträgen wurde auf die regionalen geologischen Verhältnisse und insbesondere auf die tektonische Situation eingegangen.

Der Fokus dieses Vortrages ist nur auf einen Teilaspekt der gesamten geotechnischen Bearbeitung des Brenner-Basistunnels gerichtet. Gegenstand dieses Berichtes ist es, den Weg aufzuzeigen, der zur Erlangung der Gebirgskennzahlen beschritten wurde, die eine Gebirgsart definieren. Man könnte dies als „Übersetzung“ der geologischen und tektonischen Beschreibung bezeichnen, wobei auf einzelne ausgewählte Kapitel exemplarisch eingegangen wird.

Der Titel des Vortrages wurde der gleichnamigen Publikation von HOEK entnommen, da er treffend und nüchtern die Kernaufgabe der Geotechniker beschreibt, nämlich dem Bauingenieur Zahlen zur Berechnung zu liefern. Diese Aufgabe ist Teil jeder technischen Projektbearbeitung, obwohl Kritiker davon ausgehen, dass sich die geologischen Verhältnisse nicht in Zahlen fassen lassen. Die Ermittlung dieser Werte erfolgt systematisch und nachvollziehbar. Bezüglich Nachvollziehbarkeit wurde auch in Österreich durch die Herausgabe der Richtlinie für die Geomechanische Planung ein wesentlicher Fortschritt erzielt.

Die geotechnischen Parameter dienen in erster Linie dazu, das Verformungsverhalten des Gebirges abzuschätzen und darauf aufbauend den zweckmäßigen Ausbauwiderstand und somit die Sicherungsmaßnahmen festzulegen. Auf dieser Basis lassen sich dann die Kosten für Ausbruch und Sicherung ermitteln, was auch Sinn dieser geotechnischen Bearbeitung war.

Die große Variabilität der geologischen Verhältnisse sowie die limitierten Informationen erschwerten die Kennwertermittlung. Die Unschärfe der Prognose wird sich mit zunehmendem Erkundungsfortschritt verkleinern.

Die Leitung des geotechnischen Teams bei der Erstellung der Studie erfolgte durch Dieter FELLNER.

Projektphase

Aufbauend auf dem geologischen Wissensstand der Machbarkeitsstudien 1978 und 1987 waren in dieser neuen Projektphase die geologischen Kenntnisse zu aktualisieren, so dass die Tunneltrasse östlich der Brennerfurche lage- und höhenmäßig optimiert werden konnte. In dieser bisher jüngsten Projektphase flossen auch die Ergebnisse der seit dem Jahr 2000 durchgeführten Erkundungsmaßnahmen ein:

Grundlagenermittlung, beteiligte Planungsteams

Im Folgenden werden kurz die Planungsteams genannt, die an der Erhebung der Grundlagen beteiligt waren, auf deren Ergebnissen die aktualisierte Machbarkeitsstudie aufbaut.

Geologische Kartierung

Innsbruck-Pfitschtal: Geologische Bundesanstalt Wien (Projektleitung ROCKENSCHAUB)

Pfitschtal-Franzensfeste: Consorzio CFR (Projektleitung DAL PIAZ)

Strukturgeologie

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck (Projektleitung Prof. BRANDNER)

Hydrogeologische Voruntersuchungen

Arbeitsgemeinschaft Starni - ILF - Dierich (Projektleitung STARNI): Hydrogeologische Untersuchungen mit einer Erhebung der Quellvorkommen und Einrichten einer wasserwirtschaftlichen Beweissicherung

Geophysikalische Untersuchungen

Arbeitsgemeinschaft Geophysik GGD-ILF (Projektleitung SCHARF).

Universität Triest (Projektleiter Nicolich)

Ausführung seismischer und gravimetrischer Messungen im Bereich Navis - Pfons sowie in 3 Alpentälern vor allem zur Erkundung der Sedimentmächtigkeit und Beschaffenheit.

Geologische Betreuung der Erkundungsarbeiten

Amann Infutec Darmstadt (Projektleitung SASS)

Überblick über die Erkundungsmaßnahmen

Bisher wurden 9 Bohrungen mit ca. 4000 lfm Länge ausgeführt (Lage siehe Anlage 1), die tiefste Bohrung im Venntal erreichte eine Tiefe von 718 m. Teilweise wurden geophysikalische und hydrogeologische Bohrlochuntersuchungen ausgeführt.

Eine Bohrung in der Nähe von Franzensfeste diente hauptsächlich der Erkundung der Sedimentmächtigkeit im Eisacktal, was zur Beurteilung der Talquerung im Falle einer Westtrasse von Bedeutung ist.

Die anderen 8 Bohrungen waren Mehrzweckbohrungen. Drei Bohrungen wurden im Pfitschtal ausgeführt und erkundeten die Mächtigkeit der sedimentären Talfüllung sowie die unterlagernden Felsbereiche.

Bohrung Pfitsch 1 ergab, dass die Lockersedimente bis auf Tunnelniveau reichen, so dass eine Querung nur weiter östlich erfolgen sollte. In den beiden anderen Pfitschtal-Bohrungen reicht die Talfüllung nicht bis auf Tunnelniveau, so dass die Talquerung im Felsbereich möglich wäre. Dieser besteht hauptsächlich aus steil stehenden, kompakten Glimmerschiefern der Glocknerdecke sowie karbonatischen Gesteinen mit Anhydriteinschlüssen anderer Einheiten, die ein wenig durchlässiges Gebirge erwarten lassen.

2 weitere Bohrungen wurden bei Mauls ausgeführt ebenfalls mit grundsätzlichen Fragestellungen. Diese dienten der Erkundung der räumlichen Erstreckung der tunnelbautechnisch ungünstigen Maulser Trias sowie der periadriatischen Naht.

Die 2 Bohrungen im Venntal und Valsertal dienten der Erkundung der Ausdehnung des Zentralgneises und seiner überlagernden Schichten.

Die Schmirntal-Bohrung diente der Verfolgung der oberflächlich kartierten Schöberspitztrias in Richtung Westen.

Allgemeine Feststellung zum geologischen Kenntnisstand

Wie zuvor erläutert, dienten die bisher durchgeführten Untersuchungen in der Regel der Klärung des geologischen Aufbaues und wurden nicht exakt entlang einer Trasse abgeteuf.

Auch ist die Anzahl der Bohrungen bezogen auf die Tunnellänge von 57 km relativ gering.

Laborversuche an Gesteinen wurden bisher noch nicht durchgeführt.

Geologischer Überblick

Der geplante Brenner-Basistunnel durchfährt die ganze Zentralzone der Ostalpen mit dem sogenannten Tauernfenster. Zudem quert er die Grenzzone Ostalpen/Südalpen und auf 7 km Länge den südalpinen Brixner Granit. Die erwarteten Gesteine sind zu ca. 63% Schiefer und Phyllite, zu ca. 33% Gneise und Granite und zu ca. 4% Karbonate.

Die maximale Überlagerung beträgt ca. 1850 m, die mittlere Überlagerung liegt um 870 m.

Die zentrale ca. 31 km lange Tunnelstrecke liegt innerhalb der Gesteine des Tauernfensters, wobei vor allem zwischen kristallinen Gesteinen in Form von 2 Zentralgneiskernen und Schieferhüllen (Bündnerschiefern) unterschieden werden kann. Das penninische Tauernfenster wird zu beiden Seiten durch ostalpine Einheiten überlagert. Im Norden durch die ca. 15 km lange Quarzphyllitzone. Im Süden durch 2 km mächtige Paragneis-Serien des ostalpinen Kristallin.

Geologisch-tektonische Gliederung

Die wichtigsten tektonischen Einheiten von N nach S sind im Horizontalschnitt (Anlage 2, 3) dargestellt. Dazu nachfolgende ergänzende Bemerkungen:

Innsbrucker Quarzphyllitzone: Sie besteht hauptsächlich aus Phylliten mit wechselndem Quarzgehalt. Die Gesteine sind nördlich des Arztales (Tkm 12.5) deutlich geringer tektonisch durchbewegt als südlich davon. Auf der südlichen Innsbrucker Quarzphyllitzone liegen schüsselförmig die Karbonate des Tarentaler Mesozoikums, die auf Grund der Trassenführung im Tunnel nicht erwartet werden.

Südlich des Navistals verläuft der geplante Tunnel in den Decken des Tauernfensters. Im Liegenden des zunehmend intensiver tektonisch überprägten Südteiles der Innsbrucker Quarzphyllitzone folgt ab Tkm 15 eine komplizierte Schuppenzone, die Matreier Zone oder Nordrahmenzone. Diese Zone endet in den Hängen südlich des Navistales (Tkm 19).

Der Bau des Tauernfensters (Obere Schieferhülle) wird südlich der Nordrahmenzone homogener. Die Hauptmasse der Bündner Schiefer besteht aus nordfallenden Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefer, Schwarzphylliten und wenigen Grünschiefern. Die Gesteine der Schieferhülle werden in verschiedene Decken untergliedert.

Im Bereich des Venntales (Tkm 30) dringt der Tunnel in die Zentralgneise des Tuxer Hauptkammes ein und durchfährt diesen auf ca. 6 km Länge. Hier nimmt die Überlagerung bis auf maximal 1850 m zu. Wesentlich hinsichtlich eventueller Wasserführung ist die karbonatische Bedeckung der Zentralgneise nördlich und südlich des Zentralgneiskörpers. Dies trifft auch auf den zweiten zwischen Tkm 41.3 und 42.3 zu durchfahrenden Zillertaler Zentralgneiskern zu. Zwischen beiden ist die Greiner Mulde als eine große von Scherzonen überprägte und verkomplizierte Synklinalform eingeschaltet. Der Gesteinsinhalt dieser Synform ist sehr heterogen und umfasst unter anderem Paragneise, Glimmerschiefer, Furtschagelschiefer, Amphibolite, Serpentine und Talkschiefer.

Die ostalpinen Paragneise im S des Tauernfensters (auch als Komplex Meran-Mauls-Antholz bezeichnet) werden zwischen Tkm 46 und 48 durchfahren und wurden am Südrand durch großtektonische Bewegungen entlang der Periadriatischen Naht stark tektonisch überprägt. Die auflagernde permotriassische Überlagerung - die sogenannte Maulser Trias, die im Bereich Mauls in eingeklemmter Position vorliegt - wird östlich umfahren.

Im Bereich des Maulser Tales grenzen im Bereich der Periadriatischen Naht Ostalpen und Südalpen aneinander und im Oligozän drangen tonalitische Intrusivkörper innerhalb und im Nahbereich dieser Grenzzone ein. Entlang dieser haben großtektonische blockartige Relativbewegungen stattgefunden. Dabei wurden die Gesteine auf eine Breite von ca. 1 km zum Teil intensiv tektonisiert (zerbrochen und zerschert).

Die tektonische Überprägung erfasste nicht nur den Südrand der ostalpinen Paragneise, sondern auch die Randbereiche der oligozänen Tonalitlamelle von Mauls. Gegen Osten zu fächert sich die Periadriatische Naht in 2 geringmächtigere Hauptäste auf.

Die Südalpen bestehen aus dem Brixner Granit permischen Alters, er wird auf eine Länge von ca. 7 km durchfahren.

Während die ostalpinen Gesteine durch die alpinen Gebirgsbildungsphasen in Decken gelegt, übereinander geschoben und dabei durch hohe Drücke und Temperaturen metamorphisiert wurden, trifft dies für den südalpinen Brixner Granit nicht zu

Ansätze der Gebirgsklassifikation

Die geotechnische Prognose basiert auf mehreren Ansätzen. Einerseits auf der Beurteilung von Gefährdungsbildern, andererseits auf via Klassifikationen und Rückrechnungen abgeleiteten Gebirgskennwerten.

Die geotechnische Prognose erfolgte bezogen auf sogenannte Prognoseeinheiten.

Bei der Beurteilung des Gebirges stehen das Erkennen und Bewerten von Gefährdungen, welche sich bei der Erstellung und Nutzung des Bauwerkes ergeben können im Vordergrund. Dies sind:

- Kluffkörperbildungen, vor allem in harten Gesteinen
- Plastische Deformationen vor allem in weicheren Gebirgseinheiten bei entsprechender Überlagerung
- Bergschlag vor allem bei hohen Überlagerungen in wenig geklüfteten Einheiten
- Sand- und Schlammleinbrüche vor allem in porösen wassergesättigten Gesteinen/Störungen
- Quellendes Gebirge bei Anhydrit oder Störzonen mit quellfähigen Tonmineralen
- Rezente Bewegungen ev. an Störungen

Da bei einem Basistunnel die Überlagerung und damit verbunden die Deformationen einen sehr hohen Stellenwert einnehmen, eignet sich das „Squeezing Potential“ als Schlüsselparame-ter. Es gibt das prozentuelle Ausmaß der Deformationen im unverkleideten Tunnel an.

Zur Berechnung dieses Deformationsparameters sind die geotechnischen Kennzahlen des Gebirges erforderlich, die teilweise nach standardisierten Klassifikationsmethoden abgeleitet wurden. Teilweise wurden Kennwerte aufgrund von Rückrechnungen von Vergleichsbauwerken festgelegt (Tauerntunnel etc.).

Methoden der Gebirgsklassifikation

Da sich die Methoden der Gebirgsklassifikation auch heute noch rasant weiterentwickeln, sind die gebräuchlichen Methoden weitgehend ähnlich, jedoch sind die Unterschiede in Abbildung 1 dargestellt. Auf geologische Sonderfälle wurde in der Graphik bewusst verzichtet, um das Wesentliche der Vorgangsweisen darzustellen.

Die Eingangsparameter für alle Methoden sind vergleichbar. Es handelt sich im Grunde um:

- Abstand der Trennflächen (= Blockgröße)
- Beschaffenheit der Trennflächen (= Kraftübertragung zwischen Blöcken)

Je nach Methode werden zu einem früheren oder späteren Zeitpunkt folgende Parameter ergänzt:

- Gestein und Gesteinsfestigkeit
- Trennflächenorientierung
- Bergwasser
- Spannungsverhältnisse

Zur Bestimmung der Gebirgskennwerte ist bei allen Methoden die Bestimmung des GSI-Wertes (nach HOEK & BROWN) erforderlich. Diesem kommt daher eine zentrale Bedeutung zu.

Der GSI-Wert wurde ursprünglich durch Korrekturfaktoren aus dem RMR-Wert (BIENIAWSKI) abgeleitet, in jüngeren Publikationen wurde eine Vorgangsweise eingeschlagen, die ausschließlich auf den Eigenschaften der Trennflächen beruht, wie dies in Abbildung 2 dargestellt ist.

Bestimmenden Einfluss auf den GSI-Kennwert haben die Trennflächenbeschaffenheit sowie die Größe, Form und Verband der Kluffkörper.

Gebirgsklassifikation

Schematischer Vergleich der Vorgangsweisen und Eingangsparameter

	Österreichische Richtlinie		BIENIAWSKI	HOEK-BROWN	BARTON
	2001		1989	1980-2002	1974, 2000
Eingangsparameter	Festigkeitskennwerte		Gesteinsfestigkeit		
	Gesteinsbeschreibung (Wechsellagerungen, Mineralbestand,..)		RQD	"structure" (Kluftkörperverband)	RQD
	Korngefüge		Trennflächenabstand	Trennflächenabstand	Trennflächen-scharen
	Gesteinszustand (Alteration, Verwitterung)		Trennflächeneigenschaften	Trennflächeneigenschaften	Trennflächen-rauigkeit
	Trennflächenabstand				Trennflächen-veränderung
	Trennflächeneigenschaften		Grundwasser		Grundwasser
			Trennflächenorientierung		Spannungs-verhältnisse
Ergebnis	Tabelle		RMR	GSI	Q
	maßgebende Eigenschaften		0-100	10-100	0,001-1000
			Gebirgskennwerte c, φ		

GSI	
Laborwerte	Gesteinsdruckfestigkeit
	Gesteinsscherfestigkeit
Ergebnis	Gebirgsart (Gebirgskennwerte)
Zusätzliche Eingangsparameter	Orientierung der Trennflächen und des Bauwerkes
	Spannungsverhältnisse
	Bergwasser
Ergebnis	Gebirgsverhaltenstyp

Abb. 1: Schematischer Vergleich der Gebirgsklassifikation nach nationalen und internationalen Methoden.

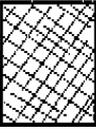
<p>GEOLOGICAL STRENGTH INDEX FOR JOINTED ROCKS (Hoek and Marinos, 2000)</p> <p>From the lithology, structure and surface conditions of the discontinuities, estimate the average value of GSI. Do not try to be too precise. Quoting a range from 33 to 37 is more realistic than stating that GSI = 35. Note that the table does not apply to structurally controlled failures. Where weak planar structural planes are present in an unfavourable orientation with respect to the excavation face, these will dominate the rock mass behaviour. The shear strength of surfaces in rocks that are prone to deterioration as a result of changes in moisture content will be reduced if water is present. When working with rocks in the fair to very poor categories, a shift to the right may be made for wet conditions. Water pressure is dealt with by effective stress analysis.</p>		SURFACE CONDITIONS				
		<p>VERY GOOD Very rough, fresh unweathered surfaces</p>	<p>GOOD Rough, slightly weathered, iron stained surfaces</p>	<p>FAIR Smooth, moderately weathered and altered surfaces</p>	<p>POOR Slickensided, highly weathered surfaces with compact coatings or fillings or angular fragments</p>	<p>VERY POOR Slickensided, highly weathered surfaces with soft clay coatings or fillings</p>
STRUCTURE		DECREASING SURFACE QUALITY →				
 <p>INTACT OR MASSIVE - intact rock specimens or massive in situ rock with few widely spaced discontinuities</p>	90			N/A	N/A	
 <p>BLOCKY - well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets</p>	80	70				
 <p>VERY BLOCKY- interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets</p>		60	50			
 <p>BLOCKY/DISTURBED/SEAMY - folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity</p>			40	30		
 <p>DISINTEGRATED - poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces</p>				20		
 <p>LAMINATED/SHEARED - Lack of blockiness due to close spacing of weak schistosity or shear planes</p>	N/A	N/A			10	

Abb. 2: GSI-(Geological strength index)Kennwert für geklüftetes Gebirge nach HOEK & MARINOS (2000)

Herausforderung für die geotechnische Bearbeitung

Aus den zur Verfügung stehenden Daten war das Verhalten des Gebirges mit allen Risiken zu beschreiben, um Grundlage für eine Kostenschätzung zu erhalten.

Im Folgenden soll die Vorgehensweise zur geotechnischen Beurteilung auszugsweise beschrieben werden, um darzulegen, wie auch aus sehr heterogenen Datengrundlagen eine geotechnisch nachvollziehbare Beurteilung der Tunneltrasse abgeleitet werden konnte.

Entscheidende Grundlage der Abschätzung ist dabei die geologische Beschreibung. Zwei entscheidende Fragen stellten sich sofort zu Beginn der Bearbeitung:

- Wie groß oder klein wird ein geologischer Homogenbereich definiert?
- Wie werden die maßgebenden Parameter dieses Bereiches ermittelt?

Abgrenzung der Homogenbereiche/Gliederung der Gesteinseinheiten

Die Definition von Homogenbereichen oder „Gebirgsarten“ im Sinne der Österreichischen „Richtlinie für die Geomechanische Planung“ erfolgte für den österreichischen Teil des Arbeitsgebietes in enger Zusammenarbeit mit der Geologischen Bundesanstalt, die hier die geologische Kartierung ausführte.

Die Gliederung erfolgte für jede geologische Einheit wie in Abbildung 3 exemplarisch (Innsbrucker Quarzphyllit-Einheit) dargestellt, und zwar getrennt für:

- Innsbrucker Quarzphyllit-Zone
- Glocknerdecke = Bündnerschiefer Nord
- Seidlwinkel-Modereckdecke = Schöberspitzen-Kalkwandstangen-Einheit
- Wolfendorndecke und Hochstegenzone mit Permotrias
- Zentralgneis und Altes Dach
- Glocknerdecke = Bündnerschiefer Süd (Italien)
- Ostalpin südlich des Tauernfensters (Permomesozoikum Mauls und Altkristallin)
- Oligozäne Intrusiva
- Brixner Granit

Es erwies sich als notwendig, in einer Gebirgsart (z.B. IQ3) auch mehrere Gesteinstypen zusammenzufassen, da eine genauere Unterteilung durch die Kartierung nicht gerechtfertigt wäre. Es konnte aber das prozentuelle Verhältnis der in dieser Gebirgsart vertretenen Gesteine abgeschätzt werden.

So wurden innerhalb der Innsbrucker Quarzphyllitzone 3 Gebirgsarten definiert, IQ1, IQ2 und IQ3. In der Gebirgsart IQ3 zum Beispiel treten 3 Gesteine mit unterschiedlichen Mengenanteilen und Eigenschaften auf. Dominierender Gesteinstyp ist der zerscherte Quarzphyllit, der zu mehr als 90% die Gebirgsart dominiert. Auf die Beschreibung der Gebirgsart wird im nächsten Abschnitt eingegangen, hier wird jedoch noch die Gebirgsart IQ3a erläutert:

Diese Gebirgsart wurde abgegrenzt, da auf Grund der strukturgeologischen Bearbeitung am Südrand der Quarzphyllitzone eine mächtige Störzone (Miskopf-Störungssystem) erhoben wurde.

tekton. Einheit	lithologisch, stratigraphische Einheit	Nr.in Legende des Horizontal schnittes	Gesteinstyp	Nr. Legende geologische Karte	Gesteinstyp in Gebirgsart %	Gebirgsart
Innsbrucker Quarzphyllit Zone	Innsbrucker Quarzphyllit	4	Quarzphyllit (im engeren Sinn)	52	100	
	hangende Serie mit Grünschiefern	5	Quarzphyllit (im engeren Sinn)	52	80	IQ 1
			Grünschiefer, Chloritschiefer, Amphibolit	48,49	5	
			Porphyroide	50	5	
			Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Eisendolomit	45,46,47	10	
	höher metamorpher Anteil	6	Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer (diaphoritisch)	54	90	IQ 2
			Quarzitisch-gneisige Lagen	55	10	
	liegende Serie mit Grünschiefern	7	Quarzphyllit (im engeren Sinn)	52	80	IQ 1
			Grünschiefer, Chloritschiefer, Amphibolit	48,49	5	
			Porphyroide	50	5	
			Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Eisendolomit	45,46,47	10	
	Quarzphyllitzone mit alpidisch-tertiärem Gefüge	36	Quarzphyllit zerschert	52	>90	IQ 3
			Marmor	45,46,47	5	
			Graphitphyllit	51	<5	
Quarzphyllitzone mit alpidisch-tertiärem Gefüge	36	Quarzphyllit zerschert, Marmor und Graphitphyllit. Stark tektonisch beansprucht im Bereich Mskopf Störung	52	>90	IQ 3a	
			45,46,47	5		
			51	<5		

Abb. 3: Gliederung der Gesteinseinheiten in „Gebirgsarten“ am Beispiel der Innsbrucker Quarzphyllit Zone.

Beschreibung der Gebirgsart und Suche nach maßgebenden Parametern

Um eine Gebirgsart umfassend zu definieren, wurden in einem ersten Schritt die Eigenschaften jedes Gesteinstyps einzeln erhoben, wie dies exemplarisch für den Gesteinstyp „Quarzphyllit zerschert“ in Abbildung 4 dargestellt ist. Im Falle der Gebirgsart IQ3 wurden somit 3 Gesteinstypen analog ausgewertet. Für jeden Gesteinstyp wurden separat die Gesteinseigenschaften im Sinne der Österreichischen Richtlinie dargestellt und zusätzlich die Kennwerte nach BIENIAWSKI (RMR-Wert) und HOEK und BROWN ermittelt.

Im Falle der Gebirgsart IQ3 zeigte sich, dass der Marmor günstigere Eigenschaften als die beiden anderen Gesteinstypen (zerscherter Quarzphyllit und Graphitphyllit) aufwies. Auf Grund des geringen geschätzten Mengenanteils von weniger als 5% wurden die Parameter der dominierenden Gesteinseinheiten zur Definition von IQ3 herangezogen.

In einem anderen Fall, wie zum Beispiel in der Wolfendorndecke, treten in der Kaserer Serie neben den dominierenden Schiefen und Sandsteinen auch die im Tunnelbau sehr schwer zu beherrschenden zuckerkörnigen Dolomite und Rauhwacken auf. In diesem Fall wurden zwei unterschiedliche Gebirgsarten (KA1 und KA2) definiert.

Die in Abbildung 4 dargestellten Gesteinseigenschaften wurden zum Teil aus der geologischen Beschreibung der Gesteine (GBA) und - wo vorhanden - aus Untersuchungsergebnissen abgeleitet, wie dies im nachstehenden Abschnitt dargestellt wird.

All gemeines	tektonische Einheit	Unterstalpin/ Innsbrucker Quarzphyllitzone	
	lithologische und /oder stratigraphische Einheit (entsprechend der Legende des Horizontalschnitts)	Zone mit alpidischem Gefüge und Schollen von Tarntaler Mesozoikum	
	Gesteinstypen (Nummer entsprechend der Legende der Oberflächenkarte)	Quarzphyllit zerschert (52)	
	Prozentsatz % von Gesteinstypen im Gebirgstyp	95	
	Gebirgstyp	IQ 3	
	Länge (m)	2700	
	Überlagerung	550-1100	
	Tunnel orientierung, azimut (°)	330	
Gesteins typ	geologische Beschreibung:	Phyllit, feinkörnig, linsig-flatschig	RMR
	Gesteinstyp	Quarzphyllit zerschert	
	Mineralbestand (Härteskala nach MOHS)	Qz, Sericit, Ab, Chl, ev. Sulfides	
	Wassereinfluß auf Festigkeit	ja	
	tektonische oder hydrothermale Veränderung	nein	
Trenn flächen	Vorhandensein von Schieferung, Klüften und Tektonisierung	2 Schieferungen, Klüfte, tw. tekton.	
	Schieferung/Schichtung: Orientierung	320/45	
	Schieferung/Schichtung: Trennflächenabstand mm	<60 mm	3
	Schieferung/Schichtung: Beläge, Füllungen	weiche Füllung	2
	Schieferung/Schichtung: Form	wellig	
	Klüfte: Zahl der wichtigen Scharen die gleichzeitig vorhanden sind	viele Scharen -gestört	
	Klüfte: Orientierung (main set)	Streichrichtung N-S, Einfallrichtung 60- 75° Ost oder West oder subvertikal	
	Klüfte: Form (eben, wellig...)	glatt	
	Klüfte: Trennflächenabstand (m) gemäß RMR	2-3cm	
	Klüfte: Länge (m) gemäß RMR	1-3m	4
	Klüfte: Öffnung (mm) gemäß RMR	no	6
	Klüfte: Rauheit gemäß RMR	smooth	1
	Klüfte: Beläge, Füllungen	nein	
	Klüfte/ Schieferung: Verwitterung	nein	6
	Orientierung der Haupttrennflächen relativ zu Tunnelorientierung	Schieferung sehr günstig bis günstig (Vortriebsrichtung?)	-3
Bedeutung Schieferung zu Klüften	Schieferung dominant		
Oberflächenbeschaffenheit gemäß HOEKS GSI Tabelle	poor		
Klüftigkeit/ Zerlegung	RQD	0-17	3
	Blockform (Müller)	zerschert, säulig	
	Blocklänge (m) des typischen Blocks (min/max)	<10cm	
	geologische Struktur nach HOEK (blocky, very blocky,...)	blocky -disturbed (> 3 sets)	
Klassi fikation	GSI Schätzung entsprechend Feldbeobachtungen gemäß HOEK's Tabelle für Festigkeitsschätzungen	35	
	GSI calculated: (RMR' -5)	37	
	RMR' (Grundwasser: trocken =15, keine Korrektur für Trennflächenorientierung)	42	
	RMR (Bewertung nach BIENIAWSKI 1989)	poor (IV)	28
Gesteins parameter (Labor, Literatur)	einachsiale Druckfestigkeit [MPa] geschätzt nach Feldbeobachtungen (andere Projekte)	<25 (15 Inntal tunnel)	2
	Festigkeitsanisotropie	hoch	
	Reibungswinkel (°)		
	Kohäsion (MPa)	4-3 (Inntaltunnel)	
	mi (geschätzt) HOEK und MARINOS 2000	7	

Abb. 4: Beschreibung des Gesteinstyp „Quarzphyllit zerschert“

Ableitung der maßgeblichen Parameter aus den Untersuchungsergebnissen

Im Folgenden werden Beispiele für die Ermittlung einiger ausgewählter Gebirgseigenschaften präsentiert. Auf die Beschreibung der hydrogeologischen und geothermischen Untersuchungen wird im Rahmen dieser Publikation verzichtet. Allerdings ist eine Übersicht der hydrogeologischen Verhältnisse in Abbildung 4 und 5 dargestellt.

Im Fall des Innsbrucker Quarzphyllits standen keine Bohrungen zur Verfügung, so dass vor allem auf die Gesteinsbeschreibung der Kartierung zurückgegriffen wurde. Zusätzlich flossen aber auch die Erfahrungen aus anderen Projekten (Inntaltunnel) ein, die in der gleichen geologischen Einheit ausgeführt wurden.

Für manche geologische Einheiten standen Bohrergebnisse zur Verfügung (Abbildung 5), die auch statistisch ausgewertet wurden (Abbildung 6). Aus den geophysikalischen Bohrlochversuchen konnten neben zahlreichen anderen Gebirgseigenschaften auch die Trennflächenabstände (Abbildung 7) mittels akustischem Bohrloch Televiever bestimmt werden.

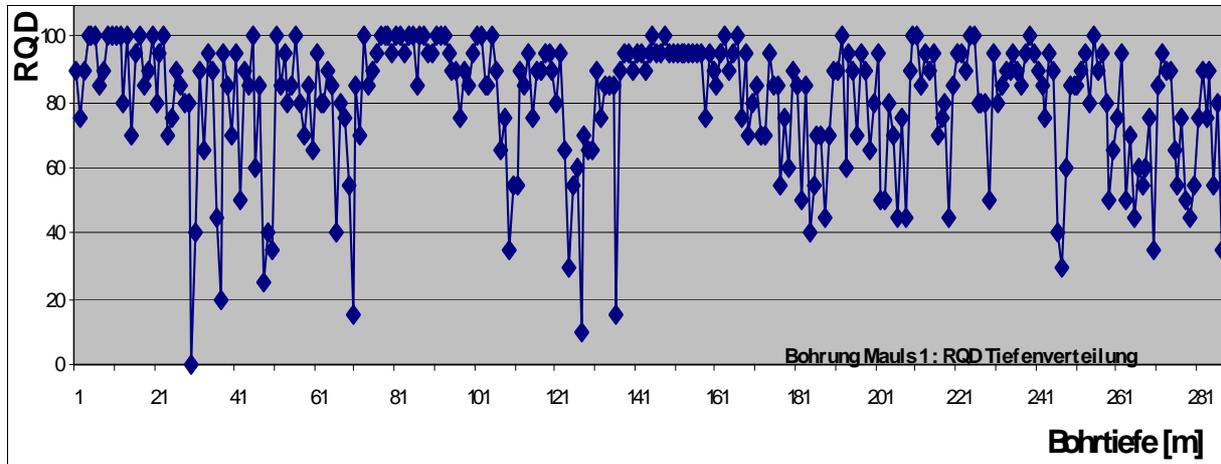


Abb. 5: RQD-(Rock quality designation Index)Tiefenverteilung der Bohrung Mauls 1

Bohrung	Geologische Einheit	RQD		Verwitterungsklassen					Karst
		Durchschnitt	Standard Abweich.	1	2	3	4	5	
				unverwittert	unverwittert-angewittert	an-gewittert	mäßig-stark verwittert	vollständig verwittert	
				%	%	%	%	%	%
Pfitsch 2	Glocknerdecke, Bündnerschiefer und Ophiolit	81	24	79	12	9	0	0	
Pfitsch 1	Glocknerdecke, Seidlwinkel Modereckdecke	75	20	60	33	7	0	0	
Vals 1	Kaserer Serie, Untere Schieferhülle	84	21	89	6	4	1	0	
Mauls 2	Zone:Meran-Mauls-Antholz	45	26	58	0	16	5	21	
Mauls 1	Trias von Mauls	80	20	65	16	19	0	0	38
Schmirntal	Bündnerschiefer	91	4						
Venntal	Zentralgneis und Altes Dach	86	17						

Abb. 6: Übersichtstabelle der Bohrkernauswertung

Bohrung	Nummer	Tiefe	Trennflächenabstand	Geologische Einheit
		[m]	[cm]	
Venntal	Ve-B-01/00	080-154	20-50	Hochstegen (verkarstet, Spülverluste)
Venntal	Ve-B-01/00	154-256	ca. 50	Zentralgneis
Venntal	Ve-B-01/00	256-430	60-200	Zentralgneis und Amph. = Altes Dach
Venntal	Ve-B-01/00	430-480	20-50	Zentralgneis und Amph. = Altes Dach gestört
Venntal	Ve-B-01/00	480-582	60-200	Zentralgneis und Amph. = Altes Dach
Venntal	Ve-B-01/00	582-718	60-200	Zentralgneis

Abb. 7: Trennflächenabstand in der Bohrung Venntal, dokumentiert mit dem akustischem Bohrloch Televiever.

Klassifikation ohne direkte Aufschlüsse

In diesem Abschnitt soll kurz beleuchtet werden, dass auch ohne dem Vorhandensein von direkten Aufschlüssen eine relative Klassifikation erstellt werden kann.

In Abbildung 8 ist ein Ausschnitt der Legende des geologisch-geotechnischen Längsschnittes gezeigt, wobei farblich hervorgehoben ist, welche Arbeitsgruppe die Daten dafür erarbeitet hat.

GEOLOGIE	Lithologie, Gesteine	4	Tektonische Haupteinheit	Geologische Bundesanstalt		
		5	Tektonische Einheit			
		6	Tektonische Untereinheit			
		7	Lithologische und/oder stratigraphische Einheit			
		8	Lithologischer Kontakt [Tunnelmeter]:			
		9	Vorkommende Gesteine [Legendennummer]			
		10	Vorkommen von - bis Tunnelmeter (Streubereich)			
		11	Verschnittlänge im Tunnel (m) wahrscheinlich			
		12	Schieferung Typ/Orientierung (Fallrichtung/Neigung)			
		13	Prognoseunsicherheit des Gebirgsbaues			
		Störungen und Störungszonen	14		Störzonenmitte mit Prognoseunsicherheit	Universität Innsbruck / Institut für Geologie und Paläontologie
			15		Tunnelkilometer	
			16		Störungsnummer entsprechend den tektonischen Karten	
	17		Störungsname			
	18		Störzonenmitte bei Tunnelmeter (Weströhre)			
	19		Charakterisierung der Störungsgesteine			
	20		Orientierung: Fallrichtung / Neigung			
	21		Gesamtmächtigkeit / Verschnittlänge im Tunnel (m)			
	22		Anteil Störungsgesteine in %			
	23		Neotektonische Aktivität <small>active=a</small>			

Abb. 8: Ausschnitt aus der Legende des geologisch-geotechnischen Längsschnittes mit Darstellung der Herkunft der Eingangsdaten.

Aus diesen Daten war in einem weiteren Schritt die geotechnische Relevanz der Störungen zu bestimmen, also bei welchen Störungen mit Schwierigkeiten beim Tunnelvortrieb zu rechnen ist. Zu diesem Zweck wurden den in der strukturgeologischen Bearbeitung verwendeten Störungsbezeichnungen geotechnische Begriffe zugeordnet (Abbildung 9).

unbekannt	0
Zone erhöhter Klüftigkeit	1
Zerrüttungszone	2
Kakirit	3
Karsterweiterung der Störung möglich	4
Störungslehm	5
Kataklasit	6
Mylonit	7
Scherbandgefüge	8
stark verfaltete Zone	9
Locker - Gestein	
Zone erhöhter Klüftigkeit	
Fest - Gestein	

Abb. 9: Legende zur näheren Bestimmung der Störungsgesteine (Zeile 19 des geologisch-geotechnischen Längsschnittes) sowie Zuordnung zu Fest- oder Lockergestein.

Hinsichtlich der Relevanz von Störungen beim Tunnelbau ist neben den geotechnischen Eigenschaften vor allem die Mächtigkeit der Störzone und die Länge des Auftretens dieser Zone im Tunnel (bestimmt durch Streichrichtung) maßgebend. Daher wurden zur Beurteilung der geotechnischen Relevanz von Störungen diese Faktoren kombiniert und 4 Klassen gebildet, die auch im Längsschnitt, Zeile 34, dargestellt wurden. Die Definition der Klassen ist in der folgenden Abbildung dargestellt.

Störungen: Geotechnische Relevanz	Z 34
gering, lässt sich durch einen leicht bis mäßig erhöhten Sicherheitsaufwand beherrschen	
mittel, die Störzone erhöht vermutlich den Sicherheitsaufwand	
hoch, die Störzone erhöht vermutlich den Sicherheitsaufwand und führt zu kurzen Vortriebsunterbrechungen	
sehr hoch, die Störzone bedingt vermutlich eine längere Unterbrechung des Vortriebes, um das Gebirge zu verfestigen/dränieren. Sondermaßnahmen erforderlich	

Abb. 10: Geotechnische Relevanz von Störungen

Prognoseeinheiten

Die Gliederung des Gebirges erfolgte in Gebirgsarten (z.B.: IQ1, IQ2, ...), die die kleinste sinnvoll unterscheidbare Einheit bei der Tunnelklassifikation darstellen. In der Regel entspricht daher eine Gebirgsart einer Prognoseeinheit im Tunnel. Im Nordabschnitt wurden die Prognoseabschnitte mit N1-N19 und im Südabschnitt mit S1-S25 bezeichnet.

Gebirgsart und Gebirgskennwerte

Für jede Gebirgsart (Abbildung 11) wurde die Bandbreite der RMR- und GSI-Werte ermittelt, wobei letztere sowohl nach der Graphik in Abbildung 2 ($GSI_{estim.}$) geschätzt als auch nach BIENIAWSKI ($GSI_{calc.}$) berechnet wurden.

Bezüglich Gesteins-Druckfestigkeit (UCS_{rock}) und -Scherfestigkeit (m_i) lagen nur wenige Laborwerte vor, sodass vorwiegend Vergleichsdaten verwendet wurden. Es wurden Referenzprojekte in vergleichbaren geologischen Einheiten ausgewertet und mit Literaturdaten verglichen.

In einer nächsten Erkundungsphase werden Laborwerte die getroffenen Annahmen präzisieren.

Nachdem aus der Bandbreite der Gesteinskennwerte die Planungskennwerte („design parameter“) definiert wurden, können daraus die Gebirgskennwerte (c, ϕ , E-Modul und Gebirgsdruckfestigkeit UCS) nach HOEK berechnet werden, wie dies exemplarisch in Abbildung 12 zu sehen ist.

Die dargestellten Gebirgsparameter sind ihrerseits wieder Grundlage für weiterführende Berechnungen, wie zu Beispiel das Deformationsverhalten des Gebirges unter den gegebenen Spannungs- und Grundwasserverhältnissen. Diese Berechnungen wurden gemeinsam von Dieter FELLNER und Miroslav MARENCE ausgeführt. Die Deformationsprognosen wurden mit Erfahrungswerten aus Vergleichsbauten verglichen und gegebenenfalls angepasst. Bei stark anisotropem Gebirgsverhalten zeigte sich, dass die via GSI-Ansatz hergeleiteten Kennwerte teilweise zu günstige „optimistische“ Parametersätze ergaben. Auf diese weiterführenden Berechnungen wird im Rahmen dieses Vortrages nicht näher eingegangen.

Prog. einheit	Start	Ende	Länge (m)	tektonische und geologische Einheit		Gebirgsart	Anteil an Prognose einheit %	RMR	GSI calc.	GSI estim.	mi	UCS rock [MPa]
N1	1.320	3.200	1.880	Innsbrucker Quarzphyllit	Hängende und liegende Serie	IQ1	100	53-60	63-71	65	10-12	30-50
N2	3.200	9.200	6.000	Innsbrucker Quarzphyllit	Hoher metamorpher Anteil	IQ2	100	48-57	57-66	65	12-15	30
N3	9.200	12.000	2.800	Innsbrucker Quarzphyllit	Hängende und liegende Serie	IQ1	100	53-60	63-71	65	10-12	30-50
N4	12.000	14.700	2.700	Innsbrucker Quarzphyllit	Zone mit alpidischem Gefüge	IQ3	100	15-28	36-37	25-35	7	15
N4b	14.700	15.200	500	Innsbrucker Quarzphyllit	Zone mit alpidischem Gefüge im Bereich Miskopfstörung und Basis Unterostalpin	IQ3a	100	15		25	7	10
N5b	15.200	16.100	900	Glockner Decke Nordteil	Nordrahmenzone; / Bereich Miskopfstörungssystem und Grenze zu Unterostalpin	GN3a	100	15		25	7	10
N5	16.100	19.400	3.300	Glockner Decke Nordteil	Nordrahmenzone	GN3	100	15-33	42	35	7	1-10
N6	19.400	20.250	850	Glockner Decke Nordteil	Bündnerschiefer	GN1	100	44-48	55-66	45-65	10-12	30-50
N7	20.250	20.850	600	Glockner Decke Nordteil	Schwarzphyllite	GN2	100	25	35	25	7	1
N8	20.850	23.930	3.080	Glockner Decke Nordteil	Bündnerschiefer	GN1	100	44-48	55-66	45-65	10-12	30-50
N9	23.930	24.600	670	Glockner Decke Nordteil	Schwarzphyllite	GN2	100	25	35	25	7	1
N10	24.600	25.870	1.270	Glockner Decke Nordteil	Bündnerschiefer	GN1	100	44-48	55-66	45-65	10-12	30-50
N11	25.870	25.970	100	Seidwinkel-Modereckdecke	Dolomit, Marmor, Quarzit, Sandsteine, Rohwacke (<5%)	SM1	100	52-57	66-72	50-70	12-17	100-150
N12	25.970	27.000	1.030	Glockner Decke Nordteil	Bündnerschiefer	GN1	100	44-48	55-66	45-65	10-12	30-50
N13	27.000	27.050	50	Seidwinkel-Modereckdecke	Dolomit, Marmor, Quarzit, Sandsteine, Rohwacke (<5%)	SM1	100	52-57	66-72	50-70	12-17	100-150
N14	27.050	28.250	1.200	Glockner Decke Nordteil	Bündnerschiefer	GN1	100	44-48	55-66	45-65	10-12	30-50
N15	28.250	28.300	50	Seidwinkel-Modereckdecke	Dolomit, Marmor, Quarzit, Sandsteine, Rohwacke (<5%)	SM1	100	52-57	66-72	50-70	12-17	100-150

Abb. 11: Gebirgsarten und ermittelte Gebirgskennzahlen.

		Gestein						Gebirge					
		BIENIAWSKI	HOEK & BROWN	HOEK & MARINOS	Literatur (HOEK)	Literatur (divers)	ausgewählte Berechnungsannahmen			Gebirgskennwerte ermittelt von GSI- Ansatz			
Prog. Einheit	Gebirgsart	RMR	GSI calc.	GSI estim.	mi	UCS rock [MPa]	UCSi design	mi design	GSI design	c [Mpa]	phi [°]	UCS [MPa]	E [GPa]
N1	IQ1	53-60	63-71	65	10-12	30-50	35	10	65	2,1	35	8,0	14,0
N2	IQ2	48-57	57-66	65	12-15	30	40	12	65	2,5	37	10,0	15,0

Abb. 12: Mittels GSI-Ansatz ermittelte Gebirgskennwerte

Schlussbemerkungen

Die bisher beschriebene Vorgehensweise zeigte den Schritt von der Feldaufnahme und der Dokumentation verschiedener Aufschlussmethoden bis zur Definition von Gebirgsparametern.

Es wird ersichtlich, dass je nach Projektstatus nicht immer nur auf Messwerte, sondern oft auch auf Vergleichswerte der Literatur zurückgegriffen werden muss.

Es wird auch deutlich, dass schematisiertes Beschreiben und Klassifizieren des Gebirges einen erfahrenen Geologen nicht ersetzt, sondern diesen nur unterstützt. Insbesondere für sehr tief liegende Tunnel - wie den Brenner Basis Tunnel - ist die Ermittlung von Gebirgskennwerten nicht durch Erfahrung zu kompensieren, sondern der einzige Weg zu einer nachvollziehbaren Planung.

Wenngleich im Rahmen der neuen geotechnischen, hydrogeologischen und geothermischen Prognose der Schritt zur Quantifizierung vollzogen wurde, bestehen aufgrund von Informationsdefiziten lokal erhebliche Unsicherheiten. Zu deren Behebung wurde ein umfangreiches Untersuchungsprogramm vorgeschlagen, über das in einem separaten Beitrag informiert wird.

Referenzen

- BIENIAWSKI, Z.T. (1989): Engineering rock mass classification. - Wiley, New York, 1989.
HOEK, E. (1998): "Putting numbers to geology - an engineer's viewpoint". - The second Glossop Lecture.
HOEK, E. & MARINOS P. (2000): Predicting tunnel squeezing problems in weak heterogenous rock masses. - Tunnels and Tunnelling, Nov. & Dez. 2000.
Richtlinie für die Geomechanische Planung von Untertagebauarbeiten. Österreichische Gesellschaft für Geomechanik 2001.

Anlagen

- Anlage 1: Lageplan der Erkundungsbohrungen
Anlage 2: Geologischer Horizontalschnitt auf Tunnelniveau (als Beilage)
Anlage 3: Geologischer Längsschnitt
Anlage 4: Hydrogeologischer Lageplan
Anlage 5: Hydrogeologischer Lageplan mit Wassereintrichsrisiko

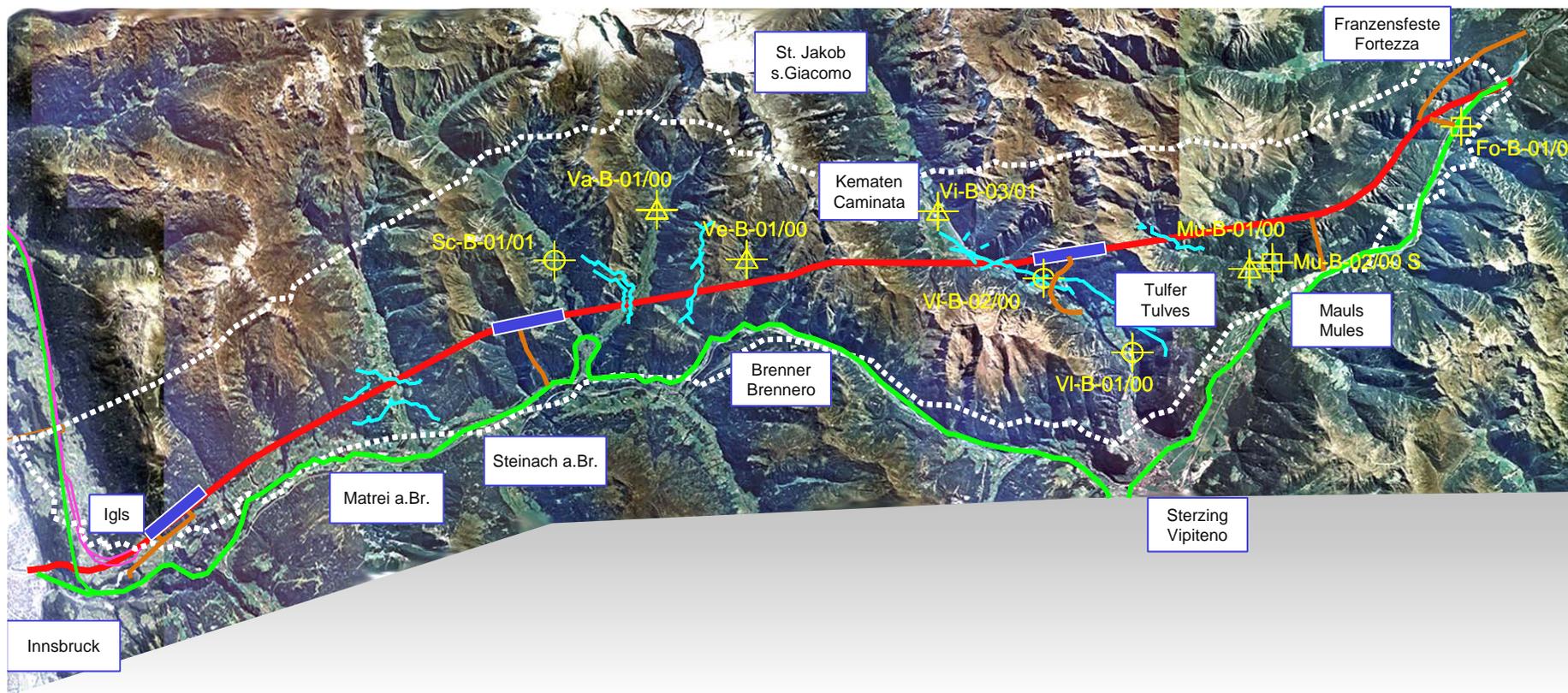
Anschrift der Verfasser

Dr. Gerald JUNG: Verbundplan/ Leiter der Gruppe Geologie, Rainerstraße 29, A-5020 Salzburg.
Mag. Dieter FELLNER: Electrowatt Infra AG/Geotechniker Alptransitteam, CH-Zürich.

Geologische Erkundungen

Indagini geognostiche

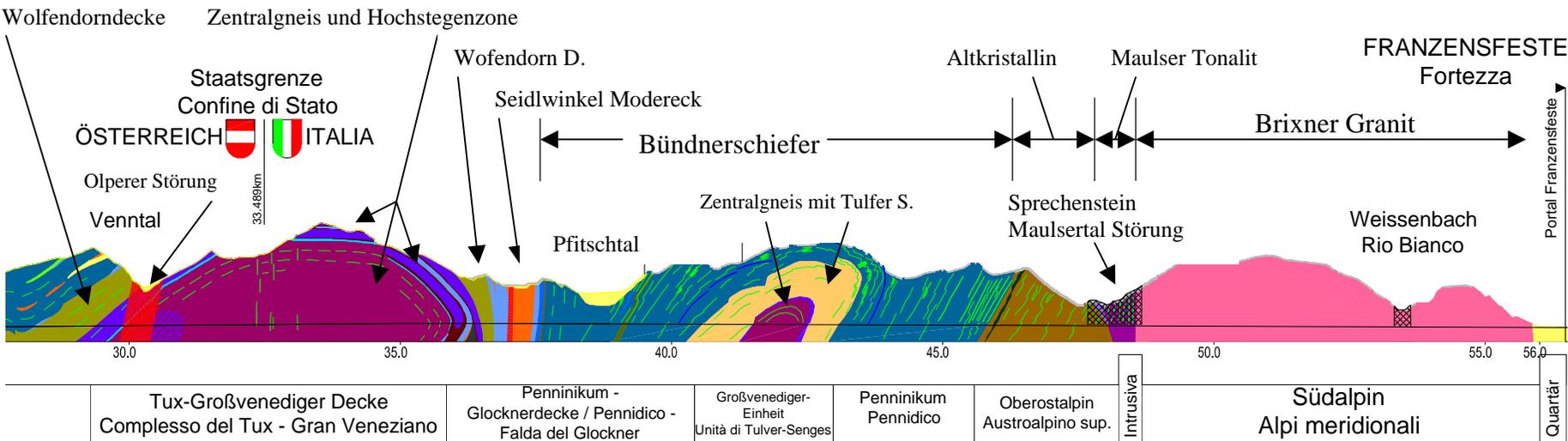
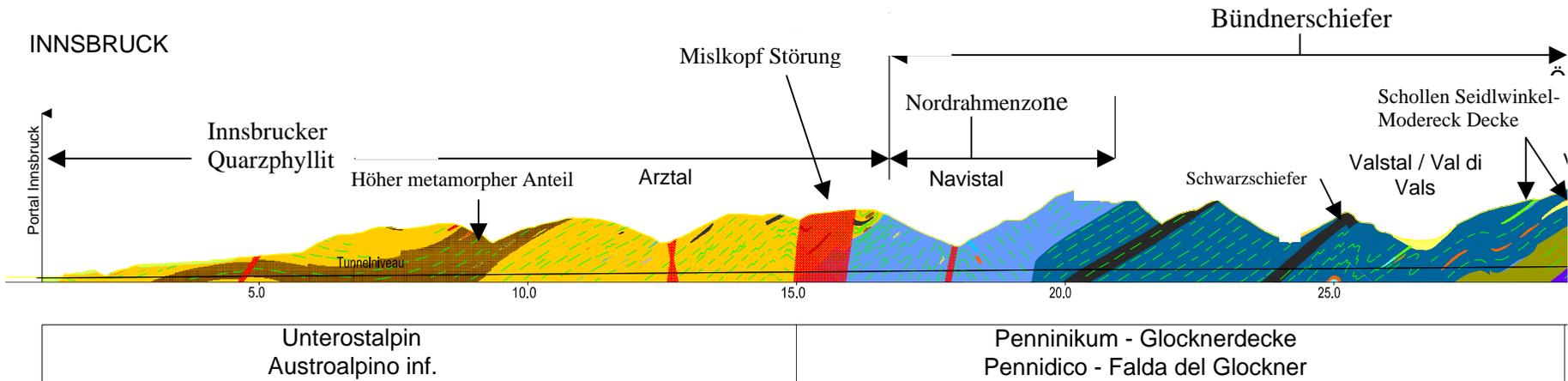
- Bestand / Linea esistente
- Neubaustrecke / Linea nuova
- MFS u. MFB / PMF e SMF
- Verbindungstunnel Innsbruck
- Collegamento circonvallazione di Innsbruck
- Zufahrtstunnel u. Zwischenangriff
- Galleria d'accesso e attacco intermedio



- 235 -

Brenner Basis Tunnel: Geologischer Längsschnitt

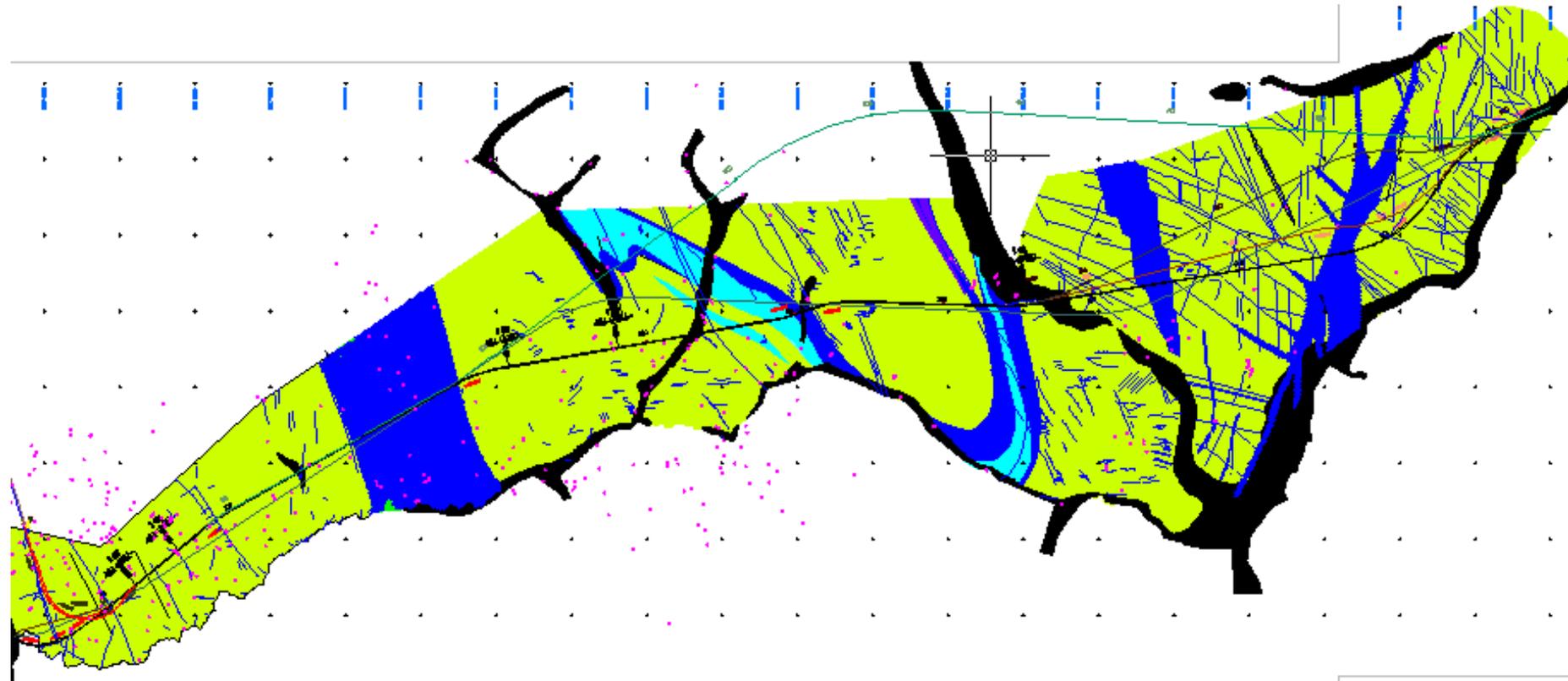
Anlage 3



Brenner Basistunnel Hydrogeologischer Lageplan

Anlage 4

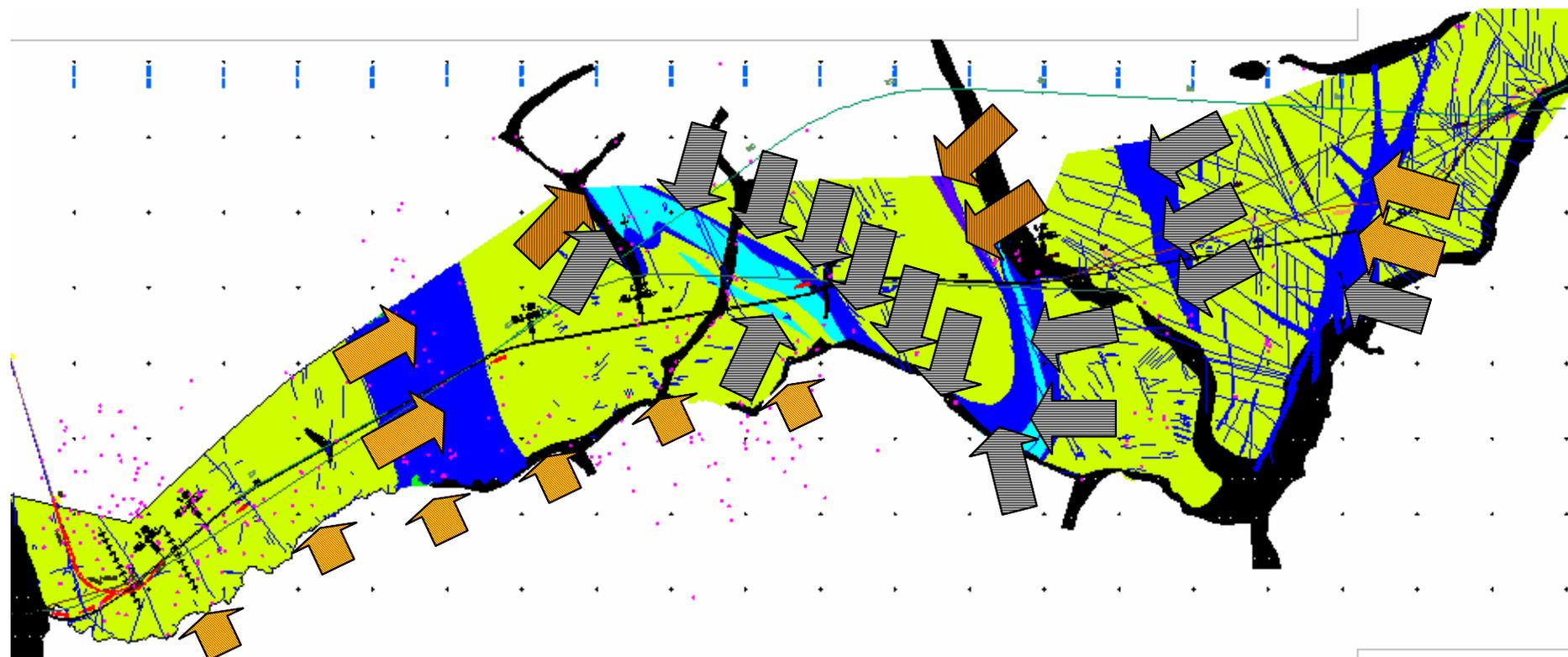
-  Gering durchlässige Gesteine
-  Gesteine mit erhöhter Durchlässigkeit und Störungszonen
-  Wassergefüllte Sedimentgesteine



Brenner Basistunnel Hydrogeologischer Lageplan mit Wassereinbruch-Risiko

Pfeile:

- Rot-gelb: Wassereinbruchrisiko erhöht durch starke Tektonisierung
- Schwarz-weiss: Wassereinbruchrisiko erhöht durch Verkarstungsgefahr
- Schwarz-orange: Wassereinbruchrisiko erhöht durch Kombination mit Sand und Schlamm



Hydrogeologische Modellentwicklungen im Brenner-Gebiet

U. BURGER, B. MILLEN & H. KIRSCHNER

1. Einleitung

Ein angewandtes Großprojekt und ein strukturgeologisch ausgerichtetes Forschungsprojekt ermöglichen es, sich hydrogeologisch mit den geologisch sehr unterschiedlichen Gebieten östlich und westlich der Brennerfurche auseinanderzusetzen. Für die Entwicklung „Hydrogeologischer Modelle“ wurden die neuen, geologischen und strukturgeologischen Erkenntnisse hydrogeologisch interpretiert. Die für die hydrogeologischen Modelle notwendigen hydraulischen und hydrochemischen Daten wurden über einen mittlerweile 2 Jahre langen Zeitraum gemessen, für einzelne Messorte wie z.B. Pegel des hydrographischen Dienstes werden die Messreihen des letzten Jahrzehntes ausgewertet. Sowohl hydrochemische als auch isotochenchemische Daten, Ergebnisse von Aufschlussbohrungen und Bohrlochversuchen sowie erste Ergebnisse einer numerischen Modellierung werden in den Prüfverfahren der „Hydrogeologischen Modelle“ verwendet.

Im Folgenden werden nach einer näheren Betrachtung des Begriffes „Hydrogeologisches Modell“ für die westlich und östlich der Brennerfurche gelegenen Untersuchungsgebiete hydrogeologische Modellentwicklungen (konzeptuelle Modelle) vorgestellt, die teilweise, aufgrund erfolgter Prüfung, den Status eines hydrogeologischen Modells haben.

2. „Hydrogeologisches Modell“ versus „Hydrogeological Model / Modeling“

Der Begriff „Hydrogeologisches Modell“ ist in den letzten Jahren im deutschsprachigen Raum durch die Bemühungen der Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Geologischen Gesellschaft (FH DGG) neu definiert worden, um sowohl für die Ersteller als auch die „Besteller“ hydrogeologischer Modelle Richtlinien über deren Aufbau, Inhalt und einzuhaltende Mindestanforderungen zu schaffen (Deutsche Geologische Gesellschaft, 2002).

Das „Hydrogeologische Modell“ ist dementsprechend *„die Abstrahierung bzw. Schematisierung der Einflußgrößen und ihrer Zusammenhänge. Es beinhaltet damit die Darstellung der wesentlichen Systemeigenschaften im Untersuchungsraum für die Beschreibung und Prognose hydrogeologischer Vorgänge (Strömungs- bzw. Transportvorgänge im Grundwasser) im Sinne der Aufgabenstellung“*.

Grundsätzlich sind für den Aufbau eines „Hydrogeologischen Modells“ nach der Deutschen Geologischen Gesellschaft (2002) die in Abb. 1 angeführten Arbeitsschritte notwendig.

Im englischsprachigen Raum bezieht sich der Begriff „hydrogeological model“ vorwiegend auf die Entwicklung von analogen und numerischen hydrogeologischen Modellen (TODD, 1980). Generell wird im englischsprachigen Raum das „modeling“ in 2 Schritten vollzogen. Zunächst werden in einem ersten Schritt alle zur Verfügung stehenden und gesammelten, hydrogeologisch relevanten Daten ausgewertet und in ein „conceptual model“ verpackt. Dabei ist dieses „conceptual model“ schon sehr von der anschließend erfolgenden numerischen Modellierung geprägt. Im Unterschied zum „Hydrogeologischen Modell“ werden Prüfungen in verschiedensten Formen (z.B. durch Prüfungen im Feld oder einfache analytische Prüfungen) nicht zwingend vorgeschrieben, dies erfolgt durch die anschließende numerische Modellierung.

Während also im englischsprachigen Raum das „modeling“ auf die numerische Modellierung ausgerichtet ist und Ziel aller diesbezüglichen Untersuchungen die numerische Modellierung ist, ist die numerische Modellierung im deutschen Sprachraum bei der Erstellung eines „Hydrogeologischen Modells“ als Prüfverfahren möglich, aber nicht zwingend. Für die Prüfung des „Hydrogeologischen Modells“ können auch einfachere analytische Lösungen verwendet werden, die die Hydrogeologischen Modellvorstellungen auf Plausibilität prüfen. Die Erstellung eines „Hydrogeologischen Modells“ ist dabei die konzeptuale Voraussetzung für die Entwicklung eines „Numerischen Modells“, wengleich das „Hydrogeologische Modell“ nicht notwendigerweise in ein „Numerisches Modell“ umgesetzt werden muss (JUNGBAUER & HARLACHER 2000).

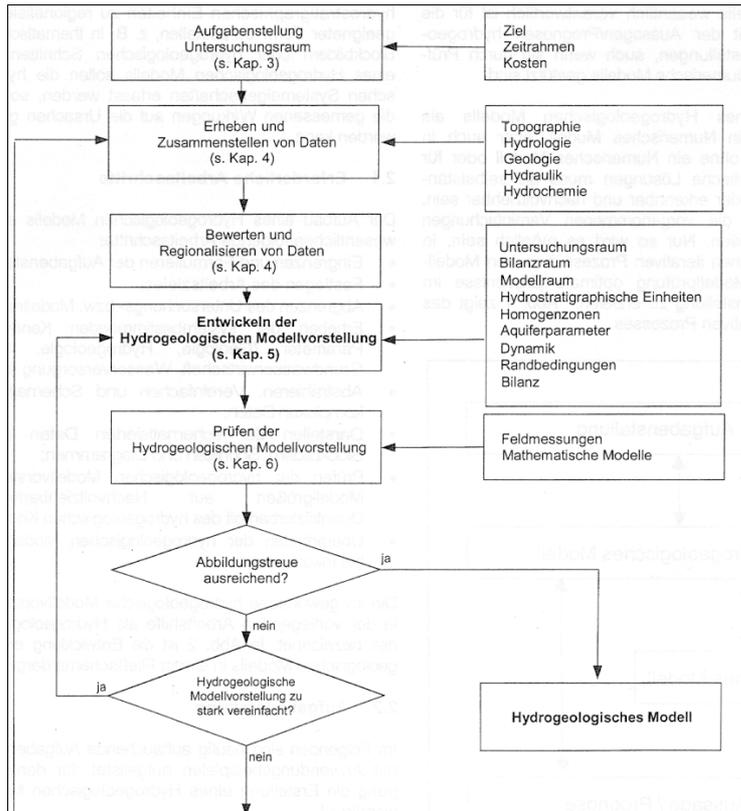


Abb. 1: Entwicklung des „Hydrogeologischen Modells“ (entnommen aus Deutsche Geologische Gesellschaft, 2002, Abb. 2, S. 10).

Wesentliche Faktoren bei der Erstellung hydrogeologischer Modelle sind bei Projektbeginn die genaue Definition der Ziele sowie die Festlegung des Zeitrahmens und des zur Verfügung stehenden Budgets. Diese Faktoren bestimmen im Wesentlichen den Arbeitsschritt „Erheben und Zusammenstellen von Daten“ (Abb. 1), so z.B. ob und in welchem Umfang eine hydrologische Beweissicherung durchgeführt wird, sowie den Umfang und die Methodik des Arbeitsschrittes „Prüfen der Hydrogeologischen Modellvorstellung“ (siehe Abb. 1).

Generell beschränkt sich bei den „Low-budget“-Projekten, wie jenem westlich der Brenner Furche, der Arbeitsschritt „Erheben und Zusammenstellung von Daten“ auf die Erhebung von Bestandsdaten sowie auf die örtliche und zeitliche punktuelle Überprüfung dieser Bestandsdaten. Bei der Prüfung der Hydrogeologischen Modellvorstellung muss bei diesen Projekten auf umfangreiche und aufwendige Feldmessungen verzichtet werden. Dafür sind numerische Grundwassermodelle - welche zwischenzeitlich effizient bei Fragestellungen betreffend die Hydrogeologie im Locker- und auch Festgestein einsetzbar sowie graphisch optimiert sind -, geeignet, aufgrund ihres vergleichsweise technischen und personellen geringeren Aufwandes „kostengünstigere“ Verifizierungen durchzuführen. Die numerische Modellierung hat zudem den Vorteil, die für das Untersuchungsgebiet sensiblen hydrogeologischen Parameter zu erkennen, deren Werte dann in situ gezielt ermittelt werden können.

3. Datengrundlagen für die hydrogeologische Modellierung

Generell sind für die hydrogeologische Modellierung Daten folgender Schwerpunkte notwendig: Topographie, Hydrologie, Geologie, Hydraulik und Hydrochemie. Je nach Fragestellung können auch weitere Fachgebiete von Interesse sein, so z.B. bautechnische Daten, Angaben über Bodennutzung oder historische Daten z.B. bei Modellierung von Ausbreitungen von Kontaminationen.

Die Daten lassen sich nach JUNGBAUER & HARLACHER (2000) in beschreibende Daten, also solche, die einer Interpretation bedürfen, wie z.B. geologische Karten und Profile, und quantitative Daten gliedern. Letztere lassen sich wiederum in statische Daten, also zeitlich konstante Daten (z.B. Aquifermächtigkeiten) und dynamische Daten, also zeitlich variierende Daten (z.B. Grundwasserspiegelstände) unterscheiden. Beispiele werden in den folgenden Kapiteln aufgezeigt.

4. Ziele der hydrogeologischen Modelle östlich und westlich der Brenner Furche

Hauptziel des hydrogeologischen Modells östlich der Brennerfurche ist, Erkenntnisse über den Tiefgang von Grundwasserströmungen in alpinen Regionen zu gewinnen. Diese Erkenntnisse dienen u.a. dazu, eine hydrogeologische Risikoevaluierung für die Grundwasservorkommen durch den Bau und Betrieb eines tiefliegenden Tunnels sowie erste Aussagen über die Auswirkungen des hydrogeologischen Systems auf diesen tiefliegenden Tunnel zu machen.

Hauptziel der hydrogeologischen Modellierung westlich der Brennerfurche ist die Ausarbeitung der Bedeutung strukturgeologischer Elemente für das hydrogeologische System, im speziellen deren Auswirkungen auf die Grundwasserströmungen.

5. Hydrogeologisches Modell östlich der Brenner Furche

5.1. Hydrogeologischer Modellraum

Die schematische geologische Karte (Abb. 2), die auf den neu gewonnenen Erkenntnissen über den nördlichen Abschnitt des Projektgebietes BBT EWIV von BRANDNER et al. (2001) und ROCKENSCHAUB et al. (2000) basiert (vergleiche BBT EWIV 2002), gibt einen Überblick über den östlichen Modellraum.

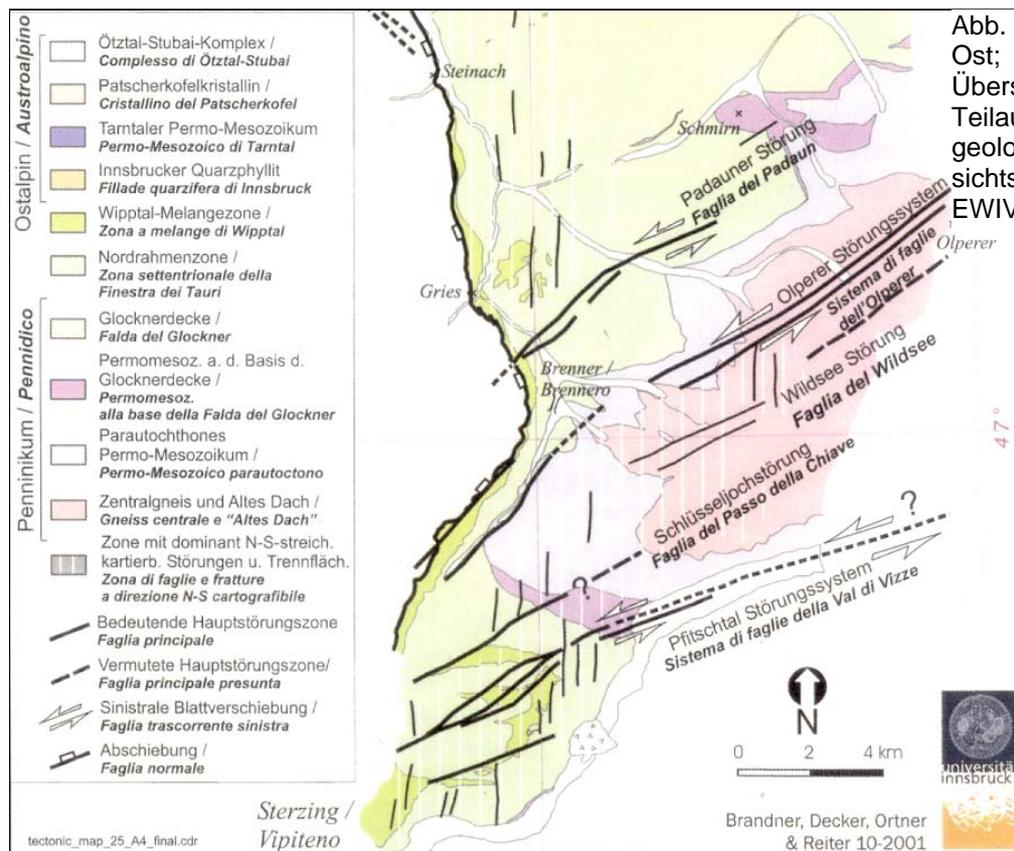


Abb. 2: Modellraum Ost; die geologische Übersichtskarte ist ein Teilausschnitt der geologischen Übersichtskarte in BBT EWIV (2002).

Der Modellraum liegt am Westrand des Tauernfensters und ist im Norden durch das Venntal, in dem das Oplerer-Störungssystem liegt, im Westen durch die Brennerfurche südlich und nördlich des Brenners, im Süden durch die südliche Umrahmung des Pfitschtales und im Osten durch die Kämme der Zillertaler Alpen begrenzt.

Aus geologischer Sicht bildet der Zentralgneis den Kern, der von permomesozoischen Decken, Modereck-Seidlwinkl-Decke, die Wolfendorfdecke und Hochstegenzone sowie von der Glockner-

decke umrahmt wird. Im Bereich des Pfitschtales liegen tiefreichende geologische Strukturen vor, die auch die erwähnten Decken erfassen. Nach LAMMERER (1988) handelt es sich um tiefreichende Isoklinalfalten, die gemäß BRANDNER et al. (2001) Richtung Westen tektonisch ausgedünnt sein können. Dabei fällt auf, dass diese tiefreichenden Strukturen im Bereich des Schlüsseljoches in ca. E-W-Streichrichtung vom Pfitschtal in die Brenner Furche südlich des Brenners reichen.

Strukturgeologisch sind das Olperer-Störungssystem und die Brenner-Abschiebung zu erwähnen. Das Olperer-Störungssystem streicht parallel zum Venntal und mündet dann in die Brennerfurche am orographisch linken Hang des südlichen Wipptals ein. Die Brenner-Abschiebung trennt hingegen den Liegendblock „Tauernfenster“ vom Richtung Westen abgeschobenen Ötztal-Kristallin.

Aus quartärgeologischer Sicht muss die große Übertiefung des Pfitschtales (östlich des Stausees ca. 225 m, beim Sportheim westlich St. Jakob ca. 300 m) erwähnt werden, bzw. der Umstand, dass westlich des heutigen Stausees ein gewaltiger Bergsturz das Pfitschtal postglazial abgeriegelt und aufgestaut hat (HERING et al. 1992). Dieser natürliche See ist anschließend verlandet. Zeugen dafür sind die mächtigen Lockergesteine im und an den Hängen des Pfitschtales. Erwähnenswert sind die mächtigen, auch seicht anstehenden feinkörnigen Sedimente, die gemäß dem geologischen Modell Richtung Westen (sprich natürlichen Damm) an Mächtigkeit zunehmen.

5.2. Hydrostratigraphische Einheiten

Als einer der ersten Schritte bei der Erstellung eines Hydrogeologischen Modells ist die Ableitung von hydrostratigraphischen Einheiten bzw. Homogenzonen durchzuführen.

Für diesen Arbeitsschritt ist gemäß Abb. 3 zunächst eine hydrogeologische Interpretation des geologischen Modells und in Folge eine hydraulische Bewertung und hydrochemische Charakterisierung der abgeleiteten Einheiten erforderlich.

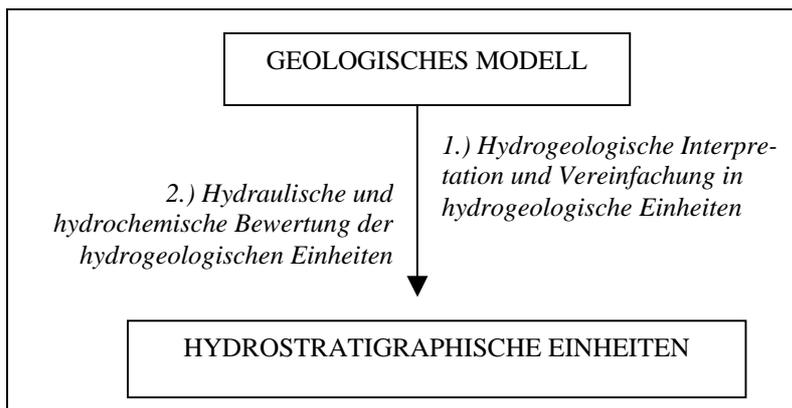


Abb. 3: Ableitung von hydrostratigraphischen Einheiten vom geologischen Modell.

Zur hydraulischen Bewertung dienen im speziellen Fall die Ergebnisse hydraulischer Versuche im Bohrloch sowie physikalische Messreihen als Ergebnis einer umfangreichen hydrologischen Beweissicherung (BURGER et al., 2002), aber auch Literaturdaten und Erfahrungswerte. Hydrochemische und isotopechemische Daten ermöglichen zunächst eine Prüfung der postulierten hydrographischen Einheiten und in Folge eine hydro-/isotopechemische Charakterisierung derselben.

Als Beispiel wird die Ableitung der hydrostratigraphischen Einheit „Karst“ angeführt.

Aufgrund der geologischen Aufnahmen ist bekannt, dass das dominante Gestein in der Hochstegenzone Kalkmarmor ist. Bereits im Gelände fallen lösungserweiterte Klüfte bzw. Hohlräume in Felswänden auf, die auf Karst schließen lassen. Die Hochstegenzone ist Teil der den Zentralgneis umrahmenden Decken, die im Bereich des Schlüsseljoches auch in große Tiefen abtauchen.

Quellen, die aufgrund ihrer topographischen Position die Hochstegenzone als Einzugsgebiet haben müssen, bestätigen eine Zuordnung der Hochstegenzone zur hydrostratigraphischen Einheit „Karst“. Beim hydrochemischen Verhalten der analysierten Quellwässer fällt die geringe Mineralisierung und der typische Ionengehalt von Hydrogenkarbonatwässern auf (Tabelle 1, Zeile HZ).

Das Karstverhalten bestätigt sich auch im physikalischen Verhalten der Quellen, so weist z.B. die Ralsner Quelle, eine bergseitig der Olpererstörung am orographisch linken Hang der Brennerfurche südlich des Brenners austretende Quelle, neben großen Schüttungen auch große Schüttungsschwankungen und jahreszeitliche Schwankungen in der Mineralisierung auf (vgl. Abb. 4). Dieses Verhalten ist typisch für Karstquellen.

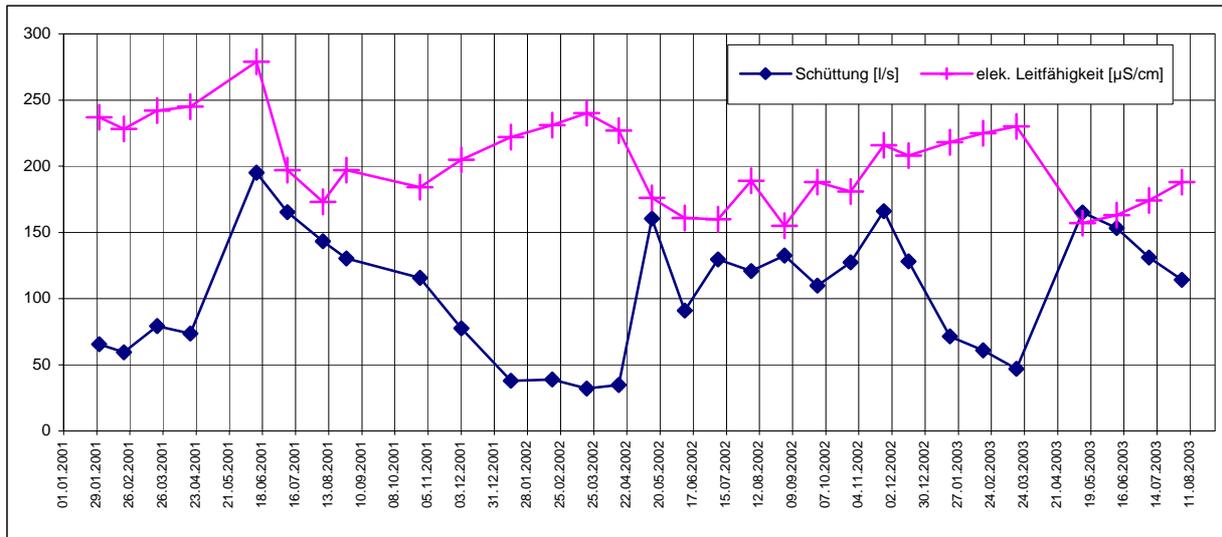


Abb. 4: Schüttungs- und elektrisches Leitfähigkeitsverhalten der Ralsquelle über den Zeitraum Jänner 2001 bis August 2003.

Anhand dieser Ergebnisse lässt sich die Hochstegenzone der hydrostratigraphischen Einheit „Karst“ zuordnen.

Im Überblick lassen sich für den Modellraum Ost folgende hydrostratigraphische Einheiten ableiten:

- Grundwasserstauer (ungestörter Zentralgneis, Metakonglomerate und Schwarzphyllite der Seidlwinkel-Modereck-Decke, Glimmerschiefer, Phyllite und Kaserer Serie der Wolfendorndecke und Hochstegenzone, lakustrine Sedimente im Pfitschtal, Bergsturz von Afens).
- Linearer Grundwasserleiter (spröde tektonisierter Zentralgneis).
- Regionaler Grundwasserleiter (Modereck-Seidlwinkel-Decke, Glocknerdecke).
- Karst (Hochstegenzone).
- Lockergesteinsaquifer (Alluvionen des Pfitschtales).

Die in Tabelle 1 angeführten physikalischen und hydrochemischen Daten (Mittelwerte der zuzuordnenden Quellen) ermöglichen eine hydraulische und hydrochemische Charakterisierung der hydrostratigraphischen Festgesteins-Einheiten.

Hyd. Einheit	Nr. Messorte	Q _{min} [l/s]	Q _{max} [l/s]	Q _{av.} [l/s]	EC _{min} [µS/cm]	EC _{max} [µS/cm]	EC _{av.} [µS/cm]	NO ₃ [mg/l]	Cl [mg/l]	SO ₄ [mg/l]	HCO ₃ [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	K [mg/l]	Na [mg/l]
GD _{KR}	13	2.6	12.7	5.8	296	369	325	3.7	2.4	23.8	184.3	58.2	8.0	1.1	1.6
GD _{KA}	5	2.1	8.2	4.0	321	345	331	1.7	0.5	21.6	198.8	49.6	14.9	0.7	1.2
GD _{ID}	9	0.8	3.3	1.7	470	527	500	1.4	2.3	95.8	217.0	65.9	27.6	0.7	1.5
MScD	7	0.3	2.3	0.8	419	562	493	1.0	0.4	116.8	204.4	79.9	21.8	0.6	0.8
MSD	28	1.7	9.3	3.8	449	506	479	1.9	1.4	65.1	249.2	54.7	32.0	4.3	1.7
HZ	10	6.6	39.2	18.2	239	293	267	1.3	1.7	26.3	143.2	47.8	6.0	1.0	1.7
ZG	2	3.0	16.1	8.3	73	128	100	1.5	0.2	4.8	59.3	19.5	1.3	0.7	0.7

Tab. 1: Physikalische und chemische Mittelwerte aus 27 monatlichen Messungen und 9 chemischen Analysen. Die Anzahl der hydrographisch zuzuordnenden Messorte ist in der Spalte 2 angeführt. Glocknerdecke (GD), karbonatreich (KR), karbonatarm (KA), Intra-Deckengrenzen (ID); Modereck-Schöberspitz-Decke (MScD); Modereck-Seidlwinkel-Decke (MSD); Hochstegen-Zone (HZ); Zentral-Gneis (ZG).

Die der hydrostratigraphischen Einheit „regionale Grundwasserkörper“ zugeordnete Glocknerdecke zeigt aufgrund des Schüttungsverhaltens der Quellen, dass

- die in der Glocknerdecke festgestellten Deckengrenzen eine Wasserwegigkeit bilden und die Wässer dabei hoch mineralisiert sind (vgl. Tabelle 1, Zeile GD_{ID}),
- die karbonatreichen Bündnerschiefer stärker durchlässig sind als die karbonatarmen Bündnerschiefer.

Letzteres geht aus dem physikalischen Schüttungsverhalten (vgl. Tabelle 1, Zeilen GD_{KR} , GD_{KA}) von mehreren Quellen hervor, die unter der Annahme ähnlicher meteorologischer Bedingungen und Einzugsgebietsgrößen für die karbonatreichen Bündnerschiefer eine höhere Durchlässigkeit folgern als für die karbonatarmen Bündnerschiefer.

Quellen der Modereck-Seidlwinkel-Decke zeigen, dass die Decke aus Gesteinen mit einer guten Durchlässigkeit und Speicherkapazität besteht. Auffällig ist die vergleichsweise hohe Mineralisierung der Quellen, wobei der hohe Sulfatanteil in diesen Wässern aufgrund der positiven $\delta^{34}S$ ($>+10\%$ VCDT) eindeutig auf gelöste sulfathaltige Gesteine (Gipse) schließen lässt. Eine Bestätigung für die „germanische Fazies“ der Modereck-Seidlwinkel-Decke (freundl. mündl. Mitteilung BRANDNER, 2001) ist der Umstand, dass Wässer aus dieser Decke K-reicher sind als jene aus der Modereck-Schöber-spitzen-Decke als Folge eines höheren terrigenen Einflusses.

5.3. Hydrogeologische Besonderheiten im Modellraum

Das hydraulische Verhalten der Störungen, wie z.B. des Olperer-Störungssystems, bestätigt die Untersuchungsergebnisse von Störungszonen im Gotthard-Massiv (freundl. mündl. Mitteilung ZAN-GERLE, 2002, LÜTZENKIRCHEN, 2002), die zur Erkenntnis eines bimodalen hydraulischen Verhaltens von sprödetektonischen Störungen in Gneisen führten. Austretende Quellen bergseitig der Olperer-Störung lassen für diese eine Funktion als hydraulische Barriere folgern, Ergebnisse einer Tiefbohrung im Venntal zeigen aber, dass in den Störungszonen in 700 m noch vergleichbar „erhöhte“ hydraulische Durchlässigkeiten vorherrschen ($K = 2,6 \times 10^{-7} \text{m/s}$). Dass diese Störungzone für den regionalen Grundwassertransport wesentlich ist, geht aus den für Gneise ungewöhnlich hohen elektrischen Leitfähigkeiten von $3.450 \mu\text{S/cm}$ hervor. Die hydrochemische Zusammensetzung der Wässer mit hohem Cl^- (900 mg/l), Na^- (396 mg/l), Ca^- (430 mg/l) und SO_4^- (660 mg/l) Gehalt lassen auf Lösung evaporitischer Gesteine schließen, die aber im vorliegenden Fall nur weitab im Osten als Mulde mit Richtung Westen abtauchender Muldenachse aufgeschlossen sind.

Zum Verständnis der hydrogeologischen Modellvorstellungen gilt es weiter zu erwähnen, dass Quellen mit den Austritts- und mittleren Einzugsgebiets Höhen entsprechenden Wassertemperaturen bergseitig der Olperer-Störung austreten. Eine Quelle (Brennerbad-Quelle) mit thermalen Eigenschaften (T schwankt zwischen 20 und 22°C) tritt in der Brenner Furche am südlichen Rand der vom Pfitschtal in die Brenner Furche reichenden E-W-streichenden Isoklinalfalte aus.

Im Zusammenhang mit dem Pfitschtal gilt es zu erwähnen, dass erste Wasserbilanzen für das orographische Einzugsgebiet des Pfitschtales (Hochtal östlich Staueestufe) einen Infiltrationsanteil von ca. 25% der Niederschlagsmenge, die im Mittel ca. 1.300 mm/Jahr beträgt, ergaben und dass trotz der „idealen“ geologischen Gegebenheiten im Lockergesteinsaquifer und dem großen Einzugsgebiet des Tales kein artesischer Aquifer im Pfitschtal auftritt.

5.4. Entwicklung der Hydrogeologischen Modellvorstellung

Die hydrogeologische Modellvorstellung für den Modellraum Ost verdeutlichen die schematischen Profile in Abb. 5

Die Grundwasserführung wird hauptsächlich in den Einheiten Hochstegenzone, Modereck-Seidlwinkel-Decke, den spröde gestörten Bereichen im Zentralgneis und dem grobkörnigen Lockergestein im Pfitschtal angenommen, während die steil Richtung Norden und das Pfitschtal Richtung Süden begrenzenden karbonatarmen Bündnerschiefer der Glocknerdecke, die Kaserer Serie, die lakustrinen Sedimente und der Bergsturz im Pfitschtal als Grundwasserhemmer wirken.

Dort, wo die permotriassischen Decken tief hinabreichen, gelangt auch das Wasser in größere Tiefen und mag, gezwungen durch den „randlich“ stauenden Effekt der Olperer-Störung oder der Brenner-Störung als Thermalwasser „aufgeheizt“, nach oben strömen.

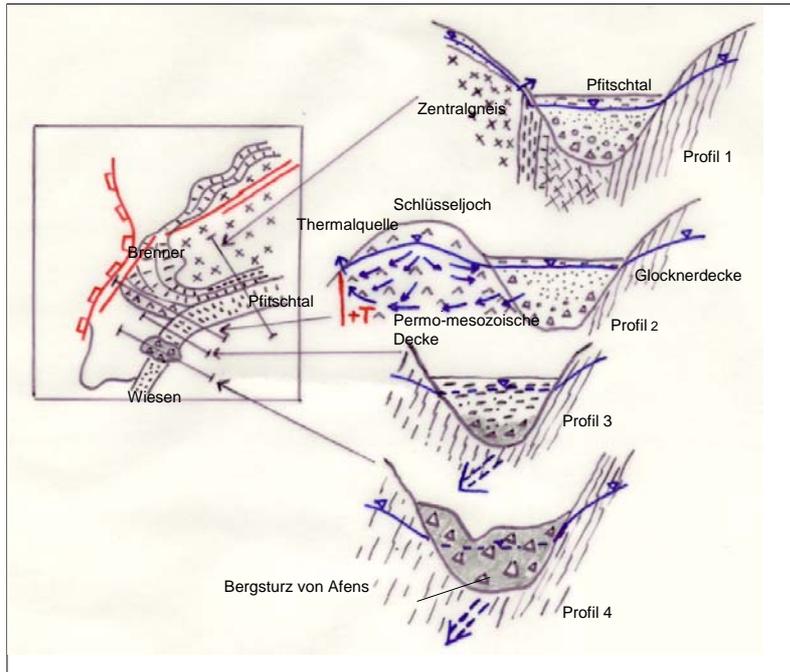


Abb. 5: Hydrogeologische Modellvorstellungen für das Brenner-Gebiet östlich der Brenner-Furche. Aufgrund der stauenden Wirkung des Bergsturzes von Afens und jenen der lakustrinen Sedimente ist ein Grundwasserabfluss aus dem Pfitschtal entweder über einen tiefen Grundwasserstrom unterhalb dieser stauenden Formationen (Profil 3, 4) oder über einen tiefen Grundwasserstrom in der Isoklinalstruktur aus permomesozoischen Decken im Bereich des Schlüsseljoches denkbar (Profil 2).

Wesentlich für die Entwässerung des Pfitschtales sind dabei folgende Feststellungen. Das mit Lockergestein verfüllte Tal wird:

- gegen Süden von den steil Richtung Norden abfallenden Schichten der Glocknerdecke begrenzt,
- gegen Westen vom Bergsturz und den bergseitig folgenden mächtigen lakustrinen Sedimenten abgesperrt,
- gegen Norden von der permotriassischen Hülle begrenzt, wobei eine Ausdünnung dieser tektonischen Einheit in Richtung Westen aufgrund lateraler Störungssysteme anzunehmen ist.

Außerdem

- verbindet eine tief reichende, hydraulisch durchlässige Isoklinalstruktur im Bereich des Schlüsseljoches das Pfitschtal mit der Brennerfurche,
- tritt am südlichen Rand dieser Isoklinalstruktur die Thermalquelle in der Brennerfurche aus.

Mehrere hydrogeologische Modellvorstellungen zur Definierung des unterirdischen Abflussregimes des Pfitschtales stehen zur Diskussion:

1. Die Grundwasserneubildung hält dem Grundwasserabfluss nicht stand. Ein Hinweis sind die fehlenden „erwarteten“ artesischen Grundwasserverhältnisse im Pfitschtal. Hilfe zur Klärung kann eine Wasserbilanz bieten, dafür sind aber derzeit noch die Werte für die erforderlichen Parameter (Oberflächenabfluss, Niederschlag, Evaporation, Grundwasserabfluss) zu vage.
2. Der Grundwasserabfluss erfolgt durch einen „tiefen Abfluss“ im Pfitschtal, wobei der stauende Damm im Westen (lakustrine Sedimente und Bergsturz) unterströmt wird (Abb. 5). Hinweise können dabei die großen Grundwasseraustritte am Anfang des Pfitschtales sein, die aber nicht die geforderten hydrochemischen und isotopenchemischen Hinweise aufweisen.
3. Ein Teil des Grundwasserabflusses erfolgt möglicherweise Richtung Westen in Richtung Brennerfurche (Abb. 5), wofür die topographischen, geologischen und strukturgeologischen Gegebenheiten und die hydraulischen Eigenschaften der Gesteine sprechen.

5.5. Modellprüfung

Das vorgestellte hydrogeologische Modell hat derzeit aufgrund der fehlenden Modellprüfung den Status eines hydrogeologischen konzeptuellen Modells. Für einige Modellteile ist jedoch der Nachweis und damit die Berechtigung „Hydrogeologischer Modell-Teile“ erbracht worden, so z.B. für

das bimodale Verhalten von Störungen im Zentralgneis durch die abgeteufte Bohrung (Nachweis Störung als Grundwasserleiter) und die festgestellten Großquellen-Austritte am bergseitigen Rand der Störung (Nachweis Störung als Grundwasserhemmer),

- die Zuordnung der Hochstegenzone zur hydrostratigraphischen Einheit „Karst“ sowie der Glocknerdecke zur hydrostratigraphischen Einheit „Regionale Grundwasserleiter“ (physikalisches und hydrochemisches Verhalten der eindeutig zuordenbaren Quellen),
- die Wasserführung der Modereck und Seidlwinkldecke (physikalisches und hydrochemisches Verhalten der Quellen).

Weitere Modellprüfungen, unter anderem in Form von Tiefbohrungen sind geplant.

6. Hydrogeologisches Modell westlich der Brenner Furche

6.1. Generelles

An der Prüfung hydrogeologischer Modellvorstellungen mittels numerischer Modellierung wird derzeit für das „Hydrogeologische Modell westlich der Brenner Furche“ gearbeitet, das Teil eines strukturgeologisch ausgerichteten Forschungsprojektes ist.

Der Modellraum dehnt sich auf das Brenner-Mesozoikum aus, wobei aus hydrogeologischer Sicht dasselbe in einen nördlichen und einen südlichen Abschnitt teilbar ist. Diese Unterscheidung geht auf die strukturgeologische Position der regionalen Grundwasserleiter zurück. Vergleicht man auf der abstrahierten geologischen Karte den geologischen Aufbau des nördlichen Vorkommens mit dem des südlichen Vorkommen (Abb. 6) des Brenner-Mesozoikums, so fällt auf, dass im südlichen Vorkommen die Festgesteinsaquifere in Richtung Osten von der Steinacher Decke überlagert werden. Im nördlichen Vorkommen sind die potentiellen Festgesteinsaquifere hingegen frei an der Oberfläche anstehend.

Aus hydrogeologischer Sicht bedingt dieser geologische Aufbau einen wesentlichen Unterschied in der Grundwasserneubildung und damit der Grundwasserfließrichtung in diesen beiden Vorkommen. Während im Norden die Infiltration in die potentiellen Festgesteinsaquifere direkt erfolgen kann, begrenzt sich die direkte Infiltrationsfläche im südlichen Vorkommen auf den westlich aufgeschlossenen Teil. Im Osten ist die Grundwasserneubildung in den potentiellen Festgesteinsaquiferen aufgrund deren Überlagerung durch gering durchlässige Gesteine der Steinacher Decke als gering anzunehmen.

Ausgehend von diesen geologischen Gegebenheiten ist für das südliche Vorkommen von einem hydrogeologischen Modell auszugehen, das durch die Grundwasserneubildung im Westen geprägt ist und dass aufgrund der Erstreckung der Festgesteinsaquifere in Richtung Osten eine Grundwasserströmung in dieselbe Richtung erfolgt.

Diese Modellvorstellungen werden derzeit mittels der numerischen Modellierung bzw. durch hydrochemische Analysen der Grundwasseraustritte entlang E-W-orientierter Profile gemäß TÓTH (1999) auf Plausibilität geprüft.

6.2. Stand der numerischen Modellierung

Verschiedene Umstände erschweren die numerische Modellierung alpiner Regionen, so z.B. die ausgeprägte Topographie, die komplexe Geologie und der Mangel an Werten für die Parameter eines hydrogeologischen Modells.

Als Beispiel sei auf den Faktor Grundwasserneubildung verwiesen, der in der hydrogeologischen Modellierung als „recharge“ eingeht. Die Bestimmung desselben ist speziell in gebirgigen Regionen mit der großen Vielfalt an Einflussgrößen sehr schwierig. Da sich aber im Untersuchungsraum mehrere Abfluss-Messstellen der Oberflächenwässer des hydrographischen Dienstes befinden, wird eine Auswertung der Abflüsse (Abb. 7) für die Bestimmung der Grundwasserneubildung herangezogen, Ergebnisse dieser Auswertung werden aufgezeigt.

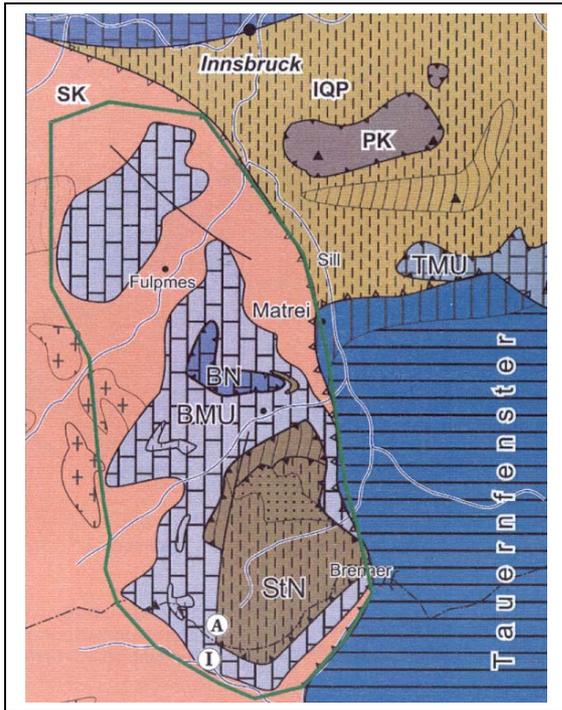


Abb. 6: Schematische geologische Karte des Brennermesozoikums, aus BRANDNER et al. (2003). BMU – Brenner-Mesozoikum, BN – Blaser-Decke, SK – Ötztal-Stubai-Kristallin, StN – Steinacher Decke.

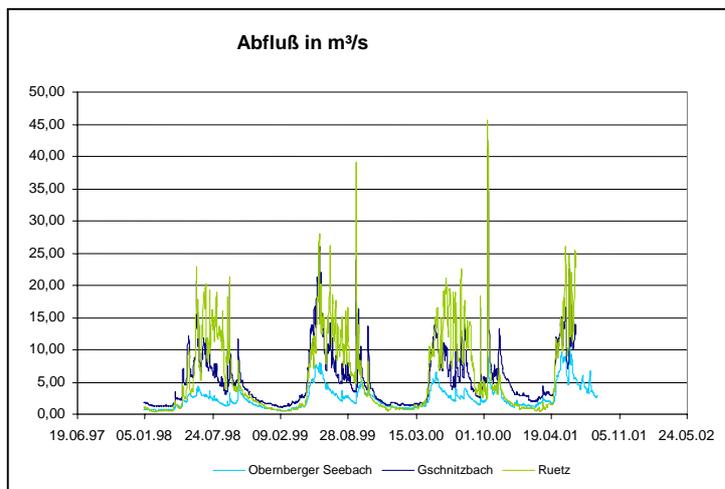


Abb. 7: Abfluss Ganglinien (Tagesmittelwerte) der Bäche Obernberger Seebach, Gschnitzbach und Ruetz, dargestellt für den Zeitraum Jänner 1998 bis November 2001 (Datenquelle Hydrographischer Dienst, Tirol).

Das numerische Modell wird mit „Modflow“ gerechnet, wobei sich diese Software mittlerweile auch als geeigneter Code zur Modellierung regionaler Festgesteinsaquifere etabliert hat (u.a. RAYNE et al. 2001). Erste Ergebnisse der numerischen Modellierung zeigen, dass entsprechend den Erfahrungen von JAMIESON & FREEZE (1983) die Grundwasserströmungen in gebirgigen Regionen wesentlich vom Faktor „hydraulische Durchlässigkeit“ bestimmt werden.

7. Schlussbemerkungen

Hydrogeologische Modelle erweisen sich sowohl bei hydrogeologischen Forschungs- als auch bei angewandten Projekten als wichtiges Medium, um hydrogeologische komplexe Zusammenhänge vereinfacht darzustellen und Prognosen machen zu können. Der Vorteil eines hydrogeologischen Modells liegt dabei darin, dass es mittels neuer Daten neu kalibriert und geprüft werden kann und damit ständig verbesserungsfähig ist, was letztlich zu einem dynamischen, interdisziplinären und fachlichen Austausch anregt.

Dank

Für die wertvollen Anregungen und die Diskussionsbereitschaft sei den Herrn M. KÖHLER (BBT EWIV), A. LOMBARDI (BBT EWIV), R. BRANDNER (Univ. Innsbruck), F. REITER (Univ. Innsbruck), M. ROCKENSCHAUB (GBA), B. KOLENPRAT (GBA) und G. POSCHER (ILF Beratende Ingenieure ZT GmbH) recht herzlich gedankt.

Literatur

- BBT EWIV (2002): Kurzbericht 2002 - Geologie Erkundungsarbeiten. - Ed. KÖHLER, M. & LOMBARDI, A., in www.bbt-ewiv.com, 72 S.
- BRANDNER, R. & ROCKENSCHAUB, M. (2003): Umwelttektonik östliche Stubai Alpen, Projekt TC 12, Bund-/Bundesländerkooperation, 2. Zwischenbericht. - BM für Bildung, Wissenschaft und Kultur, Amt der Tiroler Landesregierung, unveröffentlichter Arbeitsbericht.
- BRANDNER, R., DECKER, K., ORTNER, H. & REITER, F. (2001): Brenner-Basistunnel Geologische Vorarbeiten (Sprödetektonik) Innsbruck-Franzensfeste. - Unveröff. technischer Bericht für BBT EWIV.
- BURGER, U., LUMASSEGER, M., MILLEN, B., POSCHER, G. & STARNI, I. (2002): Hydrogeologische Voruntersuchungen Brennerbasistunnel, Hydrogeologie und Umwelt, Hydrogeologie von Untertagebauten, 5. Kongress der Geologen, Bozen, Südtirol, Italien, Posterpräsentation. - 2002.
- Deutsche Geologische Gesellschaft (2002): Hydrogeologische Modelle - Ein Leitfaden mit Fallbeispielen / Arbeitskreis „Hydrogeologische Modelle und Grundwassermanagement“ der Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Geologischen Gesellschaft. - Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Heft 24, Hannover, 120 S.
- HERING, G., LANGHEINRICH, G. & WILCZEWSKI, N. (1992): Der prähistorische Bergsturz von Pfannes / Südtirol (Italien). - Eiszeitalter und Gegenwart, 42, Hannover, S. 115-120.
- JAMIESON, G.R. & FREEZE, R.A. (1983): Determining Hydraulic Conductivity Distributions in a Mountainous Area using Mathematical Modeling. - Ground Water, vol. 21, no. 2, S. 168-177.
- JUNGBAUER, H. & HARLACHER, C. (2000): Hydrogeologische Untergrundmodelle - eine Arbeitshilfe der Fachsektion Hydrogeologie. - Arb. H. Wasser, Nr. 1, Hannover, S. 159-166.
- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). - Geologische Rundschau 77, 1, S. 143-156.
- LÜTZENKIRCHEN, V. (2002): Structural geology and hydrogeology of brittle fault zones in the central and eastern Gotthard Massif, Switzerland. - ETH doctoral thesis.
- RAYNE, T.W., BRADBURY, K.R. & MULDOOM, M.A. (2001): Delineation of capture zones for municipal wells in fractured dolomite, Sturgeon Bay, Wisconsin, USA. - Hydrogeology Journal, vol. 9, no. 5, S. 432-450.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2000): Brenner-Basistunnel Geologische Vorarbeiten - Kartierung. - Unveröff. technischer Bericht für BBT EWIV.
- TODD, D.K. (1980): Groundwater Hydrology. - 2nd edition, John Wiley & Sons, New York, 535 S.
- TÓTH, J. (1999): Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes and manifestations. - Hydrogeology Journal, vol. 7, no. 1, S. 1-14.

Anschrift der Verfasser

Mag. Ulrich BURGER und Mag. Bernard MILLEN: ILF Beratende Ingenieure ZT GmbH, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck; ulli.burger@ibk.ilf.com.

Mag. Hubert KIRSCHNER: Vormals: ILF Beratende Ingenieure ZT GmbH, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck; Kontaktadresse: alpS-GmbH, Zentrum für Naturgefahrenmanagement, Grabenweg 3, A-6020 Innsbruck; kirschner@alps-gmbh.com.

Die Evaluierung tektonischer Risikozonen als Planungsgrundlage für den Brenner-Basistunnel

**K. DECKER, F. REITER, R. BRANDNER, H. ORTNER,
A. BISTACCHI & M. MASSIRONI**

Im Rahmen der geologischen Erkundung des Trassenkorridors wurden im Auftrag der Planungsgesellschaft Brenner Basistunnel EWIV (BBT) erstmals in einem österreichischen geotechnischen Großprojekt umfassende und gezielte strukturgeologisch-tektonische Untersuchungen durchgeführt. Die systematischen Aufnahmen von etwa 550 km² zwischen Innsbruck und Franzensfeste sollten fundierte Daten über Lage, Orientierung und vermutete geotechnische Eigenschaften von tektonischen Strukturen liefern, die technische oder hydrogeologische Risikozonen bilden. Diese Daten, strukturgeologische Untersuchungen von Kluft- und Trennflächensystemen für die nachfolgende Einschätzung der Ausbrücheigenschaften und die Felsklassifizierung sowie Daten zur Erdbebengefährdung und zu aktiven tektonischen Prozessen bilden Teil der Grundlagen für die Trassenvorauswahl und für die Detailplanung nachfolgender Erkundungsschritte. Die Einbeziehung von strukturgeologisch-tektonischen Untersuchungsmethoden in einem sehr frühen Planungsstadium tragen der komplexen Geologie und Tektonik des Trassenkorridors Rechnung: der geplante, ca. 55 km lange Tunnel quert mit der Inntalstörung (einige Zehnerkilometer Seitenversatz), der Tauernnordrand-Störung und der periadriatischen Störung drei der größten krustenmaßstäblichen Störungszonen der Ostalpen und er liegt nahe an der - mit 10-15 km Vertikal- und 30-40 km Horizontalversatz ebenso bedeutenden - Brenner-Abschiebung.

Tektonische und geotechnische Charakterisierung von Störungszonen im Trassenkorridor

Im Trassenkorridor des Brenner-Basistunnels treten zahlreiche Störungen auf, die technische und hydrogeologische Risikozonen darstellen (Abb. 1). Die meisten geotechnisch relevanten Strukturen nördlich des Tauernfensters und im Tauernfenster sind ENE- bis NE-streichende sinistrale Störungszonen, die von zahlreichen subparallelen ENE-streichenden und verbindenden NE-streichenden Störungen gebildet werden. Die bedeutendste Störung ist das seismisch aktive Inntal-Störungssystem mit einer ca. 3 km breiten Zone, in der zahlreiche NE- bis E-streichende sinistrale Blattverschiebungen auftreten.

Innerhalb des Tauernfensters wurde eine Reihe von ebenfalls sinistralen (E)NE-streichenden Störungen kartiert. Dazu gehören das Miskopf-Störungssystem (Tauernnordrand-Störung; eine ca. 2 km breite Scherzone mit zahlreichen ENE- bis NE-streichenden duktil-spröden sinistralen Schrägabschiebungen), die Padauner Störung, die Olperer- und die Wildsee-Scherzone (zwei 1,2 km bzw. 1 km breite Zonen mit zahlreichen ENE-streichenden sinistralen Störungen mit Myloniten, Kataklasiten, Kakiriten und hoher Trennflächendichte), die Schlüsseljoch-Störung und das Pfitscher-Joch-Störungssystem. Einzelne Störungen sind bis zu 30 m mächtig. Sie sind durch die vermutete erhöhte Transmissivität der Trennflächen hydrogeologisch bedeutend. Im Bereich der Olperer-Scherzone ist auch die höchste Überlagerung des Tunnelbauwerkes gegeben.

Im Tauernfenster südlich des Pfitschtals und in den südlich angrenzenden ostalpinen Einheiten dominieren NNE-streichende Abschiebungen und sinistrale Schrägabschiebungen. Die Störungen werden vorwiegend aus Fernerkundungsdaten abgeleitet und dürften tonigen Fault-Gauge und/oder inkohäsive Kataklasite enthalten. Sie werden von Zonen mit hoher Trennflächendichte begleitet.

Die bedeutendsten Störungen südlich des Tauernfensters (Abb. 2) sind die E-W-streichende Pustertal-Störung mit einer 0,5-2 km breiten Zone mit kohäsiven und inkohäsiven Störungsbreccien, Kataklasit und tonigem Fault-Gauge sowie die (W)NW-streichende Sprechenstein-Maulsertal-Störung.

Südlich der Pustertalstörung werden geotechnische Probleme durch die mehrfache spröde Deformation des Brixner Granits erwartet, der von einem komplexen Netzwerk von Störungen mit unterschiedlichen hydrogeologischen Eigenschaften durchzogen ist. Störungsgesteine mit geringer Permeabilität (Pseudotachylit, Gauge) wurden ebenso beobachtet wie Störungsbreccien und Kakirite mit sehr hoher Durchlässigkeit. Die Eigenschaften einzelner Störungen können nicht prognostiziert werden. Die Granite sind außerdem durch die Ausbildung mehrerer Kluftsysteme bereichsweise hochgradig durchtrennt.

Geomechanische Beurteilung des Gebirges

Auf der Basis der strukturgeologischen Bearbeitung werden 6 Trennflächensysteme unterschieden. Drei der Systeme haben große regionale Bedeutung und charakterisieren strukturelle Homogenbereiche.

- 1) ENE-streichende Flächen, die parallel zur Opperer- und Wildsee-Störungszone orientiert sind, werden häufig im Nordteil des Tuxer Zentralgneiskernes angetroffen.
- 2) Etwa N-S-streichende Trennflächen sind im Tauernfenster und im Ostalpin nördlich des Tauernfensters in einer 4-6 km breiten Zone, die parallel zur Brenner-Abschiebung streicht, sehr häufig. Die Kleingefüge haben aufgrund ihrer Orientierung parallel zur Tunnelachse und ihrer hydrogeologischen Charakteristika (vermutete hohe Permeabilität in Zentralgneis und autochthonem Mesozoikum in Bereichen mit der höchsten Überlagerung) sehr ungünstige geotechnische Eigenschaften. In der Zone sind auch großmaßstäbliche W-(untergeordnet E-)gerichtete Abschiebungen sehr häufig. Wegen der vermuteten Abnahme der Häufigkeit der Trennflächen von W nach E könnte eine weiter östlich verlaufende Tunneltrasse durch geringere geotechnische und hydrogeologische Risiken gekennzeichnet sein.
- 3) Der Bereich um den Tuxer Hauptkamm wird als Homogenbereich mit E-W- bis WSW-ENE-streichenden Trennflächen ausgeschieden. Das System ist teilweise durch extrem große Flächen (mehrere 1000 m²), sehr geringe Flächenabstände (< 1 m), nicht-mineralisierte Flächen mit geringer Kohäsion und offene Spalten gekennzeichnet. Die Interpretation als Extensionsstrukturen, die durch die junge Faltung des Tauerndomes entstehen, lässt offen, ob die Flächen auch im Tunnelniveau erwartet werden müssen.

Kinematische und dynamische Gefügeauswertungen

Paläospannungsanalysen dokumentieren die tektonischen Gebirgsspannungen der jüngsten geologischen Vergangenheit für einen Vergleich mit rezenten Spannungen. Die Ergebnisse zeigen ältere Paläospannungen mit E-W-gerichteter Extension (σ_1 subvertikal, σ_2 horizontal N-S, σ_3 horizontal E-W; $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) und einen Wechsel zu einem jüngeren Spannungsfeld N-S-gerichteter Kompression (σ_1 horizontal N-S, σ_2 subvertikal, σ_3 horizontal E-W), für das pliozänes bis quartäres Alter angenommen wird. Die jüngeren Paläospannungen könnten mit rezenten Spannungsrichtungen im Ostalpenraum vergleichbar sein.

Seismizität und aktive tektonische Bewegungen

Rezente Krustenbewegungen sind im Umfeld des Planungsgebiets für die Hebung des Tauernfensters (ca. 1,5 mm/Jahr) nachgewiesen. Geomorphologische und seismologische Daten könnten auf rezente Bewegungen an folgenden Störungen hinweisen: Inntal-Störungssystem, NNE-streichende Afener Störung südlich des Pfitschtals (Harnischflächen in holozänem Bergsturz-Material), Pustertal-Störung und Sprechenstein-Maulsertal-Störung. Von den genannten Störungen ist nur für die Inntal-störung seismische Aktivität nachgewiesen. Die schwersten Erdbeben in der Umgebung des Planungsraumes mit Epizentralintensitäten (I_0) 8 sind aus dem Inntal bekannt. Aus dem restlichen Planungsraum sind maximale Intensitäten (I_0) von 6 bis 6,5 dokumentiert. Den vorliegenden Katalogen ist eine Abnahme der historischen Bebenbelastung vom Inntal nach S zu entnehmen.

Das seismische Gefährdungspotential kann derzeit nur aufgrund der historischen Seismizität und daher nur für die Nichtüberschreitungswahrscheinlichkeit von 90% in 50 Jahren angegeben werden. Dieser Sicherheitsmaßstab wird für langlebige Infrastrukturbauwerke als zu gering erachtet. Seismologische Daten sollten daher mit Daten zur aktiven Tektonik ergänzt werden.

Dank

Die dargestellten Daten sind Ergebnisse eines Auftrags-Forschungsprojektes der Planungsgesellschaft Brenner Basistunnel EWIV (BBT). Wir bedanken uns für den Auftrag und den innovativen Einsatz von strukturgeologisch-tektonischen Methoden in diesem geotechnischen Großprojekt. Besonderer Dank gilt Herrn M. KÖHLER (BBT). Unseren Kollegen M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT (GBA), G.V. DAL PIAZ und G. WIESMAYR sind wir für die freundschaftliche Zusammenarbeit verpflichtet.

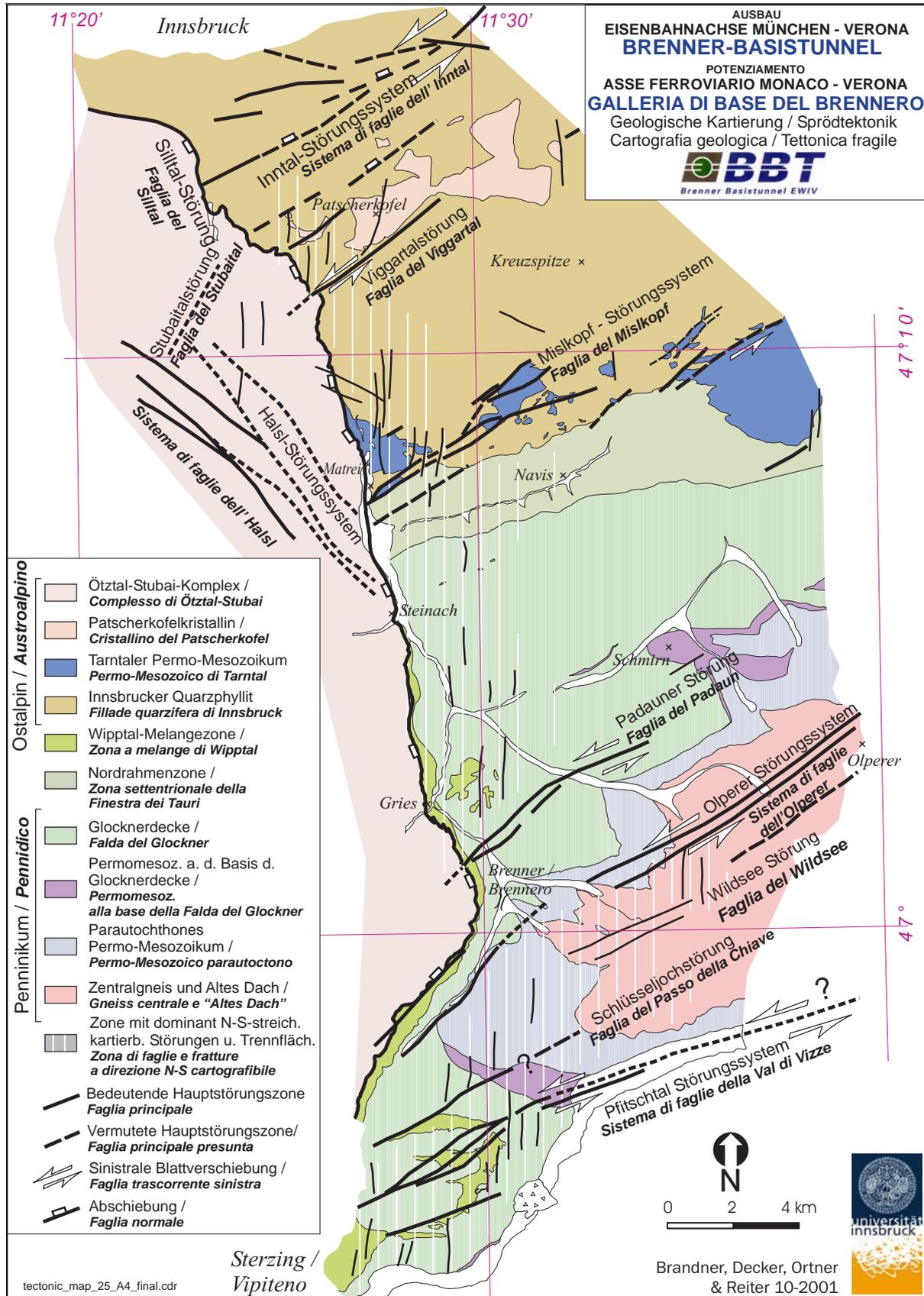


Abb. 1: Vermutete Störungen im Trassenbereich des Brenner-Basistunnels nördlich des Pfitschtals.

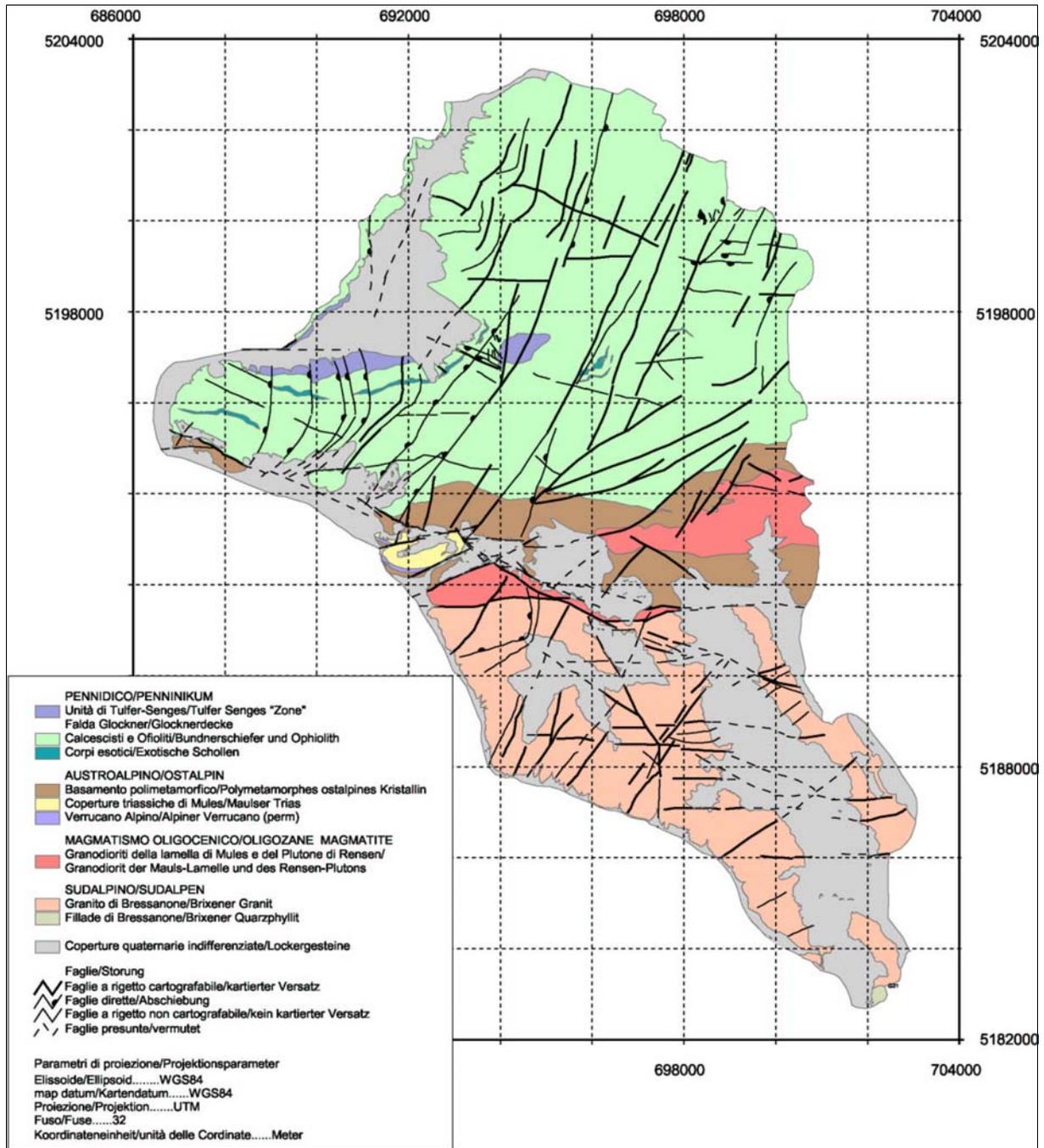
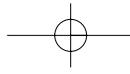


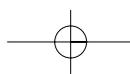
Abb. 2: Vermutete Störungen im Trassenbereich des Brenner-Basistunnels südlich des Pfitschtals.

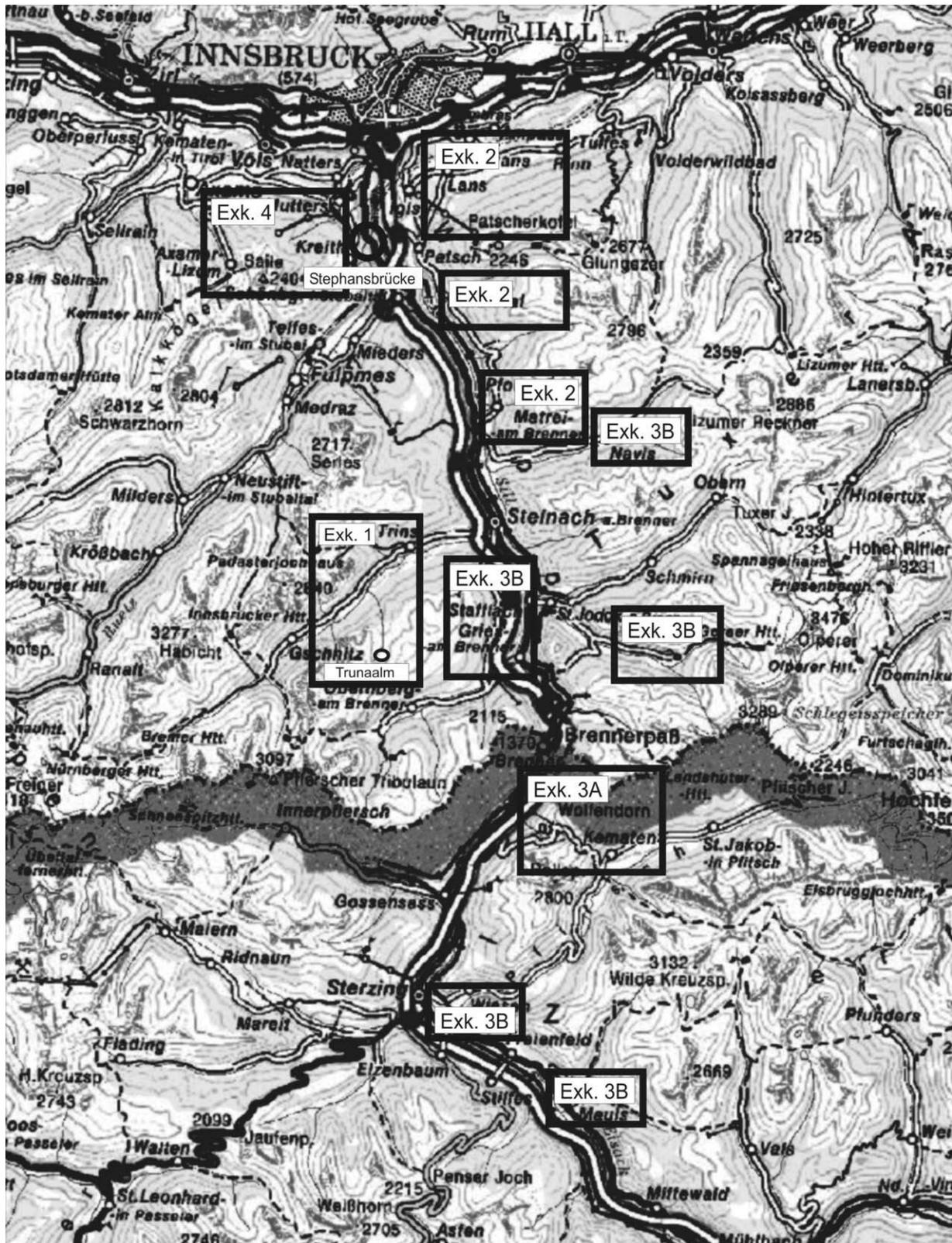
Anschrift der Verfasser

Kurt DECKER: Institut für geologische Wissenschaften, Geo-Zentrum der Universität Wien.
 Franz REITER, Rainer BRANDNER, Hugo ORTNER: Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck.
 Andrea BISTACCHI & Matteo MASSIRONI: Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova.



Exkursionen





Lage der Exkursionsgebiete

Montag, 1. 9. 2003

Exkursion 1

Thema: Steinacher Decke und Gschnitzmoräne

Fahrt mit Kleinbussen auf die Trunaalm (1900 m) - Profil durch die Steinacher Decke, die Blaser Decke und den Metamorphen Kalkkomplex. Anschließend Wanderung durch die Gschnitzmoräne.

Führung: H. KERSCHNER (Gschnitzmoräne), M. ROCKENSCHAUB (Steinacher Decke, Brennermesozoikum)

Haltepunkt: Trunaalm

Überblick über die regionale Geologie, Steinacher Decke, Blaser Decke und Brennermesozoikum.

Die Steinacher Decke wird in zwei Teildecken geteilt. Die Liegende besteht vorwiegend aus diaphthorischen Granatglimmerschiefern mit Einlagerungen von Ortho- und Paragneisen sowie Amphiboliten und Diabasgängen (Lamprophyre).

Die hangende Teildecke wird vor allem von Quarzphylliten mit Grünschiefern, Eisendolomiten und Karbonsedimenten (Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer, Anthrazit) aufgebaut.

Zwischen Steinacher Decke und Brennermesozoikum steckten Reste der Blaser Decke (z.B. Mulschrofen und am Steinacher Berg). Die Steinacher Decke wurde kretazisch gegen SE abgeschoben und das im Liegenden folgende alpidisch stark metamorphe Brennermesozoikum freigelegt.

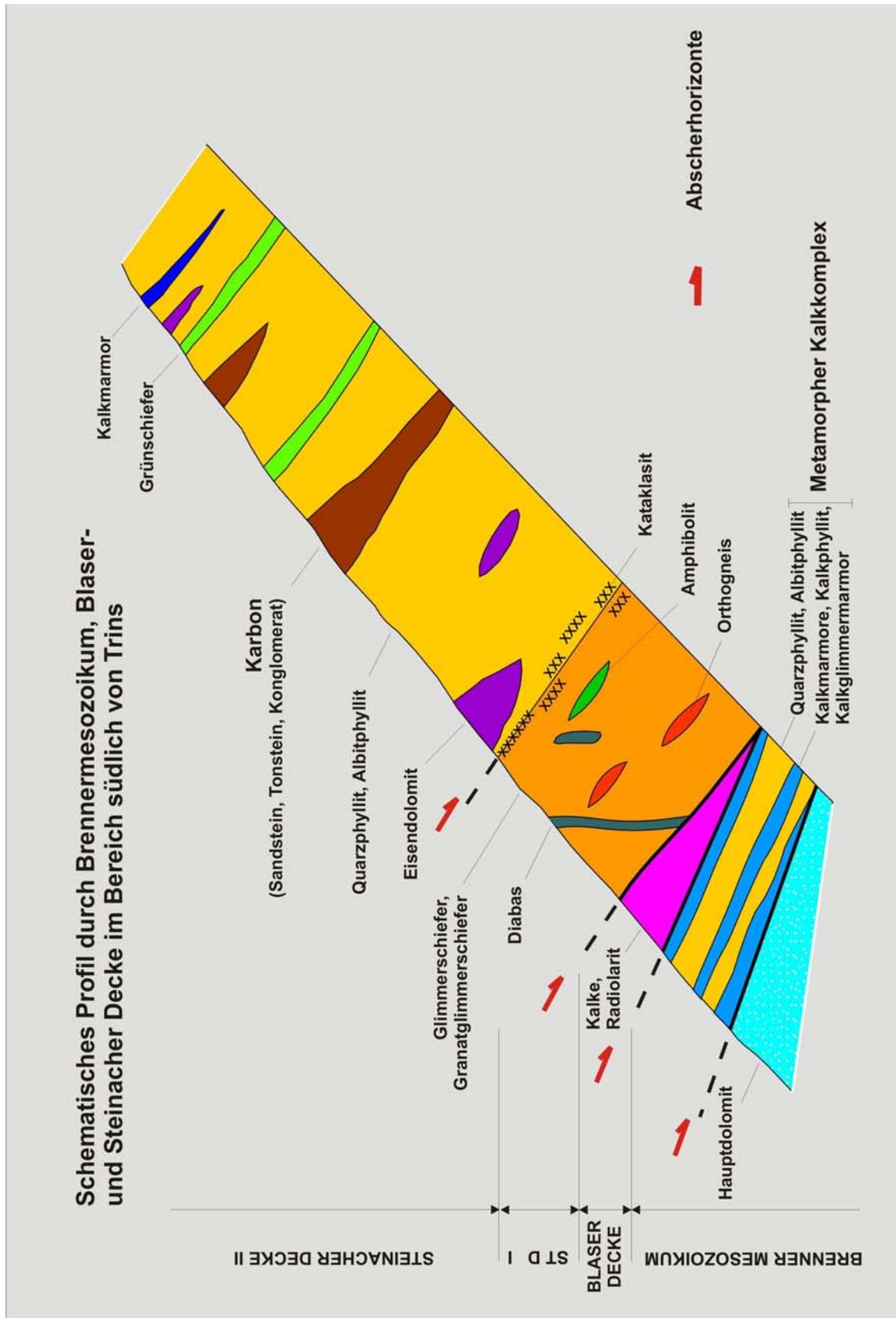


Abb. 1: Schematischer Profilschnitt durch Brennermesozoikum, Blaser Decke und die Steinacher Decke südlich von Trins.

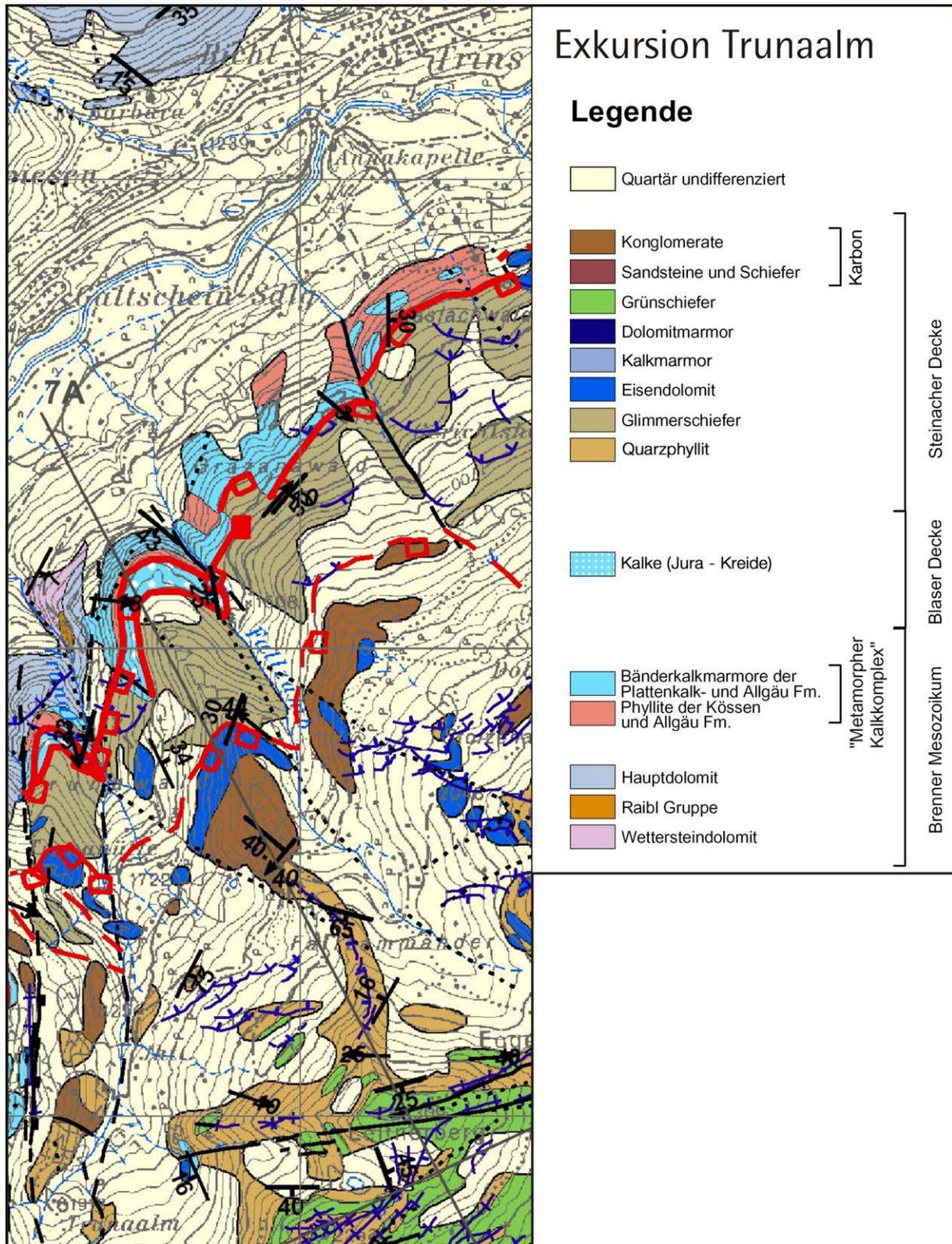


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Trins und Trunaalm.

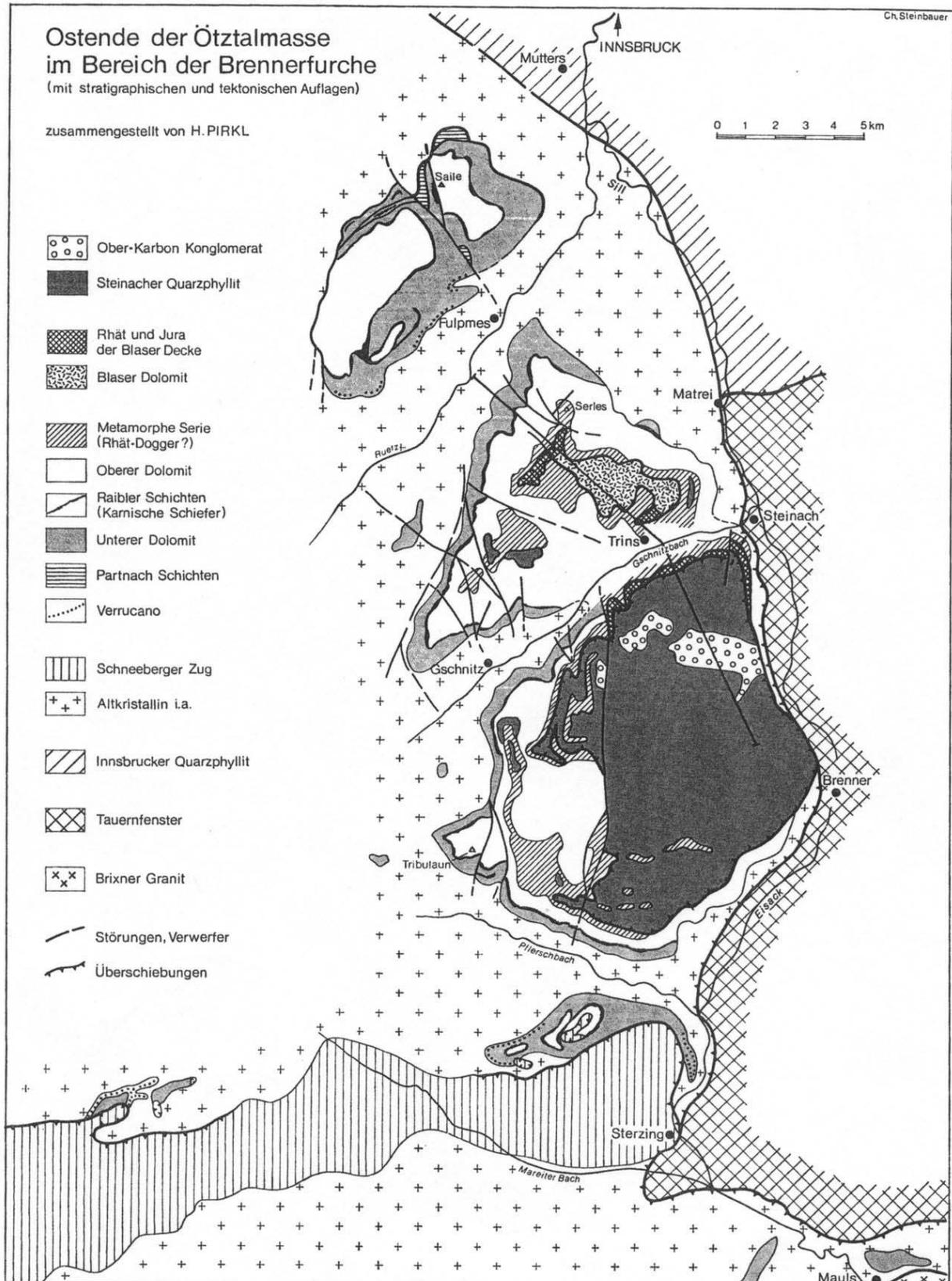


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Brennergebietes (aus R. OBERHAUSER [Red.]: Der geologische Aufbau Österreichs, Hrsg. Geologische Bundesanstalt, Wien 1980).

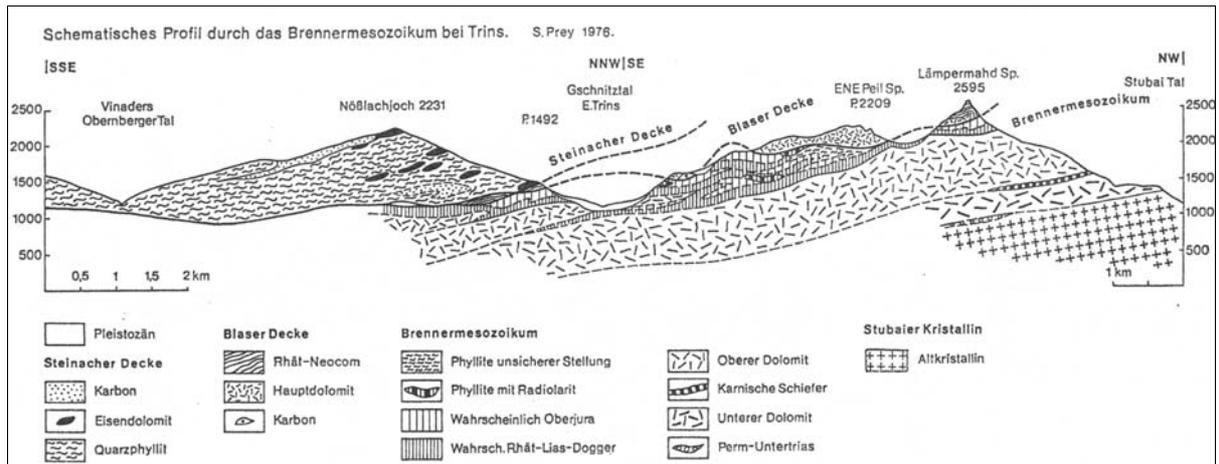


Abb. 4: Schematisches Profil durch das Brennermesozoikum bei Trins (S. PREY, Verh. Geol. B.-A., 3, Wien 1977).

GEOGR./POLIT. LAGE		GRAUBÜNDEN (SCHWEIZ)	NORD- UND SÜDTIROL (ÖSTERREICH UND ITALIEN)	OSTTIROL (ÖSTERREICH)		
GEOLOG. EINHEIT		Ducantrias Thial-Puschlin-Zone	Engadiner Dolomiten, Ortler, Jaggl	Brenner mesozoikum (s.l.) Ötzaldecke (s.s.) Blaser Decke	Kalksteiner Trias	
GROSSTEKTON. LAGE		Zentralalpin (Mitteloostalpin)		Oberostalpin Zentralalpin (Mitteloostalpin)		
ÜBERLAGERUNG		Kalkalpen Phyllitgneiszone	Ötztaler Kristallin	Paläozoikum der Steinacher Decke Blaser Decke		
ALTTERTIÄR	EOZÄN					
	PALEOZÄN		Kalkarenite			
KREIDE	OBERKREIDE	MAASTRICHT				
		CAMPAN				
		SANTON				
		CONIAC		„Scaglia“		
		TURON				
	UNTERKREIDE	ALB				
		APT				
		BARREME				
		HAUTERIVE				
		VALENDIS BERRIAS		60m		> 5-10 m Aptychenkalk (grauer Flaserkalk)
UR	MALM	TITHON				
		KIMMERIDGE				
		OXFORD				
	DOGGER	CALLOV				
		BATHON				
		BAIOC				
		AALEN				
	LIAS	TOARC				
		PLIENSBACH				
		SINEMUR				
HETTANG						
AS	RHÄT	< 350 m Oberrhätkalke 250-300 m Kössener Schichten	> 100 m Kössener Schichten oder 50 m Fraele-Formation	örtlich Brekzien?	> 100 m Kössener Schichten	
	NOR	< 700 m Hauptdolomit 10-20m Hauptdolomitbrekzie	< 1000 m Hauptdolomit	60-650 m Oberer Dolomit	> 300 m Hauptdolomit	
	KARN	< 900 m Raibler Schichten	200 m Raibler Formation (Gips, Dolomite, Rauhacker)	< 85 m Raibler Schichten		
RM.	LADIN	400-480 m Arlbergkalk und Arlbergdolomit	100 m Vallatscha-Formation bzw. Wettersteindolomit	200-400 m Unterer Dolomit		
	ANIS	0-60 m Mittlere Rauhacke < 120 m Muschelkalk	80m Türettas- Formation 60m Scarl- Formation Alpiner Muschelkalk	?dünn-schiefrige Dolomite und Tonschiefer		
TU.	SKYTH	20-25 m Untere Rauhacke „Buntsandstein“	60m Fuorn-Format. < 450 m Chazfora- Formation Münsterlater Verrucano	wenige m Alpiner Verrucano		
PERM bzw. PERMOSKYTH		< 450 m Alpiner Verrucano (mit Quarzporphyr)	< 400 m Ruina- Formation			
UNTERLAGERUNG		Ostalpines Kristallin (Silvrettakristallin)	Ostalpines Kristallin (Sesvennakristallin)	Ostalpines Kristallin Ötztaler Kristallin	Oberkarbon und Quarzphyllit? (Steinacher Decke?) Ostalpines Kristallin (Kristallin des Defereggeng Gebirges)	

Abb. 5: Stratigraphische Tabelle, Zentralalpin Westösterreich, zusammengestellt von W. SCHNABEL (aus R. OBERHAUSER [Red.]: Der geologische Aufbau Österreichs, Hrsg. Geologische Bundesanstalt, Wien 1980).

2. Haltepunkt: Gschnitzmoräne

Siehe Beitrag H. KERSCHNER

Mittwoch, 3. 9. 2003

Exkursion 2

Thema: Quartär des nördlichen Wipptales, Brennerabschiebung, Innsbrucker Quarzphyllitzone, Tarntaler Permomesozoikum

Fahrt von Trins zum Lanser Moor. Leichte Wanderung (Wanderwege) im Bereich des Lanser Moores. Aufschlüsse im Nahbereich von Straßen und Wegen zwischen Patsch und Matri.

Führung: S. BORTENSCHLAGER, B. FÜGENSCHUH, N. MANCKTELOW, A. NOWOTNY, G. PATZELT, G. POSCHER, M. ROCKENSCHAUB.

1. Haltepunkt: Stephansbrücke

Brennerabschiebung

Ultrakataklasite und fault gouges der Silltallinie. Silltallinie stellt den spröden Anteil der Brennerabschiebung dar. Im Hangenden der Abschiebung findet sich das Ötz-Stubaikristallin, im Liegenden der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex. Entlang der Abschiebung und an der Silltallinie kam es zur Bildung von z.T. sehr mächtigen Ultrakataklasiten und fault gouges.

Neben Zonen sehr starken Zerreibens und kataklastischen Fließens bildeten sich auch diskrete Brüche. Die Brennerabschiebung ist seit dem Miozän aktiv und auch für die rezenten Beben im Wipptal verantwortlich.

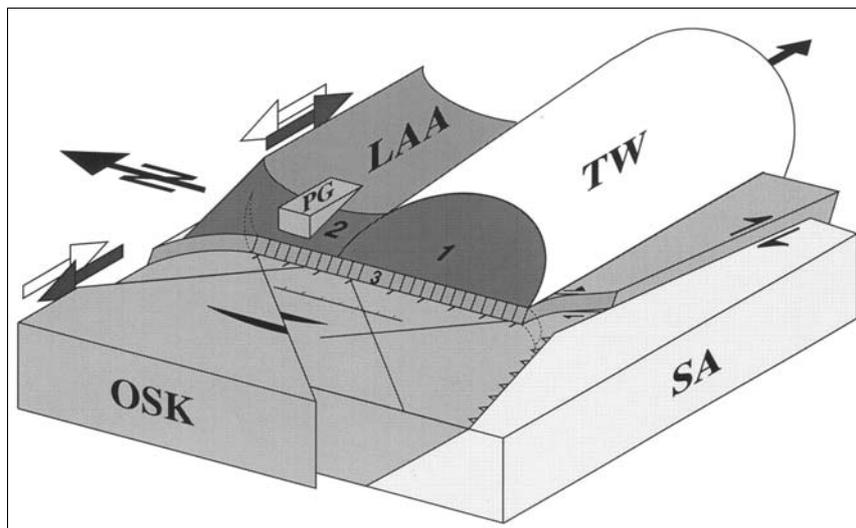


Abb. 1: Blockbild zur Geologie am Westende des Tauernfensters und Geometrie der Brennerabschiebung (B. FÜGENSCHUH, 1997).

Mineralogie, Korngrößenverteilung und Verwendung:

Der Mylonit der Stefansbrücke ist ein exotischer Sonderfall innerhalb der reichen Palette an österreichischen Ziegeleirohstoffen (CZURDA, 1984). Der fault gouge bildet die Kontaktzone des tektonisch tieferen Innsbrucker Quarzphyllits zur tektonisch höheren Ötztal-Stubai Masse. Es handelt sich um ein Aufarbeitungsprodukt des Innsbrucker Quarzphyllites mit untergeordneten Anteilen des Ötztal-Stubai Altkristallins.

Die beiden analysierten Mylonitproben (Tab. 1) weisen Anteile der Fraktion <2 µm zwischen 20 und 30 Gew.% auf, die sandig-kiesige Komponente liegt bei 20 bzw. bei 40 Gew.%. Bei der Korngrößenverteilung ist zu bedenken, dass der „Mylonit“ kein Sediment darstellt. Die sandig-kiesigen Komponenten sind z.T. Quarze (aus dem Innsbrucker Quarzphyllit), z.T. noch Gesteinsbruchstücke. Wendet man die Nomenklatur nach MÜLLER (1961) und FÜCHTBAUER (1959) dennoch an, sind die beiden Proben als Tonsilt bzw. als Sandsilt anzusprechen. In der WINKLER-Darstellung (1954) fällt eine der Proben in den höherwertigen Gitterziegelbereich, die andere in das normale Mauerziegelfeld. Die Mineralogie ist karbonatfrei. Quarz liegt bei ca. 20 Gew.%, Feldspat um 10 Gew.%. Die Schichtsilikatanteile, die für die Plastizität des „Mylonites“ und damit für dessen Einsatz in der Ziegelherstellung verantwortlich zeichnen, sind beträchtlich hoch und werden neben der Chloritgruppe von der Illit/Hellglimmer-Gruppe beherrscht. In geringen Prozentsätzen sind aufweitbare Dreischichtminerale in Form der Smektit- bzw. Vermikulitgruppe nachgewiesen. Die Vermikulite könnten auf Biotite aus dem Ötztal-Stubai-Kristallin zurückzuführen sein.

Der Mylonit der Stefansbrücke hat in der Ziegelherstellung Verwendung gefunden Er wurde in der Mayr'schen Ziegelei bei Arzl nahe Innsbruck vermutlich als Auffettungsmaterial von quartären Bänder-tonen eingesetzt.

Literatur

- CZURDA, K.A. & BERTHA, S.: Verbreitung und Rohstoffmäßige Eignung von Tonen und Tongesteinen in Nordtirol. - Arch. f. Lagerst.forsch., Geol. B.-A., 5, S. 15-28, Wien 1984.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl und Kohle, 12/8, 605-613, Hamburg 1959.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. - Neues Jahrbuch d. Mineralogie, S. 148-163, Stuttgart 1961.
- WINKLER, H.G.F.: Bedeutung der Korngrößenverteilung und des Mineralbestandes von Tonen für die Herstellung grobkeramischer Erzeugnisse. - Ber. Dt. Keram. Ges., 31, 337-343, Bonn 1954.

2. Haltepunkt: Lanser See

Quartär

Der Lanser See sowie 2 weitere kleine Seen liegen in einer glazialen Erosionsrinne, die von Neugötzens über Natters, Vill Lans, Sistrans bis Rinn nahezu parallel zum Inntal verläuft. Die quartäre Füllung dieser Rinne besteht aus Grundmoräne, darüber Terrassensedimente und Diamikt. An mehreren Stellen vor allem im E Bereich zwischen Lans und Sistrans fehlt quartäre Bedeckung. Dieses wellige und rundbuckelige Gelände zeichnet sich durch längsgerichtete Hügel aus, welche als Drumlins gedeutet werden (HEISSEL, 1954). Hier sind ausgeprägte Gletscherschliffe zu beobachten.

Dieser Beitrag wurden entnommen aus:

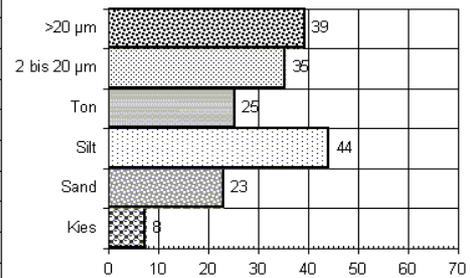
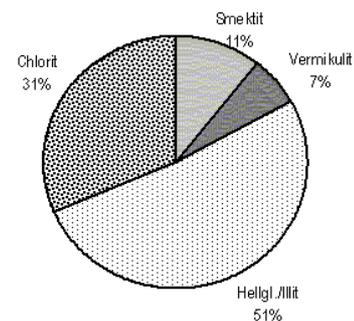
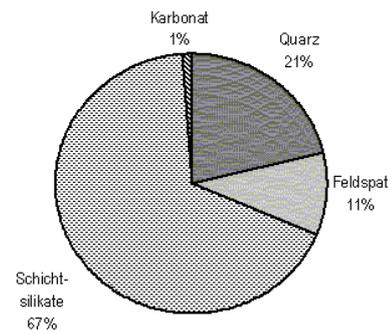
- G. PATZELT mit Beiträgen von S. BORTENSCHLAGER u. G. POSCHER: DEUQUA 1996 - Exkursionsführer, Exkursion 1: Tirol: Ötztal - Inntal. - Inst. f. Hochgebirgsforschung, Innsbruck 1996.

Mylonit Stefansbrücke:

Gesamtmineralogie:				
	Mittelwert	Probe 1501	Probe 1502	Stdabw.
Quarz	21.0	22	20	1.4
Feldspat	10.5	13	8	3.5
Schichtsilikate	67.5	63	72	6.4
Karbonate	1.0	2	0	1.4
Sonstige	-	0	0	-

Tonmineralogie der Fraktion < 2 µm:				
	Mittelwert	Probe 1501	Probe 1502	Stdabw.
Smektit	10.5	21	0	14.8
Vermikulit	6.5	0	13	9.2
Hellglimmer/Illit	51.5	48	55	4.9
Chlorit	31.5	31	32	0.7
Kaolinit/Fireclay	0.0	0	0	0.0

Korngrößenverteilung:				
Gew. %	Mittelwert	Probe 1501	Probe 1502	Stdabw.
Kies	7.5	13	2	8.1
Sand	23.0	27	20	5.0
Silt	44.1	41	48	4.9
Ton	25.3	20	31	8.2
2 bis 20 µm	35.4	31	39	5.6
>20 µm	39.3	49	30	13.7



Tab. 1: Gesamtmineralogie, Tonmineralogie der Fraktion <2 µm und Korngrößenverteilung von zwei Proben aus dem "Mylonit" der Stefansbrücke.

Lanser See

Der Lanser See (840 m) liegt auf der Inntalerrasse in einer Toteismulde. Der kleine See hat keinen oberflächlichen Zufluss und ist daher nicht verlandet. In einer Bucht des östlichen Seeufers konnte sich seit dem Eisfreiwerden ungestört ein Moor entwickeln, das zu einer Schlüsselstelle für die Untersuchung der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Inntal geworden ist. Das Moor wurde wiederholt pollenanalytisch bearbeitet (BORTENSCHLAGER, 1984a). Die ersten Radiokarbonaten des Profils wurden im ¹⁴C-Labor in Hannover (D) bestimmt. Eine Wiederholung der Analyse mit einer zweiten Datenserie, die im ¹⁴C-Labor in Gronningen (NL) gemessen wurde, ergab gute Übereinstimmung. In Abb. 1 sind im Ausschnitt eines Pollenprofils (nach BORTENSCHLAGER, 1984 b) beide Datenserien eingetragen.

Nach dem Basisdatum war das Gebiet vor mindestens 14.000 ¹⁴C-Jahren eisfrei. Mit dem Hinweis auf die Datierungen in der Tongrube von Baumkirchen ist damit der Zeitraum für die letzte, würmzeitliche Vergletscherung des Inntales auf weniger als 10.000 Jahre eingeschränkt.

Die Wiederbewaldung mit pinus und betula beginnt mit dem steilen Anstieg der Baumpollen in 900 cm Profiltiefe in einem Zeitraum kurz nach 13.000 BP.

In der Jüngerer Dryaszeit wird das Gebiet nicht mehr waldfrei. Der Beginn des Holozäns mit der endgültigen Erwärmung auf gegenwärtige Klimaverhältnisse zeichnet sich in 825 cm Profiltiefe mit einer raschen Verbreitung des Eichenmischwaldes deutlich ab.

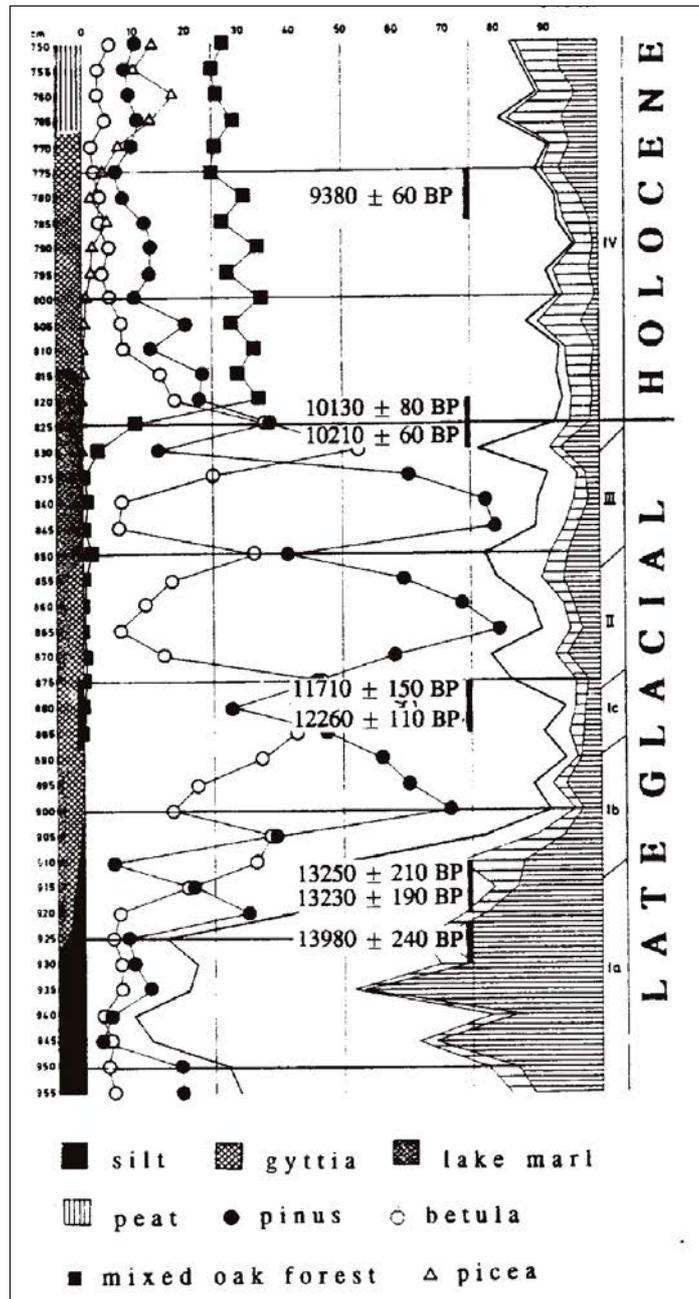


Abb. 2: Ausschnitte aus dem Pollenprofil des Moores beim Lanser See (BORTENSCHLAGER, 1984a,b).

Literatur

BORTENSCHLAGER, S. (1984 a): Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial: Das Moor beim Lanser See III. Ein Typprofil für die Ostalpen. - *Dissertationes Botanicae*, 72 (Festschrift Welten), 71-79.

BORTENSCHLAGER, S. (1984 b): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols 1. Inneres Ötztal und unteres Inntal. - *Berichte des natuwiss.-medizinischen Vereins Innsbruck*, 71, 19-56.

3. Haltepunkt: Lanser Kopf und Umgebung

Innsbrucker Quarzphyllitkomplex

Die Basis der quartären Sedimente ist der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex. Anstehend finden sich diese Gesteine südlich des Lanser Sees am Lanser Kopf. Nach MOSTLER et al. (1982) lässt sich der Innsbrucker Quarzphyllit in drei Teile untergliedern. An der Basis, die in das Ordovic gestellt wird, liegt eine Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie, darüber die silurische Karbonat-Serizitphyllit-Serie und als hangendste Serie die Schwarzschiefer-Karbonat-Serie des Devons. Letztere ist durch Conodonten fossilbelegt. Das Profil des Lanser Kopfes lässt sich gut in das schematische stratigraphische Profil einpassen, das aber hauptsächlich auf Vergleichen mit der Grauwackenzone beruht. An der Basis finden sich Grünschiefer und Porphyroide bzw. porphyrische Orthogneise. Auf Grund neuer Kartierungsdaten scheint diese Serie mit den präalpidisch höher metamorphen Anteilen der Innsbrucker Quarzphyllitzone (Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Paragneis, Quarzite, Amphibolite und Orthogneiskörper) in Zusammenhang zu stehen.

Darüber folgt ein Bereich mit Einschaltungen von grobkristallinen weißen Kalkmarmoren bis Bänderkalkmarmoren. Der Gipfel des Lanser Kopfes besteht aus Quarzphylliten und Schwarzschiefern mit Einschaltungen von mächtigem Dolomitmarmor, der den Gipfelbereich aufbaut. Für die stratigraphisch höchste Serie, die Schwarzphyllit-Karbonat-Serie, belegen Conodontenfunde aus den Metakarbonaten (HÖLL & MAUCHER, 1967) ein obersilurisches bis unterdevonisches Alter.

Der großräumige Bau

Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex liegt als große liegende Isoklinalfalte bzw. als Relikt einer solchen vor (ROCKENSCHAUB 1996, Jb. Geol. B.-A.).

Im Kernbereich finden sich höher metamorphe Granatglimmerschiefer mit vereinzelt Amphibolitlagen. Im Liegenden und im Hangenden bestehen Übergänge (von Granat- über Biotit- zu Albit-Chlorit-Zone) zu den schwächer metamorphen Innsbrucker Quarzphylliten.

Diese Struktur wird besonders deutlich von den Karbonat- und Grünschieferzügen nachgezeichnet. Im Norden des Grates Patscherkofel - Glungezer findet sich der aufrechte Schenkel, im topographisch tiefsten (Silltal) und im Süden (Artztal, Navistal) liegt der inverse Schenkel vor, wobei die Strukturen im südlichsten Anteil komplexer sind. Hier spielen jüngere Deformationen (Überschiebung und/oder Einfaltung des Tarntaler Mesozoikums) eine Rolle. Ab südlich der Artztal beginnt diese Zone der Überprägung und südvergente Faltung (steil nordfallende teilweise als Hauptschieferung ausgeprägte Achsenebenen). Von dieser Faltung ist auch der Tauernfenster-Nordrand betroffen.

4. Haltepunkt: Eilbögen

Höher metamorpher Anteil des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes

Bei Eilbögen ziehen Glimmerschiefer und teilweise kleine Granate führende Glimmerschiefer bis zum Silltal. Diese Gesteine haben ihre Hauptverbreitung zwischen Gamslahnerspitze und Kreuzspitze. Die Hellglimmer sind deutlich grobkörniger als in den typischen Quarzphylliten. Diese Glimmerschiefer führen neben dem meist chloritisierten Granat (Durchmesser von unter 1 mm bis fast 10 mm) auch Biotit, der ebenfalls großteils Chloritisierung zeigt.

Südlich dieser Zone, d.h. im Liegenden, folgt die typische niedriger metamorphe Quarzphyllitserie mit ihren Grünschiefer-, Marmor-, Schwarzschieferzügen, usw.

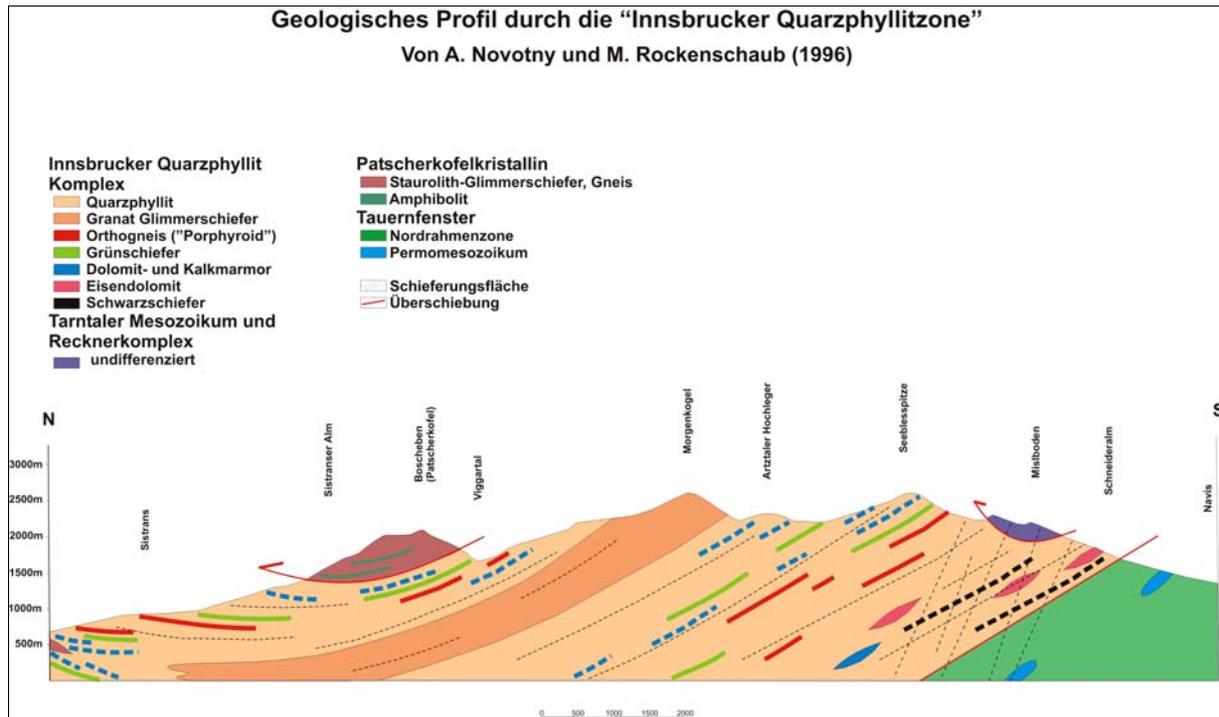


Abb. 3: Profil durch den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex; im zentralen Bereich liegen die höher metamorphen Glimmerschiefer; umhüllt werden diese von den niedriger metamorphen Serien.

5. Haltepunkt: Matri/Brenner

Tarntaler Mesozoikum und Recknerkomplex

Am Matrier Schlossberg und im Silltal stehen Metasedimente des Tarntaler Mesozoikums und Ultrabasite samt primär auflagernden Metasedimenten des Recknerkomplexes an.

Alter der Blauschiefermetamorphose

Die Lagerungsverhältnisse dieses Teiles des Tarntaler Mesozoikums sind nicht ganz klar. Einerseits könnte sie fensterartig aus dem Liegenden des Quarzphyllitkomplexes auftauchen, andererseits wäre es auch denkbar, dass dieser Teil des Mesozoikums vom Hauptvorkommen Mieslkopf mit der Brennerabschiebung nach Westen abgeschoben wurde, also im Hangenden der Quarzphyllite liegt.

Grundsätzlich repräsentieren diese Gesteine einen oberjurassischen bis kretazischen passiven Kontinentalrand und den anschließenden Kontinent-Ozean-Übergang. Einerseits kommt es zur massiven Breccienbildung und zum Abgleiten von Großschollen, andererseits wird direkt auf dem freiliegenden Mantel sedimentiert.

Der Recknerkomplex besteht aus Ultramafiten, Ophikarbonaten, Metabasiten (Blau- und Grünschiefern) und kleineren Gabbrovorkommen. Die Ultrabasite bestehen überwiegend aus primitiven Lherzolithen (Sm/Nd-Alter 187 ± 14 Ma [MEISL, 1997]), in denen primärer Klinopyroxen weit verbreitet ist. Olivin und Orthopyroxen sind vollständig serpentinisiert. Vollständig serpentinisierte Harzburgite und Dunit finden sich wie Gabbrolinsen (Mg-Gabbros und Ferrogabbros) nur untergeordnet.

Blauschiefermetamorphose

Reckner Decke und Reckner Komplex erfuhren eine einheitliche blauschieferfazielle Metamorphose mit der Bildung von Alkali amphibolen (Riebekite bis Mg-Riebekite) und Alkalipyroxenen (Jadeit bis 40 Mol%) bei Temperaturen zw. 360 und 370°C und Drucken bei ca. 9 kbar. Das Alter der Hochdruckmetamorphose liegt vermutlich zwischen 40 und 60 Ma.

Die Hochdruckparagenese wird von einer jungalpidischen Metamorphose bei ca. 400°C und ca. 4 kbar überprägt.

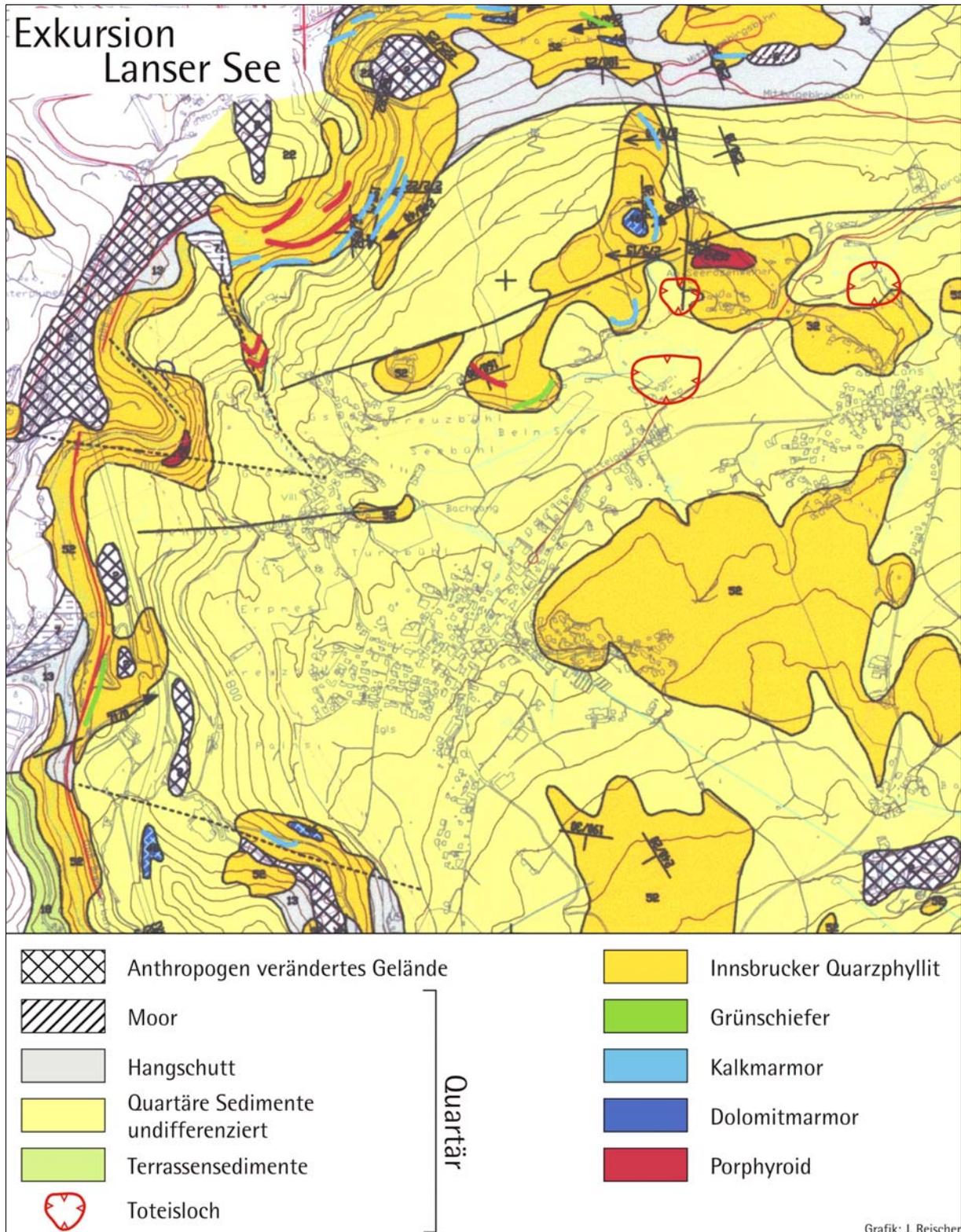


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte des Gebietes um der Lanser See.

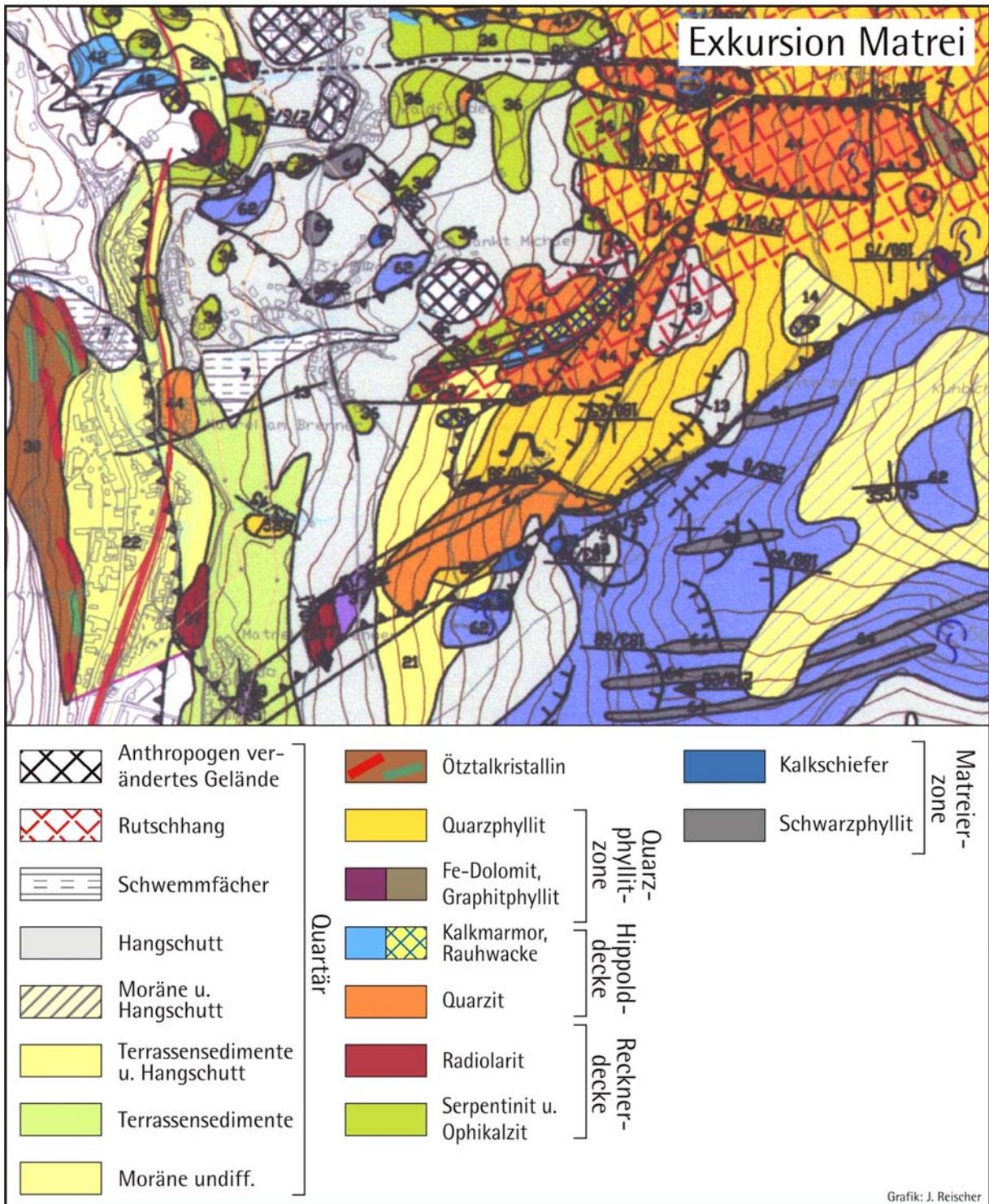


Abb. 5: Geologische Übersichtskarte des Gebietes um Matrei/Brenner.

Donnerstag, 4. 9. 2003

Thema: Tauernfenster

Exkursion 3A

Bei Schönwetter

Hochstegenentwicklung, Wolfendordecke, Kalkwandstangentrias, Glocknerdecke.

Fahrt von Trins auf den Brennerpass und die Zirogalm (1800 m). Hochalpine Wanderung auf das Schlüsseljoch (2212 m), die Flatschspitze (2566 m), Abstieg zum Flatschjoch (2395 m) und Abstieg auf einem Fahrweg zur Luegeralm (1600 m).

Diese Exkursion zeigt ein Profil vom Zentralgneis und seinen permomesozoischen Metasedimenten bis zur Glocknerdecke inklusive der Permomesozoika im Liegenden der Glocknerdecke.

Von der Zirogalm führt der Weg durch Gesteine der Wolfendordecke bis zum Schlüsseljoch. Südlich des Schlüsseljoches baut sich die mächtige Kalkwandstange auf. Sie bildet die tektonische Basis der Glocknerdecke (Äquivalent zur Seidlwinkel-Modereckdecke) und besteht aus permotriassischen Sedimenten, wobei die Mitteltrias fossilbelegt ist.

Auf dem Weg zum Gipfel des Flatschjoches und am Abstieg zum Flatschjoch stehen die Metasedimente der Kaserer Serie an, deren Basis Liasquarzite, braune Doggerkalkmarmore und der Hochstegenmarmor bilden. Zwischen den Jurametasedimenten und der Kaserer Serie besteht ein sedimentärer Zusammenhang. Der sedimentäre Übergang kann eindrucksvoll in den Wänden S des Flatschjoches studiert werden.

Im Liegenden der Wolfendordecke folgt die Hochstegenzone, die in Form einer riesigen Isoklinalfalte, die im Pfitschtal schließt, vorliegt und die gegen W mittelsteil abtaucht.

Exkursion 3B

Bei Schlechtwetter

Querprofil durch das Tauernfenster. Aufschlüsse im Nahbereich und entlang von Wegen und Straßen.

Navistal

Aufschlüsse in der Nordrahmenzone, entlang von Wegen, kurze Wanderungen. Gallenschrofen und weitere Schollen in der Nordrahmenzone. Die Nordrahmenzone ist der intensiv tektonisierte Randbereich des nordwestlichen Tauernfensters, in dem zahlreiche Schollen unterostalpinen Gesteine oder ganzer Schichtverbände (Gallenschrofen, ca. 1,5 km lang) eingelagert sind. Der Gallenschrofen beinhaltet Schichtglieder vom Permoskyth bis zur Mitteltrias.

Quarzmylonite an der Straße von Steinach nach Nösslach

Diese Skythquarzite gehören dem Unterostalpin an. Die Quarzgefüge sind im Wesentlichen gekennzeichnet durch Subkornrotationsrekristallisation, die Texturen zeigen asymmetrische Gürtelverteilungen (single und Typ I Kreuzgürtel) mit intermediären Maxima. Sowohl die Mikrostrukturen als auch die Texturen sind indikativ für Mylonitisierung unter Bedingungen der mittleren bis unteren Grünschieferfazies.

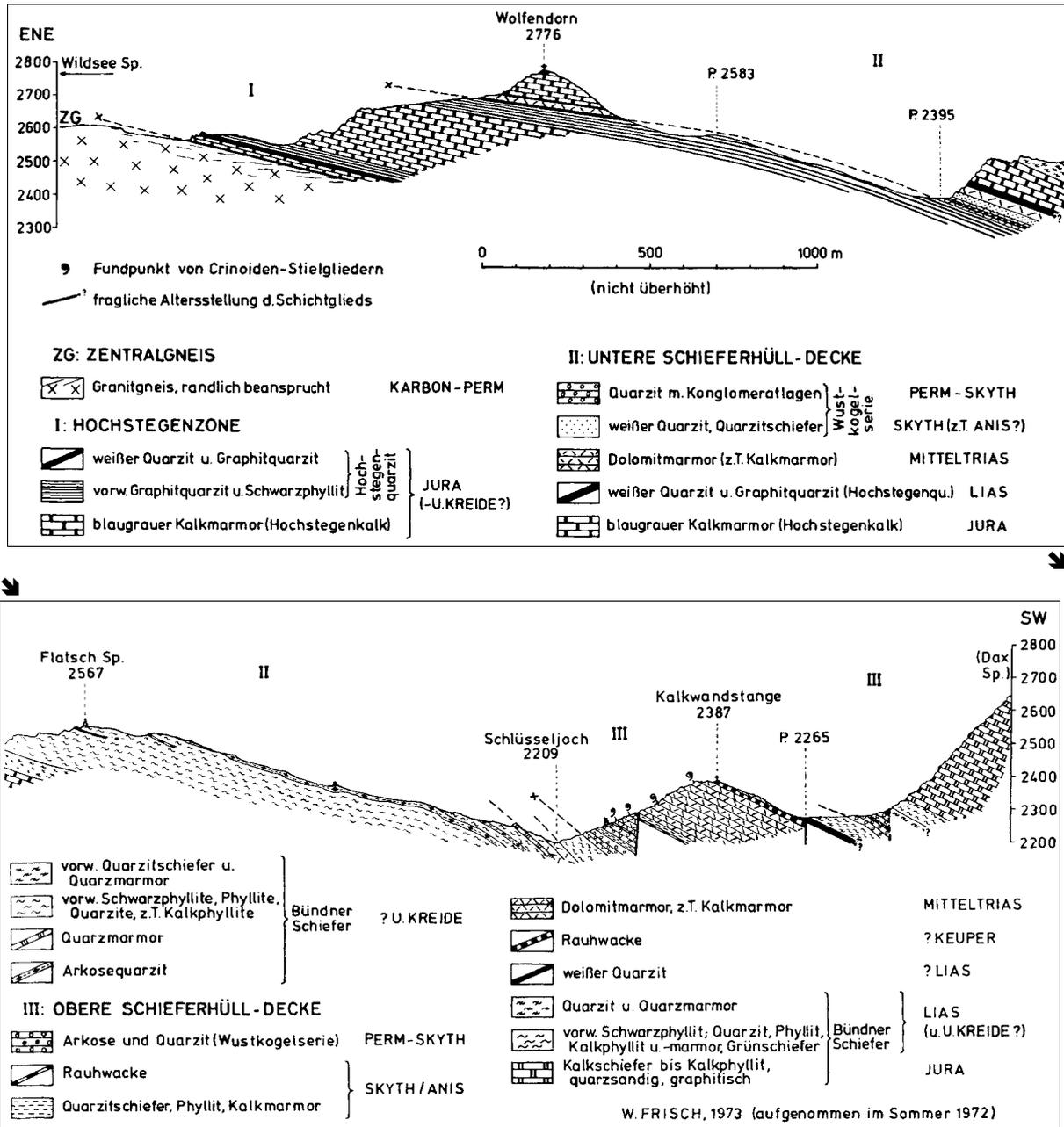


Abb. 1: Profil durch die Tauern-Schieferhülle am Wolfendorn SE vom Brenner (aus W. FRISCH: Ein Typprofil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol, Verh. Geol. B.-A., 2-3, 201-221, Wien 1975).

Exkursion Flatschspitze

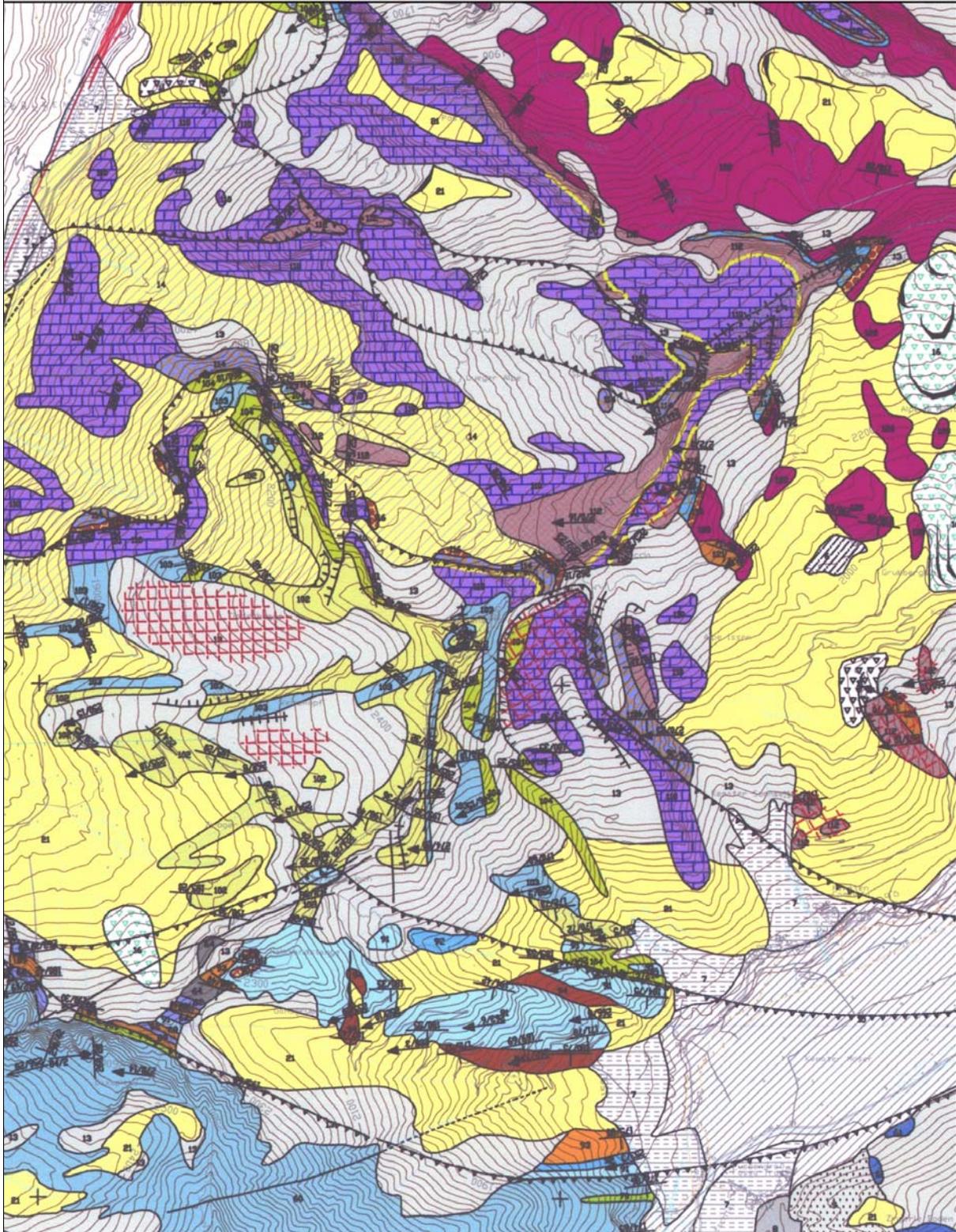


Abb. 2: Geologische Karte des Gebietes um die Flatschspitze.

Exkursion Gallenschrofen

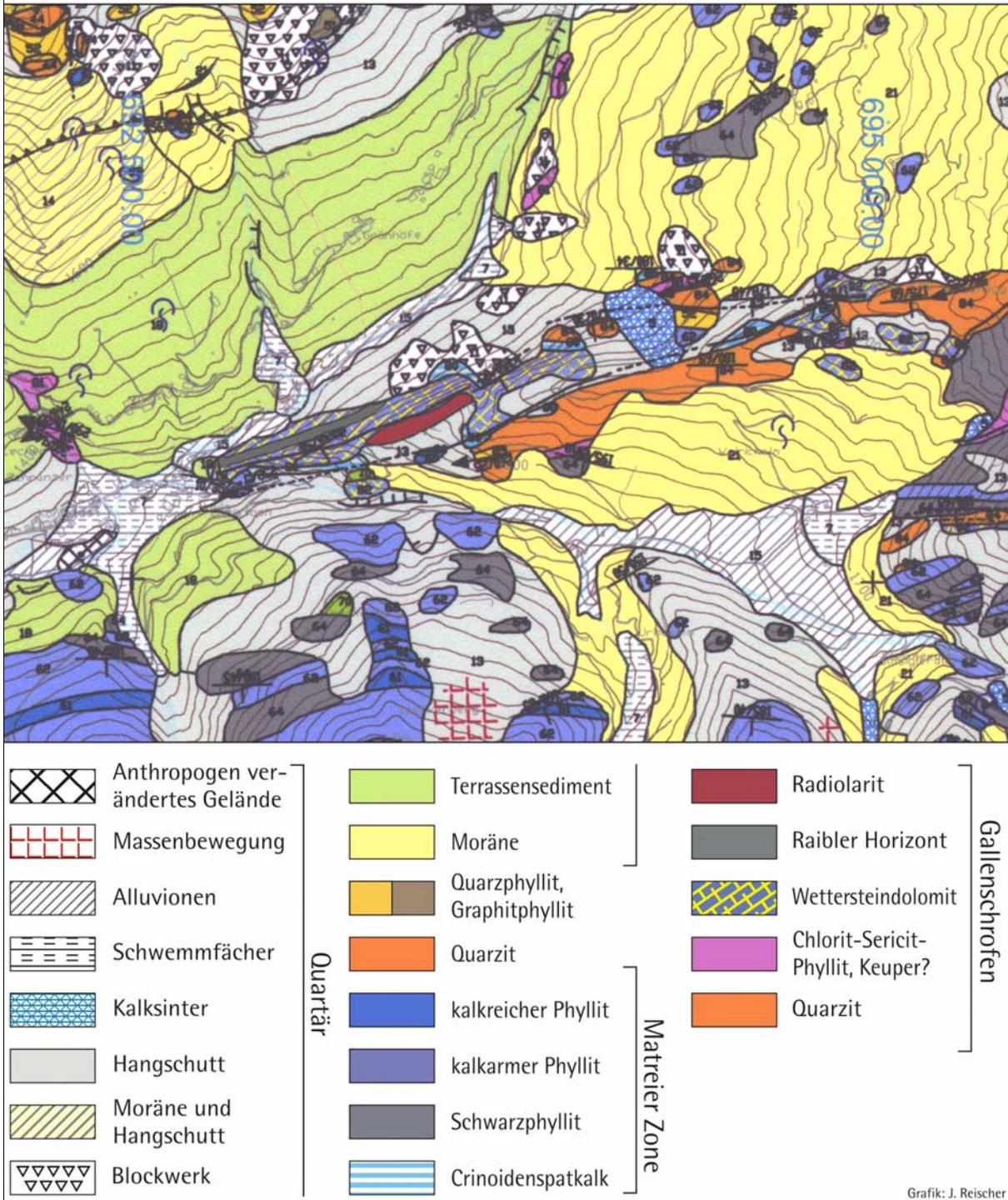


Abb. 5: Geologische Karte des inneren Navistales mit dem Gallenschrofen.

Entlang der Nösslach-Straße

Wiederholt Vorkommen von kataklastisch überprägten Dolomitmyloniten. Die Dolomite des Brennermesozoikums zeigen eine mylonitische Foliation und SE-NW-orientierte Streckungslineationen, die im Zusammenhang mit spät-kreidezeitlicher Dehnungstektonik stehen. Im Zusammenhang mit der Aktivität der Brennerabschiebung wurden diese Mylonite stark kataklastisch überprägt.

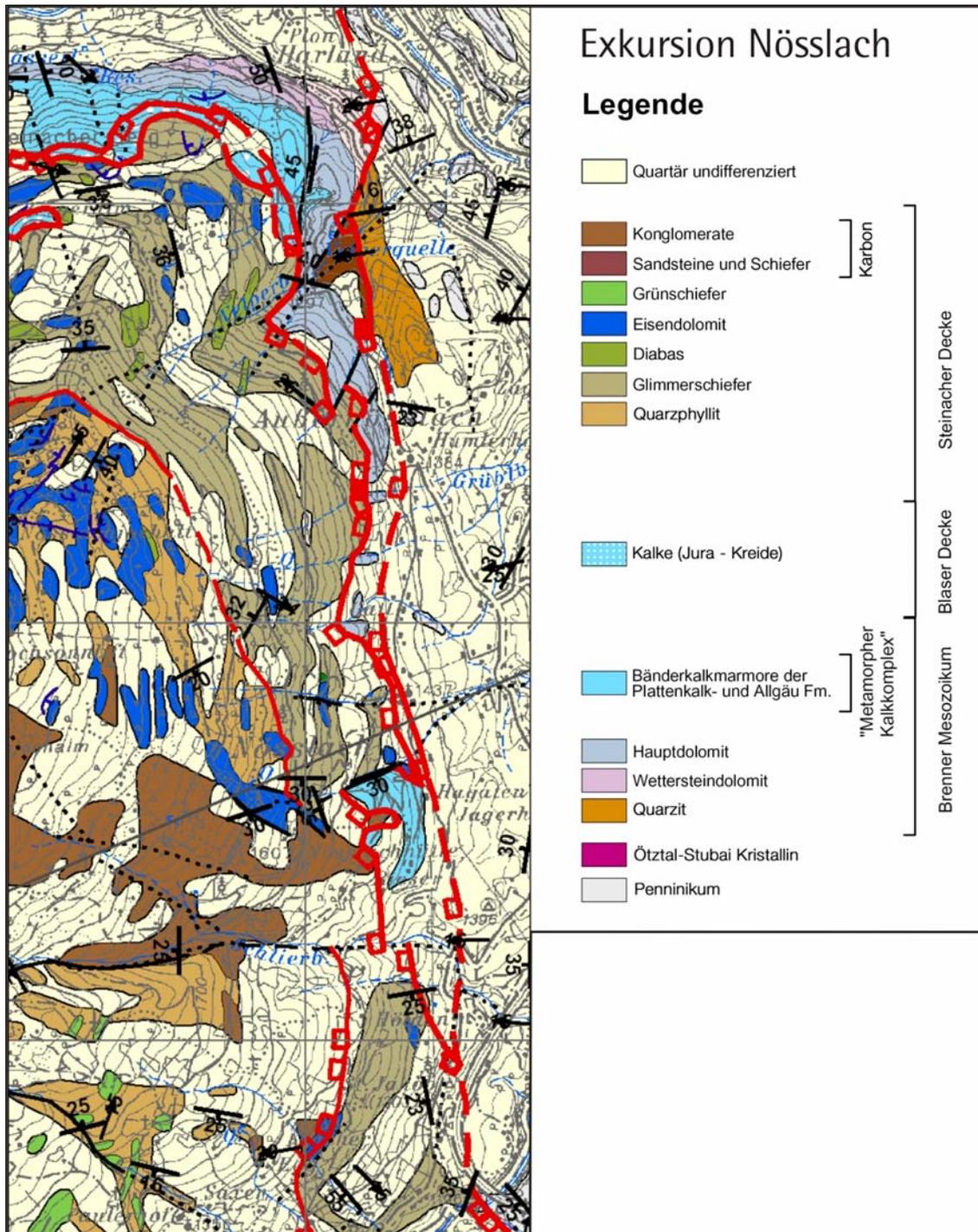


Abb. 6: Geologische Karte des Gebietes Nösslach.

Valstal

Ein Blick vom Gasthaus Touristenrast nach E und S zeigt das Abtauchen des Tuxer Zentralgneiskerns. Hangend folgen die Gesteine des Alten Daches. Es handelt sich dabei um feinkörnige Biotitgneise in Wechsellagerung mit Amphiboliten. Liegend der Hochstegenzone, die über dem Alten Dach folgt, liegt teilweise Basiskalk. Darüber finden sich schwarze Quarzite, manchmal Disthenquarzite des Lias, weiters Hochstegenkalk. Der Hochstegenkalk ist meist als zuckerkörniger blaugrauer Kalkmarmor ausgebildet. Aufschlüsse dieses Gesteins finden sich direkt N des Haltepunktes.

Gegen W hangend des Hochstegenkalkes liegt die Kaserer Serie der Unterkreide, die sich in 3 Abschnitte untergliedern lässt: basal eine Wechsellagerung von Quarzit, Arkosen und Quarzphyllit mit

Einschaltungen von Triasschollen, darüber eine kalkreiche Lage, meistens Kalkmarmore und Kalkphyllit, und als hangendstes Schichtglied Schwarzphyllit teilweise mit Arkosen wechsellagernd.

Gegen W zum Ausgang des Vals-Tales wird die Kaserer Serie überlagert von Gesteinen der Glockner Decke. An der unmittelbaren Basis tritt Permotrias der Modereck-Seidlwinkeldecke in Schollen auf, hangend folgt eine Wechsellagerung von Bündnerschiefern, teils kalkreich mit Schwarzphyllit- und Chloritphylliteinschaltungen, teils kalkarme Phyllite.

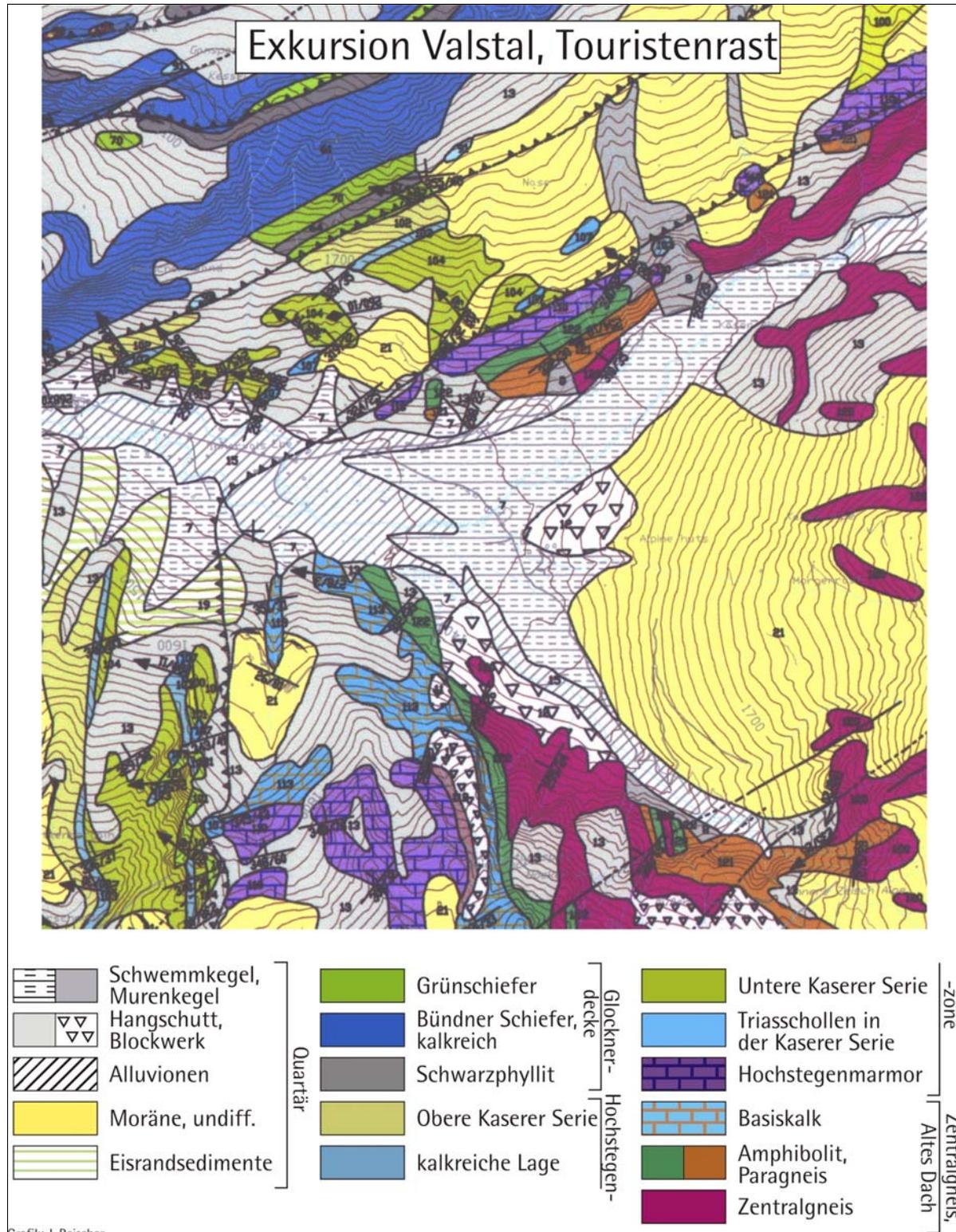


Abb. 7: Geologische Karte des Valsertales.

Brennerpass

Mylonite der Brennerabschiebung, Zentralgneis. Die stark duktil verformten Gesteinen der oberen Schieferhülle (Bündnerschiefer) zeigen ein streng E-W-verlaufendes Streckungslinien und ausgezeichnete Schersinnkriterien mit konsistent top-W-gerichteter Kinematik. Die Gneise der unteren Schieferhülle stellen die Basis der insgesamt ca. 1 km mächtigen Scherzone der Brennerabschiebung dar und zeigen im Wesentlichen Verformung, die zur prä-neogenen Geschichte des Tauernfensters zählt.

Burg Sprechenstein

Ostalpiner Gneis und Amphibolit. Die durchgehende Kartierbarkeit des Amphibolitzuges über das Eisacktal nach Westen zeigt das Abbiegen der Brennerabschiebung im Bereich südlich von Sterzing.

Mauls

Pustertallinie; im Bachbett des Nöckebaches ist der stark spröde entwickelte Kontakt zwischen ostalpinen Paragneisen und tertiären Tonaliten aufgeschlossen.

Profil durch die Maulser Permotrias entlang des Sengesbaches.

Führung: R. BRANDNER, K. DECKER, W. FRISCH, B. FÜGENSCHUH, J. MAGIERA, N. MANCKTELOW, A. NOWOTNY, F. REITER, M. ROCKENSCHAUB.

Freitag, 5. 9. 2003

Exkursion 4

Thema: Brennermesozoikum: Faziesentwicklung der Mittel- und Obertrias am Nordrand des Brennermesozoikums (Mutterer Alm, Pfriemes-Wand).

Führung: Rainer BRANDNER, Werner RESCH, Franz REITER

Hauptthema der Exkursion ist die Stratigraphie und Faziesentwicklung des grünschieferfaziell metamorphen Brennermesozoikums am Nordrand der Kalkkögel. Das weitem bekannte, nahezu vollständig aufgeschlossene Profil oberhalb der Mutterer Alm (Pfriemes-Profil) zeigt als Besonderheit eine mächtige Beckenentwicklung, deren mittel- bis obertriassisches Alter fossilbelegt ist. Trotz der starken metamorphen Überprägung fanden sich hier schon früh zahlreiche bestimmbare Fossilreste. Zu den biostratigraphisch wichtigsten Funden gehören zwei Ammonitenreste (MUTSCHLECHNER, 1933), einer davon konnte von URLICHS (1994) als *Trachyceras (Tr.) cf. aonoides aonoides* bestimmt werden. Damit ist hier ein wichtiger chronostratigraphischer Fixpunkt (Jul 1) in den obersten Partnachschichten gegeben. Auf die faziellen Eigenheiten am Nordrand der Kalkkögel mit dem Vorkommen von Partnachschichten hat bereits SANDER (1915) hingewiesen. Auch MUTSCHLECHNER (1962) und SARNTHEIN (1966) unterstreichen die engen faziellen Beziehungen zu den Nördlichen Kalkalpen.

Das Pfriemes-Profil ist auch eine jener Schlüsselstellen, bei der bezüglich TOLLMANN'S "Mittelostalpin" immer wieder kritisch diskutiert wurde, passt doch die fazielle Entwicklung mit typisch nordalpinen Formationen so gar nicht in den gewünschten "mittelostalpinen" Faziescharakter. GEYSSANT (1973) versuchte das Problem mit Hilfe einer sog. "tektonischen Einwicklung" zu lösen. Die Situation wurde mit dem nicht minder berühmten Profil "Aigenwiese", südlich Trins, verglichen. Hier wird eine nicht-metamorphe Oberjura/Unterkreide-Abfolge der oberostalpinen Blaserdecke von Quarzphylliten der ebenfalls oberostalpinen Steinacherdecke tektonisch überlagert. DIETRICH (1983) konnte allerdings in den Gesteinen des Pfriemes-Profiles die gleichen Metamorphosebedingungen feststellen wie in den umgebenden Gesteinen des Brennermesozoikums (ca. 450°C, und 3,5-4 kb) und bestärkte damit die Auffassung der Innsbrucker Geologen, dass es sich hier um eine normal stratigraphische Abfolge handelt.

Der tektonische Bau der Kalkkögel ist aber trotzdem nicht so einfach, wie es den Anschein hat. Eine Kernbohrung zur Schachtabteufung gelegentlich des Neubaus des Ruetz-Kraftwerkes (KW Fulpmes) der ÖBB traf völlig unvermutet ca. 100 m unter der Talsohle des vorderen Stubaitales auf eine Triasabfolge, die sich mindestens weitere 100 m in die Tiefe erstreckt. Begleitende und anschließende Geländeaufnahmen (MIGNON, 1983, interner Bericht, HEIßEL 1991/1992, eigene Aufnahmen, Kartierungsübungen des Geol. Inst. d. Univ. Ibk., 1996, sowie Diplomarbeit FRIELING, 1998) zeigen im Bereich der Kalkkögel einen komplexen Schuppenbau an der Basis der Triasabfolge und einen durchgehenden Abscherhorizont im Raibl-Niveau, wobei vermutlich vorher die gesamte Abfolge der oberkretazischen Extension mit Top nach E bis SE (FÜGENSCHUH et al., 2000) ausgesetzt war. Es ist daher von einer starken Mächtigkeitsreduktion der primären Sedimentmächtigkeiten auszugehen. Nach der vermutlich eozänen, ca. nordvergenten Stapelung sind hier zudem spröde Grabenbruchtektonik (// Brennerabschiebung) und laterale Bewegungen feststellbar. Gleich westlich der Pfriemeswand ist ein etwa 200 m breiter Graben in N-S-Richtung entwickelt. Basaler Dolomit samt aufliegender Partnach-Fm. wurden um ca. 300 m auf das Niveau der Götzner Alm in das Kristallin eingesenkt.

Hydrogeologisch bildet diese Grabenbruchzone mit den stark geklüfteten Dolomiten ein hervorragendes Grundwasserleitsystem. Knapp oberhalb der Götzner Alm wurde ein Trinkwasserstollen ca. 100 m weit nach E in Dolomit und Partnach-Schiefer vorgetrieben (HEIßEL, 1991/1992).

Exkursionsroute

Die Exkursion verläuft zunächst entlang dem Weg von der Mutterer Alm (1608 m, bis hierher mit dem Bus) zum Fuß der Pfriemes-Wand (1950 m). Vor dem Haltepunkt 1 (siehe Abb. 1) vereinzelt Aufschlüsse des Stubaikristallins und Lesesteine mit Quarziten des Alpenen Verrucano. Nach dem Haltepunkt 1 verlassen wir den Weg westwärts und wandern durch wegloses Gelände am Westhang unterhalb des Pfriemeskopfs zu den Haltepunkten 2 und 3. Nach einem kurzen Aufstieg erreichen wir Haltepunkt 4, der sich wieder am Weg zur Pfriemes-Wand befindet. Wenn noch Zeit zur Verfügung steht, können zum Schluss die Raibler Schichten auf der Pfriemes-Wand besucht werden.

Haltepunkt 1

Helle Dolomite mit Flachwassergefügen und vereinzelt *Dadocrinus gracilis*. Steinalm-Dolomit im Hangenden der Virgloria-Fm. (= "Unterer Dolomit" früherer Autoren). Die Virgloria-Fm. ist charakterisiert durch im dm-Bereich gebankte dunkle Dolomite mit Bioturbationsgefügen (= "Wurstelkalke" der westlichen Nördlichen Kalkalpen). Wenige m darüber setzen unvermittelt dm-geschichtete Kalkmarmore und Dolomite mit Silex-Knauern und graugrünen Mergelschieferzwischenlagen (? Pietra Verde) ein (verstärkte tektonische Subsidenz an der Anis/Ladin-Grenze, vgl. Nördliche Kalkalpen). Im Vergleich mit entsprechenden Lithologien in den Nördlichen Kalkalpen wird hier der Begriff der Reifling-Fm. (metamorph) verwendet. In Lösungsrückständen fanden sich weiße Conodontenreste (CAI 6/7, *Gladi-gondollela tethydis*, det. DONOFRIO). Auf den Schieferungsflächen ist ein deutliches SSW-streichendes Streckungslinear vorhanden, vermutlich mit Top-NNE-Relativsinn.

Von hier über die Pfriemesmäher (große kristalline Erratika aus Stubai Altkristallin) auf die NW-Seite des Pfriemeskopfs.

Haltepunkt 2

Profil Partnach-Fm. (metamorph). Dunkelgraue Tonschiefer, Mergelschiefer mit eingeschalteten dunkelgrauen bis schwarzen Kalkmarmoren ("Bänderkalkmarmore") und graue Dolomite. Die Bänderkalkmarmore sind in den Kalkkögeln weit verbreitet und dienen als lithostratigraphischer Leithorizont, während Ton- und Mergelschiefer nur im Pfriemesprofil größere Mächtigkeit zeigen. Die Karbonate sind in drei Bänken in nach oben zunehmenden Mächtigkeiten im Meter- bis Zehnmeterbereich gruppiert (siehe Profilschnitt, Abb. 1). Analog zu nichtmetamorphen Partnachabfolgen werden diese Karbonatsequenzen einer progradierenden Riffentwicklung zugeschrieben.

Am Top der 2. Karbonatbank finden sich bis 5 cm lange, schlanke Crinoidenstiele, Seeigelstacheln (keulenförmig, Typ "*Cidaris dorsata*", schlank, Typ "*C. brauni*") und Bivalvenreste. Im Dünnschliff sind duktil deformierte Onkoide und andere inkrustierte Körner, *Tubiphytes*, *Tolypamma* u.a.m. zu erkennen, die allesamt auf Flachwasser-Karbonatdetritus hinweisen. Dies erhärtet die Annahme von turbiditisch geschüttetem Riffdetritus in das Partnachbecken im Vorfeld des progradierenden Wettersteinkalkriffes. Knapp südlich des Aufschlusses sind Quarzite mit bis zu gut 2 mm großen Biotiten (in s eingeregelt) im Kalk- und Dolomitmarmor eingeschaltet. Die flach nach S einfallende Schieferung wird in mergeligen Kalken auffällig gebrochen und verursacht im Verschnitt mit der Schichtung eine sägezahnartige Oberfläche.

Haltepunkt 3

Oberste Kalkmarmorbank der Partnach-Fm., s.str., deformiert in N-S-streichender, domartiger Faltenstruktur. Der Kalkmarmor ist an einer etwa S(SW)-streichenden Achse offen verfalltet (Vergenz nach W(NW)), sowie an einer steil NE-fallenden Achse.

Aufstieg am Westhang des Pfriemeskopfs über flach mit dem Hang einfallenden grauen Mergelschiefern, Kalkmarmorbänken und Breccienbänken der Pfriemes-Schichten zum Haltepunkt 4.

Haltepunkt 4

Pfriemes-Schichten (Member der Partnach-Fm.). Die Abgrenzung der Pfriemes-Schichten erfolgt mit dem charakteristischen Farbwechsel der Tonschiefer und Mergelschiefer vom Dunkelgrau der Partnach-Fm. s. str. zu den gelbgrau verwitternden Mergelschiefern des Pfriemes-Mbs. Ebenfalls charakteristisch sind vereinzelt eingeschaltete, duktil deformierte Breccienbänke mit teilweise gradiertem Riffdetritus. Aufgearbeitete Mergelschiefer in dm-Größe deuten auf eine Genese als Rutschbreccie hin. Besonders gut erhalten sind die keulenförmigen Cidarisstacheln. MUTSCHLECHNER (1933) berichtet auch von Korallen, Spongien, Brachiopoden und Gastropoden.

Im obersten vom Riff am weitesten entfernten Teil der Abfolge (kein Riffdetritus!), fanden sich knapp unterhalb der Grenze zum Wettersteindolomit der Pfriemeswand die berühmten Ammonitenreste der Aonoides-Zone des Jul 1 und Halobien bzw. Daonellen. Weitere Halobien konnten von uns ebenfalls knapp unter der Dolomitgrenze in einem Horizont gefunden werden. Der Kontakt zum Wettersteindolomit ist jedenfalls tektonisch. Es fehlt jegliche Progradationssequenz mit Oben-Grob-Zyklen (coarsening upward), die in einer normalen stratigraphischen Abfolge vor Überlagerung des Riffs entwickelt sein muss. Es wäre möglich, dass eine oberkretazische Abschiebung das Profil verkürzt hat, bevor der Wettersteindolomit der Pfriemes-Wand aufgeschoben wurde.

Literatur

- DIETRICH, H., 1983: Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). - Tschermarks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen (3. Folge), 235-257.
- FRIELING, D., 1998: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung der Saile (Kalkkögel) südwestlich von Innsbruck (Ötztal-Kristallin, Brenner-Mesozoikum). - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Greifswald/Innsbruck.
- FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S. & SEWARD, D., 2000: Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. - *Tectonics* 19(5), 905-918.
- GEYSSANT, J., 1973: Stratigraphische und Tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1973, 377-396.
- HEIßEL, W., 1991/92: Zum tektonischen Bau des Brennermesozoikums. - *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 18, 171-178.
- MUTSCHLECHNER, G., 1933: Ein Ammonitenfund in den Partnachschichten an der Saile bei Innsbruck. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1933, 63-65.
- MUTSCHLECHNER, G., 1962: Zur Geologie der Saile bei Innsbruck. - *Veröff. Mus. Ferd.* 41, Jg. 1961, Innsbruck.
- SANDER, B., 1915: Über das Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I. Kalkkögel. - *Verhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt* 1915, 140-148.
- SARNTHEIN, M., 1966: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - *Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck*, 54, 33-59, Innsbruck.
- URLICHS, M., 1994: *Trachyceras* LAUBE 1869 (Ammonoidea) aus dem Unterkarn (Obertrias) der Dolomiten (Italien). - *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B (Geologie und Paläontologie)* 217, 1-55.

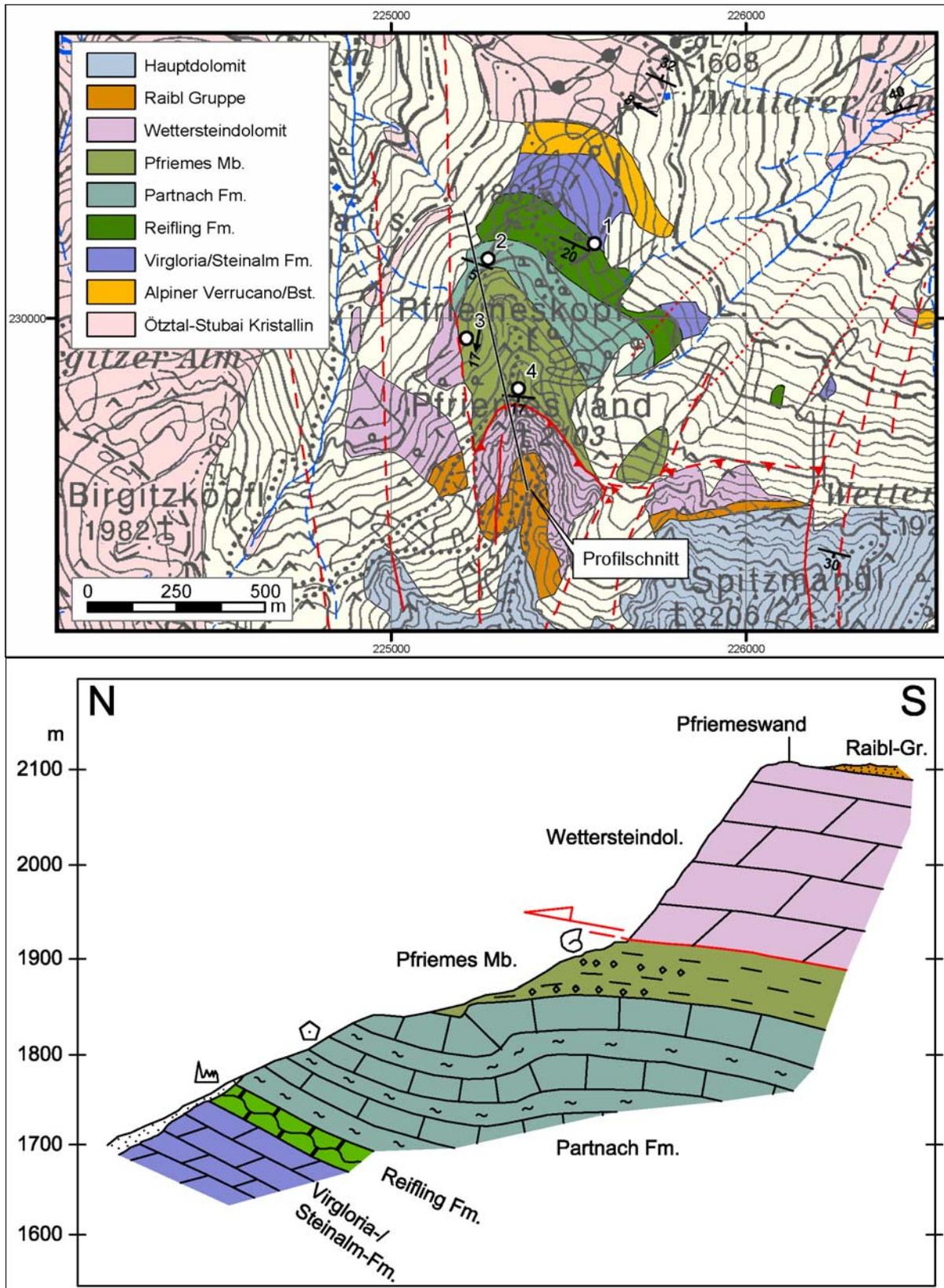


Abb. 1: Ausschnitt aus der unpublizierten Karte der Kalkkögel (nach der unpubl. Diplomkartierung von FRIELING, 1998 und eigenen Aufnahmen). Die Punkte 1-4 markieren die Haltepunkte der Exkursion. Der Profilschnitt verläuft entlang der schwarzen Linie in NNW-SSE-Richtung. Im Profilschnitt sind die wichtigsten Fossilfundpunkte markiert. Die drei in der Partnach-Fm. eingezeichneten Karbonatbänke entsprechen Progradationszungen eines von S vorwachsenden Wettersteinschneifs. Die dunklen Punkte im Pfriemes-Mb. stellen Riffschutt-Breccien dar.

