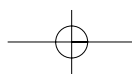
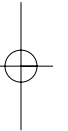
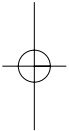
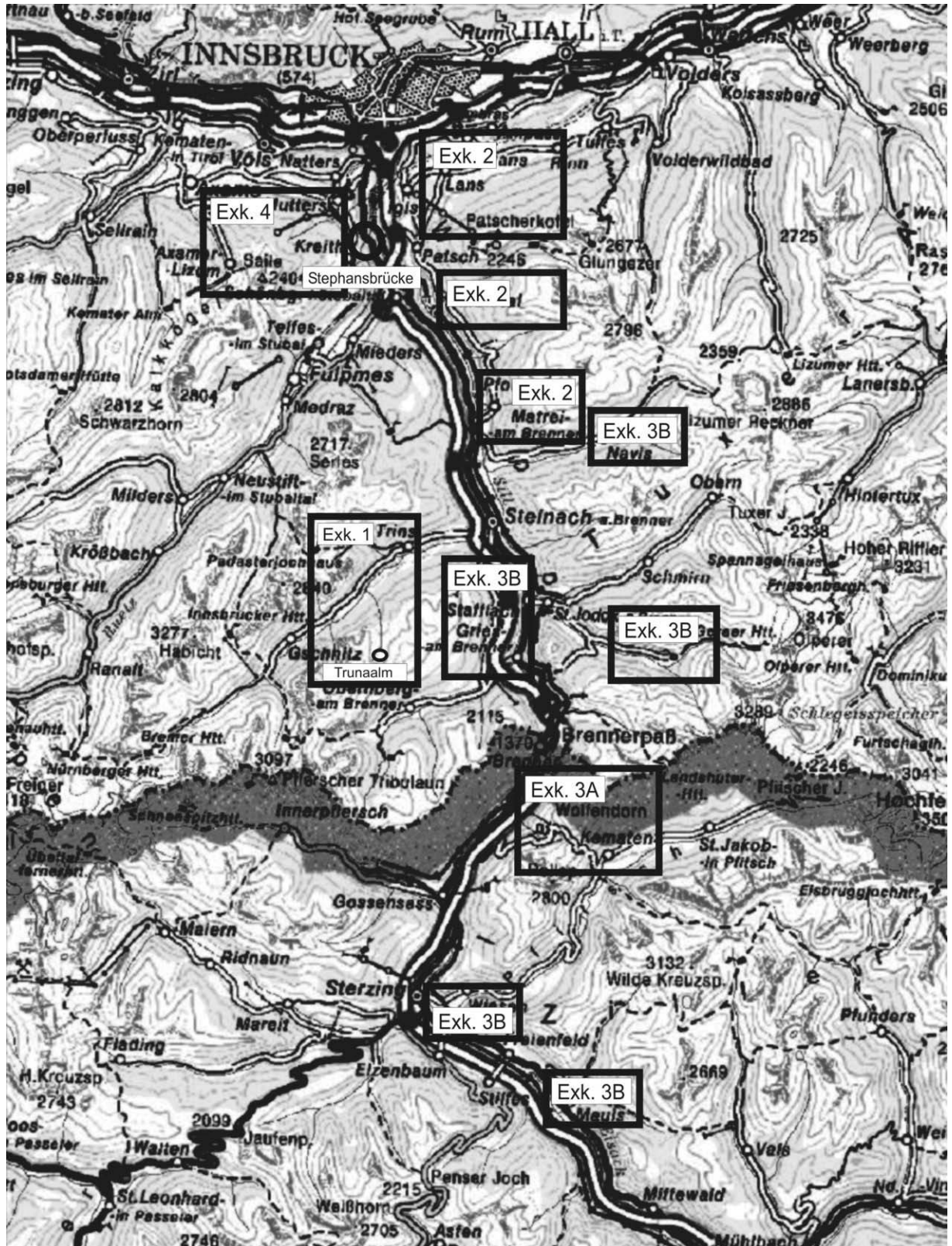


Exkursionen





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.

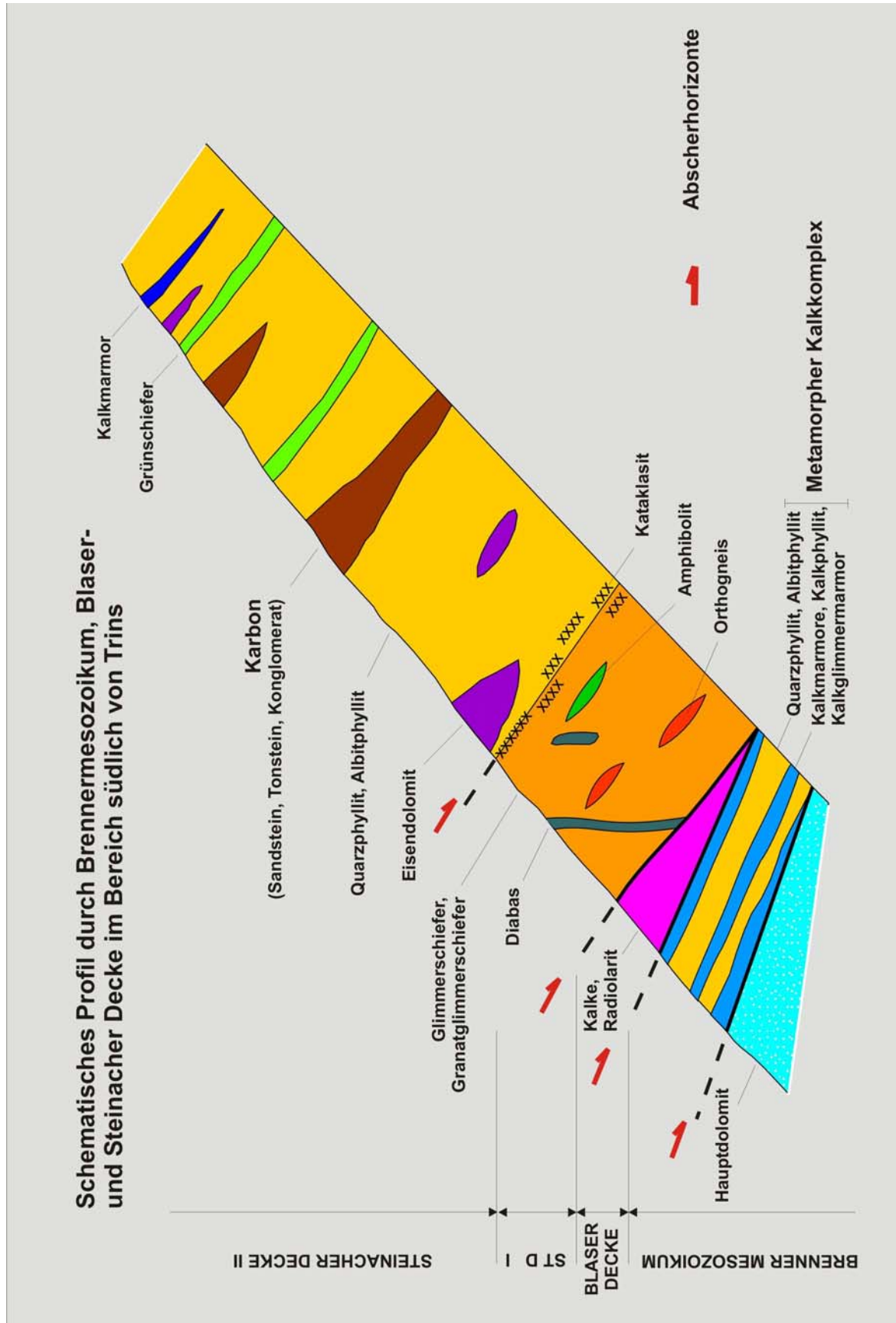


Abb. 1: Schematischer Profilschnitt durch Brennermesozoikum, Blaser Decke und die Steinacher Decke südlich von Trins.

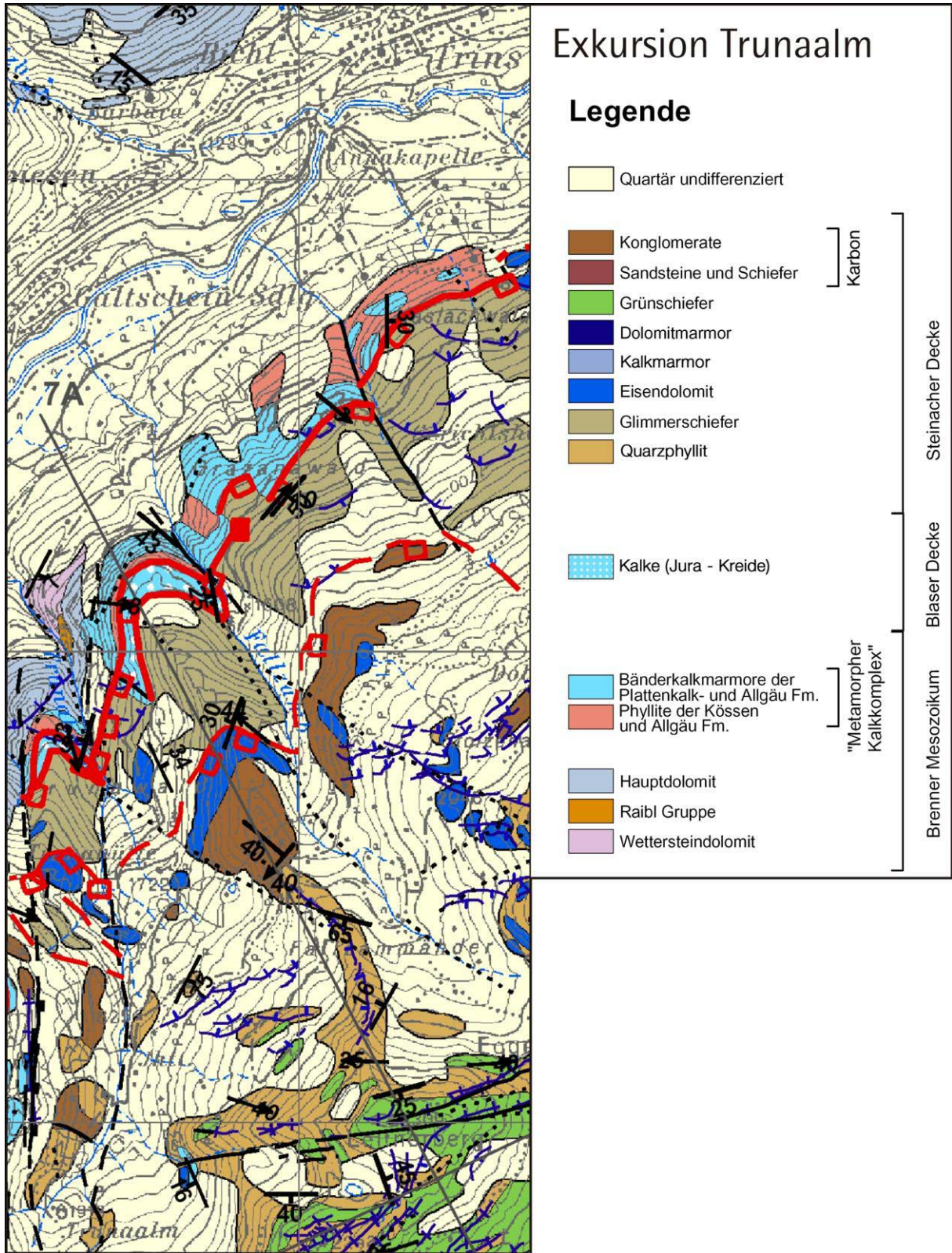


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Trins und Trunaalm.

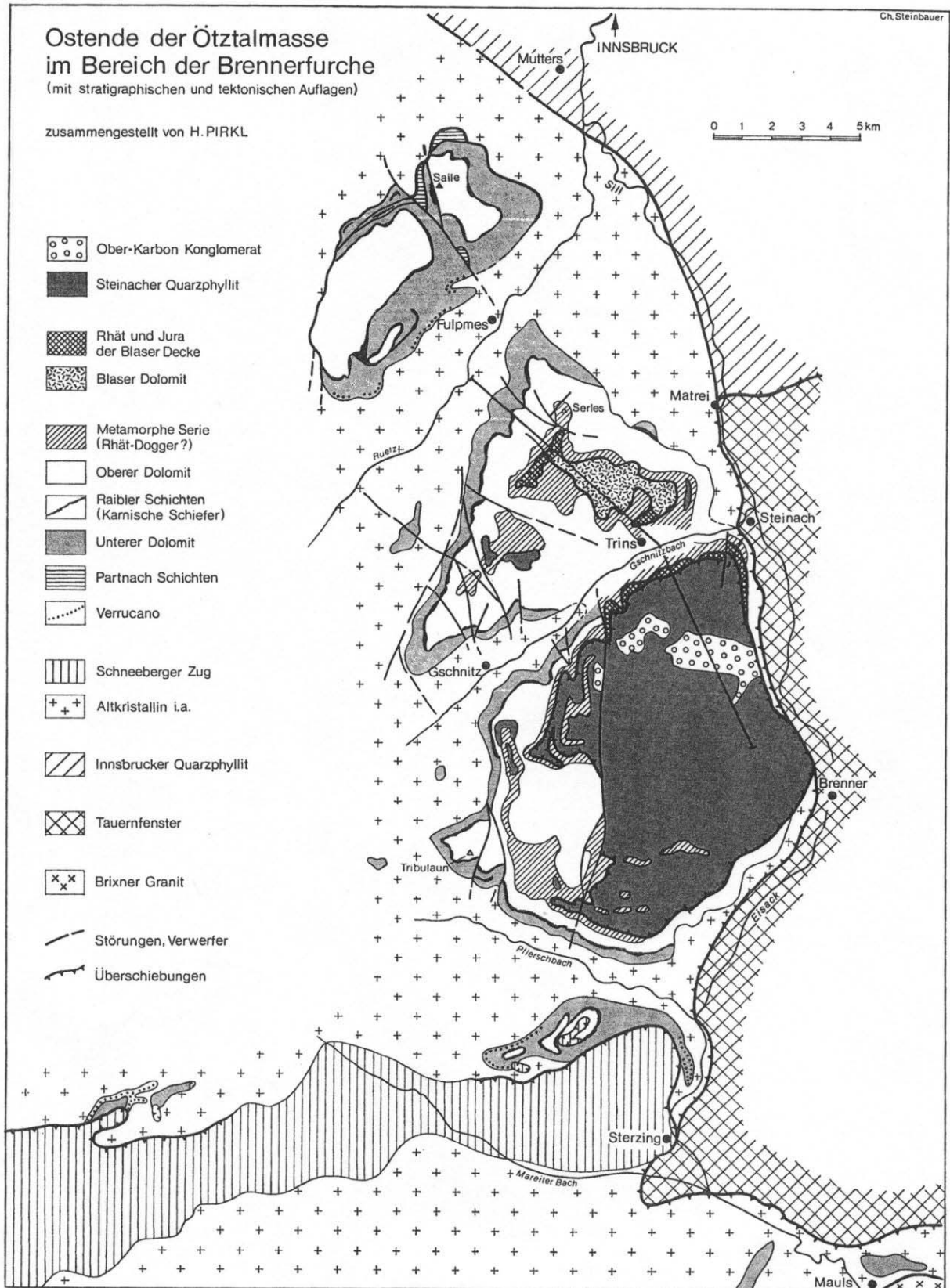


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Brennergebietes (aus R. OBERHAUSER [Red.]: Der geologische Aufbau Österreichs, Hrsg. Geologische Bundesanstalt, Wien 1980).

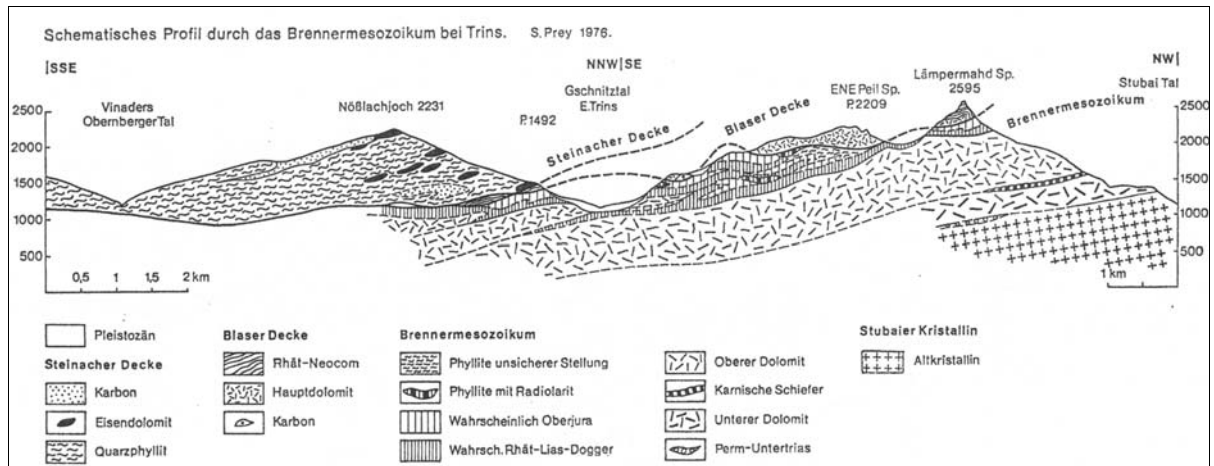


Abb. 4: Schematisches Profil durch das Brennermesozoikum bei Trins (S. PREY, Verh. Geol. B.-A., 3, Wien 1977).

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.) Ötztaldecke (s.s.) Blaser Decke
GROSSTEKTON. LAGE		Zentralalpin (Mitteloostalpin)	Oberostalpin	Zentralalpin (Mitteloostalpin)
ÜBERLAGERUNG		Kalkalpen Phyllitgneiszone	Ötztaler Kristallin	Paläozoikum der Steinacher Decke Blaser Decke
ALTTERTIÄR	EOZÄN			
	PALEOZÄN		Kalkarenite	
KREIDE	MAASTRICHT			
	CAMPAN			
	SANTON		„Scaglia“	
	CONIAC			
	TURON			
	CENOMAN			
	ALB			
	APT			
	BARREME		60m	> 5-10 m Aptychenkalk (grauer Flaserkalk)
	HAUTERIVE			
JURASS	TITHON		Aptychenkalk	
	KIMMERIDGE		und	
	OXFORD		Radiolarit	< 10 m heller Malmkalk und roter Knollenkalk 4-5 m Radiolarit
	CALLOV			
	BATHON		~200 m	> 20 m Rote - hellgraue Lias-Doggerkalke (u. a.: Lias der Kesselspitze)
	BAIOC		Allgäu-Schichten	
	AALEN			
	TOARC			
	PLIENSACH			
	SINEMUR			
TRIAS	HETTANG		▲ Liasbrekzie	
	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 Hauptdolomitlekzie	< 1000 m Hauptdolomit	60-650 m Oberer Dolomit > 300 m Hauptdolomit
TRIASS	KARN	< 900 m Raibler Schichten	200 m Raibler Formation (Gips, Dolomite, Rauhacker)	< 85 m Raibler Schichten
	LADIN	400-480 m Arlbergkalk und Arlbergdolomit	100 m Vallatscha-Formation bzw. Wettersteindolomit	200-400 m Unterer Dolomit
TRIASS	ANIS	0-60 m Mittlere Rauhacke <120 m Muschelkalk	80m Türettas-Formation 60m Scarl-Formation } Alpinen Muschelkalk	?dünn-schiefrige Dolomite und Tonschiefer
	SKYTH	20-25 m Untere Rauhacke „Buntsandstein“	60m Fuorn-Format. <450 m Chazfora-Formation } Münsteraler Verrucano	wenige m Alpinen Verrucano
PERM bzw. PERMOSKYTH	< 450 m Alpinen Verrucano (mit Quarzporphyr)	< 400 m Ruina-Formation		Dolomite (Anis) Quarzite, Rauhacker, Bänderkalke Alpinen Verrucano (Einige geringmächtige Vorkommen)
UNTERLAGERUNG	Ostalpinen Kristallin (Silvrettakristallin)	Ostalpinen Kristallin (Sesvennakristallin)	Ostalpinen Kristallin Ötztaler Kristallin	Oberkarbon und Quarzphyllit? (Steinacher Decke?) Ostalpinen 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, Tarentaler 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.

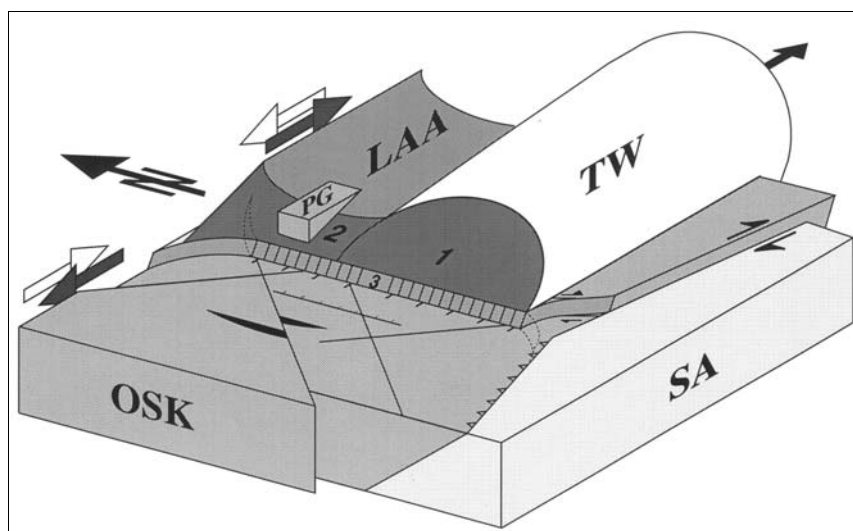


Abb. 1: Blockbild zur Geologie am Westende des Tauernfensters und Geometrie der Brennerabschiebung (B. FÜGENSCHUH, 1997).

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:

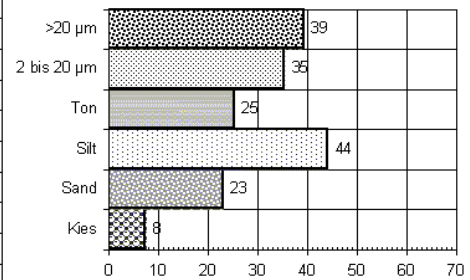
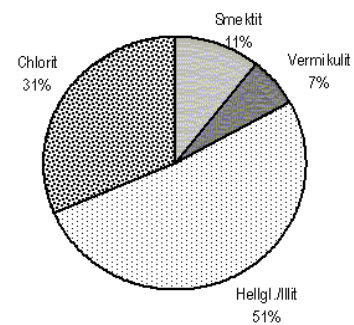
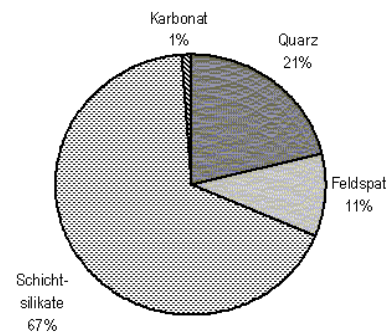
- G. PATZELT mit Beiträgen von S. BORTENSCHLAGER u. G. POSCHER: DEUQUA 1996 - Exkursionsführer, Exkursion 1: Tirol: Ötztal - Inntal. - Inst. f. Hochgebirgsforschung, Innsbruck 1996.

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.

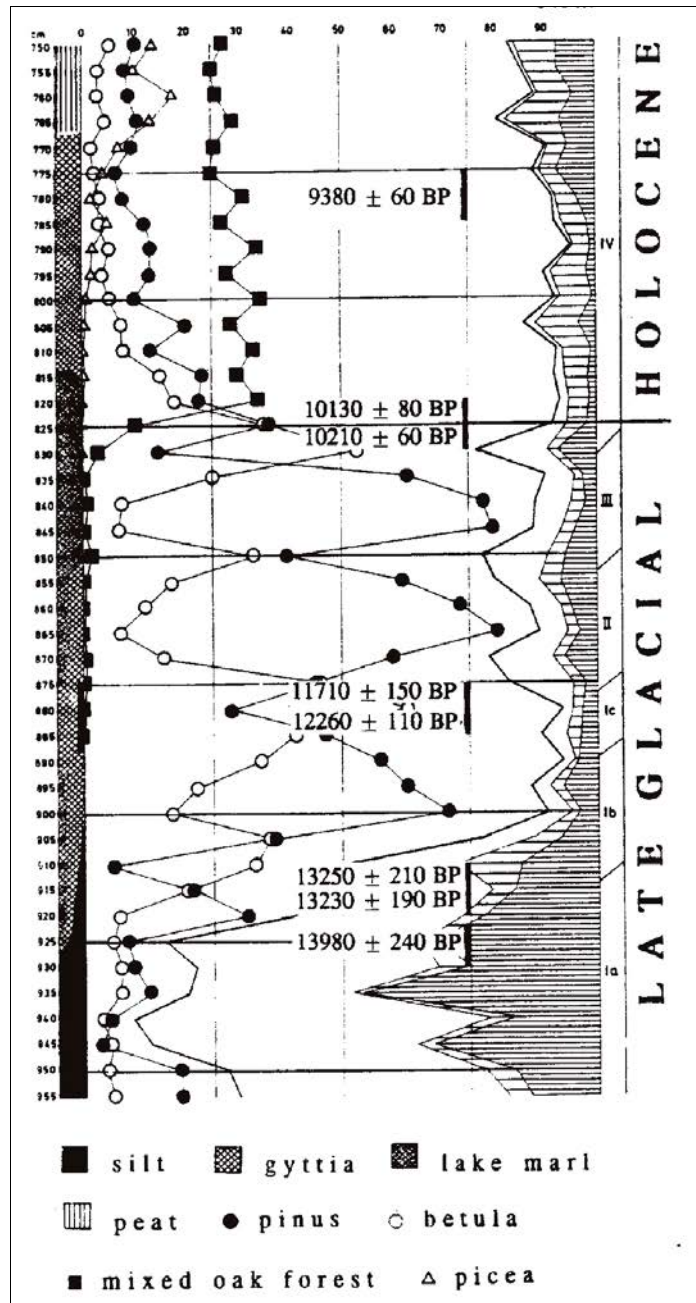


Abb. 2: Ausschnitte aus dem Pollenprofil des Moores beim Lanser See (BORTENSCHLAGER, 1984a,b).

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.

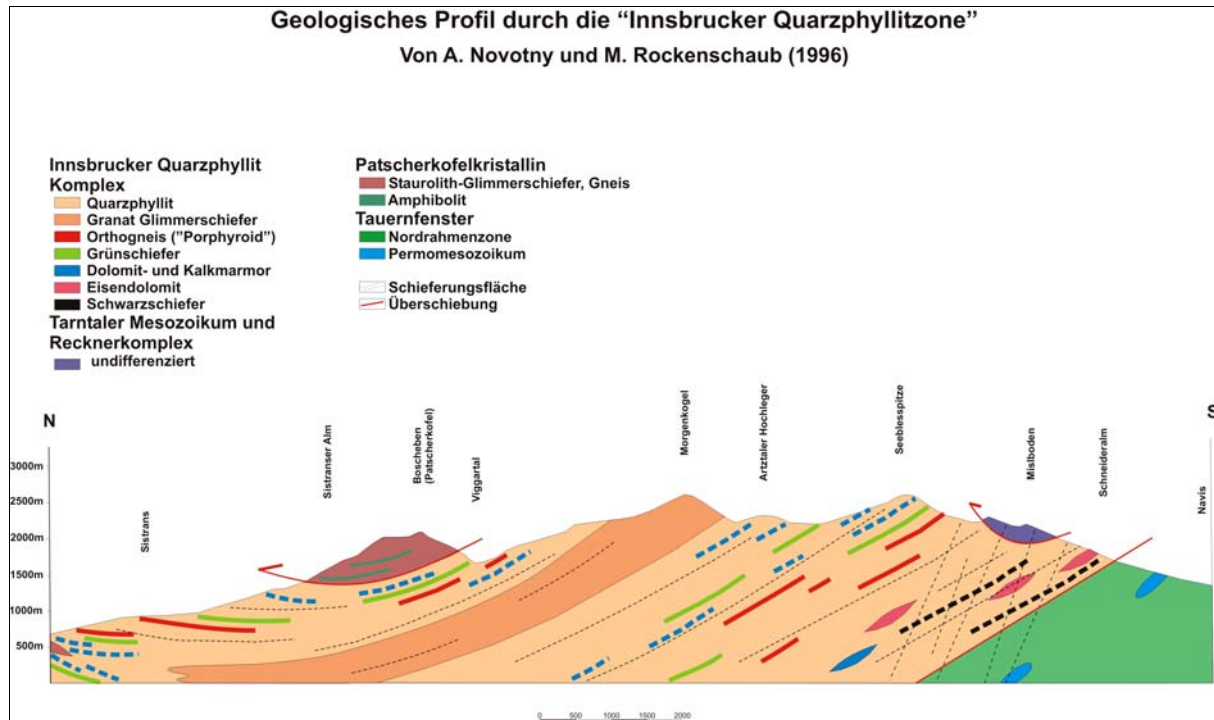


Abb. 3: Profil durch den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex; im zentralen Bereich liegen die höher metamorphen Glimmerschiefer; umhüllt werden diese von den niedriger metamorphen Serien.

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.

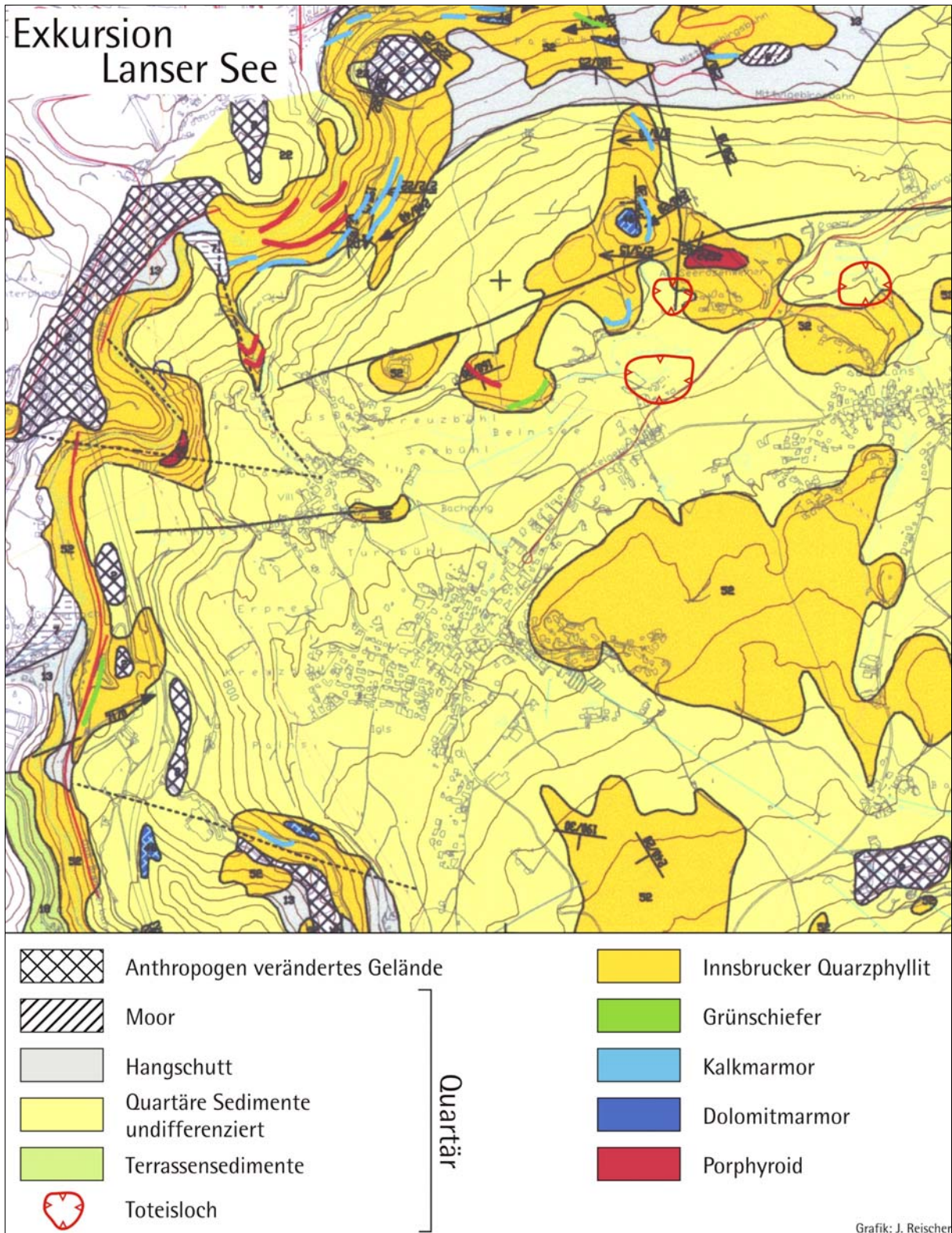


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte des Gebietes um der Lanser See.

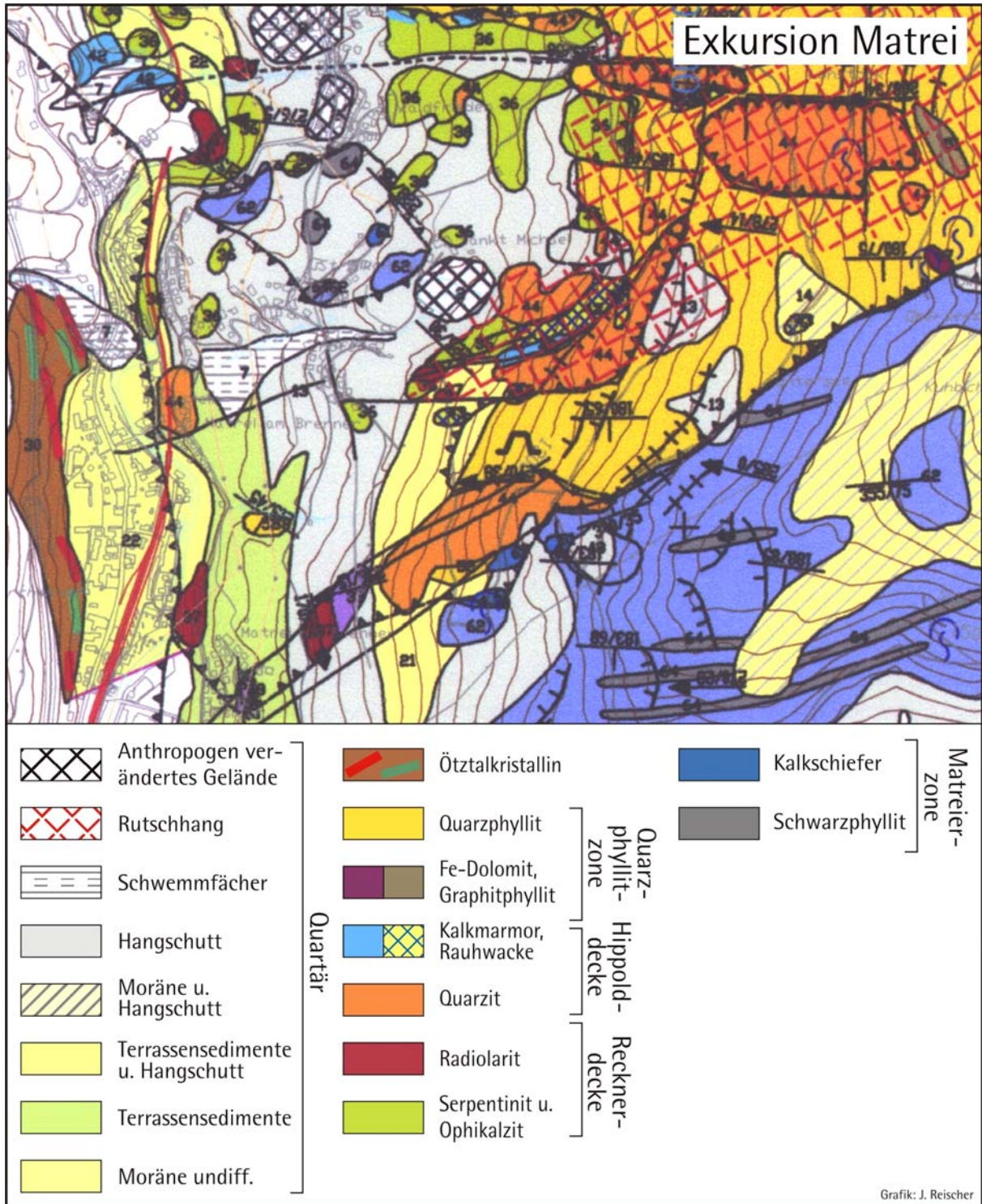


Abb. 5: Geologische Übersichtskarte des Gebietes um Matriei/Brenner.

Donnerstag, 4. 9. 2003

Thema: Tauernfenster

Exkursion 3A

Bei Schönwetter

Hochstegenentwicklung, Wolfendorndecke, 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 Wolfendorndecke 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 Wolfendorndecke 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.

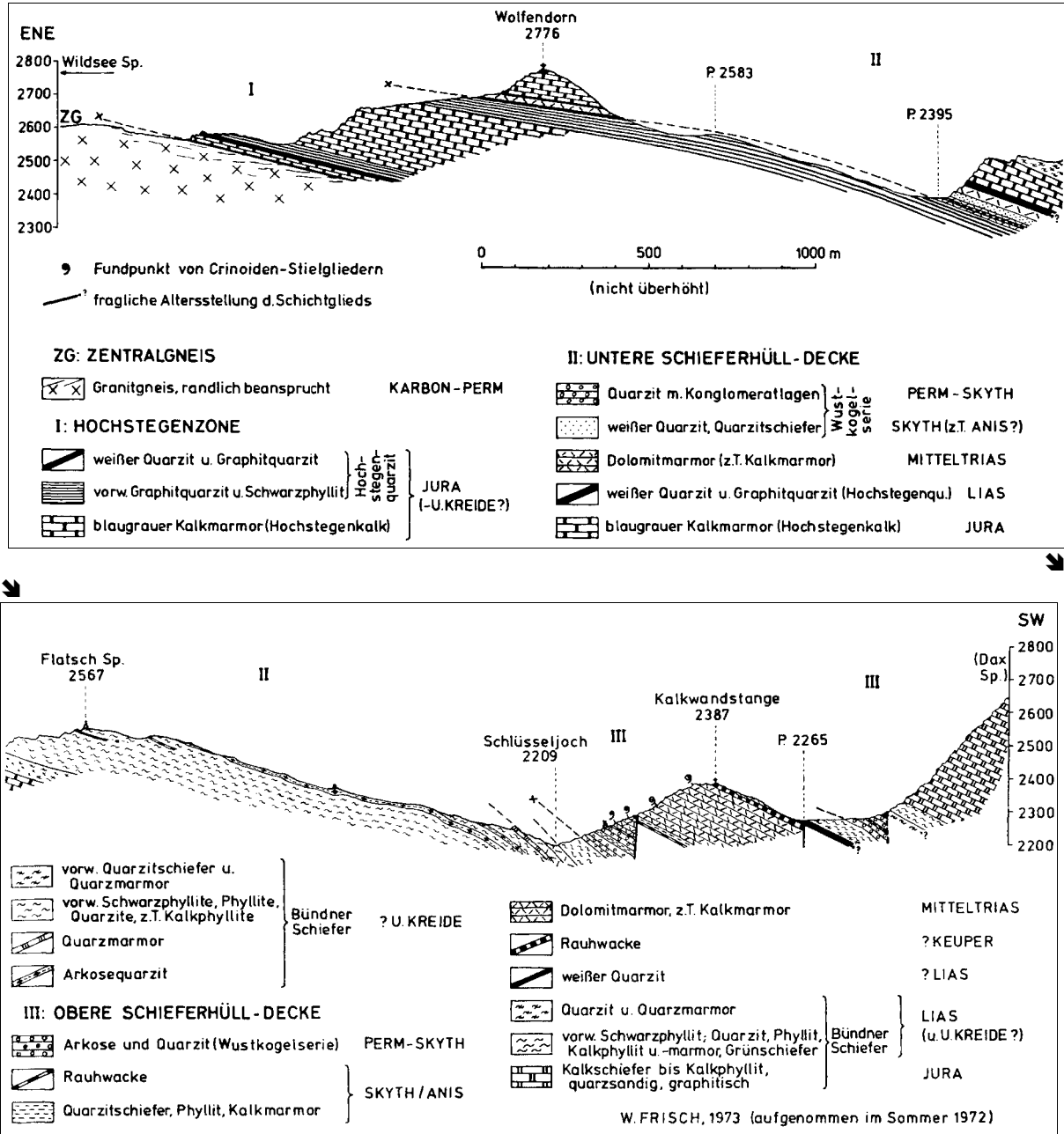


Abb. 1: Profil durch die Tauern-Schieferhülle am Wolfendorn SE vom Brenner (aus W. FRISCH: Ein Typprofil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol, Verh. Geol. B.-A., 2-3, 201-221, Wien 1975).

Exkursion Flatschspitze

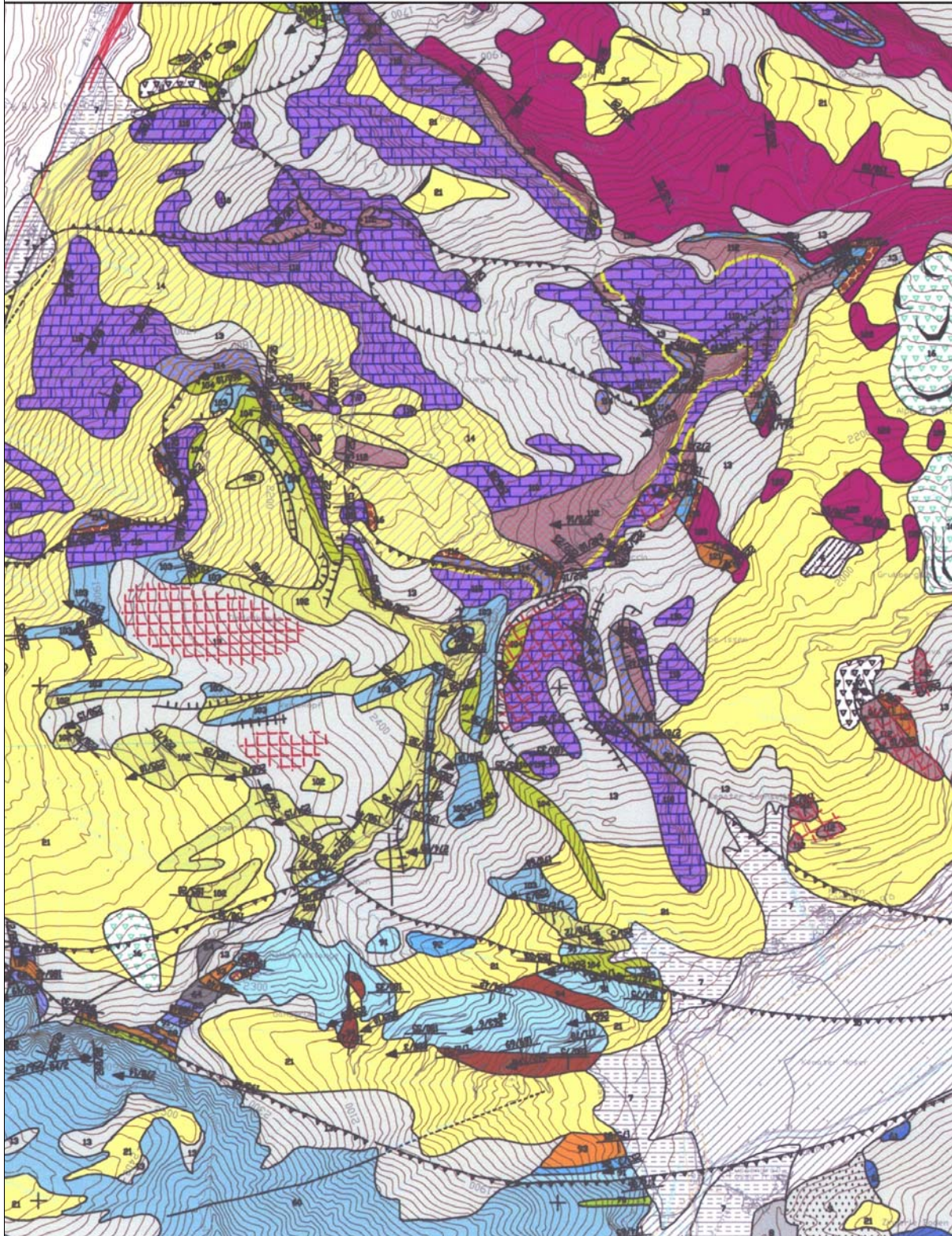


Abb. 2: Geologische Karte des Gebietes um die Flatschspitze.

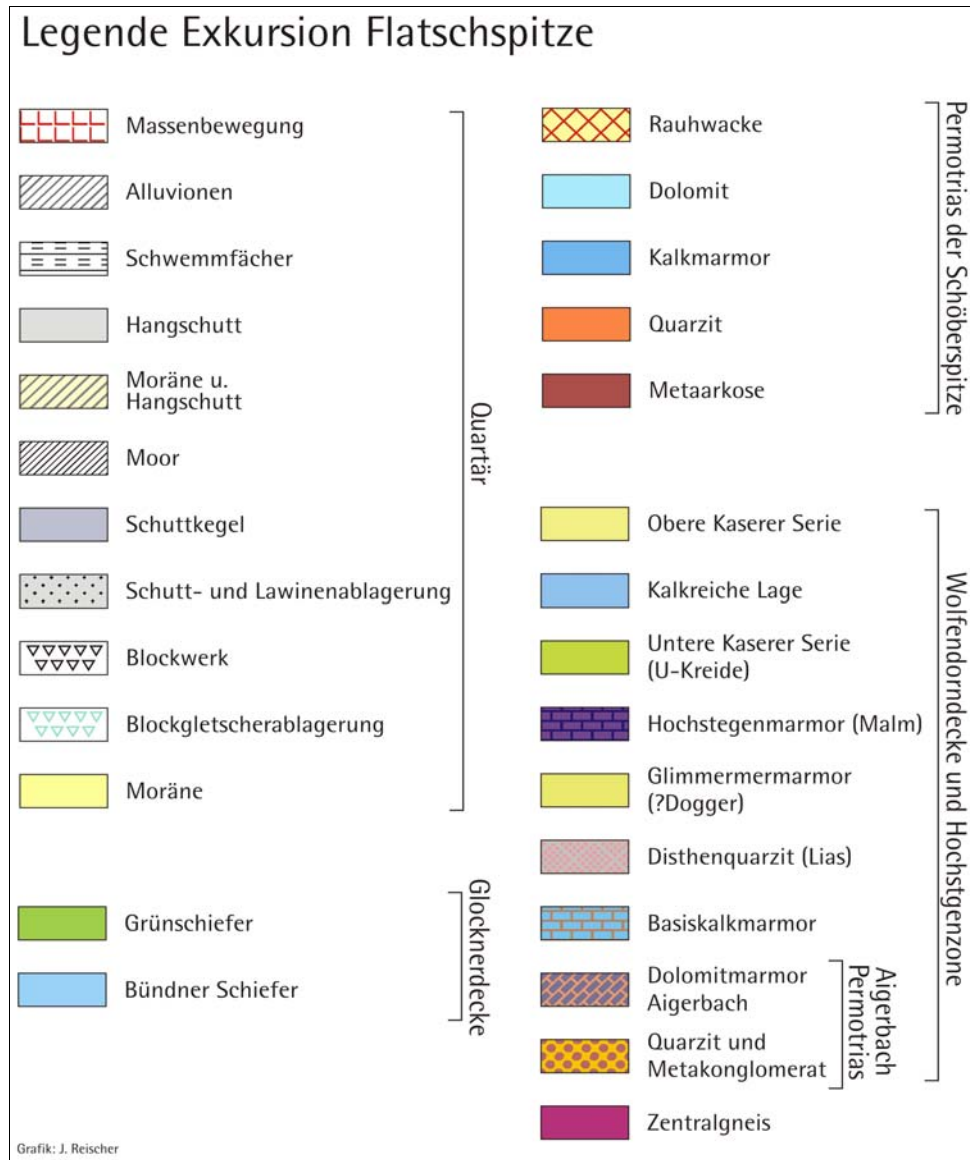


Abb. 3: Legende zu geologischen Karte des Gebietes um die Flatschspitze.

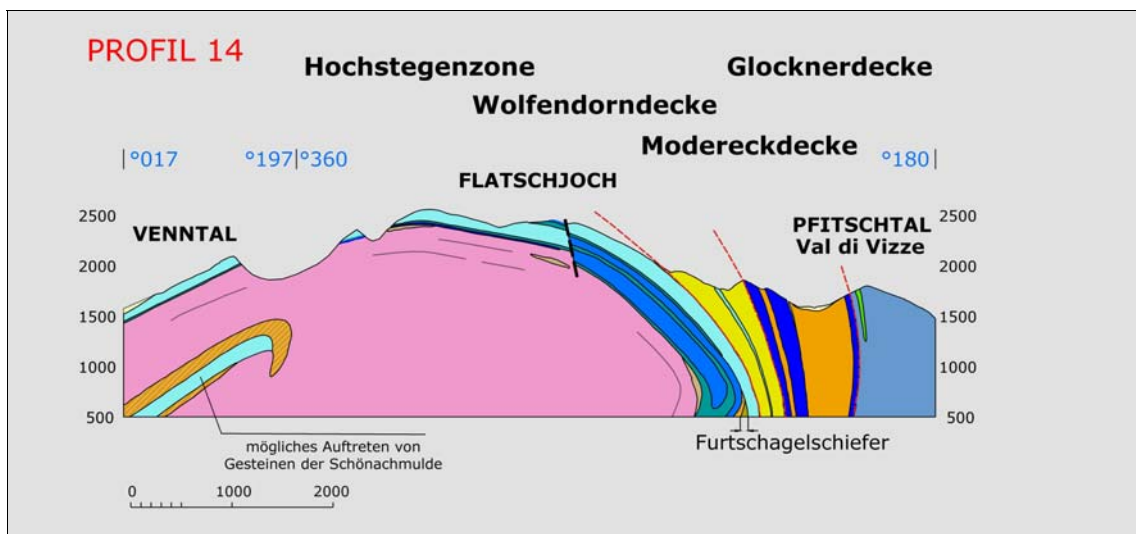


Abb. 4: Profil durch das Flatschjoch und das Pfitschtal (M. ROCKENSCHAUB & B. KOLENPRAT).

Exkursion Gallenschrofen

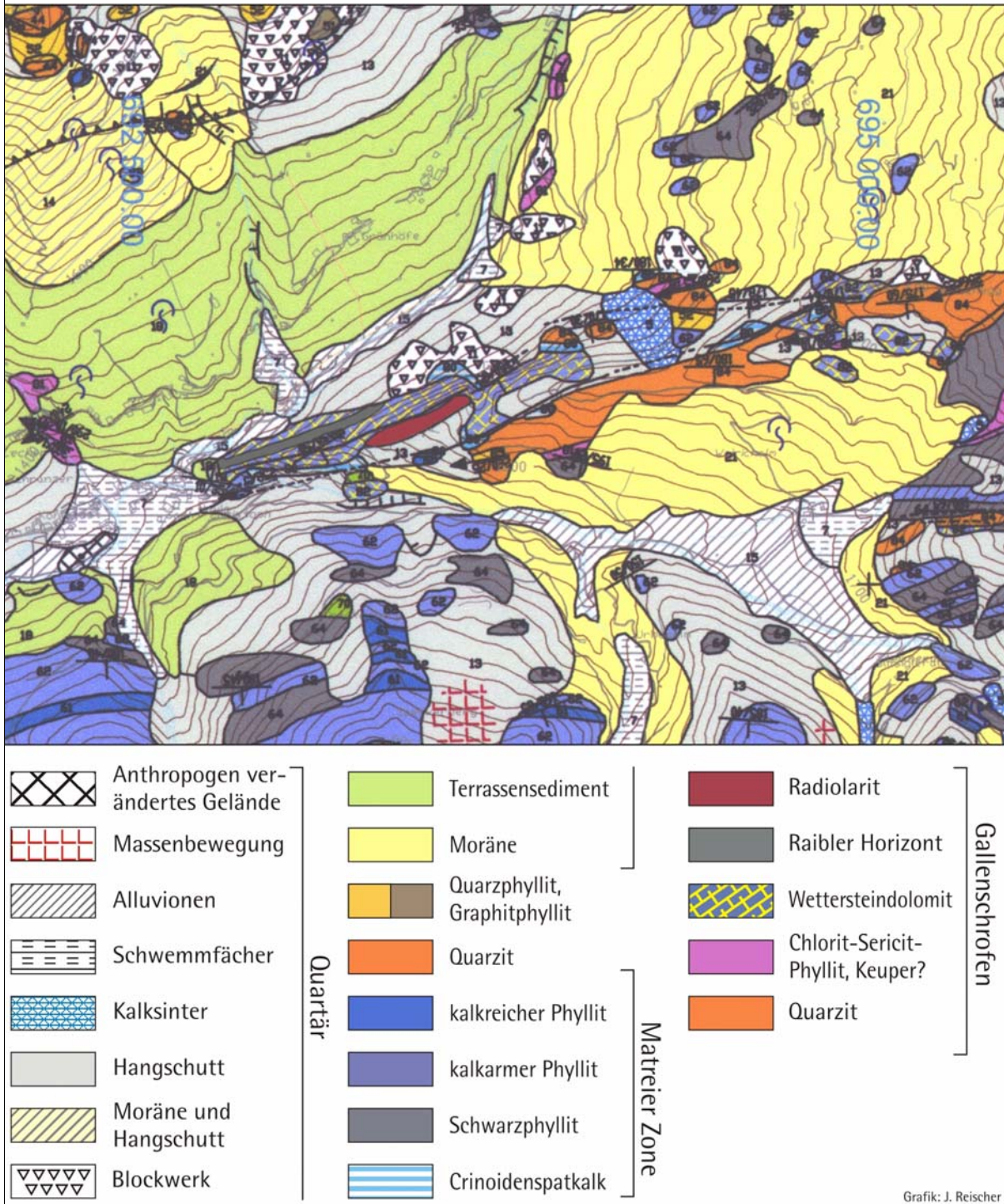


Abb. 5: Geologische Karte des inneren Nivostales mit dem Gallenschrofen.

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.

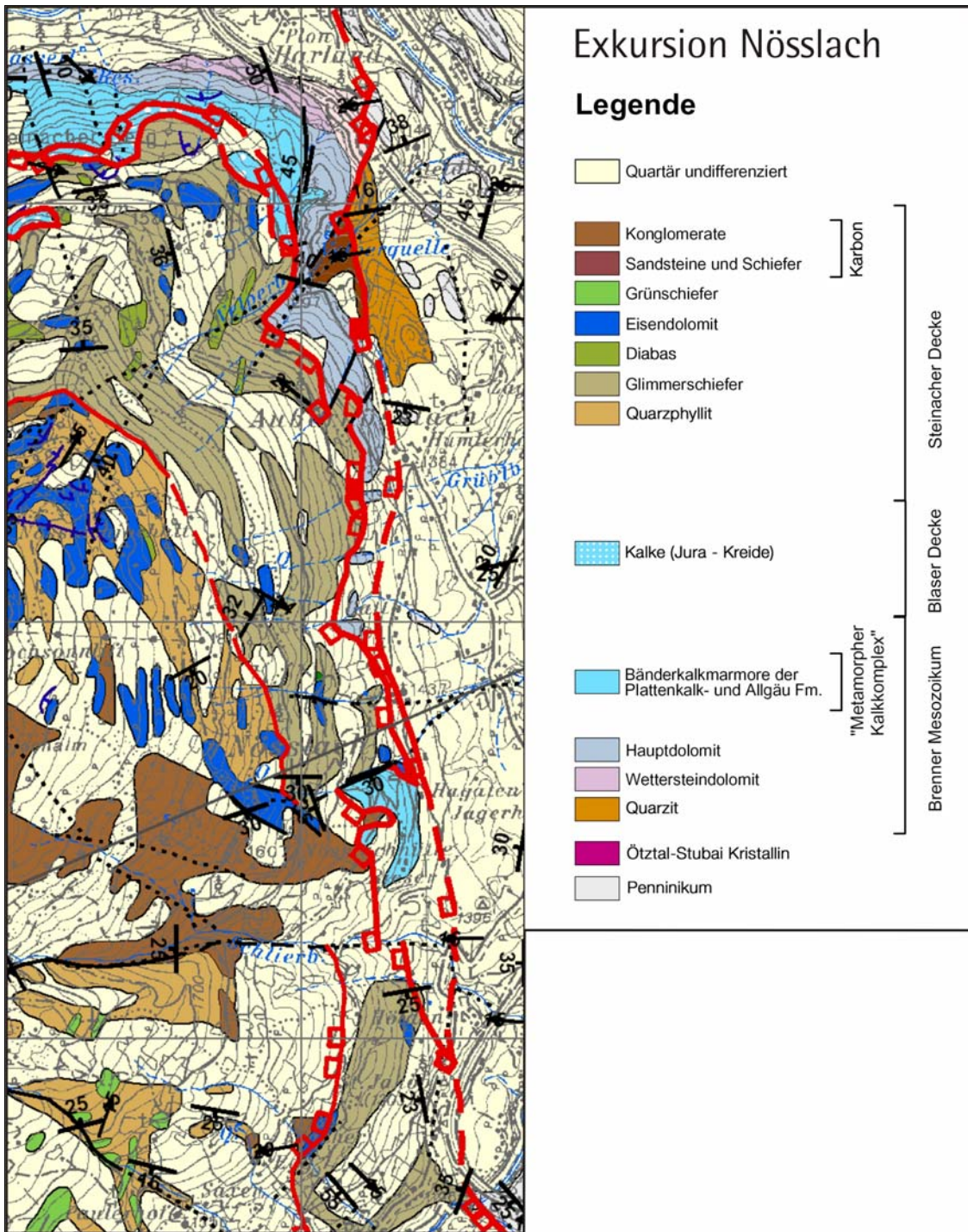


Abb. 6: Geologische Karte des Gebietes Nösslach.

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.

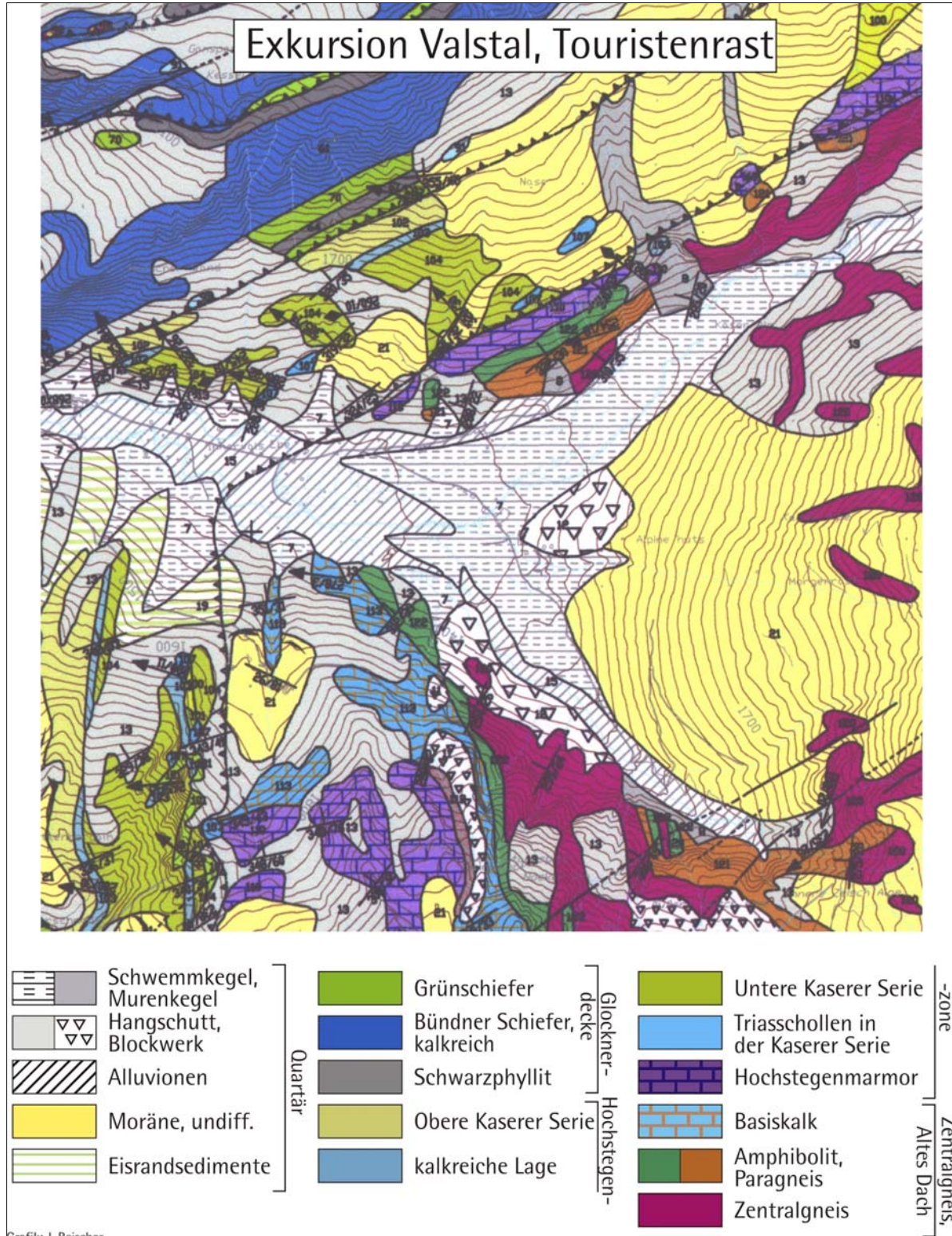


Abb. 7: Geologische Karte des Valsertales.

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.

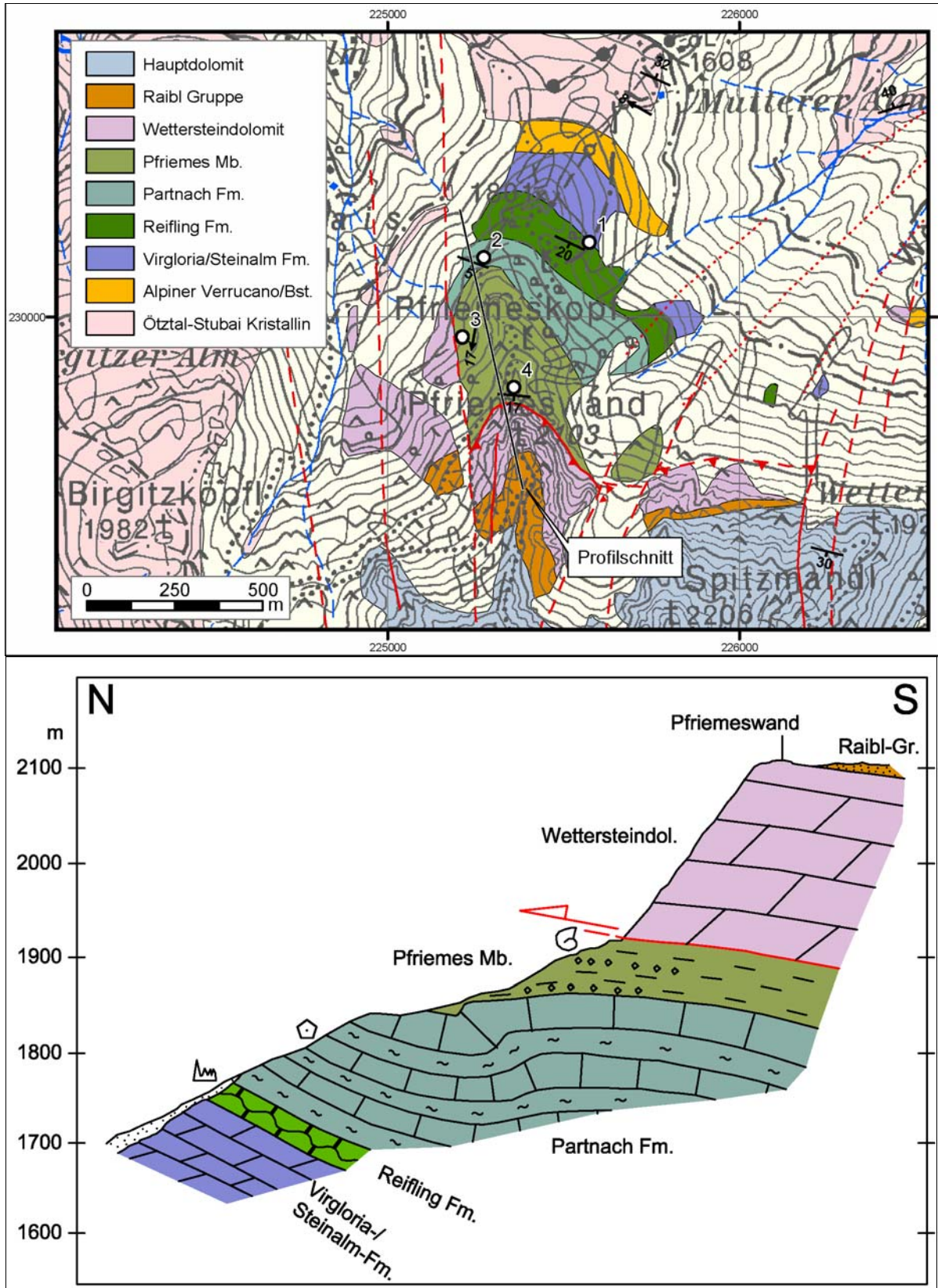
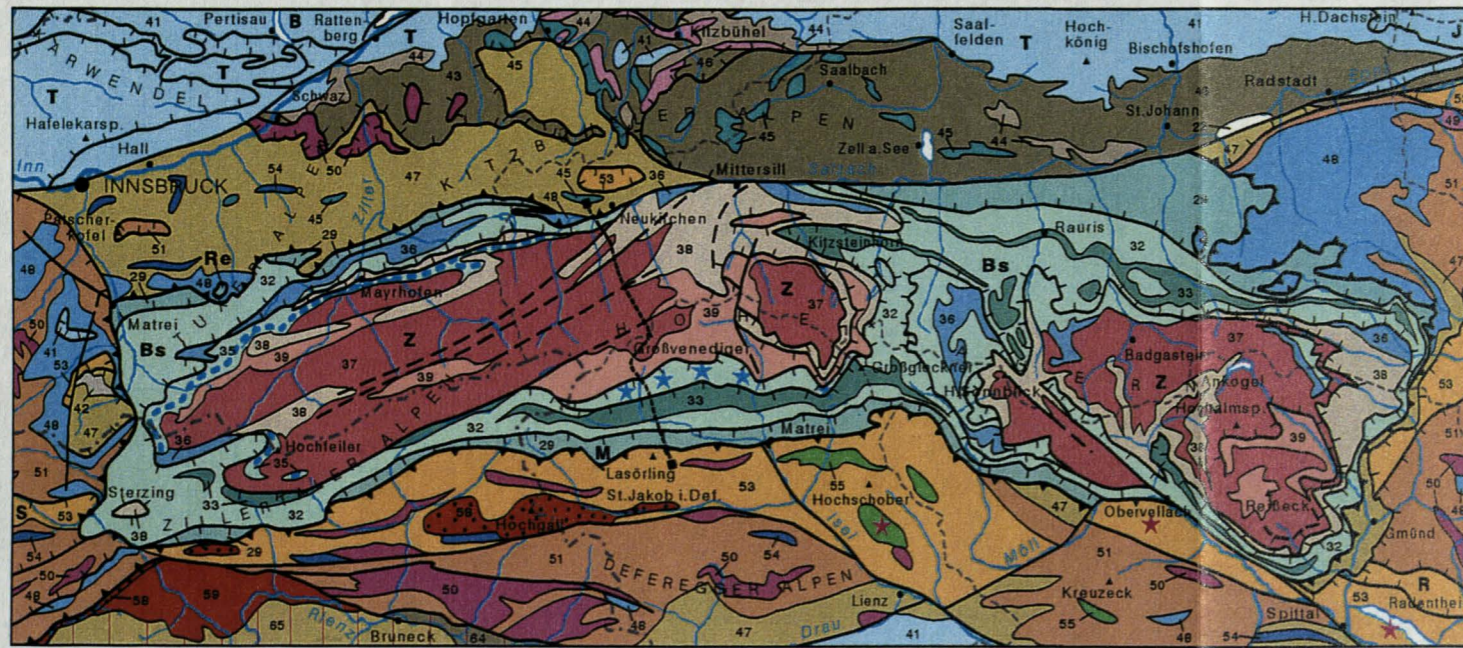


Abb. 1: Ausschnitt aus der unpublizierten Karte der Kalkkögel (nach der unpubl. Diplomkartierung von FRIELING, 1998 und eigenen Aufnahmen). Die Punkte 1-4 markieren die Haltepunkte der Exkursion. Der Profilschnitt verläuft entlang der schwarzen Linie in NNW-SSE-Richtung. Im Profilschnitt sind die wichtigsten Fossilfundpunkte markiert. Die drei in der Partnach-Fm. eingezeichneten Karbonatbänke entsprechen Progradationszungen eines von S vorwachsenden Wettersteinsriffes. Die dunklen Punkte im Pfriemes-Mb. stellen Riffschutt-Breccien dar.

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters



Ausschnitt aus der "Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich 1:1 500 000 (ohne Quartär)", herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1999
- maßstäblich verändert und ergänzt. Topographie nach der OK 500 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien.

TERTIÄRE BEDECKUNG

23 Tertiäre Gesteine der inneralpinen Becken (Mergel, Sand, Kies, Kalk)

PENNINIKUM (inkl. Elemente des HELVETIKUMS in den Hohen Tauern)

29 Melangezonen: Vorwiegend penninische Metasedimente und Ophiolite sowie geringfügig ostalpine Elemente, **M** = Matrieer Zone, **Re** = Reckner Komplex

32 Phyllit, Kalkglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Quarzit, **Bs** = Bündnerschiefer-Gruppe (Jura - Eozän) mit *Permotrias* und Ophioliten

33 Ophiolit (Jura - Kreide)

34 Eklogit (jungalpidisch)

35 Hochsteigen-Marmor (Tauernfenster; *Malm*)

36 Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Quarzit (Metamorphe *Permotrias*)

37 Granitgneis, **Z** = Zentralgneis des Tauernfensters

38 Phyllit, Glimmerschiefer, basischer und saurer Metavulkanit (Metamorphes *Paläozoikum*)

39 Paragneis, Migmatit, Glimmerschiefer, Amphibolit

OSTALPIN
Nördliche Kalkalpen, Drauzug, u.a.

41 Kalk, Dolomit, Mergel, Tonschiefer, Sandstein (*Perm - Unterkreide*)
B = Bajuvarikum, **T** = Tirolikum, **J** = Juvavikum

Ostalpines *Paläozoikum* (Grauwackenzone u.a.)

42 Jungpaläozoische Gesteine (Schiefer, Sandstein, Konglomerat, Karbonat)

43 Altpaläozoische Gesteine (Phyllit, Schiefer, Grauwacke)

44 Karbonatgestein

45 Basischer Vulkanit

46 Saurer Vulkanit (Blassneck-Porphyr)id

47 Quarzphyllit (z.T. Phyllonit, Diaphthorit)

Zentralalpines *Permomesozoikum*

48 Karbonatgestein, Siliziklastika, Porphyroid (meist metamorph)

Ostalpines Kristallin

49 Orthogneis (*Jungpaläozoikum*)

50 Orthogneis (vorwiegend *Altpaläozoikum*)

51 Paragneis

52 Glimmerschiefer; **S** = Schneeberger Zug, **R** = Radentheiner Glimmerschiefer

53 Marmor

54 Amphibolit

57 Eklogit (*altalpidisch*)

PERIADRIATISCHE INTRUSIVA

56 Tonalit, Granodiorit (*Oligozän*)

58 Granitoid (*Permokarbon*)

SÜDALPIN

54 Altpaläozoische Gesteine (Kalk, Schiefer, Vulkanit)

55 Quarzphyllit (z.T. Phyllonit)

Deckengrenze 1. Ordnung

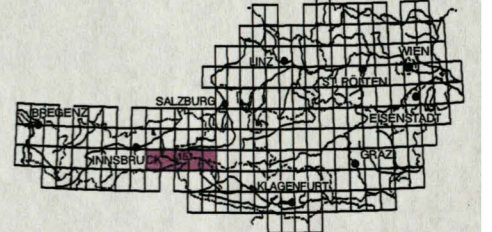
Deckengrenze 2. Ordnung

Bruch, Störung (gesichert)

Bruch, Störung (vermutet)

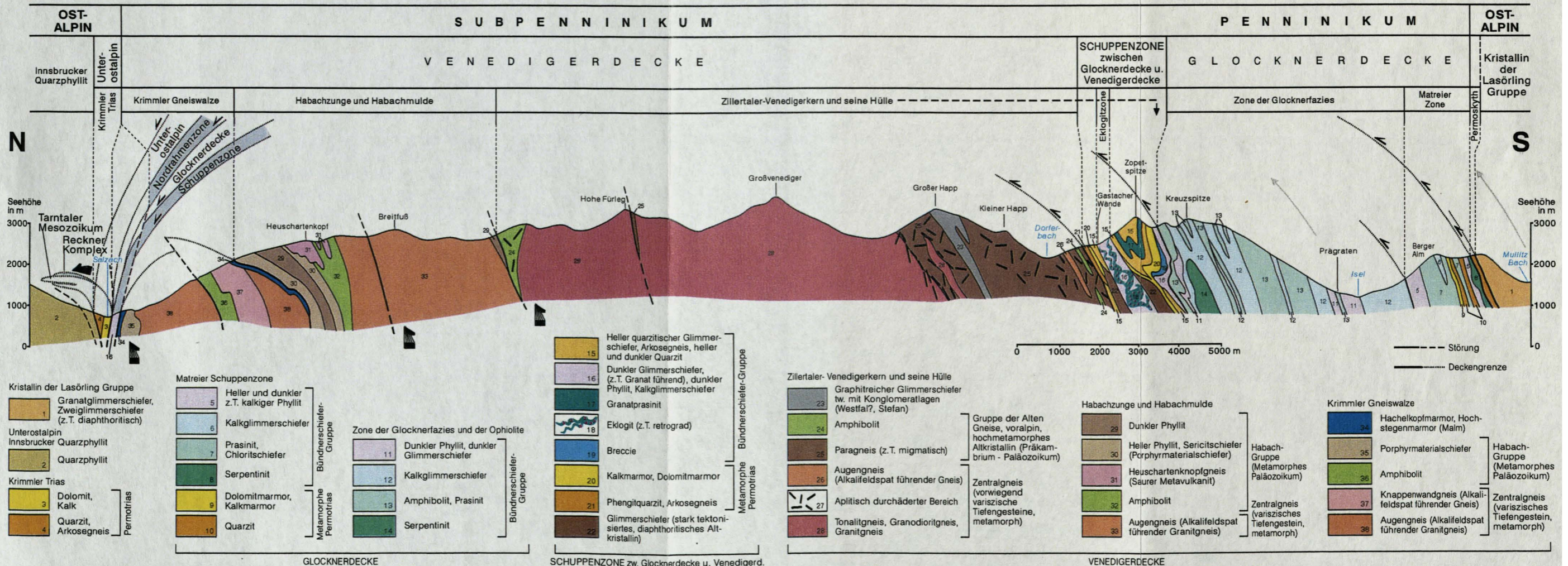
Lage des Profilschnittes

Lage des Arbeitsgebietes



Profil durch die Venedigergruppe

G. Pestal nach Aufnahmen von H.P. CORNELIUS, W. FRANK, G. FRASL, F. KARL, Ch. MILLER, G. PESTAL und O. SCHMIDEGG



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [2003](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Exkursionen 255-282](#)