

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 Quarzporphyrogeröllen, 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 Permotrias 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 Hangendteil, basal Phyllitflatschenmarmor, Reichenhaller Rauhwacke
Skyth	gering	Alpiner Röttschiefer, 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.

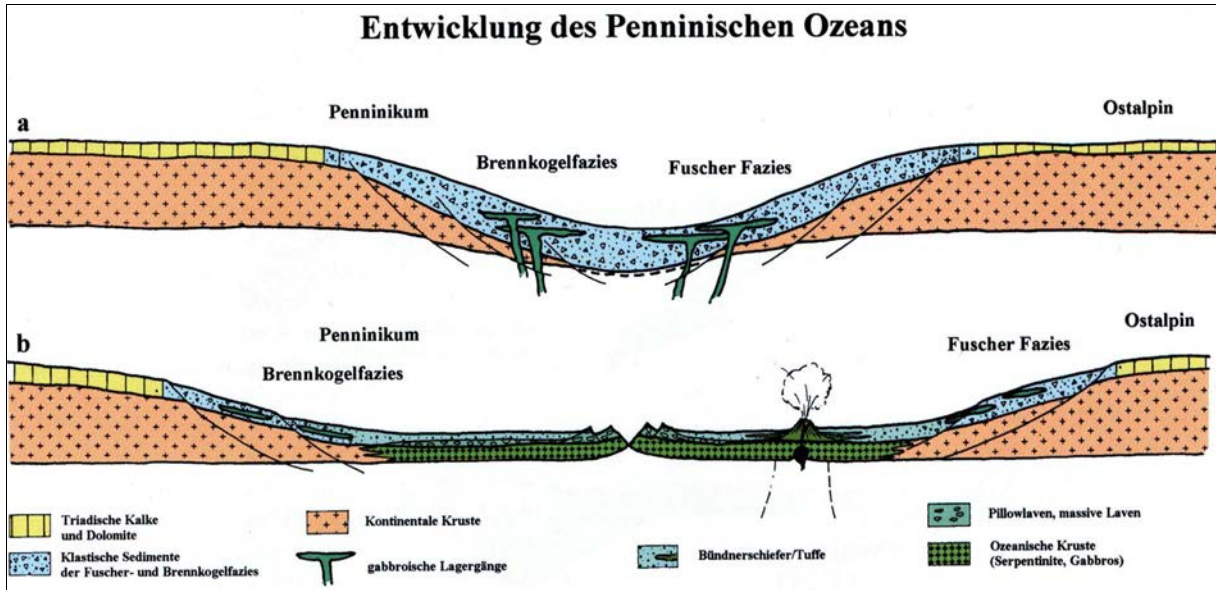


Abb. 1: Die Entwicklung des Penninischen Ozeans:

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).

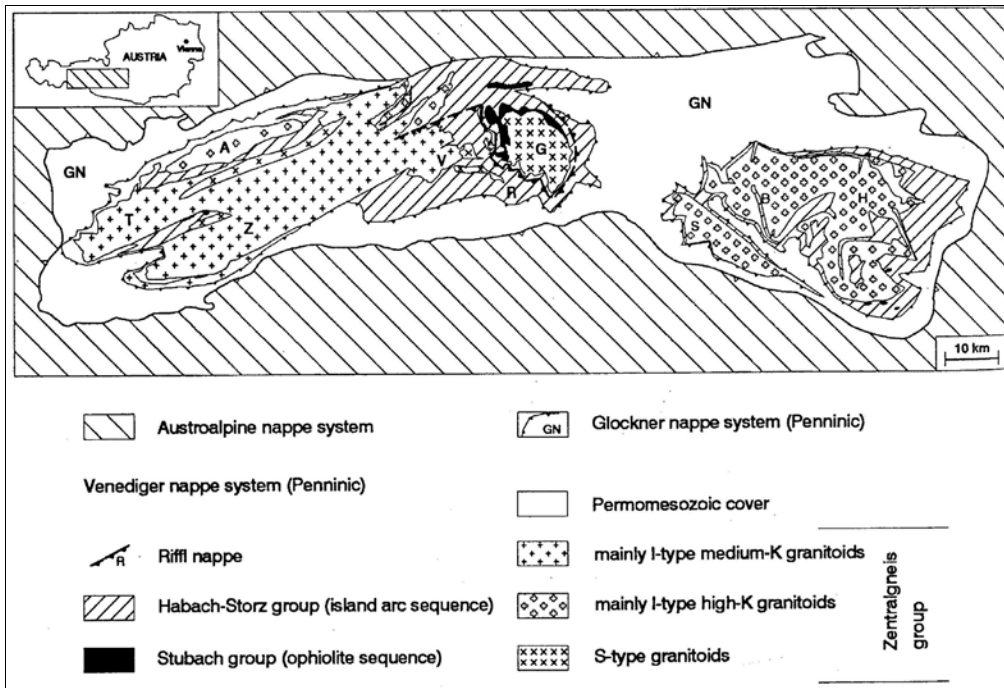


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters (W. FRISCH, G. VAVRA & M. WINKLER, 1993; Fig. 1. aus RAUMER et al.: the Pre-Mesozoic Geology in the Alps, S 350, Heidelberg, 1993).

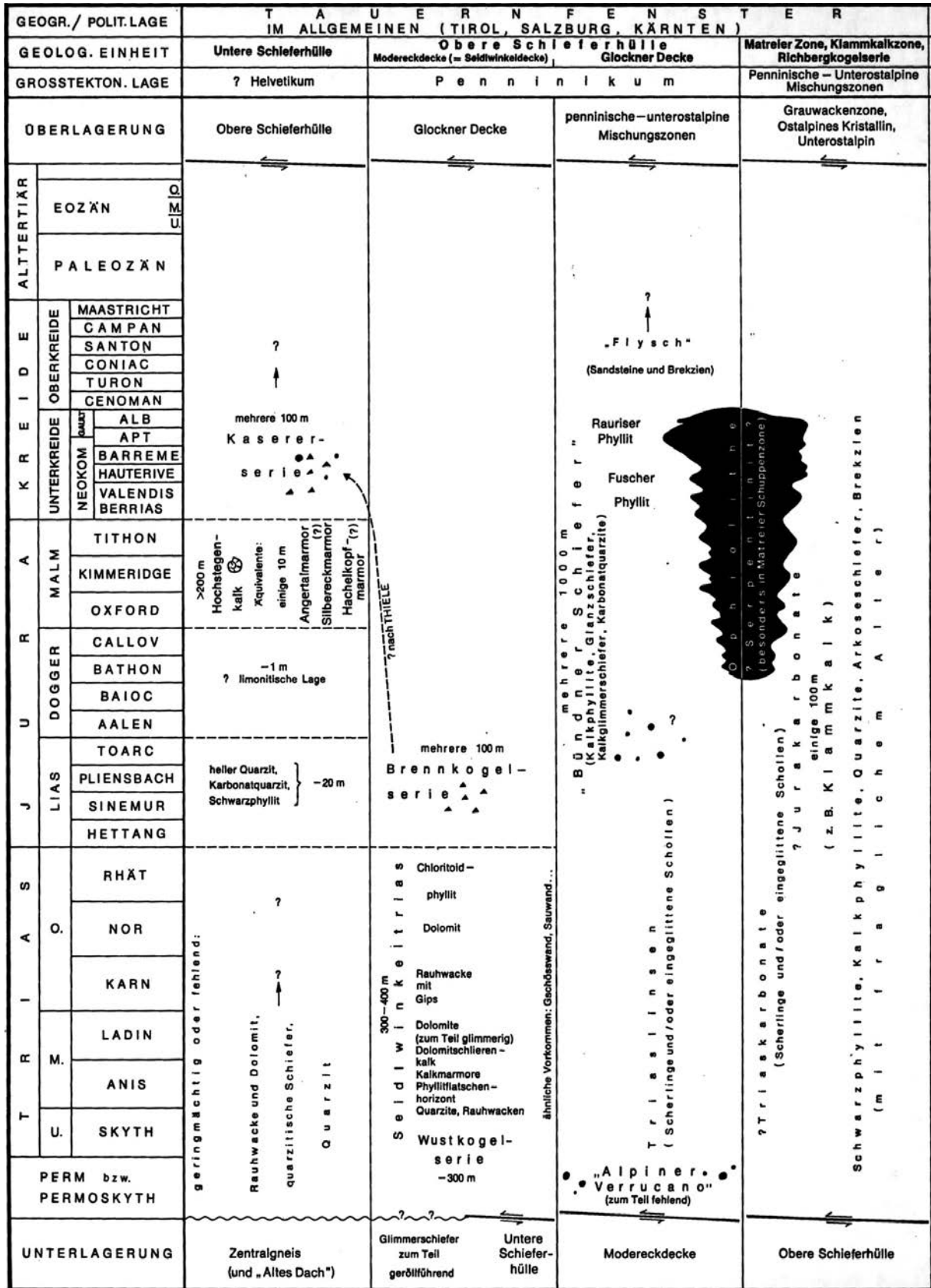


Abb. 3: Stratigraphischer Aufbau des Tauernfensters (aus: R. OBERHAUSER: Der geologische Aufbau Österreichs, Wien 1980).

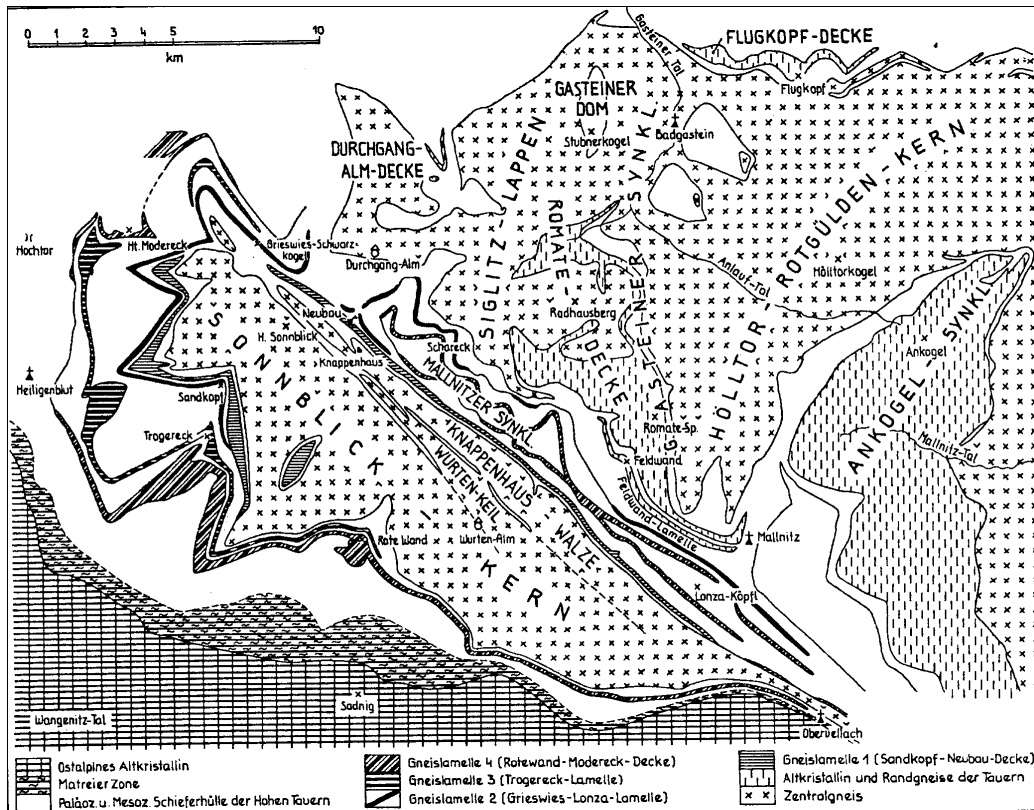


Abb. 4: Tektonische Skizze der Sonnblickgruppe (nach Ch. EXNER, 1964; aus A. TOLLMANN, 1977).

3. Das östliche und mittlere Tauernfenster

Der Gößgrabenkern als tiefster Zentralgneiskern im östlichen Tauernfenster wird durch die Reißeckmulde (Altes Dach des Gößgrabenkernes) vom darüberliegenden Hochalmkern-Ankogelkern getrennt. Den Hochalm-Ankogelkern unterteilen mehrere Mulden, bestehend aus Altem Dach (Ankogelmulde, darüber folgen Hölltor-Rotgüldenkerne und die Gasteiner Mulde mit dem Siglitzlappen).

Den über dem Gößgrabenkern und der Reißeckmulde liegenden Hochalm-Ankogelkern bauen Orthogneise (multipler Pluton) und Altes Dach auf. Auf dem Hochalm-Ankogelkern liegen in transgressivem Verband in der Silbereckmulde permomesozoische Gesteinseinheiten. Lithologisch entsprechen in dieser Schichtfolge die Perm- und Untertriasgesteine der Wustkogelserie und die karbonatische Mitteltrias der Seidlwinkeltrias. Oberjurassisches Alter, vergleichbar mit dem Hochstegenmarmor, haben Teile des Silbereckmarmores. Die jüngsten Gesteine der Silbereckmulde sind eine Abfolge aus Bündner Schiefer. Da das schon früher postulierte oberjurassische Alter des Silbereckmarmores zutrifft (TICHY, pers. Mitt.), wären, wie THIELE (1980) vermutete, diese Bündner Schiefer als Äquivalent zur Kaserer Serie zu sehen.

Über der Silbereckmulde folgt die Mureckgneisdecke (Granit- und Aplitgneis) mit gering mächtigen mesozoischen Metasedimenten, die von der Storzdecke (Storz- und Kareckserie) überlagert werden. Die Storzserie wird als Teil des vom südlichen Hochalm-Ankogelkern abgescherten Alten Daches interpretiert. Die Kareckserie entspricht dem stark deformierten hangenden Anteil der Storzserie.

Die Murtörlserie (Schwarzphyllite, Graphitquarzite, Kalkphyllite - vermutlich Karbon) liegt der Kareckserie transgressiv auf und wird von der Schrovineinheit (Permotrias [nach EXNER, 1971]) und Bündner Schiefer in Brennkogelfazies überlagert. Als nächst höhere deckentektonische Einheit folgt die Glocknerdecke in Glocknerfazies. Typisch für diese sind die Serpentine und Prasinite.

Der südöstlich des Hochalm-Ankogelkernes folgende Sonnblickkern wird durch die Mallnitzer Mulde von diesem getrennt. Die Mallnitzer Mulde repräsentiert eine duktil stark deformierte Synklinale und Scherzone mit einem Stapel von Schieferhülldecken (inklusive Glocknerdecke) und Gneislamellen in ihrem Kern. Der Hochalm-Ankogelkern und der Sonnblickkern verbinden sich unter der Mallnitzer Mulde miteinander. Der Sonnblickkern setzt sich in Form der extrem ausgedünnten Sonnblicklamelle

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. Wolfendorfdecke 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.

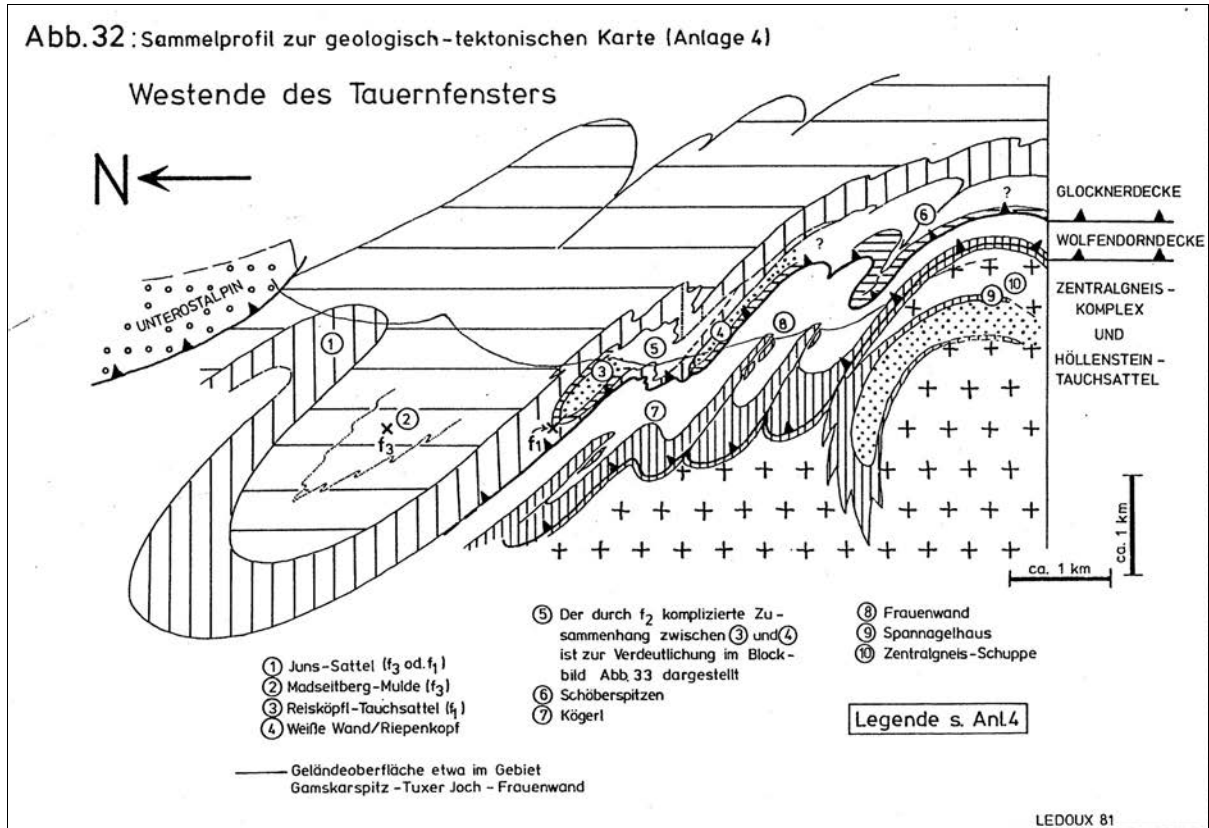


Abb. 5: Profil durch das Westende des Tauernfensters (Aus: LEDOUX, 1982).

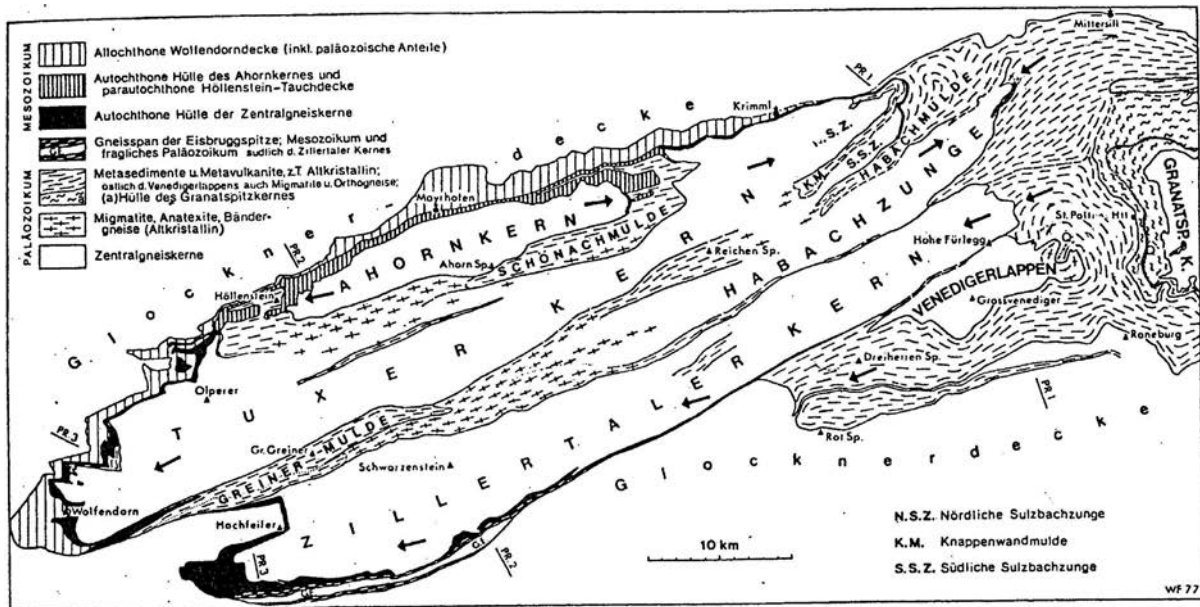


Abb. 6: Strukturübersicht über die Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (nach W. FRISCH, 1977, Abb. 1, S. 678).

Die Greiner Mulde trennt im Westen den Zillertaler Kern vom Tuxer Kern. Der Südteil der Greiner Mulde besteht aus den vermutlich karbonischen (möglicherweise auch altpaläozoischen) Furtschagl-schiefern, aus Metavulkaniten, Serpentiniten, Talkschiefern, usw., die im Bereich der Berliner Hütte in eine Migmatitzone übergehen. Die strukturelle Fortsetzung dieses Südteiles der Greiner Mulde findet

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 eingestuft 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.

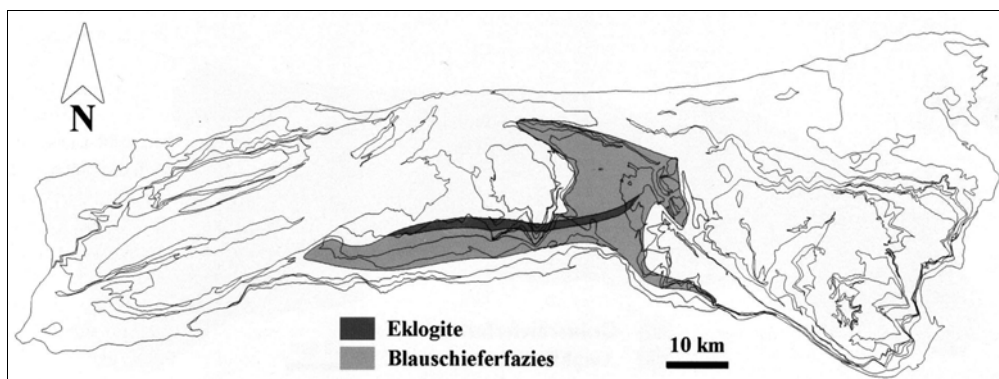


Abb. 7: Karte der Verbreitung der Eklogite und der Blauschieferfazies in den mittleren Hohen Tauern. (V. HÖCK, F. KOLLER & R. SEEMANN, 1994, Abb. 4 S. 39).

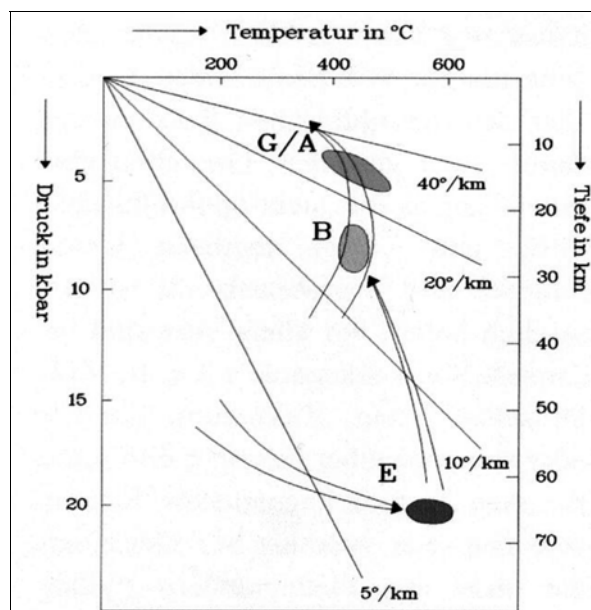


Abb. 8: Druck-Temperatur-Diagramm für die Metamorphoseentwicklung im Tauernfenster. E: Eklogitfazies, B: Blauschieferfazies, G/A: Grünschiefer-Amphibolitfazies (V. HÖCK, F. KOLLER & R. SEEMANN, 1994, Abb. 5, S. 40).

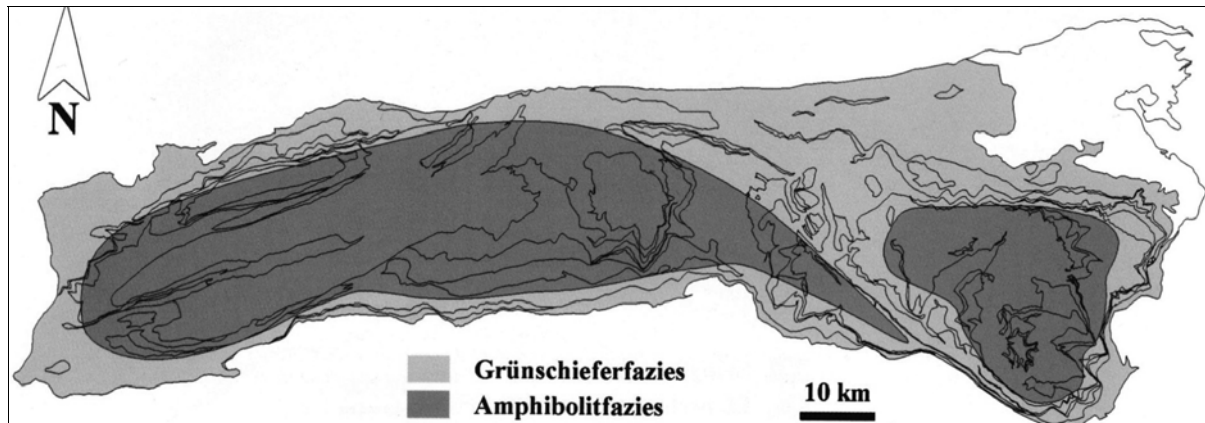


Abb. 9: Karte der Verteilung der tertiären Metamorphose in Grünschieferfazies und Amphibolitfazies (V. HÖCK, F. KOLLER & R. SEEMANN, 1994), Abb. 6, S. 40.

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-Feldspaten; die K-Feldspate sind zwischen 0,5 und mehreren Zentimetern groß. Feldspat-Augengneise mit besonders großen K-Feldspaten kommen südlich des Venntales (N der Landshuter Europahütte), in den Wänden N des Wolfendornes und im oberen Silltal vor. Hier erreichen die K-Feldspate zum Teil fast zehn Zentimeter.

Makroskopischer Mineralbestand: K-Feldspat, Quarz, Plagioklas, Helleglimmer, \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.

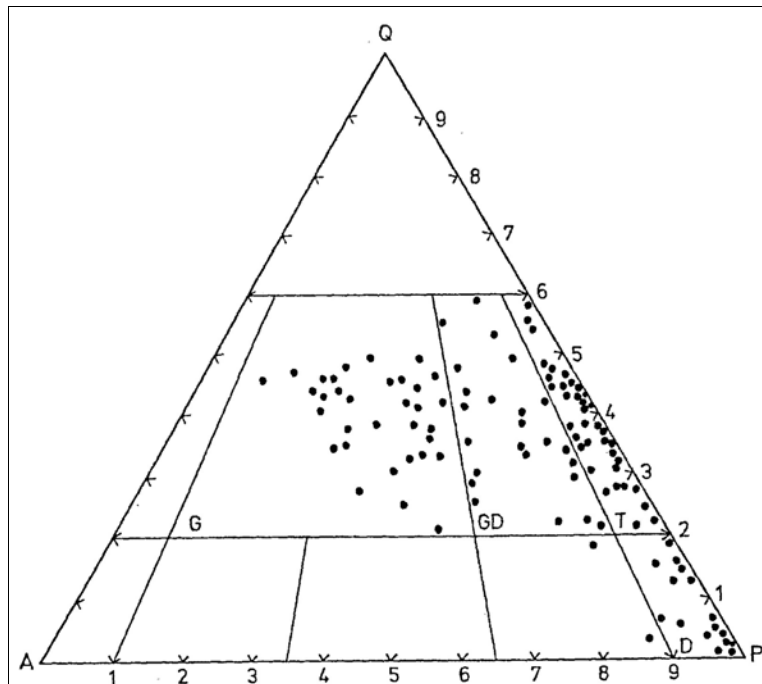


Abb. 10: Mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen Zentralgneistypen im Streckeisen-diagramm (aus LAMMERER, 1986, S. 57).

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, ± Hellglimmer, ± 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 Valstales 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 m³ bis km³) 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 dünnschiefri gen 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. quarzitisches 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 (Rauhwacken, 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 Schöberspitzenpermotrias 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.

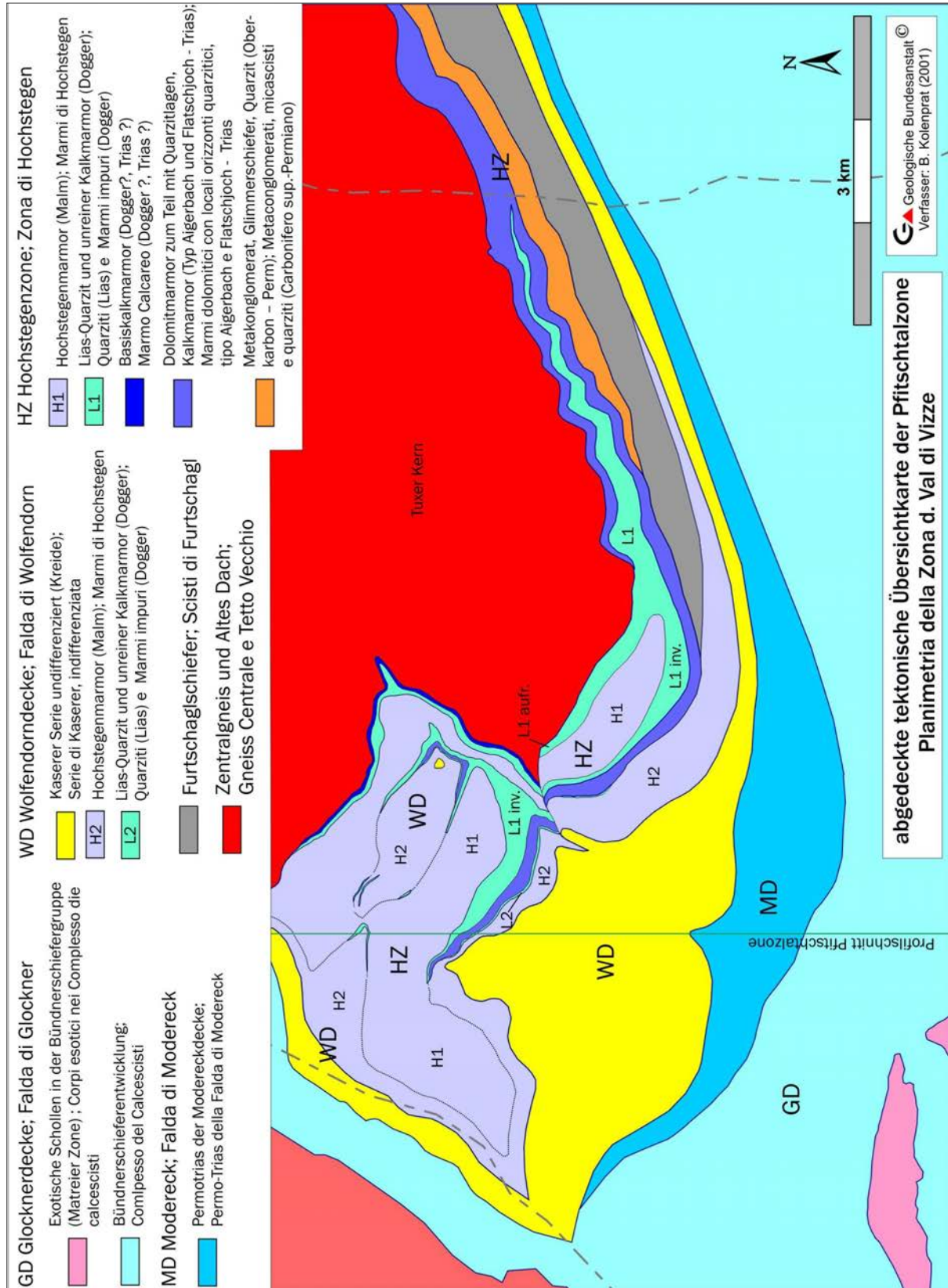


Abb. 11: Vereinfachte geologische Übersichtskarte zwischen Brennerpass und Pfitschtal.

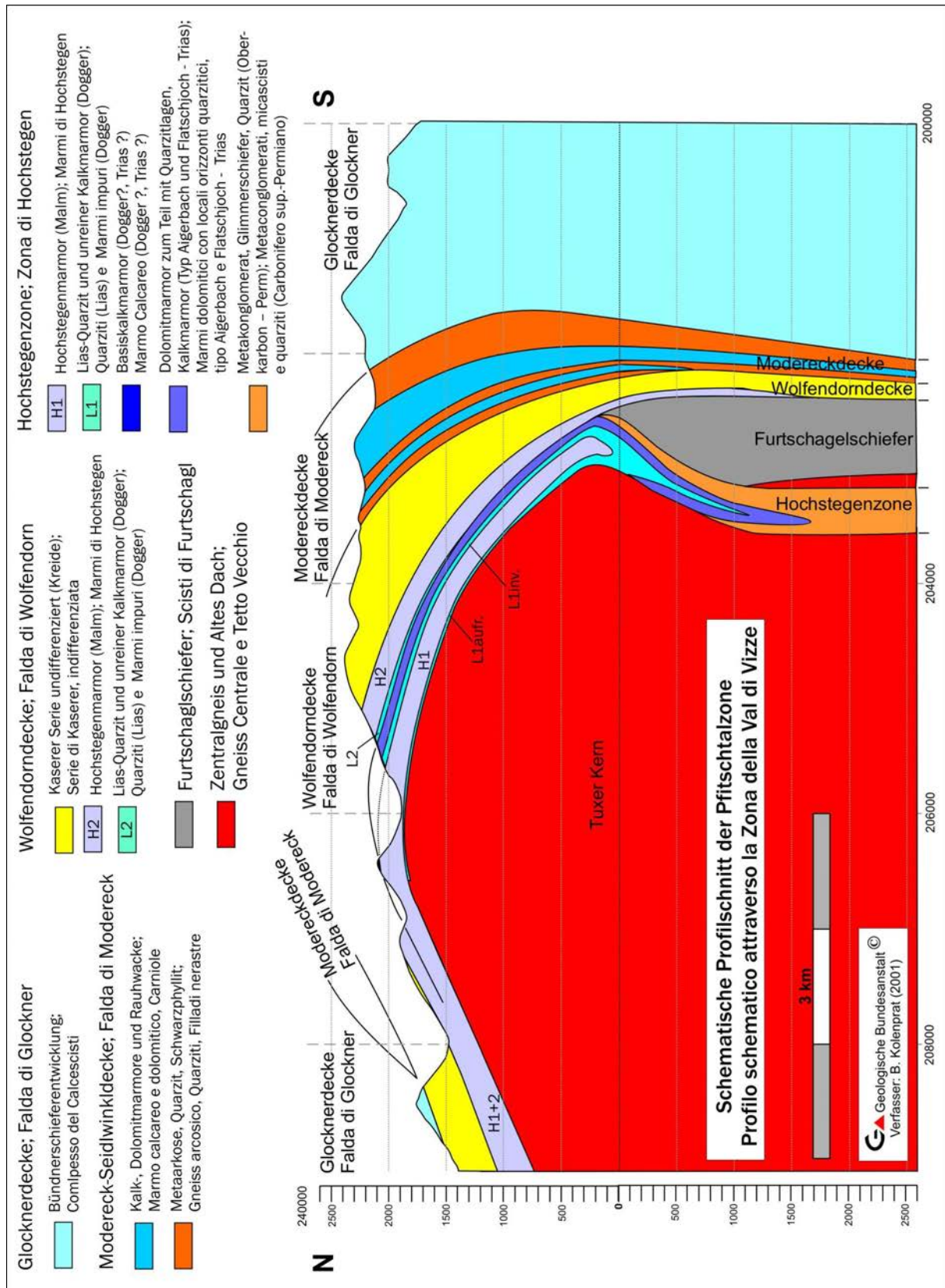


Abb. 12: Geologisches Übersichtsprofil durch die Pfitschtalzone und den Tuxer Kern.

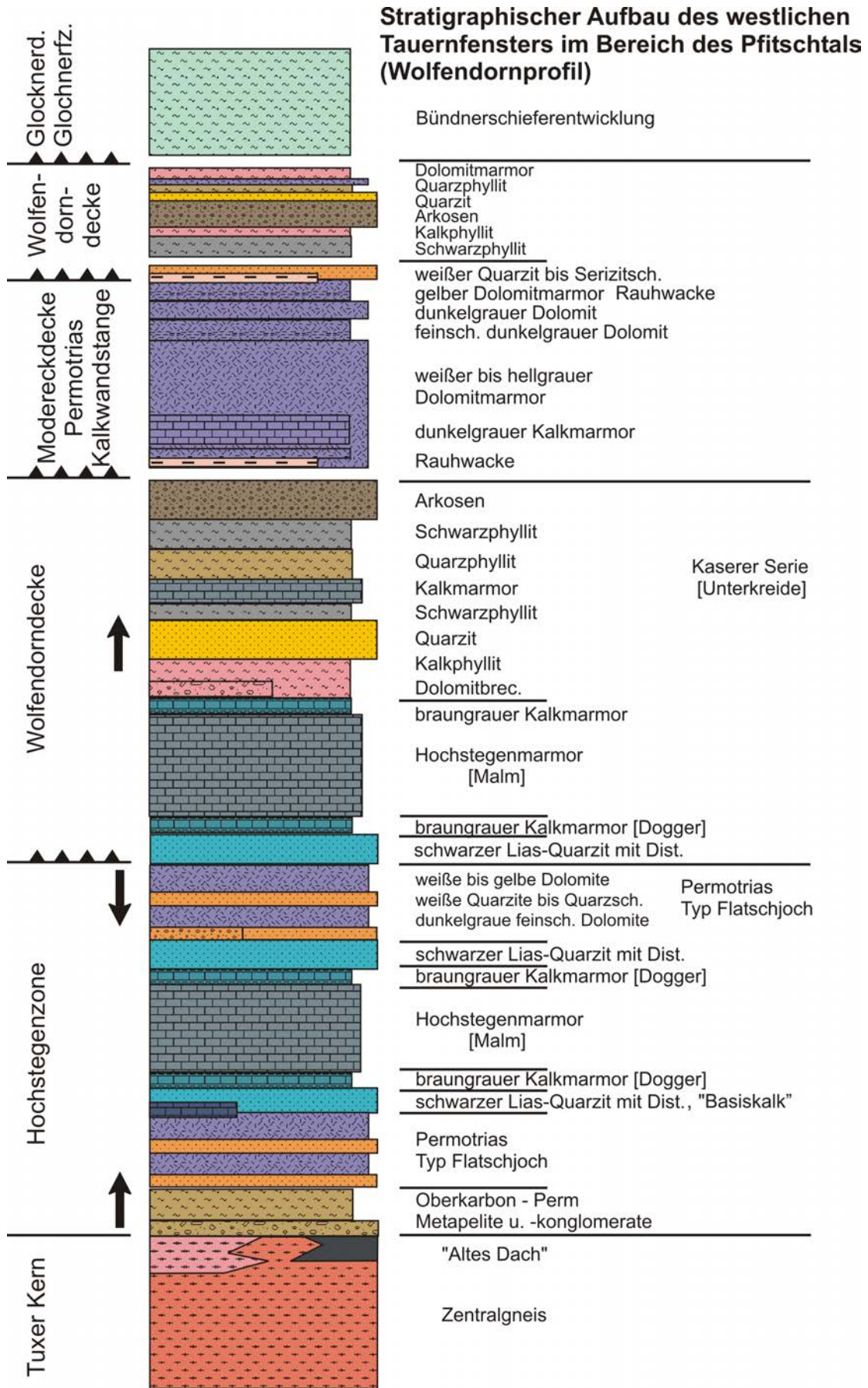


Abb. 13: Säulenprofil durch die Pfitschtalzone.

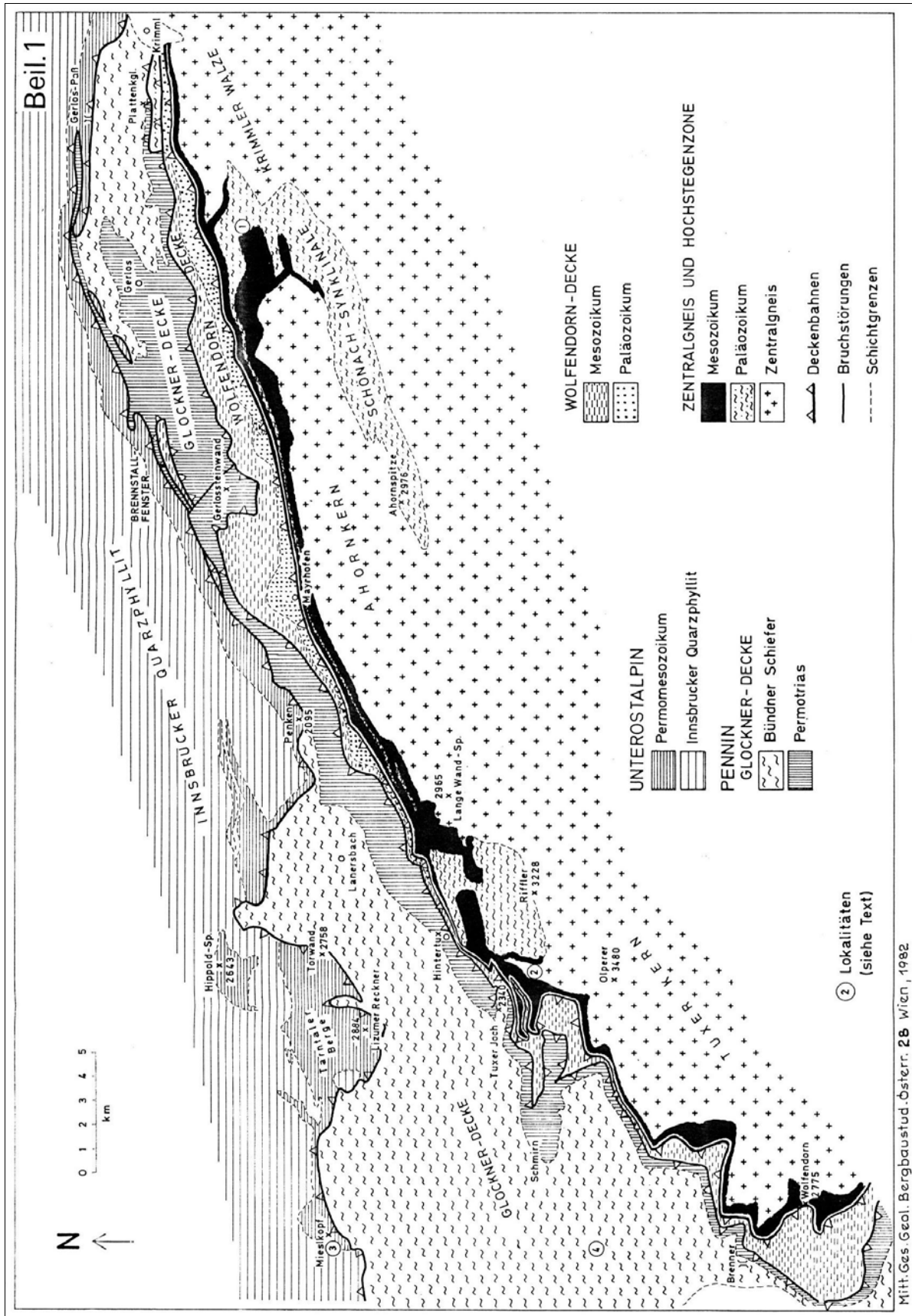


Abb. 14: Übersicht über die Verbreitung der Wolfendorndecke im Tauernfenster. (Nach FRISCH, 1982).

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 mittetriassisches 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 Bloader Alm und des Niedervennjochs gegen Süden bzw. Südwesten. Die Kaserer Serie liegt dem Hochstegenmarmor und teilweise vermutlich triassischen Marmoren auf. Westlich der Bloader 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 - Rosmgrubenkofel 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 semiduktil 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 Rauhacken. Die Dolomite weisen oft eine starke spröde-tektonische Überprägung auf, sodass ein feinkörniger, fast kohäsionsloser Dolomitgrus vorliegt.

Rauhacken

Die Rauhacken, kalkig-quarzsandige und porige Gesteine, teilweise auch Zellendolomite, 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) Kataklasite 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.

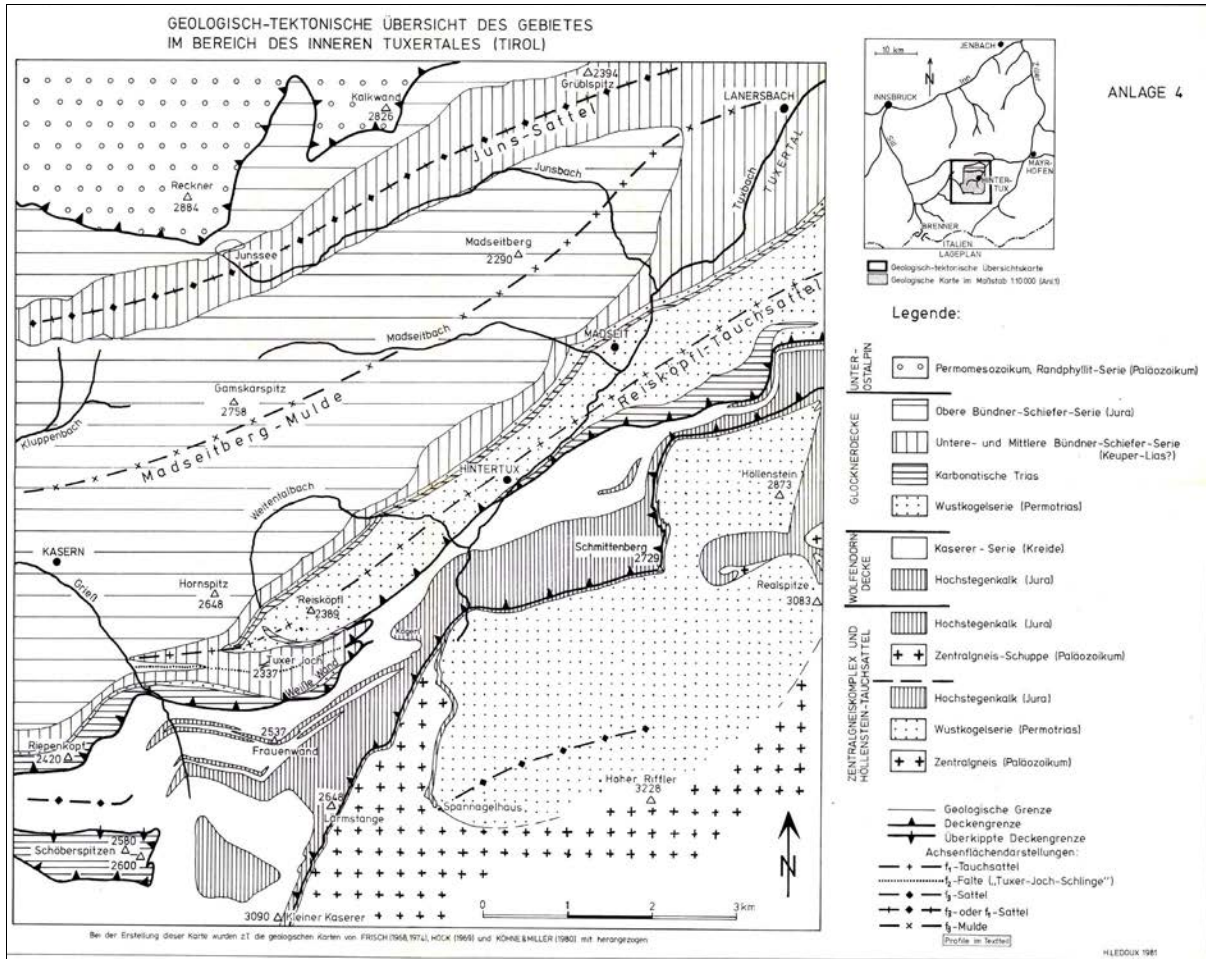


Abb. 16: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des inneren Tuxertales (LEDOUX, 1982, Anl. 4).

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 Navistal, 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.

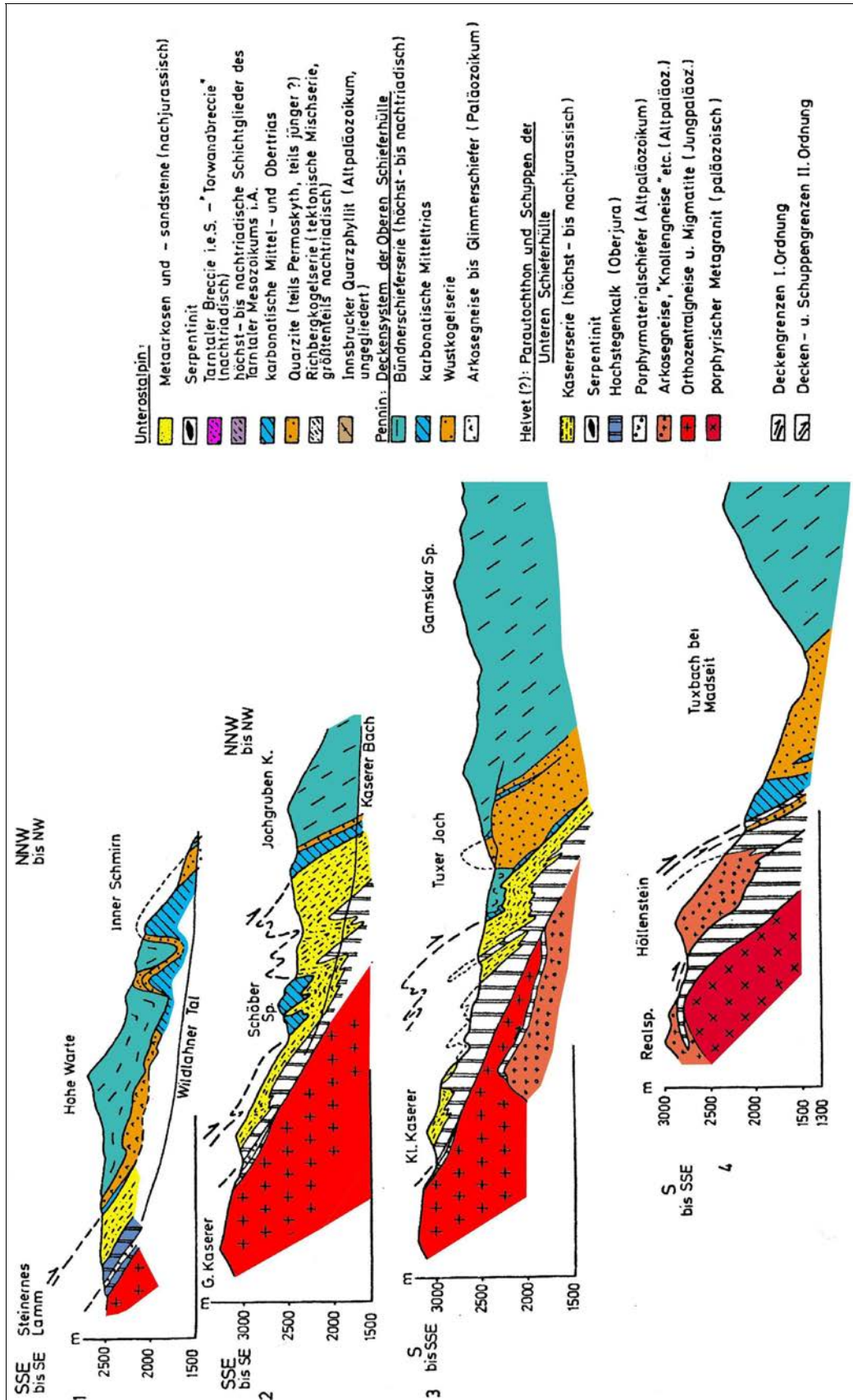


Abb. 17: Profile durch das nördliche Tauernfenster und die angrenzende Innsbrucker Quarzphyllitzone (THIELE, 1976). In dieser Profilersie ist die südvergente Verfallung in der Schöber-spitzentrias deutlich erkennbar. Weiters sind die am Höllstein nach N eintauchende Falte ("Höllstein-Tauchfalte") und 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 engen und offenen 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, Rauhacken, 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 Rauhacken, 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 (Rauhacke). 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 Schieferen 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 Serpentinit- 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.

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): Rockenschaub Manfred Josef, Kolenprat Bernd, Nowotny Axel

Artikel/Article: [Das westliche Tauernfenster 7-38](#)