

EXKURSION B

Mittwoch, 4. Oktober 1995

Führung: M. MÖLK , G. PESTAL, G. POSCHER, G. SPAETH

● **Der Südrand des Tauernfensters, die Matreier Zone im Bereich Kals - Matrei in Osttirol (G. PESTAL)** <mit 8 Abb. >

● **Bretterwand(-bach): Geologie - Massenbewegung - Verbauung (M. MÖLK ¹⁰)**

● **Überblick zur nordwestlichen Schobergruppe (G. SPAETH)**

1. Einleitung (G. PESTAL) <siehe Abb. 1 und 8>

Das Tauernfenster ist das größte und bedeutendste tektonische Fenster der Ostalpen. Es weist eine W - E Erstreckung zwischen Brenner und Katschberg von rund 160 Kilometern auf. Seine N - S Ausdehnung beträgt teilweise über 40 Kilometer. Im Tauernfenster tritt das Südpenninikum (Glocknerdecke) und das Mittelpenninikum (Venedigerdecke) zutage. Im NW bzw. NE des Fensters befinden sich die unterostalpinen Einheiten der Tuxer - und der Kitzbühler Alpen bzw. der Radstädter Tauern, die ihrerseits wiederum von der Hauptmasse des Ostalpins überlagert werden.

Es war der französische Geologe TERMIER der bei einer Exkursion anlässlich des dritten Internationalen Geologenkongresses im Jahre 1903 erkannte, daß die penninischen Gesteinsserien der West- und Zentralalpen in den Hohen Tauern und Zillertaler Alpen wieder unter den ostalpinen Einheiten hervortreten. Seit dieser Zeit wurde in zahlreichen Arbeiten nicht nur die "Fensteratur" dieses Abschnittes weiter herausgearbeitet, sondern auch die Bedeutung des Tauernfensters für den gesamten Ostalpenbau geklärt. (KOBBER 1912, 1955, STAUB 1924, CLAR 1953, 1965, TOLLMANN 1963, 1977, FRISCH 1978).

2. Das Tauernfenster und seine penninischen Gesteinsformationen:

Der geologische Inhalt des Tauernfensters wird lithologisch hauptsächlich durch die Zentralgneiskerne und durch die sie ummantelnden Schieferhüllgesteine geprägt. Die Schieferhülle enthält möglicherweise präkambrische, sicher aber paläozoische und mesozoische Gesteinsformationen. Im großen gesehen, kann eine Zweiteilung der Schieferhülle in die vorpermischen und in die permomesozoischen Formationen vorgenommen werden. Die Trennlinie zwischen diesen beiden Anteilen der Schieferhülle wird durch die varizische Orogenese festgelegt. Diese äußert sich vor allem in den varizisch tief versenkten Teilen der vorpermischen Formationen durch Metamorphose, Migmatitbildung und durch das Aufdringen von sauren Magmatiten, die heute als Zentralgneise vorliegen. Zeitlich kann das varizische Ereignis in den Hohen Tauern auf Grund geochronologischer Untersuchungen (CLIFF 1981, PESTAL 1983) mit Oberkarbon bis Wende Karbon-Perm angegebe werden.

¹⁰ siehe allgemeiner Teil dieses Bandes: M. MÖLK, Seite 102

Die vorpermischen Formationen des Tauernfensters wurden und werden von den verschiedenen Autoren meist unter lokalen Arbeitsbegriffen beschrieben. Im östlichen Teil des Tauernfensters lauten sie Storz - und Kareck - Gruppe bzw. Murtörl - Gruppe (EXNER 1957, 1971 und 1983). In den mittleren Hohen Tauern und im westlichen Teil des Tauernfensters wird die Hauptmasse der vorpermischen Schieferhüllgesteine lokal in der Habach - Gruppe (FRASL 1958), der Biotitporphyroblastenschiefer - Gruppe (CORNELIUS und CLAR 1939), der Gruppe der Alten Gneise (FRASL und FRANK 1966) und der Greiner - Gruppe (LAMMERER et al. 1976) zusammengefaßt. Übergeordnete Begriffe, die für Teilabschnitte dieser Gesteinsgruppen zur Anwendung gelangen, sind Altkristallin für jene Gesteine, bei denen gesichert eine hohe, meist amphibolitfazielle vormesozoische Metamorphose nachweisbar ist, und Altes Dach, wenn diese vorpermischen Gesteine im primären Intrusionskontakt mit den im Oberkarbon aufgedrungenen Zentralgneisen stehen. Die Metamorphose, die die altkristalline Natur von Teilen der vorpermischen Einheiten verursachte, kann spätestens variszisch erfolgt sein. Sie kann aber auch, zumindest zum Teil, ein noch höheres Alter aufweisen.

Die prostratigraphische Gliederung des permomesozoischen Bestandes der Schieferhülle, die FRASL (1958), basierend auf den Arbeiten von CORNELIUS und CLAR (1939) und EXNER (1957), in den mittleren Hohen Tauern aufstellte, findet bis heute im ganzen Tauernfenster Anwendung. Die nachvariszische Entwicklung beginnt mit der meist geringmächtigen Wustkogel Formation, der permoskythisches Alter zugerechnet wird. Die Karbonatgesteinsformation der Trias ist in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Seidlwinkeltales bestens entwickelt, deshalb ist sie auch oftmals mit dem Namen Seidlwinkeltrias in der Literatur vertreten. Der ebenfalls schon von FRASL (1958) beschriebenen Hochstegen Formation, die transgressiv über dem Zentralgneis lagert, wird von FRISCH (1968, 1975) zur Gänze jurassisches Alter zugeschrieben.

Die Bündnerschiefer Gruppe ist vor allem im Hinblick auf die nunmehrige Exkursion von Bedeutung. Wie schon durch den Namen ausgedrückt, soll auf die grundsätzliche Ähnlichkeit dieser Gesteine mit etwa gleichaltrigen in Graubünden hingewiesen werden. Die spärlichen Fossilfunde in den Hohen Tauern (KLEBERGER et al. 1981, REITZ und HÖLL 1991) bestätigen jedenfalls ein schon lange vermutetes jurassisches bis unterkretazisches Alter. FRASL und FRANK (1966) grenzten in recht zweckmäßiger Weise drei Faziesbereiche innerhalb der Bündnerschiefer Gruppe ab. Entsprechend ihrer ursprünglichen paläogeographischen Anordnung von N nach S lauten sie: Brennkogelfazies, Glocknerfazies, und Fuscherfazies. Als jüngstes Element der Bündnerschiefer Gruppe gilt der sogenannte "*Tauernflysch*", während dessen Ablagerung der penninische Trog wieder einen einheitlichen Faziesbereich bildet. Die Sedimentation im Bereich des heutigen Tauernfensters endet vermutlich in der Oberkreide durch Zuschub des Penninikums.

3. Die geodynamische Entwicklung der Hohen Tauern und der Zillertaler Alpen in alpiner Zeit:

Im Perm und in der Trias war die kontinentale Kruste, die später in die Alpine Orogenese miteinbezogen wurde, Teil des Superkontinents *Pangea*. Ostalpin und Südalpin waren dabei auf jenem Teil des Kontinentalrandes positioniert, der zur Paläotethys nach E hin auslief. Daran nordwestlich anschließend, in einer schon deutlich entwickelten intrakontinentalen Position, befanden sich jene Teile des Tauernfensters, deren Basis aus kontinentaler Kruste (Zentralgneis und / oder vorpermische Gesteinsformationen) bestand. Diese Krustenteile und die auf ihnen abgelagerten permischen und mesozoischen Sedimente werden heute als Mittelpenninikum, oder als Briançonnais bezeichnet. Im gegenständlichen Zeitraum fand hier die Sedimentation der Wustkogelbildung und der Karbonatgesteinsformation statt (vergl. Abb. 2 nach FRANK 1964). Dieser Bereich befand sich, wie auch das zu diesem Zeitpunkt noch unmittelbar nördlich anschließende Helvetikum, weitgehend oder zumindest zeitweilig im Einflußbereich der "*Germanischen Fazies*", was bedeutet, daß die hiesige Obertrias in Keuperentwicklung vorliegt. (vergl. Abb. 3, Profil 1)

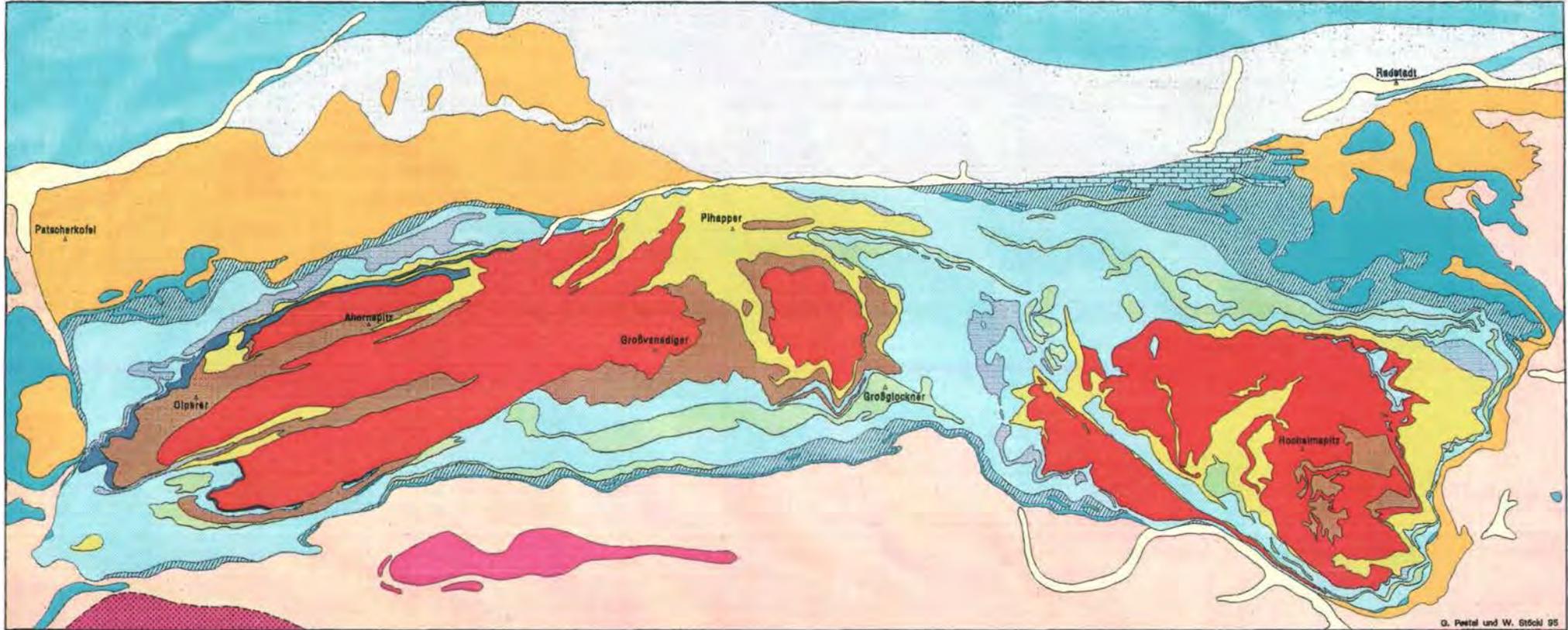
Vermutlich im Lias setzten im penninischen Raum plattentektonische Vorgänge ein, die zur raschen Ausdünnung der kontinentalen Kruste und damit verbunden zur Bildung eines vorerst kleinräumigen Beckens führten. In diesem kam es zur Ablagerung erster klastischer Kontinentalrandsedimente und zum Eindringen dioritischer und gabbroider Magmen (Zone der Brennkogel und Zone der Fuscherfazies). Teile des Mittelpenninikums bildeten in dieser Zeit Festlandsbereiche.

Das Tauernfenster und sein geologischer Rahmen

(Basierend auf den geologischen Übersichtskarten von Höck et al. 1994 und Thiele 1990)



Abb.1



G. Peitl und W. Stöckl 95

LEGENDE:

Quartär und Jungtertiär

Niseerferner Tonalit

Brixener Granit (Bödelalpin)

Ostalpin

Oberostalpin

Nördliche Kalkalpen

Grauwackenzone

Steinacher Quarzphyllit

Permomesozoikum der Zentralalpen

Ostalpinas Kristallin

Unteroostalpin

Permomesozoikum der Tertiärer Berge bzw. Redotischer Tauern sowie unterostalpinas Schollen im Bereich der Nordrahmenzone und der Metzler Zone

Innenbrucker und Redotischer Quarzphyllit bzw. Unteroostalpinas Kristallin z.T. diaphthoritisch

Penninikum

Metzler Zone und Nordrahmenzone

Kernkalkzone

Metasedimente der Bündnerschiefer

Grüngeraine der Bündnerschiefer

Hochsteingazone (Malm)

Seldwinkritias und Wustkogelformation (Perm - Obertrias)

Zentralgnais

Vorpermische Gesteinsformationen

Altkristallinkomplex



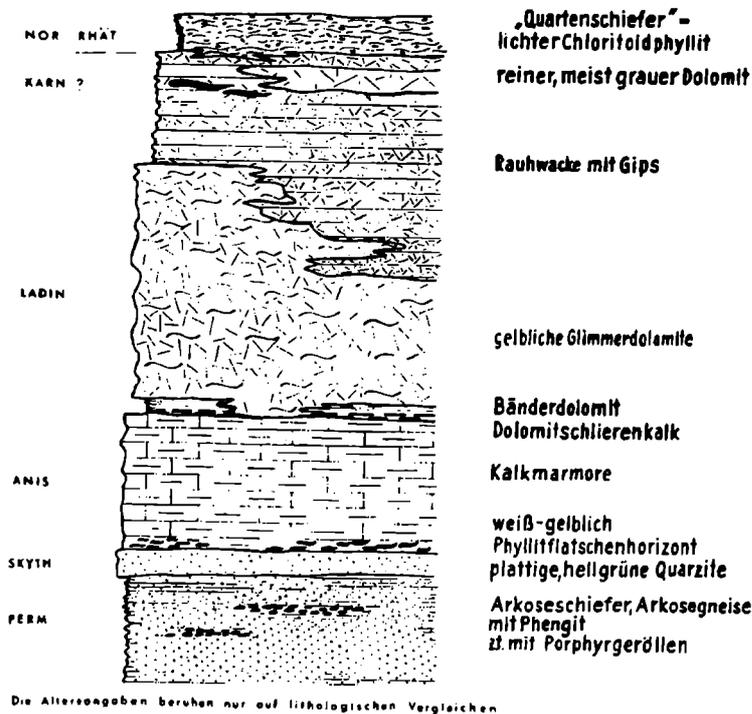


Abb. 2: Normalprofil der Seidlwinkltrias (nach W. FRANK, 1964)

Hier wurden die permomesozoischen Sedimente wieder teilweise, vereinzelt aber auch zur Gänze erosiv entfernt. (vergl. Abb. 3, Profil 2)

Im Gefolge der fortschreitenden Dehnung im penninischen Ozeanbecken kam es zur Ausbildung einer Riftzone und zur Bildung wirklicher ozeanischer Kruste, wie HÖCK (1983) zeigen konnte (Zone der Glocknerfazies und der Ophilithe). Dieser Streifen ozeanischer Kruste trennte nun Mittelpenninikum und Ostalpin und war die Basis des Piemontais oder der südpenninischen Einheit. Neben Bündnerschiefern in Glocknerfazies gehörten auch die zu dieser Zeit südlich anschließenden Bündnerschiefer in Fuscherfazies zur südpenninischen Einheit. Die damals nördlich der Glocknerfazies situierte Brennkogelfazies befand sich somit am Südrand des Mittelpenninikums. Im Bereich der lange Zeit der erosiven Tätigkeit ausgesetzten mittelpenninischen Zentralgneisschwellen erfolgte im Malm die Transgression der Hochstegenformation. (vergl. Abb. 3, Profil 3) <Zur Erläuterung des nordpenninischen Valais Ozeanbereiches, der den Begriff Mittelpenninikum für den Tauernbereich als einen vom Helvetikum losgetrennten Mikrokontinent rechtfertigt, möchte ich nur auf FRISCH (1978) verweisen.>

Die Dehnungs- und Ozeanisierungsphase wurde vermutlich in der Oberkreide von einer Phase der Subduktion des penninischen Ozeans unter das Ostalpin abgelöst. Mit Beginn dieser Subduktionstätigkeit kam es wahrscheinlich zur Bildung einer Tiefseerinne, in die aus dem ostalpinen Randbereich ± grobklastisches - brecciöses Material, aber auch Riesenschollen als Olistholite einglitten (vergl. Abb. 4 A und 4 B, nach FRISCH et al. 1987). Eng mit diesem Zuschub des Südpenninikums verbunden war auch die Ablagerung des "Tauernflysch". Im Zusammenhang mit dieser Subduktionszone kam es wohl auch zur Anlage eines Akkretionskeiles, und so gelangten die ursprünglich südlichen Elemente wie Klammkalk und Bündnerschiefer der Fuscherfazies in eine Position im

EXKURSION B

Ausgelöst durch die Subduktionstätigkeit kam es in den tief versenkten Teilen der ozeanischen Kruste, und in den mit diesen verknüpften Sedimenten, zur Bildung von Hochdruckmineralparagenesen. (Druckbetontes alpines Metamorphosegeschehen: Eklogitfazies, gefolgt von Überprägung in Blauschieferfazies. Für weitere Erläuterungen zur metamorphen Entwicklung des Tauernfensters siehe FRANK, HÖCK und MILLER 1987 .) (vergl. Abb. 3, Profil 4)

Die Subduktion der südpenninischen Einheiten wurde gefolgt von der Kontinent - Kontinent Kollision zwischen dem mittelpenninischen und dem ostalpinen Krustenblock, wobei sich Reste des Südpenninikums zwischen diesen beiden Einheiten befanden. (vergl. Abb. 3, Profil 5)

Dieser Zuschub des Tauernfensters führte in den tektonisch höheren penninischen Deckeneinheiten und auch im Stirnbereich des Ostalpins selbst zur Ausbildung zahlreicher großräumiger NW - vergenter Faltenstrukturen. Es begann nun die Anlage der bedeutenden penninischen Deckeneinheiten in den Hohen Tauern. Im großen gesehen hat es sich als zweckmäßig erwiesen, eine Zweiteilung der tektonischen Einheiten des Tauernfensters in folgender Art vorzunehmen: Alle Einheiten, deren basale Anteile aus mittelpenninischer kontinentaler Kruste bestehen oder die auf solcher sedimentiert wurden, repräsentieren das Stockwerk der Venedigerdecke (FRISCH 1976). Im Stockwerk der Glocknerdecke (STAUB 1924, FRANK 1965) liegen heute Bündnerschiefer in Glockner- und Fuscherfazies, also die eingangs dem südpenninischen Bereich zugeordneten Bündnerschiefer, über den mittelpenninischen Einheiten der Venedigerdecke. Weiters werden dem Stockwerk der Glocknerdecke alle Einheiten zugerechnet, die heute eine tektonisch höhere Position als diese Hauptmasse der südpenninischen Bündnerschiefer einnehmen, nämlich die Matreier Zone und die Nordrahmenzone.

Während der Subduktionstätigkeit kam es, wie schon erwähnt, in den tief versenkten Einheiten zur Bildung von Hochdruckparagenesen; das weitere orogene Geschehen bewirkte nun wiederum ein Hochschürfen einzelner, vormals subduzierter Teile in mittlere Krustentiefe (vergl. Abb. 3, Profil 5). Reste unter eklogitfaziellen Bedingungen gebildeter Mineralparagenesen finden sich heute verbreitet an der Südabdachung der mittleren Hohen Tauern in einer Schuppenzone zwischen Glocknerdecke und Venedigerdecke. Gefolgt wurde die Eklogitbildung von einem ebenfalls druckbetonten Blauschieferereignis, dessen mineralogische Reste verbreitet in den ophiolithischen Grüngesteinen und Metasedimenten der Glocknerdecke auffindbar sind (vergl. Abb. 5; nach FRANK, HÖCK und MILLER 1987).

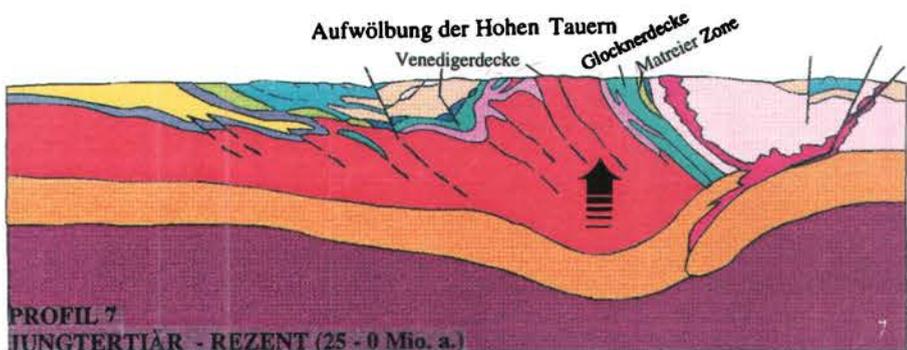
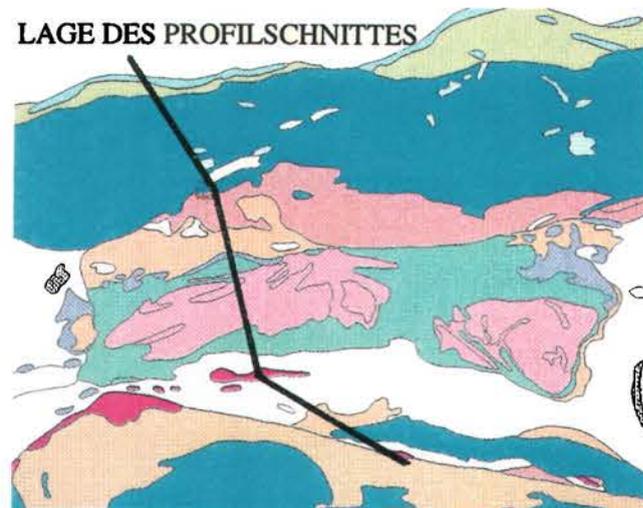
Die Sedimentation des Tauernflysch erfaßte unmittelbar vor deren Zuschub Teile der mittelpenninischen Einheiten.

Letztlich wurde das gesamte Penninikum von Einheiten des Ostalpins überschoben. Die Überdeckung durch das Ostalpin und die enorme Verdickung der penninischen Kruste im Bereich des Tauernfensters, verursachten die jüngste, tertiäre Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation nach SANDER 1921) dieses Gebietes (vergl. Abb. 3, Profil 6). Der zentrale Teil der Hohen Tauern und der Zillertaler Alpen wurde dabei von Amphibolitfazies, die randlichen Bereiche von Grünschieferfazies überprägt (vergl. Abb. 6 nach FRANK, HÖCK und MILLER 1987). Es wird vermutet, daß die Tauernkristallisation im Zeitraum zwischen 40 bis 35 Millionen Jahren ihre höchste Intensität erreichte.

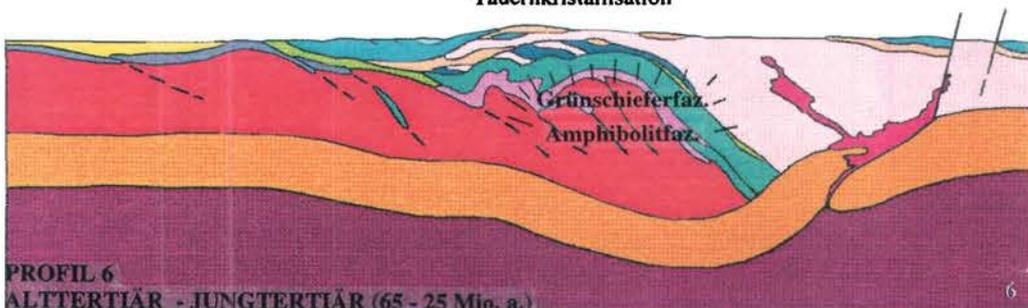
Abb. 3: Entwicklungsmodell der Ostalpen unter besonderer Berücksichtigung der
 · penninischen Einheiten des Tauernfensters im Querschnitt Lienz - Ahrntal - Gerlos -
 Rattenberg - Bad Tölz

ENTWICKLUNGSMODELL DER OSTALPEN UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER PENNINISCHEN EINHEITEN DES TAUERNFENSTERS IM QUERSCHNITT (LIENZ - AHRNTAL - GERLOS - RATTENBERG - BAD TÖLZ)

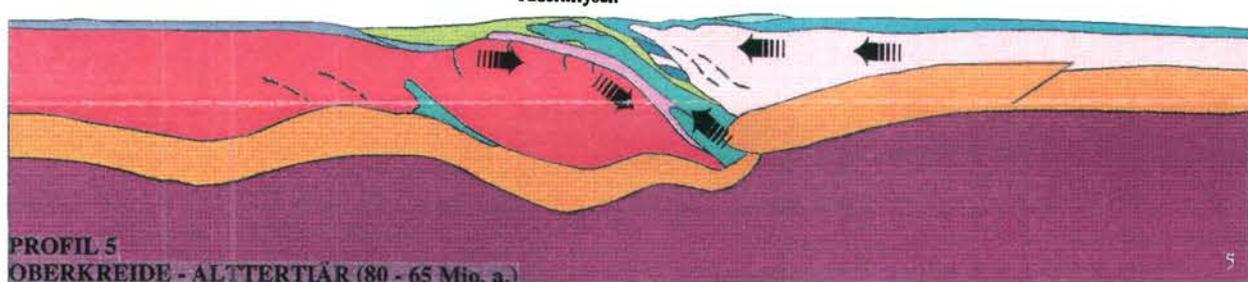
LAGE DES PROFILSCHNITTES



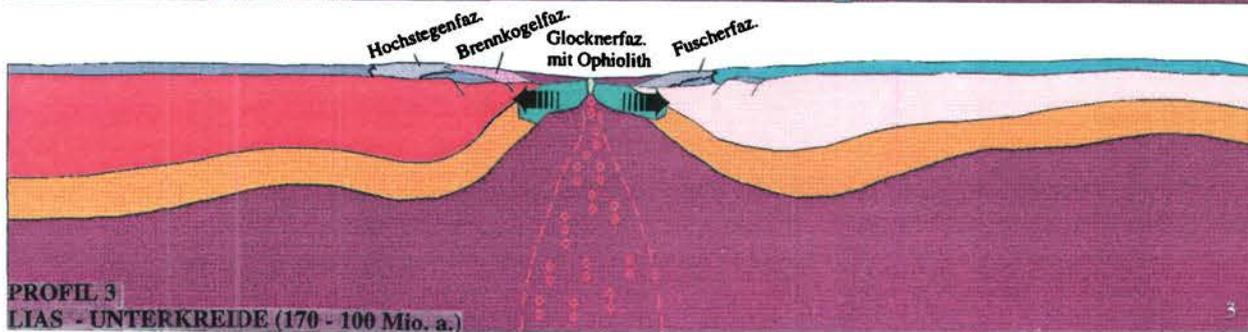
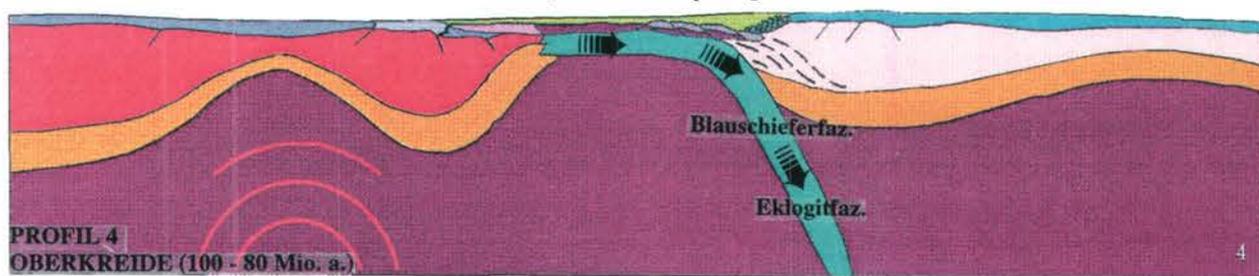
Tauernkristallisation



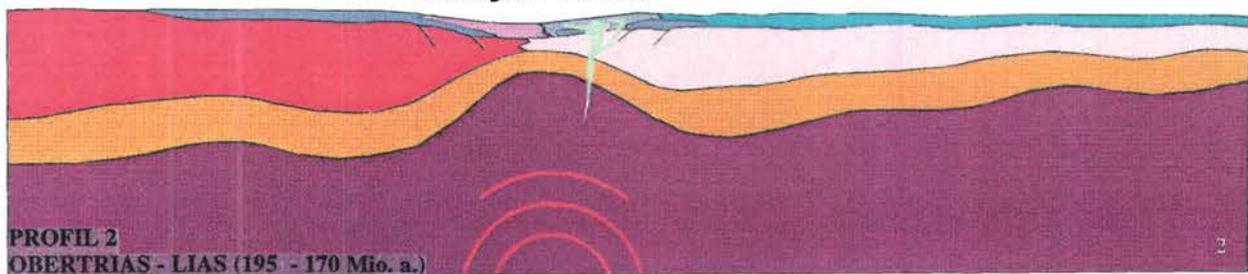
Tauernflysch



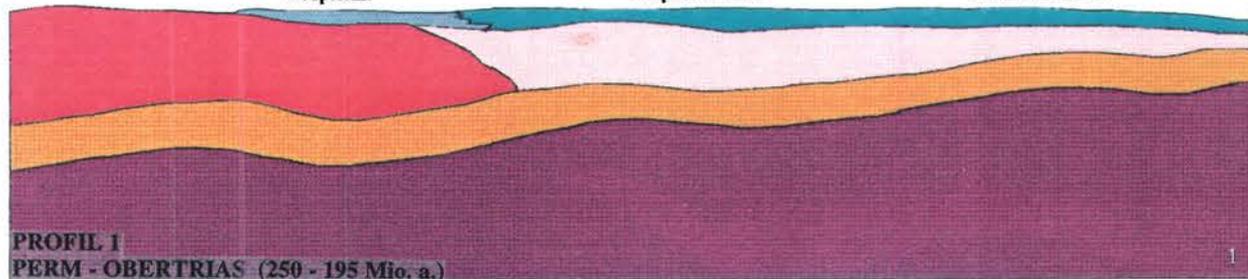
Druckbetontes alpines Metamorphosegeschehen



Brennkogelfaz. Fuscherfaz.



Keuperfaz. Hauptdolomitfaz. Dachsteinkalkfaz.



LEGENDE:

Molassezone und Subalpine Molasse

- Molassesedimente (Oberes Eozän - Oberes Miozän)
- Molasseuntergrund (Dogger - Alttertiär)
- Alemannisch - Böhmischer Kristallinsockel

Helvetikum

- Helvetikum (Dogger - Alttertiär)
- Helvetischer Kristallinsockel

Penninikum

Nordpenninikum

- Rhenodanubischer Flysch (Kreide - Alttertiär)
- Ozeanische Kruste (Ophiolith fraglicher Größe und Ausdehnung)
- Sedimente der Flyschbasis (Obertrias - Alttertiär)

Mittelpenninikum

- Kasererformation
- Hochsteigenzone (Malm)
- Bündnerschiefer in Brennkogelfazies
- Wustkogelformation und Seidwinkeltrias (Perm - Obertrias)
- Zentralgneis und metamorphes Altpaläozoikum

Südpenninikum

- Nordrahmenzone und Matreier Zone (Ophiolithische Melange)
- Tauernflysch (Olistolith und Flyschbildungen im Stirnbereich des Ostalpins)
- Ozeanische Kruste (Ophiolith)
- Bündnerschiefer in Glocknerfazies
- Gabbroide Intrusionen
- Bündnerschiefer in Fuscherfazies

Ostalpin

Unteralpin

- Tarntaler Berge bzw. Redstädter Tauern (Perm - Unterkreide)
- Innabrucker bzw. Redstädter Quarzphyllit
- Unterostalpinisches Kristallin

Oberostalpin und Südalpin

- Periadriatische Intrusivmassen
- Gosausablagerungen (Oberkreide bis Alttertiär)
- Nördliche Kalkalpen und Drauzug (Perm - Unterkreide)
- Thurntaler und Steinecher Quarzphyllit
- Nördliche Grauwackenzone und Karnische Alpen (Paläozoikum)
- Ostalpinisches und Südalpinisches Kristallin

- Kontinentale Unterkruste

- Oberster Mantel

Abb. 3



EXKURSION B

Die letzte Phase der dynamischen Entwicklungsgeschichte wurde durch die Aufwölbung und den Aufstieg der Tauernkuppel bestimmt. Detailliert untersucht und dokumentiert wurde die Abkühlungs- und Hebungsgeschichte des westlichen und mittleren Tauernfensters, die bis zum heutigen Tag andauert, von GRUNDMANN und MORTEANI (1985). Der Aufstieg der Tauernkuppel hatte seine Ursache einerseits in der bereits angesprochenen enormen Krustenverdickung. Zusätzlich unterstützt wurde dieser Vorgang durch eine weitere NNE - SSW orientierte Einengung des Ostalpenbogens, verursacht vom jungtertiären Vordringen der Südalpen. (vergl. Abb. 3, Profil 7) Diese Phase der postkollisionalen Intraplattenprozesse, wie sie NEUBAUER (1994) bezeichnete, zerteilte den Ostalpenkörper in einzelne Krustenblöcke, die generell nach E hin entlang von *Strike Slip Faults* versetzt wurden. Auch im Tauernfenster sind eine Vielzahl von steilstehenden Scherzonen ausgebildet, die auf eine NNE - SSW gerichtete Einengungstektonik hinweisen. Sie wurden überwiegend unter duktilen bis spröduktilen Deformationsbedingungen gebildet und sind etwa dem miozänen Zeitraum zuzuordnen (REICHERTER et al. 1993).

4. Die Matreier Zone und vergleichbare geologische Einheiten am Nordrand der Hohen Tauern:

Die "Matreier Zone" s. str. bildet über weite Strecken die "südliche Begrenzung" des Tauernfensters. "Sie besteht", wie von CORNELIUS und CLAR (1939) vortrefflich geschildert, "aus einer mannigfaltigen Folge von verschiedenen Phylliten, Serizitquarziten, Kalkglimmerschiefern, Dolomit, Marmor, Dolomitbreccien und Tonschiefern, sowie auch Serpentin und Prasinit. Wegen der starken Verschuppung gibt es für diese Zone nur eine scharfe, sinngemäße Abgrenzung gegenüber der Schieferhülle, nämlich die Südgrenze der mächtigen Kalkglimmerschiefermassen, an der plötzlich Phyllite zu überwiegen beginnen."

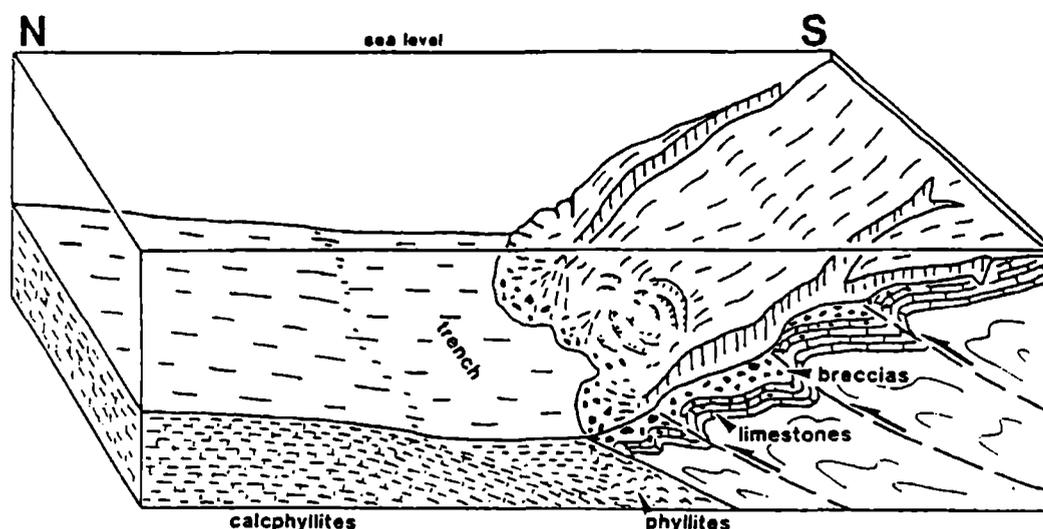


Abb. 4a : Model to explain coarsening-upward sequences in the Matri zone
(nach FRISCH et. al., 1987)

EXKURSION B

Von zahlreichen Bearbeitern (KOBBER 1912, 1922, SCHMIDT 1950 bis 1952, TOLLMANN 1963, 1977) wurde stets auf die besondere Stellung der Matreier Zone hingewiesen und hinlänglich eine unterostalpine bzw. eine penninisch - unterostalpine Zuordnung ihrer Gesteine diskutiert. Dazu im Gegensatz vermutete und erörterte schon STAUB (1924) eindeutig, "daß die Matreier Zone nicht die Wurzel der Radstätterdecken und des Tribulaun, nicht Ostalpin, sondern das höchste enorm strapazierte Glied der Penniden an der Basis der Austriden ist." PREY (1964) zeigte im dem hiesigen Exkursionsgebiet benachbarten Sadnigbereich, daß die Fazies des Mesozoikums mehr der penninischen Schieferhülle als dem Unterostalpin entspricht und vertritt die Auffassung, daß die Matreier Zone ein tektonisiertes, hauptsächlich südpenninisches Schuppenpaket repräsentiert.

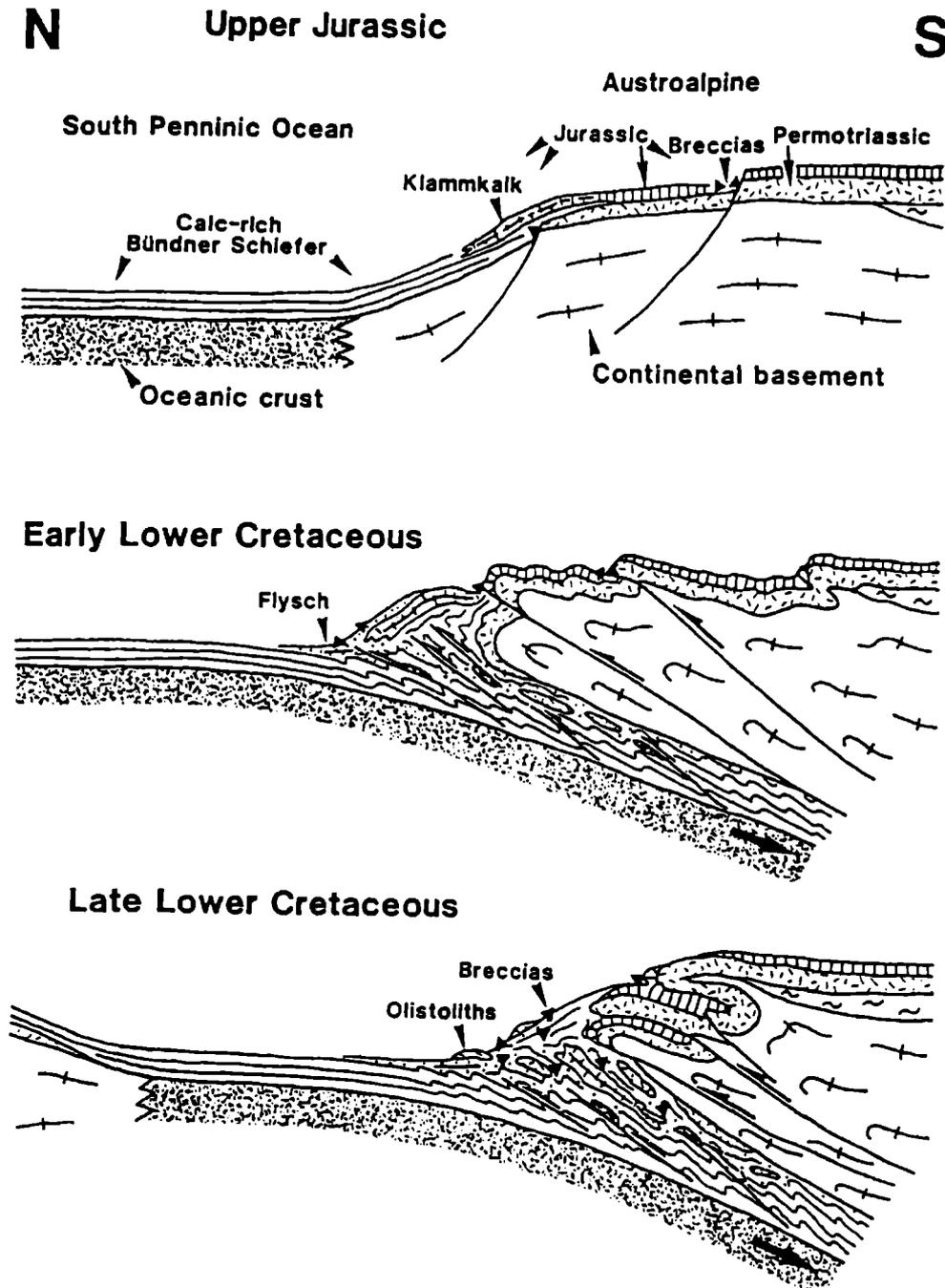


Abb. 4b : Possible evolution of the geological situation in the Radstätter Tauern and the subjacent Glockner nappe

EXKURSION B

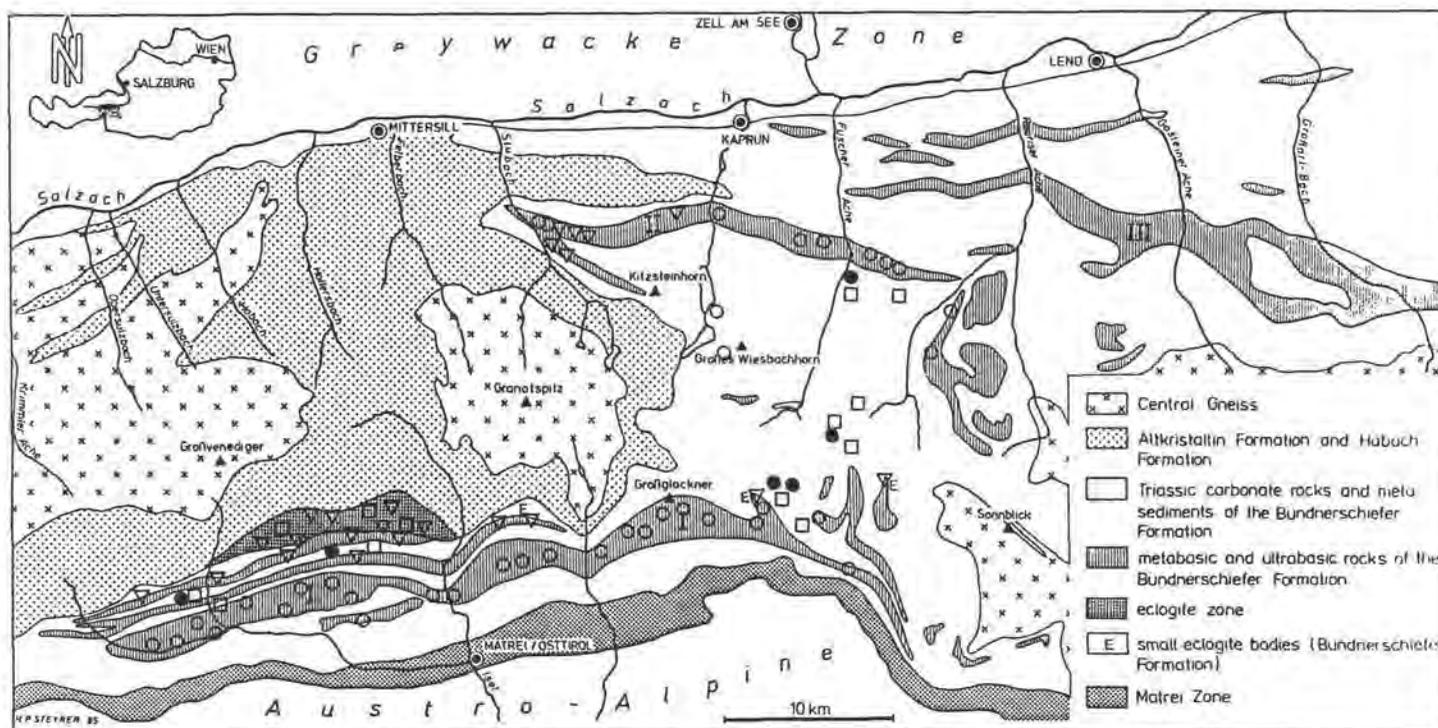


Abb. 5: Geological sketch map of the central part of the Tauern window
 Symbols: open circles - psm after Lawsonite in the ophiolites, black circles - psm after Lawsonites in the metasediments, open triangles - glaucophane relicts in metabasic rocks, open squares - two phengites in metasediments (nach FRANK, HÖCK & MILLER, 1987)

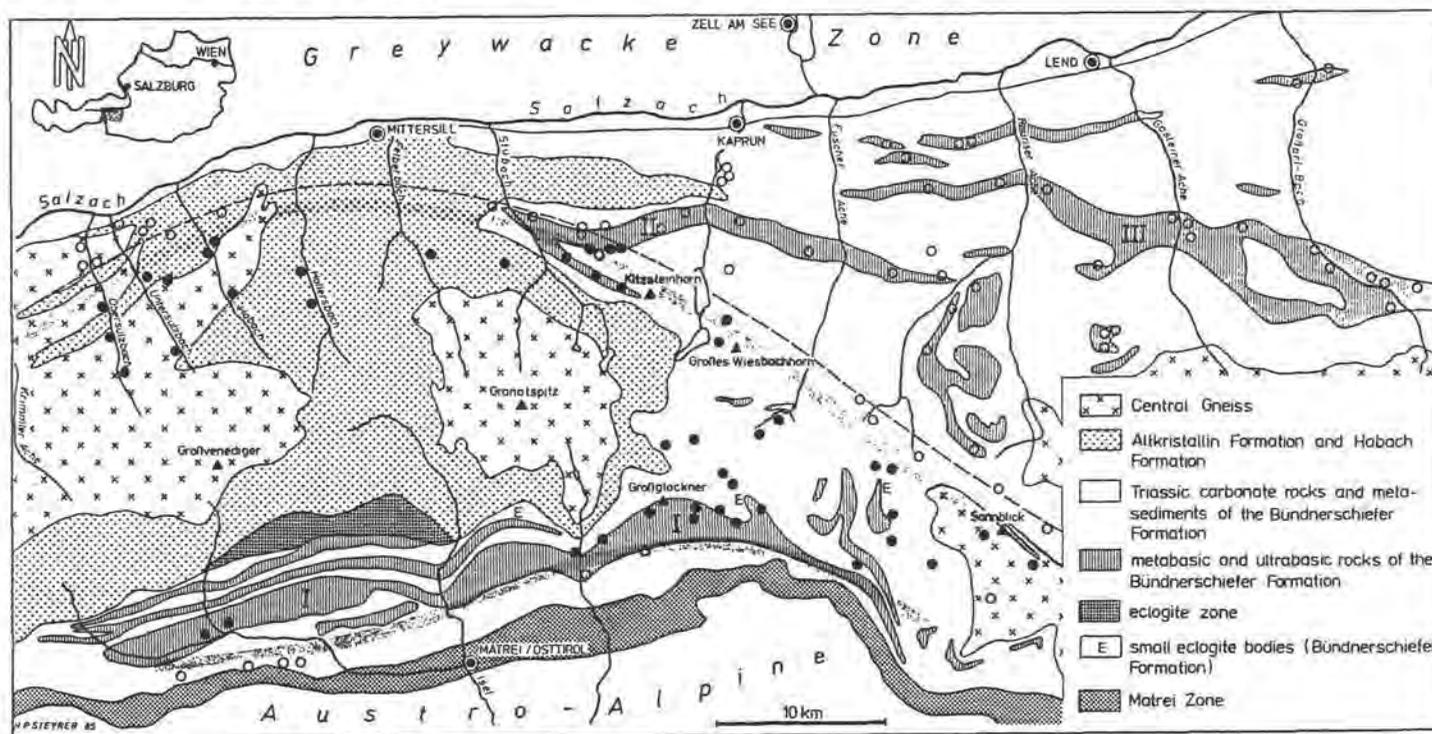


Abb. 6: Distribution of albite and albite/oligoclase from metabasic rocks in the central part of the Hohe Tauern. The shaded stripes depict the first appearance of oligoclase, the dashedline the first appearance of garnet in metasediments.
 Symbols: open circles - albite, black circles - albite + oligoclase (An 20)
 (nach FRANK, HÖCK & MILLER, 1987)

Eine Fortsetzung der Matreier Zone (bzw. vergleichbare Gesteine in gleichartiger tektonischer Position), ist nahezu im gesamten Tauernfenster *"als oberstes Element des Penninikums"* beobachtbar. Auf diesen Umstand machte STAUB (1924) gleichfalls schon mit folgendem Text aufmerksam: *"Die Schuppenzone von Matrei umschliesst als fast geschlossener Ring das ganze zentrale Fenster der Tauern und zwar von den Radstätter Tauern über den Katschberg, Fragant, Makernispitz, Mohar, Bergertörl, Windisch-Matrei, Virgental, Ahrntal, und Lappachtal hinüber nach Sprechstein und Sterzing, von dort über den Brenner und die Tarntalerköpfe bis ins Zillertal, und abermals vom Kapruner und Fuschertal durch die Gasteinertäler zurück bis in die Basis der Radstätter Tauern."*

Am nördlichen Rand des Tauernfensters wurden und werden die tektonisch höchsten Einheiten des Penninikums von den verschiedenen Bearbeitern meist mit seit langer Zeit eingeführten Arbeitsbegriffen beschrieben, wobei stets lithologische und tektonische Konvergenzen mit der Matreier Zone s. str. der Tauernsüdgrenze deutlich unterstrichen und herausgearbeitet werden konnten. So ist die *"Nordrahmenzone"* im Sinne von CORNELIUS und CLAR (1939) wenn man sie um einige tektonisch tiefere Elemente verringert, das äquivalente Gegenstück der Matreier Zone im N des Tauernfensters. Die Nordrahmenzone läßt sich von Niedernsill im Oberpinzgau durchgehend bis in den Bereich westlich Mauterndorf im Lungau verfolgen (DEMMEER et. al. 1991, PEER und ZIMMER 1980, EXNER 1971, 1979). Bei FRANK (1969) wird die Nordrahmenzone als Fuschener Schieferhülle bezeichnet. Mit dem Begriff *"Richtbergkogelserie"* nach H. DIETIKER (1938) wurden im Gerlostal Bereiche der dortigen Schieferhülle bezeichnet, die der *"Matreier Zone"* entsprechen. Wie weiters erst unlängst durch FRISCH und POPP (1981) unter dem Titel *"Die Fortsetzung der Nordrahmenzone im Westteil des Tauernfensters"* dokumentiert wurde, liegt wiederum zwischen dem Bereich Gerlostal und dem Navistal eine durchlaufende Gesteinszone vor, die der Matreier Zone entspricht. Darüber hinaus regte FRISCH eine Vielzahl von Arbeiten an, deren Ziel es war, die Neubearbeitung der Matreier Zone bzw. der Nordrahmenzone in verschiedensten Teilen des Tauernfensters voranzutreiben (PEER und ZIMMER 1980, POPP 1984, KELM 1984, GOMMERINGER 1986). Viele Ergebnisse dieser Arbeiten wurden von FRISCH et al. (1987) zusammengefaßt, und ein neues Interpretationsmodell für den Grenzbereich Penninikum - Ostalpin konnte im Lichte der Plattentektonik formuliert werden.

Folgende Punkte sollen abschließend, da sie für die Beurteilung der Matreier Zone besonders wichtig sind, hervorgehoben werden. Die Matreier Zone ist der höchste Teil der südpenninischen Glocknerdecke. Sie repräsentiert einen der Hauptüberschiebungshorizonte des alpinen Orogens (nämlich die *"Deckengrenze zwischen Penninikum und Ostalpin"*) und hat die Form einer ophiolithischen Melange. Das Liefergebiet für zahlreiche klastische Ablagerungen der Matreier Zone ist der Ostalpine Kontinentalrand. Von diesem gelangten in Form von turbiditischen Flyschsequenzen, aber auch als Ströme von Breccien und Olistolithen, Sedimentmassen in den penninischen Bereich.

Exkursionsroute

Von Matrei gelangen wir mit Hilfe der Goldried Bergbahn oder über die Forststraße in den Bereich der Kerschbaumer Alm (Bergstation der Goldried Bergbahn 2146 m).

Exkursionspunkte

Haltepunkt ① Bergstation Goldriedbahn - Geologisches Panorama (M. MÖLK, G. PESTAL, G. POSCHER)

Im Bereich Matrei treten in breiter Front die südpenninischen Einheiten der Glocknerdecke unter dem ostalpinen Kristallin der Schobergruppe zutage. In einer vereinfachten tektonischen Gliederung können hier drei Großeinheiten definiert werden, an deren Aufbau Gesteine der Bündnerschiefer Gruppe mit südpenninischen Elementen beteiligt sind: Die Matreier Zone als höchster Teil



der Glocknerdecke, die Zone der Glocknerfazies und der Ophiolithe als Hauptelement der Glocknerdecke und eine Schuppenzone zwischen Glocknerdecke und Venedigerdecke, die unter anderem durch das Auftreten der Eklogite gekennzeichnet ist. Der Bereich weiter nach NW bis zum Alpenhauptkamm wird von Gesteinen der mittelpenninischen Venedigerdecke aufgebaut. Die Gruppe der Alten Gneise (gebänderte Paragneise, Zweiglimmerschiefer und Amphibolite - der Lithologie nach sehr ähnlich dem Ötztalkristallin - mit Migmatiten und Orthogneislamellen) bildet dabei die Hülle der Zentralgneise des Zillertaler - Venediger Kerns.

Exkursionspunkt ② Die Wegstrecke von der Bergstation der Goldriedbahn zum Kals - Matreier Törl (G. PESTAL)

Über den Goldriedsteig erreicht man in ca. 1 1/2 Stunden das Kals - Matreier Törl (2207 m).

Entlang des Höhenweges können vorerst eindrücklich das ostalpine Kristallin der Schobergruppe, meist diaphthoritische Glimmerschiefer, sowie danach permoskythische Quarzite studiert werden.



OSTALPIN

Kristallin der Schobergruppe

- 1 Quarzit
- 2 Augengneis
- 3 Granatglimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer (z.T. diaphthoritisch)

PENNINIKUM

Glocknerdecke

Matreier Schuppenzone

- 4 Breccie
- 5 Heller und dunkler, quarzreicher Phyllit, kalkiger Phyllit, Kalkschiefer
- 6 Heller und dunkler Quarzit, Chloritquarzit
- 7 Kalkglimmerschiefer
- 8 Dunkler Phyllit
- 9 Prasinit, Chloritschiefer
- 10 Serpentin, Talkschiefer
- 11 Phyllitischer Hellglimmerschiefer mit Lagen von Karbonat, Rauhacke und Gips, z.T. sandige Schiefer
- 12 Dolomitmarmor, Kalkmarmor, Rauhacke

Glocknerdecke

Zone der Glocknerfazies und der Ophiolithe

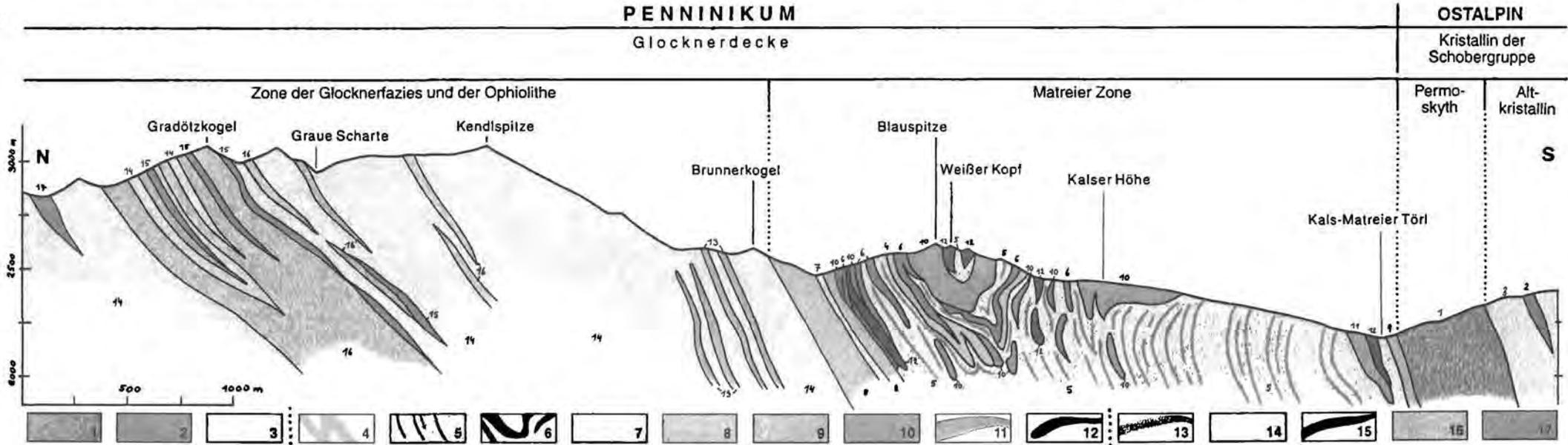
- 13 Dunkler Phyllit im Kalkglimmerschiefer
- 14 Kalkglimmerschiefer
- 15 Granat-Muskovitschiefer (z.T. quarzitisches)
- 16 Amphibolit, Prasinit
- 17 Metagabbro

Legende zu Abb. 7



Profilschnitt Kals-Matreier Törl - Gradötzkogel

G. PESTAL nach Aufnahmen von H.P. CORNELIUS, V. HÖCK und G. PESTAL



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

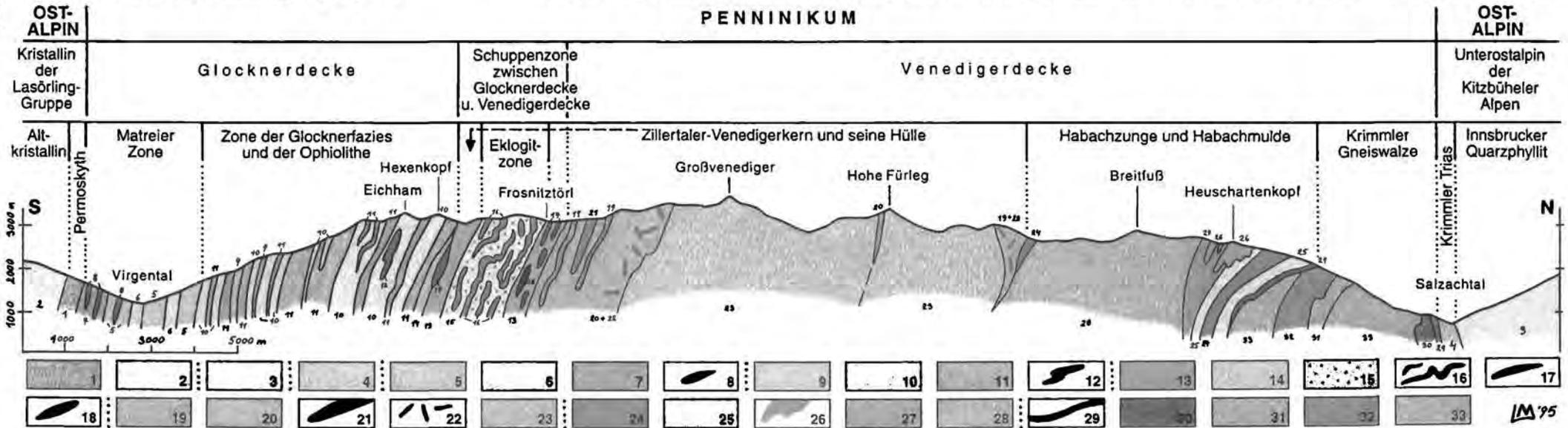


Abb. 7

Profilschnitt Kals-Matreier Törl - Gradötzkogel

G. PESTAL nach Aufnahmen von H.P. CORNELIUS, V. HÖCK und G. PESTAL

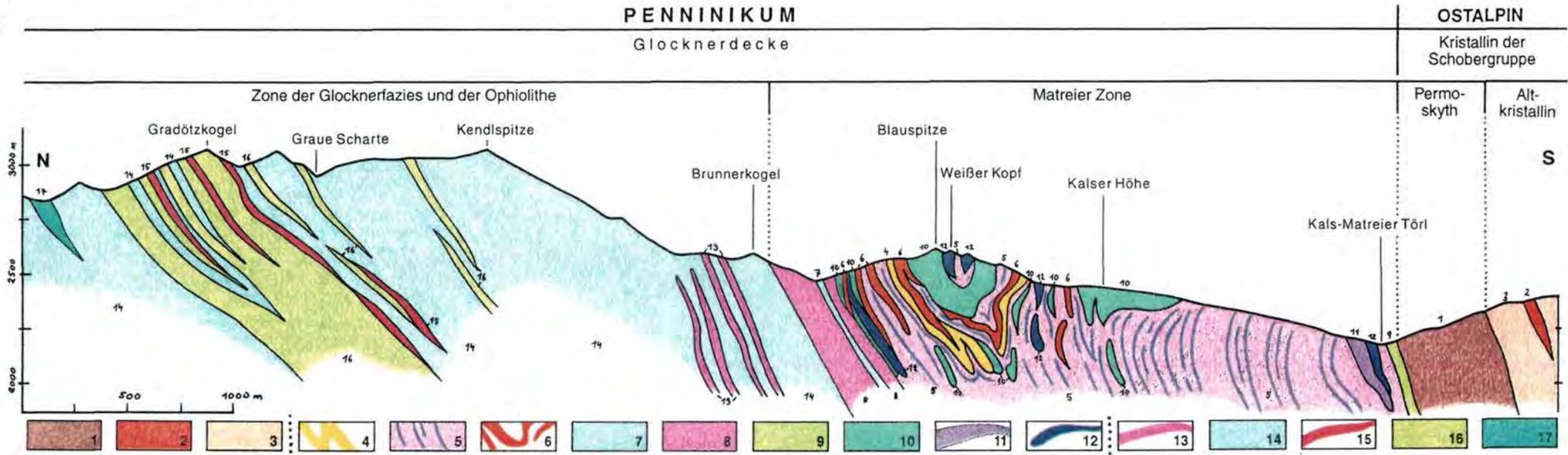
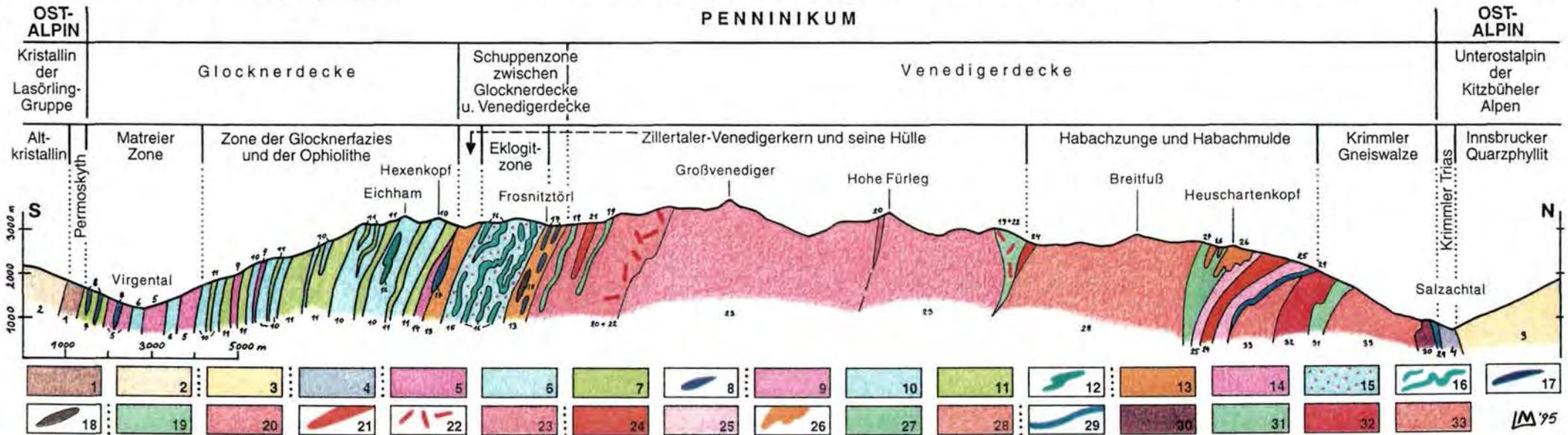


Abb. 8

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



Venedigerdecke

Zillertaler- Venedigerkern und seine Hülle

- 19 Amphibolit
- 20 Paragneis (z.T. migmatisch)
- 21 Augengneis (Alkalifeldspat führender Gneis)
- 22 Aplitisch durchädertes Bereich
- 23 Tonalitgneis, Granitgneis

Venedigerdecke

Habachzunge und Habachmulde

- 24 Dunkler Phyllit
- 25 Heller Phyllit, Sericitschiefer
- 26 Heuschartenkopfgneis
- 27 Amphibolit
- 28 Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)

Venedigerdecke

Krimmler Gneiswalze

- 29 Hachelkopfmarmor, Hochstegenmarmor
- 30 Porphyrmaterialschiefer
- 31 Amphibolit
- 32 Knappenwandgneis (Alkalifeldspat führender Gneis)
- 33 Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)

Permoskythquarzit

Der Permoskythquarzit weist über weite Strecken einen lithologisch einheitlichen Charakter auf, der weitgehend dem Lantschfeldquarzit der Radstädter Tauern entspricht.

Dabei handelt es sich vorwiegend um weiße bis licht grünliche, plattige Quarzite, die bereichsweise nur leicht, bereichsweise aber auch deutlich geschiefert sind. Feinschuppiger Glimmer vereinzelt auch Chlorit verleiht den s - Flächen Seidenglanz. Dieser Quarzit bildet einen Gesteinskomplex, der in west- östlicher Richtung weithin (im Bereich des gesamten Kartenblattes Großglockner und darüber hinaus) am N - Rand des ostalpinen Kristallins situiert ist, und mit durchschnittlich 40° - 60° nach S unter die diaphthoritischen Glimmerschiefer einfällt.

Der Kontakt Permoskythquarzit - Kristallin der Schobergruppe ist dabei stets deutlich tektonisch überprägt. Ein eindeutiger transgressiver Verband zwischen beiden Einheiten konnte im gesamten untersuchten Gebiet nicht beobachtet werden. Dennoch wird dieser Abschnitt permoskythischer Gesteine als primäre Auflage des ostalpinen Kristallins interpretiert, der nun großräumig verfolgbar in inverser Position vorliegt. Die Quarzite nehmen somit eine eindeutig "*unterostalpine Position*" ein. Diese soll nun jedoch nicht als eigenständige große Deckeneinheit beschrieben werden, sondern es wird hier nur auf die weithin verfolgbare Einrollung im Stirnbereich des Kristallins der Schobergruppe hingewiesen.

Haltepunkt ③ Kals - Matreier Törl (G. PESTAL)

Bündnerschiefer Gruppe - Prasinit, Chloritschiefer und Kalkphyllit

Kurz vor dem Kals - Matreier Törl erreichen wir jenen Horizont an dem die Gesteine der penninischen Bündnerschiefer Gruppe mittelsteil nach S unter die ostalpinen Einheiten abtauchen. Die hier anstehenden Gesteine der Bündnerschiefer bestehen aus Prasiniten und Chloritschiefern mit Einschaltungen von kalkigen Phylliten. Dieser Horizont ist praktisch von der westlichen bis zur östlichen Blattschnittsgrenze des Kartenblattes Großglockner verfolgbar und wurde als Deckengrenze Penninikum - Ostalpin vermerkt. Mit dieser Grenze wurde von den Bearbeitern des Kartenblattes Großglockner auch der Beginn der Matreier Zone angenommen, die somit als ophiolithische Melangezone den hangenden Teil der Glocknerdecke bildet.

Unter Prasinit versteht man in der Tauernliteratur entsprechend einer rein mineralogischen Definition wie sie von CORNELIUS und CLAR (1939) angewendet wurde, ein regionalmetamorphes Gestein folgender Zusammensetzung: (Hauptgemengteile: Albit bzw. Oligoklas, Minerale der Epidotreihe (Klinozoisit - Pistazit), Chlorit und aktinolithische Hornblende; daneben sind noch folgende Minerale in wechselnden Prozentsätzen beobachtbar: Quarz, Biotit, Muskovit und Karbonat ± Titanit, Apatit und Erz); Als Ausgangsmaterial der Prasinite kommen basische Laven, aber auch Tuffe und Tuffite in Betracht.

Die im Bereich Kals - Matreier Törl anstehenden graugrünen Prasinite weisen zum Teil ansehnliche Gehalte an Albit und Hellglimmer auf. Weiters treten an Einschaltungen Chloritschiefer mit Karbonatlagen und helle Phyllite auf, was als Hinweis einer tuffitischen Natur dieses Gesteinszuges gewertet wird.

Begleitgesteine des Ködnitzer Gipszuges ¹¹

Am Kals - Matreier Törl selbst trifft man auf eine Abfolge, die im Wesentlichen aus quarzitischen Hellglimmerschiefern, Marmoren und letztlich gelblichen bis orange gelben "*sandigen Schiefern*" besteht. Letztere setzen sich aus den Mineralen Dolomit, Kalzit, Quarz, Muskovit, und Klinochlor zusammen. Vereinzelt können in Lesesteinen auch Rauhwacken aufgefunden werden. Diese Gesteinsabfolge stellt das westliche Ende eines aus hellen phyllitischen, z.T. quarzitischen Serizitschiefer, Serizitmarmor, Dolomit, Rauhwacke und Gips bestehenden Gesteinszuges dar, der vor allem in den tief eingeschnittenen Gräben E des Kals - Matreier Törls seine schönste und reichhaltigste Entwicklung zeigt. Unter dem Namen "*Roßbeckschichten*" wurde schon von CORNELIUS und CLAR (1939) jene Gruppe von Gesteinen zusammengefaßt. Sie tritt hauptsächlich im Bereich E und W Kals, stets eng verknüpft mit dem großen Gipszug des Ködnitztales auf.

Am Ende dieser Exkursion sollen noch in einer kurzen Begehung, im untersten Teil des Ködnitztales, die dortigen bedeutenden Gipsvorkommen vorgestellt werden. Bei der altersmäßigen Einstufung des Ködnitzer Gipszuges und einiger seiner Begleitgesteine wird von manchen Autoren an die Gesteinsschichten des *Keupers* gedacht.

¹¹ auch für Haltepunkt 7 im untersten Ködnitztal

Exkursionspunkt ④ Wegstrecke vom Kals - Matreier Törl zur Kalser Höhe (G. PESTAL)

Bündnerschiefer Gruppe - Phyllite und Kalkschiefer (z. T. flyschartig)

Der Anstieg führt in ca. 1 Stunde über einen sanften Rasenkamm zur Kalser Höhe 2434 m.

Wenig nördlich des Kals - Matreier Törls entlang des Bergkammes, erreicht man nach kurzer Wegstrecke, einen mächtigen Zug teilweise kalkfreier teilweise kalkiger Phyllite mit Kalkschiefer bis Kalkmarmorlagen der Bündnerschiefer Gruppe und durchwandert diesen in gesamter Mächtigkeit bis zur Kalser Höhe. Anfangs dominieren verbreitet die phyllitischen Lagen und man durchschreitet mächtige Pakete dunkler z.T. auch heller (silbergrauer bis leicht grünlichgrauer) Phyllite. In weiterer Folge trifft man in dieser Gesteinsserie auf zahlreiche "*kalkige Einschaltungen*". Diese Einschaltungen bestehen einerseits aus grauen bis grau bräunlichen, feinschichtigen Kalkschiefern andererseits aus feinkörnigen, fast dichten Kalkmarmorlagen. Typisch finden sich hier in Klüften zahlreiche weiße Kalzitremobilisate. Trotz der weithin deutlichen Dominanz der nunmehr dunkelgrauen, seidig glänzenden, feinschichtigen Phyllite kommt es bereichsweise zur sich vielfach wiederholenden Wechsellagerung Kalkschiefer - dunkler Phyllit. In angewittertem Zustand tendiert die Farbe der Kalkschiefer aber auch der Phyllite ins bräunliche und alles erhält einen "*feinsandigen bis tonschieferigen*" Eindruck. Der Habitus dieser Gesteinsschichten erinnert lebhaft an den pelitischen - psammitischen Charakterwechsel flyschartiger Ablagerungen.

Exkursionspunkt ⑤ Überblick zur nordwestlichen Schobergruppe (G. SPAETH)

Der gegebene Standpunkt (Kalser Höhe, 2387 m Sh.) erlaubt Einblicke in die nordwestliche Schobergruppe. Daher wird hier im wesentlichen nur ein morphologisch-geologischer Überblick zu diesem Teil der Schobergruppe gegeben.

Der Blick nach E geht in die Talflucht des unteren Ködnitzbachs und des Peischlachbachs. In der Südseite dieser Talflucht verläuft auch der Rand des Tauernfensters, der nach E hin allerdings etwas komplizierter ist als nahe dem Standpunkt: Er splittert auf (Peischlachtörl) und ist nach N versetzt (Bergertörl).

Die ersten höheren Gipfel südlich des Peischlachtörls, aus Altkristallin der Schobergruppe aufgebaut, sind das Böse Weibl (3119 m) und der Griedenkarkopf. Dicht nördlich vom Bösen Weibl verläuft die nördliche Grenze von Blatt Lienz. Es folgen in der Runde von NE nach SW das Tschadinhorn, der Kristallkopf, der Rote Knopf (mit 3281 m der zweithöchste Berg der Schobergruppe), die Talleitenspitzen, der Glödis, der Ganot, der Hochschober (mit 3242 m nur der vierthöchste Berg der Gruppe, der er den Namen gegeben hat), die Rotspitzen und dicht südlich des Standpunkts noch Gorner sowie Rotenkogel.

Den ersten fünf genannten Bergen westlich vorgelagert ist der breite, Wald und Almen tragende Lesacher Riegel. Dieser wie auch die Berge vom Bösen Weibl bis zu den Talleitenspitzen bestehen im wesentlichen aus Paragesteinen des Altkristallins (weit überwiegend Glimmerschiefer). Nur das Tschadinhorn macht eine Ausnahme; es enthält einen relativ schmalen Amphibolitzug.

Rechts, d. h. südlich des Lesacher Riegels ist das Lesachtal gut zu überschauen. In seiner Südflanke verläuft die Grenze zwischen den vorgenannten Metasedimenten und einem mächtigen, im Streichen fast geschlossenen Amphibolitzug, der vom Gorner und Rotenkogel im W bis über den Glödis hinaus nach E dahinzieht. Auffällig sind die schroffen, durch häufigen Steinschlag recht gefährlichen Amphibolit-Nordwände von Ganot und Glödis. Der südwestlich davon gelegene Hochschober und die Rotspitzen bestehen wiederum aus Paragesteinen, i. w. Glimmerschiefer.

Das Streichen der angeführten Gesteinszüge des Schobergruppen-Altkristallins ist W-E bis WNW - ESE; das Einfallen geht überwiegend in südliche Richtungen, was in der Kulisse einigermaßen deutlich auch zu erkennen ist. Der von hier überschaubare Teil des präalpidischen Kristallins der

Schobergruppe ist alpidisch tektonothermal überprägt; er gehört dem sogenannten Liegendkomplex (CLAR 1927, TROLL und HÖLZL 1974) bzw. dem "Schober-Basement" (BEHRMANN 1990) an. Der erwähnte mächtige Amphibolitzug, vergesellschaftet mit Orthogneis (i. w. Mikroklinaugengneis), zählt nach BEHRMANN (1990) allerdings zu dessen "Prijakt-Decke" (= Hangendkomplex der Schobergruppe): Der Amphibolitzug mit Begleitgesteinen soll nach diesem Autor als fast isoklinale, N-vergente, tief in das "Schober-Basement" eingefaltete Mulde einen Teil der "Prijakt-Decke" repräsentieren.

Hinter der überschaubaren Kulisse der nordwestlichen Schobergruppe verstecken sich die Gipfel der östlichen und südwestlichen Schobergruppe, in denen die meisten der markanteren Berge (der Gr. Hornkopf, das Petzeck; die beiden Prijakte und die Schleinitz) ebenfalls ganz oder wenigstens zum großen Teil aus Amphibolit bzw. Eklogitamphibolit bestehen.

Exkursionspunkt ⑥ Abschnitt Kalser Höhe - Weißer Kopf - Blauspitze

(G. PESTAL) <Abb. 7, Seite 141 mit Leg. auf Seite 140>

Von der Kalser Höhe 2434 m aus kommen wir rasch nach einem kurzen Anstieg zum Ganotzkogel. Der weitere Weg führt, mit Leitern und fixen Seilen bestens gesichert, über den Weißen Kopf zur Blauspitze 2575 m (ca. 1 1/2 Stunden von der Kalser Höhe).

Bündnerschiefer Gruppe - Serpentin und Serpentinrandgestein

Diese Gesteine treten entlang der Exkursionsroute als insgesamt fünf linsige Einschaltungen in den phyllitischen bis schiefrigen Metasedimenten der Bündnerschiefer Gruppe auf. Die erste Linse quert man im Bereich der Kalser Höhe Kote 2434. Danach folgen drei lediglich einige Meter mächtige Späne. Letztlich erreicht man im Bereich der Blauspitze den mächtigsten Serpentinittkörper des ganzen Gebietes. Der Bergrücken der Blauspitze besteht aus dunkelgrünen bis blaugrünen dichten stark gepreßten Serpentinitten mit zahlreichen charakteristischen Harnischflächen. Klüfte sind vielfach mit Chrysotilasbest oder Tremolit gefüllt. In den Randbereichen finden sich häufig Talk führende bzw. Fe Mg Karbonat führende Partien die entsprechend grünlich weiß durchzogen oder braun gefleckt erscheinen. Talk-, Chlorit- und Tremolitschiefer ummanteln die mächtigen Vorkommen in einem Randsaum. Die geringmächtigen Linsen bestehen zur Gänze aus diesen Gesteinen. An die Serpentinite gebunden finden sich Mineralisationen von Magnetit, Pyrit und Kupferkies. So trifft man 3,5 km NW Kals in 2185m Sh am NE - Abhang der Blauspitze auf ein in historischer Zeit bergmännisch beschürftes Vorkommen. Hier sind noch ein 28 m langer Stollen sowie entsprechende Halden erhalten (NEINAVAIE et al. 1983).

Bündnerschiefer Gruppe - dunkle Phyllite, Kalkschiefer, Quarzite und Breccien sowie Triaskarbonatgesteine - Dolomitmarmor und Kalkmarmor

Etwa 100 m N der Kalser Höhe verändert sich der Charakter der Metasedimente der Bündnerschiefer Gruppe und man durchwandert nun eine Abfolge aus Phylliten, Kalkschiefern, Quarziten und Breccien.

Die feinkristallinen Kalkschiefer sind vorwiegend dunkelgrau, auf den s - Flächen sind schwache Serizithäutchen zu erkennen. Übergänge in dunkle Kalkphyllite sind ebenso zu beobachten wie Lagen von Glimmermarmoren. In den Kalkschiefern finden sich aber auch Einschaltungen dunkler kalkfreier Phyllite, die z.T. reich an quarzitischen Lagen sind.

Daneben spielen aber auch Quarzite eine bedeutende Rolle beim Aufbau dieser Abfolge. Neben vorwiegend hellen nahezu weißen Quarzitbänken können auch dunkle Graphit führende Quarzite angetroffen werden. Von besonderem Interesse ist aber ein feinkristallines reichlich Serizit führendes Quarzgestein. Es bricht meist in dünne Platten, die aber selbst wieder in Millimeter feine Lagen mit intensiver Kleinfältelung unterteilt sind. Dieses Gestein ist stets, sowohl im angewittertem Zustand, als auch im frischen Querbruch - dieser jedoch etwas heller, deutlich blaugrün gefärbt.

EXKURSION B

Weiters sind im hiesigen Exkursionsgebiet zahlreiche prächtige Breccienzüge beobachtbar. (Man durchwandert mehrere dieser Züge beim Anstieg von der Kaiser Höhe zum Weißen Kopf. Die besten Aufschlüsse finden sich jedoch am Steig von der Blauspitze zum alten Bergbaustollen. Hier folgt der Weg einem etwa 30 - 50m mächtigen Breccienzug rund 600m in Streichrichtung.) Zum einen Teil trifft man mehrmals auf meist geschichtete z.T. bräunlich bis rotbraun anwitternde Dolomitreccienzüge als Einlagerungen in den dunklen Kalkschiefern. Der Charakter dieser Gesteine wird durch den Wechsel im Dezimeterbereich von gröberen Dolomitreccien (Korngröße bis 5cm) mit feindrecciosen grobsandigen Lagen bestimmt. Auch Quarzite und dunkle Phyllite finden sich gelegentlich als Komponenten in diesen Breccien. Zum anderen Teil treten recht grobe, helle Dolomitreccien (Brecciendolomite) auf, die nahezu bindemittelfrei sind und sich aus Dolomiten zu entwickeln scheinen. Der dichte Dolomit geht dabei ohne deutliche Grenze in die dolomitisch verkitete Breccie über, an einigen Stellen greift die Breccie deutlich taschenförmig in den einheitlichen Dolomit über. Oftmals sind die Komponenten in beiden Breccientypen zu dünnen Platten oder Stengel ausgewalzt.

Die kleineren und größeren Triaskarbonatgesteinskörper stecken als isolierte Linsen und Schollen in der Folge aus Kalkschiefern, Phylliten, Quarziten und Breccien der Bündnerschiefer Gruppe. Insgesamt treffen wir im Bereich Kaiser Höhe - Blauspitze auf drei größere überwiegend aus Dolomit bestehende Körper.

- ✂ *Der Abstieg von der Blauspitze führt uns am alten Bergbaustollen und einer Gedächtniskapelle vorbei zur Bergstation des Glocknerblick Sesselliftes (1944 m). Mit dem Glocknerblick Sessellift gelangen wir nach Kals.*

Haltepunkt ⑦ Ködnitzer Gipszug im untersten Ködnitztal ¹² (G. PESTAL)

(ca.5 Minuten zu Fuß vom Parkplatz)

Literatur (G. PESTAL)

- CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau.- Verh. Geol. B. A., 93-104, Wien 1953.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues in den Ostalpen.- Verh. Geol. B. A., Sh. G., 11-35, Wien 1965.
- CLIFF, R.A.: Pre-alpine history of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology - Contr. Min. Petrol., **77**, 262-266, Berlin 1981.
- CORNELIUS, H.P. und CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (Teil I).- Abh. Zweigst. Wien, Rst. A. f. Bodenf. **25**, 305 S., 89 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Wien 1939.
- DEMME, W., MILOTA Ch. und PESTAL G.: Zur Geologie des Triebwasserstollensystems für das Kraftwerk Uttendorf II.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **37**, 127-139, Wien 1991.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml.- Diss. Techn. Hochsch. Zürich 1938.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein.- Geol. B. - A., 168 S., 8 Taf., 8 Abb., Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern).- Jb. Geol. B. - A., **114**, 1 - 119, Wien 1971.
- EXNER, Ch.: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend.- Jb. Geol. B. - A., **122**, 1-73, Wien 1979.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Hafnergruppe.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41 - 74, Wien 1983.
- FRANK, W.: Zur Geologie des Guggenbachtals (Lützelstubachtal, mittlere Hohe Tauern).- 188 S., zahlr. Abb., 6 Beil., Unveröff. Diss. Univ. Wien 1965.

¹² siehe Exkursionspunkt 3, Matreier Törl

EXKURSION B

- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe.- Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe.- Wiss. Alpenver., **21**, München 1969.
- FRANK, W. HÖCK, V. und MILLER.: Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window.- In: FLÜGEL, H. W. und FAUPL, W. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps.- Deuticke, 34-54, Wien 1987.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern.- Jb. Geol. B. - A., **101**, 323-472, 4 Abb., 1 Beil., Wien 1958.
- FRASL, G. und FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg.- Der Aufschluß Sonderh., **15**, 30-58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes Zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm Bei Lannersbach.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 287 - 336, 10 Abb., 2 Taf., 5 Tab., Wien 1968.
- FRISCH, W.: Hochstegen Fazies und Grestener Fazies - ein Vergleich des Jura.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **82** -90, Stuttgart 1975,
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters.- Geol. Rundsch., **65**, 375-393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: A plate tectonics model of the Eastern Alps.- In: CLOSS, H., ROEDER, D. und SCHMIDT, K. (eds.), Alps, Apennines, Hellenides, p.167-172, E. Schweizerbart, Stuttgart 1978.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. und POPP, F.: The Upper Bündner Schiefer of the Tauern Window - A Key to Understanding Eoalpin Orogenic Processes in the Eastern Alps.- In: FLÜGEL, H. W. und FAUPL, W. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps.- Deuticke, 55-69, Wien 1987.
- FRISCH, W. und POPP, F.: Die Fortsetzung der "Nordrahmenzone" im Westteil des Tauernfensters.- Jahresber. **1980** Hochschulschw.p.S 15, 139-156, Leoben 1981.
- GRUNDMANN, M. und MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy).- Jb. Geol. B. - A., **128**, 197 - 216, Wien 1985.
- HÖCK, V.: Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern window.- Ofioliti, **8** (1), 103 - 126, Bologna 1983.
- HÖCK, V., KOLLER, F. und SEEMANN, R.: Geologischer Werdegang der Hohen Tauern - vom Ozean zum Hochgebirge.- In: Mineral und Erz, 29 - 55, Naturhistorisches Museum, Wien 1994.
- GOMMERINGER, K.: Die Matreier Zone zwischen Mohar, Makernspitze und Ofenspitze in der Sadniggruppe (Kärnten).- Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1986.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. J. und TICHY, G.: Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuscher und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg).- Geol. Paläont. Mitt., **10**, 275 - 288, Innsbruck 1981.
- KELM, U.: Die Bündnerschiefer der Nordrahmenzone des Tauernfensters zwischen Niedersill und Wilhelmsdorf.- Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1984.
- KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen.- Mitt. Geol. Ges., 1-114, Wien 1912
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen.- 379 S., Deuticke, Wien 1955.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster.- Rschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **98**, 201-242, Wien 1922.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D., PROSSER, E., und WEBER - DIEFENBACH, K.: Geologische und Geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen - Tirol).- Geol. Rdsch., **65**, 436-459, Stuttgart 1976.
- NEINAVAIE, M.H., GHASSEMI, B. und FUCHS, H.W.: Die Erzvorkommen Osttirols.- Veröff. Mus. Ferd., **63**, Innsbruck 1983.
- PEER, H. und ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf - Großarlal).- Jb. Geol. B. - A., **123**, 411-466, Wien 1980.

EXKURSION B

- PESTAL, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau/Salzburg).- 117 S., 49 Abb., 20 Tab., 3 Beil., Unveröff. Diss. Univ. Wien 1983.
- POPP, F.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle der Hohen Tauern im Gerlostal.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 235-268, Wien 1984.
- PREY, S.: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe.- In: Exner, Ch., Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe.- Geol. B. - A., 131-151, Wien 1964.
- REICHERTER, K., FIMMEL, R. und FRISCH, W.: Sinistral Strike - Slip Faults in the Central Tauern Window.- Jb. Geol. B. - A., **136**, 495 - 502, Wien 1993.
- REITZ, E. und HÖLL, R.: Jungpräkambrische und unterkretazische Mikrofossilien aus der Älteren und Jüngeren Schieferhülle des Tauernfensters.- In: Vortragskurzfassung, Tagungen der DGG., 143., Nachr. dt. geol. Ges., 46, München 1991.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen.- Jb. Geol. St. A., **3/4**, 173 - 224, Wien 1921.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich, Teil I - III.- Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, Wien 1950, 1951, 1952.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen .- Beitr. Geol. Kt. Schweiz, **52** (N. F. **82**), 272 S., Francke, Bern 1924.
- TERMIER, M. D.: Les nappes des Alpes Orientales et le Synthèse des Alpes.- Bull. Soc. Geol. France, 4. Ser., 3, 711-766, Paris 1903.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese.- 256 S., 23 Abb., 11 Taf., Deuticke, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich Bd.1. Die Zentralalpen.- 766 S., Deuticke, Wien 1977.



Zweigstelle Lienz
Hauptplatz 5
A-9900 Lienz
Tel. 04852/65633

die Landesbank