

|                    |                |                  |         |                      |
|--------------------|----------------|------------------|---------|----------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 123, Heft 1 | S. 1-37 | Wien, September 1980 |
|--------------------|----------------|------------------|---------|----------------------|

# Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol

VON MICHAEL RAITH, CHRISTOPH MEHRENS und WILHELM THÖLE\*

Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel (= Beilage 1)

Österreichische Karte 1:50.000  
Blätter 151, 152

*Tauernfenster  
penninische Serien  
Eklogit-Serie  
Tektonischer Bau  
Metamorphose  
Alpidische Geodynamik*

## INHALT

|  |    |
|--|----|
| Zusammenfassung .....  | 2  |
| Abstract .....   | 3  |
| 1. Einleitung .....  | 3  |
| 2. Gliederung der penninischen Gesteinsserien .....                                | 4  |
| Die penninischen Serien im Gebiet zwischen Dorfertal und Timmeltal .....           | 6  |
| Untere Schieferhülle .....   | 7  |
| Trias-Serie (im Hangenden der Unteren Schieferhülle) .....                         | 7  |
| Eklogit-Serie .....  | 9  |
| Glimmerschiefer-Lamelle der Unteren Schieferhülle .....                            | 11 |
| Obere Schieferhülle (Trias-Serie und Bündnerschiefer-Serie) .....                  | 11 |
| 3. Tektonischer Bau der penninischen Serien .....                                  | 13 |
| Lagerung .....   | 13 |
| Faltungsstil .....   | 17 |
| Tektonischer Bau der Eklogit-Serie .....   | 20 |
| Deckenbau .....  | 22 |
| 4. Die alpidische Metamorphose im südlichen Venediger-Gebiet .....                 | 23 |
| Metamorphe Entwicklung der penninischen Serien .....                               | 23 |
| Das Alter der alpidischen Metamorphose .....                                       | 28 |
| Vorstellungen zur metamorphen Entwicklungsgeschichte der penninischen Serien ..... | 30 |
| 5. Alpidische Geodynamik .....   | 31 |
| Dank .....   | 34 |
| Literatur .....  | 34 |

\* Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. MICHAEL RAITH, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Olshausenstraße 40-60, 2300 Kiel; Dipl.-Geol. CHRISTOPH MEHRENS, Teichstraße 6, 2300 Kiel; Dipl. Geol. WILHELM THÖLE, Geologisches Landesamt, Mercatorstraße, 2300 Kiel.

## Zusammenfassung

Auf der Grundlage einer geologischen Detailkartierung und gefügekundlichen Auswertung des Makrogefüges (s-Flächen, B-Achsen und Lineationen) wird die lithologische und tektonische Gliederung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet erarbeitet.

Die tektonisch tiefste, paläozoische Einheit (Venediger-Decke nach W. FRISCH 1976) bilden der Metatonalit des Großvenedigers und die paläozoische Untere Schieferhülle, die überwiegend aus migmatischen Paragneisen (N) und quarzreichen Glimmerschiefern bis Albitblasten-Gneisen (S) mit Einschaltungen von Graphitphylliten, Marmoren, Quarziten und Granatamphiboliten besteht.

Nach Süden schließt sich eine 100 bis 200 m mächtige Trias-Serie aus Calcit- und Dolomitmarmoren, Quarziten, Muskowit-Glimmerschiefern und graphitführenden Granatglimmerschiefern an, über der in parautochthoner Lagerung die jurassisch-unterkretazische Eklogit-Serie folgt. Diese besteht aus einer komplex verfalteten Wechselfolge von Karbonatglimmerschiefern, quarzreichen Granatglimmerschiefern, Quarzit- und Marmorlagen, sowie vielfältigen eklogitischen Metabasittypen.

Die tektonisch höchste, südwärts folgende mesozoische Einheit (Obere Schieferhülle; Glockner-Decke nach W. FRISCH 1976) lagert mit einer 200 bis 500 m mächtigen Basis aus paläozoischen Glimmerschiefern und Albitblasten-Gneisen der Eklogit-Serie auf. Die Obere Schieferhülle umfaßt eine 100 bis 150 m mächtige, überwiegend karbonatisch ausgebildete Trias-Serie und die mächtige jurassisch-unterkretazische Bündnerschiefer-Serie aus Karbonatglimmerschiefern, kalkigen Phylliten, untergeordnet graphitführenden Glimmerschiefern, Marmoren und Quarziten in Wechsellagerung mit mächtigen Metabasiten, die als Prasinite bis Chloritschiefer vorliegen, sowie wenigen horizontbeständigen Serpentinlinen.

Der Bauplan der penninischen Serien ist durch eine durchschnittlich steil nach S einfallende und etwa ENE streichende s-Flächenlagerung (Ø: N74E/78S) gekennzeichnet. Als vorherrschendes Achsenelement sind W-abtauchende Lineationen (Ø: S250W/30W) entwickelt, die der im gesamten westlichen Tauernfenster dominierenden Achsenlage entsprechen. Ältere, E-abtauchende Biegefallen (Ø: N85E/20E) sind nur lokal und vor allem im Bereich der Eklogit-Serie ausgebildet. Gelegentlich auftretende, steil nach S einfallende Lineationen können als B' Elemente der W-abtauchenden Lineationen aufgefaßt und der schwach ausgeprägten NS-gerichteten Querwellung der Serien zugeordnet werden.

Als bedeutende Deckeneinheiten werden die Obere Schieferhülle (Glockner-Decke) und das ostalpine Altkristallin der Lasörling-Gruppe angesehen. Eine weitere Zerlegung der penninischen Serien in weiträumige Teildecken erscheint von den Feldbefunden her vorerst nicht zwingend. Die Eklogit-Serie wird als lithofaziell (Brennkogelfazies) und tektonisch eigenständiges, der Unteren Schieferhülle parautochthon auflagerndes Teilelement der Oberen Schieferhülle (Glocknerfazies) aufgefaßt und als komplizierte, nordvergente Synklinalstruktur gedeutet. Die Metasedimente und Metabasite liegen in einem durchaus intakten stratigraphischen Verband vor, so daß eine Interpretation als Mélange-Serie (CH. MILLER 1974) nicht mehr haltbar ist.

Die alpidische metamorphe Entwicklung der Schieferhüll-Serien ist durch zwei Phasen gekennzeichnet, die entweder als zeitlich getrennte thermische Ereignisse (CH. MILLER 1974, W. FRISCH 1979) oder aber als aufeinanderfolgende Stadien eines in seinem Temperaturverlauf prograden und kontinuierlichen Metamorphoseprozesses anzusehen sind (K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977).

Die erste, eoalpine Metamorphosephase (90–60 Ma) führte zur Bildung druckbetonter Paragenesen der Glaukophan-Lawsonitfazies (Obere Schieferhülle; 350–450°C/>4 kb) und der Eklogitfazies (Eklogit-Serie; ~500°C/>6 < 20 kb).

Die zweite, mesoalpine Metamorphosephase (50–35 Ma) ist durch weiter ansteigende Temperatur aber gleichzeitig sinkenden Druck gekennzeichnet, so daß die eoalpinen Paragenesen durch prograde, stärker temperaturbetonte Paragenesen der Grünschieferfazies (Obere Schieferhülle; ~400–500°C/3–5 kb) bis Amphibolitfazies (Eklogit-Serie, Untere Schieferhülle; ~550°C/~6 kb) abgelöst wurden.

Der geologische Werdegang der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet wird auf der Grundlage der vorliegenden geologischen und petrologischen Daten aus plattentektonischer Sicht rekonstruiert.

## Abstract

The lithologic sequence and structure of the Penninic rock series in the southern Venediger region has been studied by detailed geological mapping and structural analysis (s-planes, folds and lineations).

The lowest tectonic unit (Venediger nappe according to W. FRISCH 1976) of Palaeozoic age is built up by the metatonalite body of the Grossvenediger and the Lower Schieferhülle, which mainly consists of migmatitic paragneisses (north) and quartz-rich mica schists and albite gneisses (south), interlayered with graphite phyllites, marbles, quartzites, and garnet amphibolites.

To the south a 100 to 200 m thick Triassic series of calcite and dolomite marbles, quartzites, muscovite schists and graphite-bearing garnet-mica schists follows, overlain parautochthonously by the Jurassic-Lower Cretaceous eclogite series. The latter represents a heterogeneous intensely folded rock suite of carbonate-mica schists, quartz-rich garnet-mica schists, quartzite and marble layers, and a variety of eclogitic rock types.

The highest tectonic unit (Upper Schieferhülle; Glockner nappe according to W. FRISCH 1976) of Mesozoic age exhibits a 200 to 500 m thick basis of Palaeozoic mica schists and albite gneisses and lies conformably above the eclogite series. It comprises a 100 to 150 m thick Triassic series, mainly calcareous rocks, and the large Jurassic-Lower Cretaceous Bündnerschiefer series made up of carbonate-mica schists, phyllites, subordinate marbles and quartzites, interlayered with thick metabasites (prasinites, chlorite schists) and some lense-shaped serpentinite bodies.

Bedding and foliation of the Penninic rock series strike ENE and are steeply inclined to the south ( $\varnothing$ : N74E/78S). West dipping lineations ( $\varnothing$ : S250W/30W) are the most prominent linear feature. East plunging probably older folds ( $\varnothing$ : N85E/20E) occur mainly in the eclogite series. Rare south dipping lineations can be interpreted as B' elements of the west dipping lineations and may be correlated to the weak NS striking undulation of the rock complex.

The Upper Schieferhülle (Glockner nappe) and the Austroalpine Altkristallin sheet of the Lasörling-Gruppe represent important thrust sheets. A subdivision of the Penninic into further nappes is not conclusive from the field observations. Because of the specific lithology (Brennkogel facies) and structure the eclogite series is regarded as an independent part of the Upper Schieferhülle (Glockner facies) and interpreted as a complicated synclinal structure. The rocks are still preserved in a rather intact stratigraphic sequence. Thus, the eclogite series is not representing a mélange series (CH. MILLER 1974).

The Alpidic metamorphic development of the Penninic is characterized by two stages which either represent two distinct metamorphic events (CH. MILLER 1974, W. FRISCH 1979) or only successive stages of a progressive and continuous metamorphic process with respect to the temperature course (K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977).

The first stage (Eoalpine: 90–60 Ma) was characterized by high P/low T-conditions leading to the formation of assemblages of glaucophane-lawsonite facies (Upper Schieferhülle; 350–450°C/> 4 kb) and eclogite facies (eclogite series; ~ 500°C/> 6 < 20 kb). During the second stage (Mesoalpine: 50–35 Ma) temperature increased but pressure decreased simultaneously leading to a replacement of the Eoalpine high-P assemblages by parageneses of greenschist facies (Upper Schieferhülle; ~ 400–500°C/3–5 kb) and up to amphibolite facies (eclogite series, Lower Schieferhülle; ~ 550°C/~ 6 kb).

Based upon the present geological and petrological data a geodynamic model is derived describing the tectonic and metamorphic history of the Penninic rock series in the southern Venediger region.

## 1. Einleitung

Der geologische Aufbau der penninischen Gesteinsserien im Gebiet südlich des Großvenedigers ist durch die Arbeiten von E. WEINSCHENK (1894, 1903), A. EGGER (1954), H. SCHARBERT (1954) und vor allem O. SCHMIDEGG (1961) in seinen Grundzügen bekannt. Der lithologische Feinbau der Serien und ihr Bauplan ist jedoch erst in den letzten Jahren durch geologisch-petrographische Detailaufnahmen und gefügekundliche Analysen umfassend bearbeitet worden (P. K. HÖRMANN 1969–1972, G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, G. BRAUN & P. RAASE 1975, E. KLATT 1977, CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1979).

Die metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet untersuchten K. ABRAHAM et al. (1974). Dabei sind die Metabasite besonders eingehend bearbeitet worden. Ihre chemische Zusammensetzung erlaubte Rückschlüsse auf die Art und Herkunft der Edukte. Anhand der komplexen Paragenesen war es möglich, den Metamorphoseverlauf der Metabasite und der penninischen Serien allgemein zu rekonstruieren.

Die am stärksten umgewandelten Metabasite sind die an der Basis der Oberen Schieferhülle auftretenden eklogitischen Gesteine (Eklogit-Serie). Sie sind bereits mehrfach, jedoch unter vorwiegend mineralogischen Gesichtspunkten behandelt worden (E. WEINSCHENK 1903, F. ANGEL 1929 a, H. WIESENER 1934, 1935, H. SCHARBERT 1954, W. RICHTER 1973). Die große Bedeutung dieser Gesteine für die plattentektonische Interpretation der alpidischen geotektonischen Prozesse im Bereich der Ostalpen (W. FRISCH 1976, 1978) kommt in jüngsten geochemischen und petrologischen Detailuntersuchungen zum Ausdruck (CH. MILLER 1974, 1977, K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND, 1977, B. SPIERING 1979).

Im Bereich der Eklogit-Serie ist der lithologische und strukturelle Aufbau der penninischen Serien nur übersichtsmäßig bekannt.

Neue Detailaufnahmen im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitzal (CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1979) lassen erkennen, daß die bisher veröffentlichten Karten die Verbandsverhältnisse z. T. fehlerhaft (H. SCHARBERT 1954) und wegen des großen Maßstabes (O. SCHMIDEGG 1961) auch viel zu ungenau wiedergeben, was in der Folgezeit zu Fehlinterpretationen des tektonischen Baustils geführt hat. Die neuen Aufnahmen erfordern eine Umdeutung der Eklogit-Serie, die von CH. MILLER (1977) und W. FRISCH (1978) noch als fernüberschobene Mélange-Serie gedeutet wird.

In der vorliegenden Arbeit wird basierend auf geologisch-petrographischen Detailaufnahmen (CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1979) die lithologische und tektonische Gliederung der penninischen Schieferhülle im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitzal erarbeitet und der tektonische Bauplan durch Computeranalyse der makroskopischen Gefügeelemente untersucht. Als Synthese der vorliegenden geologischen, tektonischen und petrologischen Daten wird ein geodynamisches Modell entwickelt, das den Werdegang der penninischen Gesteinsserien im südlichen Venediger-Gebiet beschreibt.

## 2. Gliederung der penninischen Gesteinsserien

Die petrographische Gliederung und stratigraphische Einstufung der penninischen Gesteinsserien im westlichen Tauernfenster muß sich wegen der intensiven tektonischen und metamorphen Überprägung und dem Fehlen von Fossilien in erster Linie auf lithofazielle und tektonisch-gefügekundliche Kriterien stützen. Die daraus resultierenden Schwierigkeiten einer objektiven Altersdeutung gaben Anlaß zu zahlreichen, oft einander widersprechenden Interpretationen. Auch die gegenwärtig vertretene stratigraphische Gliederung des Penninikums im westlichen Tauernfenster (G. FRASL 1958, O. SCHMIDEGG 1961, O. THIELE 1970, W. FRISCH 1974) ist zumindest in Teilaspekten noch nicht gesichert (vgl. O. THIELE 1974). Im folgenden wird die stratigraphische Gliederung der Serien im Gebiet südlich des Venedigers, die allein nach petrographischen und gefügekundlichen Kriterien aufgenommen worden sind, in Anlehnung an O. SCHMIDEGG (1961) und W. FRISCH (1974, 1977) durchgeführt.

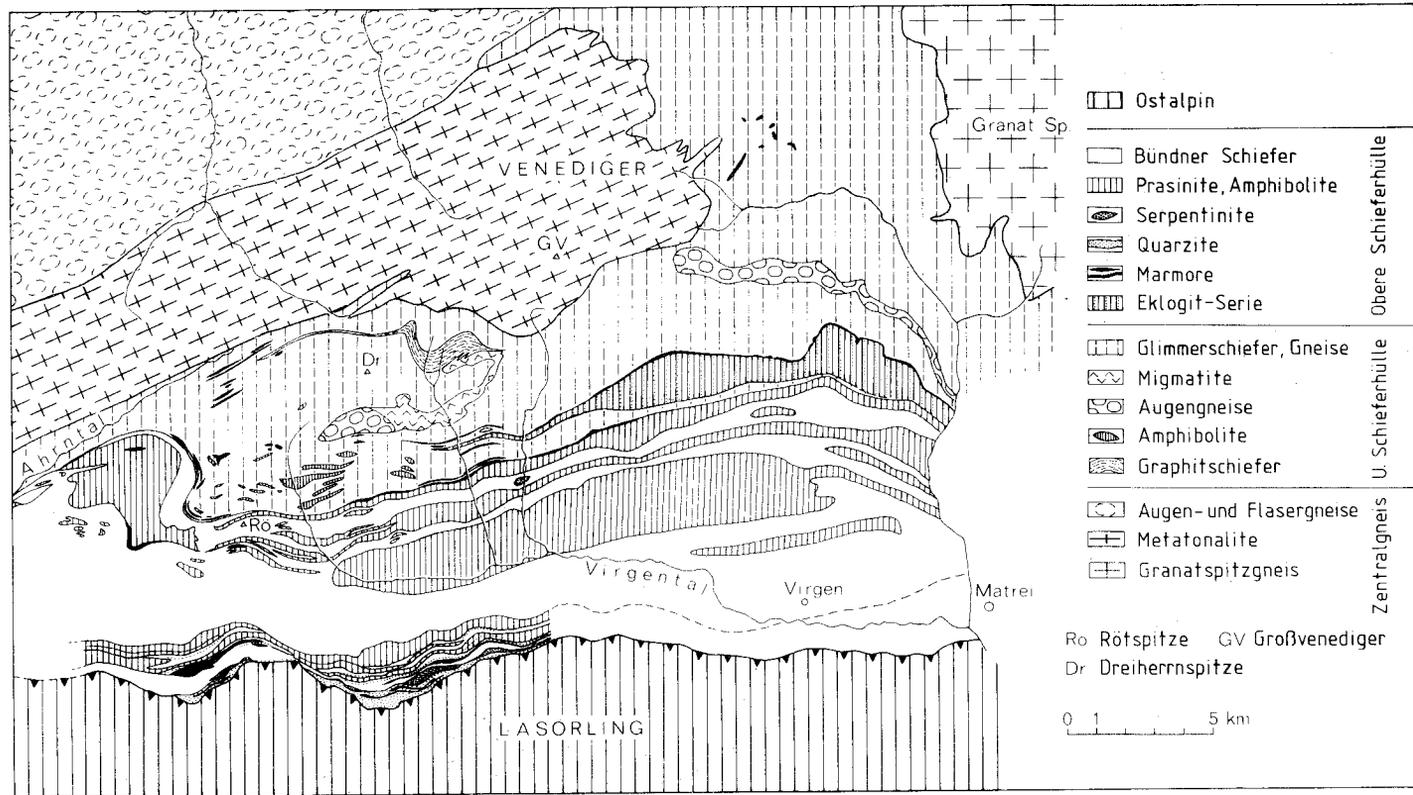


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Venediger-Gebietes (zusammengestellt unter Verwendung der geologischen Aufnahmen von O. SCHMIDEGG 1960, W. SÉNARCLENS-GRANCY 1972, P. K. HÖRMANN 1969–1972, G. BRAUN & P. RAASE 1975, E. KLATT 1977)

Im südlichen Venediger-Gebiet werden die penninischen Serien in zwei Einheiten gegliedert, die sich in ihrem lithologischen Aufbau und der Altersstellung unterscheiden (Abb. 1).

Die variskische Einheit umfaßt den Metatonalit-Körper des Venediger-Zentralgneiskerns (Intrusionsalter:  $360 \pm 28$  Ma, H. KREUZER et al. 1980) und die südwärts auflagernde paläozoische Untere Schieferhülle, die im Bereich der Rostocker Hütte einen weiteren von Migmatiten umgebenen Orthogneis-Körper einschließt.

Diese polymetamorphen Gesteinsserien bilden das tektonisch tiefste, durch komplexen Internbau gekennzeichnete Bauelement des westlichen Tauernfensters (Venediger Decke; W. FRISCH 1976, 1977, A. TOLLMANN 1975). Die aus dem westlichen Bereich des Tauernfensters bekannte geringmächtige autochthone mesozoische Sedimenthülle in Hochstegenfazies ist im Bereich des südlichen Venediger-Gebiets nicht vorhanden (vgl. W. FRISCH 1977, Abb. 1).

Die tektonisch höhere, alpidische Einheit bildet die Obere Schieferhülle (Glockner Decke; W. FRISCH 1976). Sie besteht aus einer mächtigen Abfolge von überwiegend kalkigen Phylliten und Karbonatglimmerschiefern von vermutlich mitteljurassischem bis unterkretazischem Alter (Bündnerschiefer-Serie) und eingeschalteten basaltischen Metabasiten. Untergeordnet treten in dieser Serie Marmore, Quarzite, karbonatfreie meist graphitreiche Phyllite und wenige stets horizontgebundene Serpentinikörper auf.

Die Basis dieser in Glocknerfazies vorliegenden Eugeosynklinal-Serie bildet eine lückenhaft erhaltene Folge von Quarziten, Marmoren und karbonatfreien Glimmerschiefern von vermutlich triassischem Alter.

Nach Auffassung von O. SCHMIDEGG (1961), A. TOLLMANN (1975) und W. FRISCH (1977) liegen die paläozoischen und mesozoischen Schieferhüll-Serien in allochthonem Verband vor.

Im Grenzbereich der Oberen Schieferhülle zur südlich gelegenen ostalpinen Altkristallin-Decke (Abb. 1) wird die tektonisch eigenständige Matreier Zone abgetrennt, und als Mélangé-Serie aus intensiv miteinander verschuppten penninischen und diaphthoritischen ostalpinen Gesteinsanteilen aufgefaßt (W. J. SCHMIDT 1950–1952, W. SÉNARCLENS-GRANCY 1972, G. MORTEANI 1974). Neuere unveröffentlichte geologische Detailaufnahmen belegen für diesen Bereich eine weitgehend intakte, vermutlich inverse Abfolge aus Quarziten, Phylliten und karbonatischen Gesteinen der (Permo)-Trias und Phylliten, Kalkphylliten und Grünschiefern des Jura und der Unterkreide. Es bestehen große lithologische Übereinstimmungen mit den penninischen Serien in Fuscher Fazies (W. FRANK 1969) im mittleren Bereich des Tauernfensters.

## **Die penninischen Serien im Gebiet zwischen Dorfertal und Timmeltal**

Die Abfolge der Gesteinsserien wird im folgenden vom tektonisch Liegenden (Norden) zum tektonisch Hangenden (Süden) beschrieben.

Im nordwestlichen Bereich grenzt der Metatonalit-Körper des Großvenediger mit tektonisch und metamorph überprägtem Intrusivkontakt an die Gesteine der Unteren Schieferhülle (Tafel 1).

Die S-Grenze dieser quarzdioritischen bis granodioritischen Intrusion, deren variskisches Alter durch Rb-Sr Datierung bestätigt worden ist (360 Ma, H. KREUZER et al. 1980), zieht vom Rainer Horn über die Dorfer Keesflecken in das Dorfertal und zur N-Seite des Großen Geigers (vgl. Tafel 1, O. SCHMIDEGG 1961). Eine ausführliche Beschreibung der Gesteine und ihres geologischen Verbandes gab F. KARL (1959).

### Untere Schieferhülle

Die Untere Schieferhülle gliedert sich petrographisch in zwei Gesteinsserien: Die tektonisch tiefere und vermutlich altpaläozoische Serie (O. SCHMIDEGG 1961) grenzt unmittelbar an das Metatonalit-Massiv. Sie besteht überwiegend aus gebänderten migmatischen Biotit-Muskowit-Gneisen, die örtlich eine intensive aplitische und pegmatitische Durchädung parallel s aufweisen. In stark migmatisierten Bereichen treten geringmächtige Kalifeldspat-Augengneislagen auf, im benachbarten Maurertal und im Frosnitztal auch größere, relativ scharf begrenzte Orthogneiskörper (Gubachspitzen und Knorrkogel). Lagenweise Übergänge der migmatischen Paragneise in Glimmerschiefer sowie Einschaltungen von konglomeratischen Paragneisen und geringmächtigen Linsen und Lagen von Granat-Amphiboliten und amphibolitisierten Eklogiten sind für diese Serie charakteristisch. Ein schmales Band graphitführender Glimmerschiefer nördl. des Kl. Happ bildet die östliche Fortsetzung der von O. SCHMIDEGG (1961) im Bereich des Oberen Maurertales auskartierten Einfaltung aus graphitführenden Glimmerschiefern, Metaarkosen und Quarz-Konglomeraten von vermutlich karbonischem Alter.

In tektonisch höherer Position schließt sich nach Süden eine Serie heller Muskowit-Glimmerschiefer und Albitblastengneise an, für die nach O. SCHMIDEGG (1961) paläozoisches Alter wahrscheinlich ist. Einschaltungen von Quarziten und Granat-Amphiboliten wurden im Bereich des Niklaskogel auskartiert.

### Trias-Serie (im Hangenden der Unteren Schieferhülle)

Über den paläozoischen Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle (Venediger Decke; W. FRISCH 1976) folgt eine 100 bis 300 m mächtige triassische Abfolge aus calcitischen und dolomitischen Marmoren, Quarziten und z. T. graphitführenden Granatglimmerschiefern. Die intensiv isoklinal verfaltete und verschuppte Serie zieht an Mächtigkeit zunehmend vom Dorfertal (N' Ochsner Hütte) am Fuß der Gastacher Wände entlang in den Nordgrat der Weißspitze, wo das mächtigste und wohl auch vollständigste Profil vorliegt. Infolge der lückenhaften Aufschlußverhältnisse, der lateralen Änderungen im lithologischen Aufbau und der starken Durchbewegung kann kein einheitliches stratigraphisches Profil angegeben werden (vgl. CH. MEHRENS 1978, A. EGGER 1954).

Die stratigraphische Grenze zwischen der triassischen Serie und der paläozoischen Unteren Schieferhülle wird an die Basis der quarzitisches-karbonatischen Gesteinsabfolge gelegt (O. SCHMIDEGG 1961). Diese Abgrenzung erscheint lithologisch gerechtfertigt (G. FRASL 1958, W. FRISCH 1974). Nach A. TOLLMANN (1975) und W. FRISCH (1977) ist diese Grenze durch eine weiträumige Deckenbahn gekennzeichnet, was durch die Feldbefunde aber keinesfalls eindeutig bestätigt werden kann. Ein parautochthoner Verband wird von W. THÖLE (1979) für möglich gehalten.

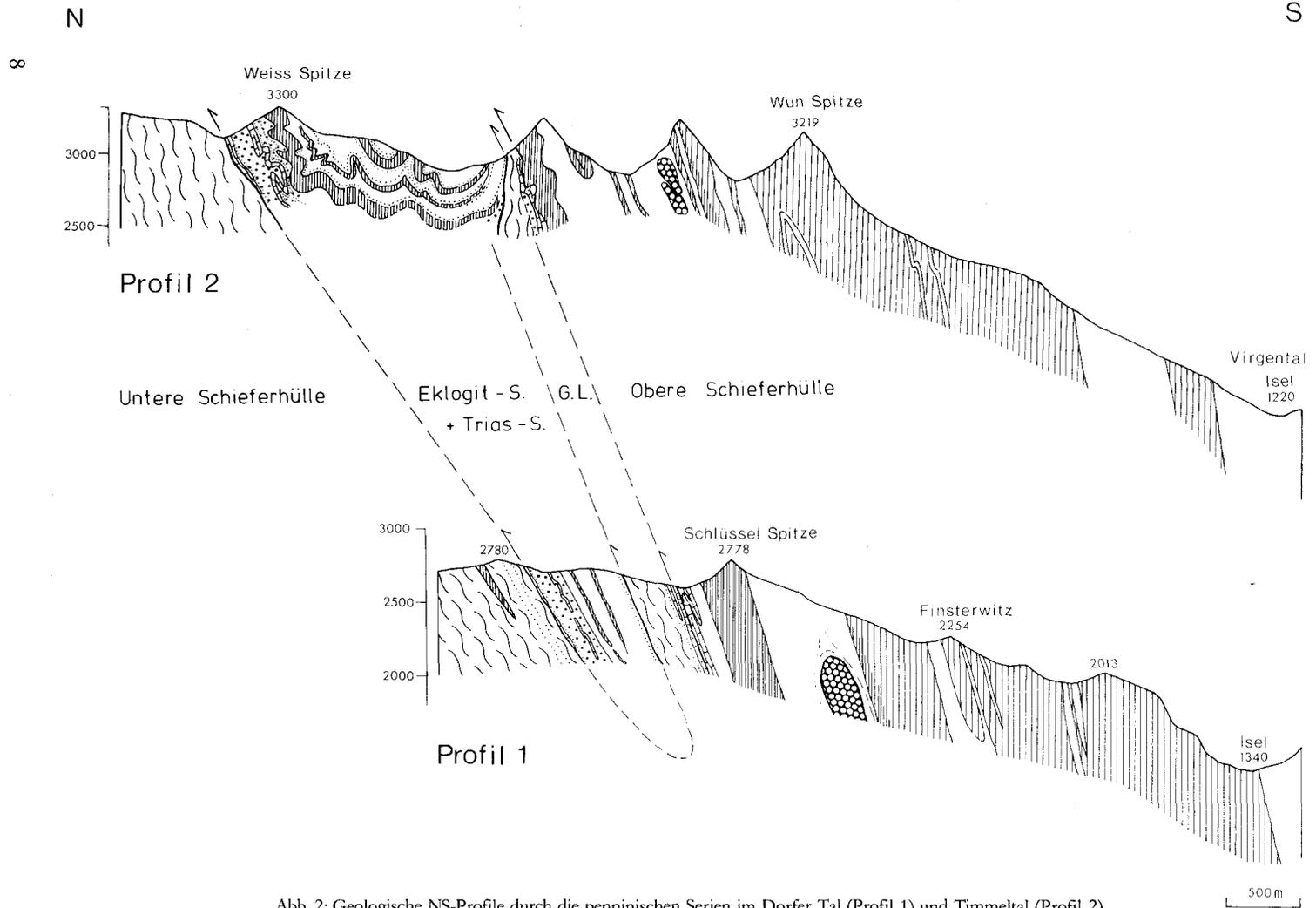


Abb. 2: Geologische NS-Profile durch die penninischen Serien im Dorfer Tal (Profil 1) und Timmeltal (Profil 2).

## Eklogit-Serie

In wahrscheinlich autochthonem Verband mit der triassischen Gesteinsserie folgt nach Süden im Hangenden die „Eklogit-Serie“ als eine in sich komplex verfaltete Einheit aus Karbonatglimmerschiefern, quarzitäen Granatglimmerschiefern und Metabasiten. Quarzite und Marmore treten nur untergeordnet in geringmächtigen Lagen auf (Tafel 1; Abb. 3).

Als Alter der Eklogit-Serie wird wegen der guten lithologischen Übereinstimmung mit der Oberen Schieferhülle (Glockner Decke; W. FRISCH 1976) Jura bis Unterkreide angenommen. K. ABRAHAM et al. (1974) konnten zeigen, daß die Metabasite der Eklogit-Serie und die Prasinite der Oberen Schieferhülle aus chemisch sehr ähnlich zusammengesetzten Edukten (Laven, Pillow-Laven und Tuffe von olivin-tholeiitischem bis alkalibasaltischem Chemismus) hervorgegangen sind. Unterschiede zur typischen Glocknerfazies der Oberen Schieferhüllserie sind jedoch durch die weite Verbreitung von sandigen Ablagerungen (quarzitische Glimmerschiefer) vorhanden, so daß für die Metasedimente der Eklogitserie ein vermutlich eigenständiger, zur Brennkogelfazies (G. FRASL & W. FRANK 1966) tendierender Sedimentationsraum angenommen werden muß.

Die Eklogit-Serie wurde vor allem durch die frühen petrographischen Arbeiten E. WEINSCHENKS (1894, 1903) bekannt. Zahlreiche nachfolgende Veröffentlichungen behandelten speziell die Petrographie der Metabasite, die in einer Vielzahl unterschiedlichster Gesteinstypen vorliegen (H. WIESENER 1934, H. SCHARBERT 1954, F. ANGEL 1957, K. ABRAHAM et al. 1974, CH. MILLER 1974, 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1977, B. SPIERING 1979).

Neben echten, massig struieren Eklogiten (Mineralbestand: Omphazit, Granat, Disthen  $\pm$  Zoisit und Talk) treten auch stofflich feingebänderte, wesentlich komplexer zusammengesetzte eklogitische Gesteine (Mineralbestand: Omphazit, Granat, Zoisit/Epidot, Hellglimmer  $\pm$  Karbonat und Quarz) und meist deutlich durch karbonat- und epidotreiche Lagen gebänderte Glaukophanschiefer (Mineralbestand: Granat, Epidot, Glaukophan, Hellglimmer, Karbonat  $\pm$  Omphazit, Disthen und Quarz) auf.

Die eklogitischen Gesteine und Glaukophanschiefer sind vielfach lagenweise und entlang von Scherflächen und Klüften in amphibolitische und prasinitische Gesteinstypen umgewandelt. Diese „retrograden“ Umwandlungen erfolgten weitgehend postkinematisch. Sie sind durch CH. MILLER (1977) und M. RAITH et al. (1977) eingehend beschrieben worden.

Die Bezeichnung „Eklogit-Serie“ ist in Anbetracht der großen Variationsbreite der Metabasite in dem untersuchten Bereich vereinfachend und ungenau, erscheint aber als Begriff, der die besonderen petrologischen Bildungsbedingungen der Einheit umreißt, sinnvoll.

Den geologisch-petrographischen Aufbau der Eklogit-Serie hat erstmals CH. MEHRENS (1978) näher beschrieben (Tafel 1 und Abb. 2, 3).

Sie zieht von der Ochsner Hütte im Dorfertal rasch an Mächtigkeit zunehmend ostwärts über die Gastacher Wände in das obere Timmeltal. Ihre größte Mächtigkeit (ca. 1500 m) erreicht sie im Osten des bearbeiteten Gebietes, wo sie den Grat zwischen der Weißspitze und der Seekopfscharte aufbaut. Mit etwa gleichbleibender Mächtigkeit zieht sie dann, stets von triassischen Metasedimenten an der Basis begleitet, weiter nach Osten zur Raneburg (vgl. Tafel 1, O. SCHMIDEGG 1961).

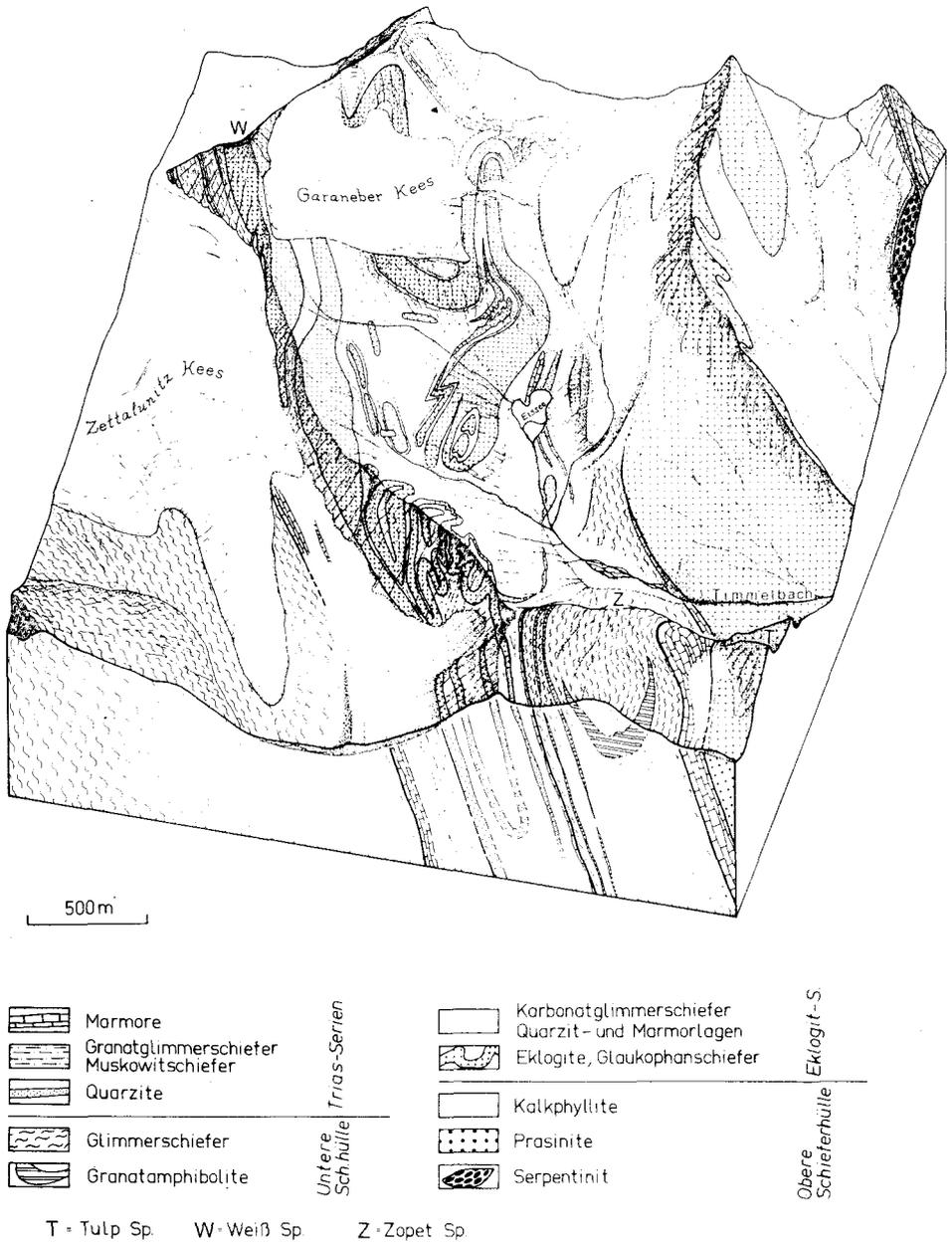


Abb. 3: Geologisches Blockbild der Eklogit-Serie im Gebiet des oberen Timmeltals und der Gastacher Wände (Blickrichtung nach Osten)

Vom Dorfertal nach Westen zu keilt die Eklogit-Serie einschließlich ihrer triassischen Basis rasch aus: sie ist noch mit etwa 100 m Mächtigkeit auf der östlichen Seite des Maurertales aufgeschlossen (E. KLATT 1977), auf der westlichen Seite des Maurertales und im Umbaltal dagegen nicht mehr nachzuweisen (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974).

### Glimmerschiefer – Lamelle der Unteren Schieferhülle

Zum Hangenden hin wird die Eklogit-Serie durch eine etwa 300 m mächtige Lage aus karbonatfreien hellen Glimmerschiefern tektonisch begrenzt, die in Übereinstimmung mit O. SCHMIDEGG (1961) als eingeschuppte Lamelle der Unteren Schieferhülle angesehen werden kann. Es sind überwiegend quarzreiche Muskowit-Glimmerschiefer, die neben Chlorit und wenig Biotit auch Chloritoid führen können. Lagenweise Übergänge in Albitblasten-Gneise sind charakteristisch.

Die Glimmerschieferlage streicht von der Ochsner Hütte im Dorfertal nach E über die Zopetspitze zur Kleintitz Alp im Timmeltal und weiter über die Seekopfscharte in den Nordgrat der Hohen Achsel. Nach W im Bereich des Maurertals und des Umbaltals vereinigt sie sich mit der petrographisch sehr ähnlichen Glimmerschieferserie der Unteren Schieferhülle. Granat-Amphibolite, die in ihrem Mineralbestand und Gefüge den Amphiboliten der Unteren Schieferhülle (z. B. in den Gletscherplatten des Umbalkees, vgl. Abb. 1) ebenfalls entsprechen, liegen als mächtige Einfaltung im Westhang der Zopetspitze vor.

### Obere Schieferhülle (Trias-Serie und Bündnerschiefer-Serie)

Im Hangenden der paläozoischen Glimmerschieferlamelle folgt in parautochthoner Lagerung eine Gesteinsabfolge, die abgesehen von interner Faltung und eingeschuppten Serpentinittkörpern, in einem weitgehend erhaltenen stratigraphischen Verband vorliegt:

an der Basis eine geringmächtige triassische Serie aus calcitischen und dolomitischen Marmoren, Quarziten und meist graphitführenden Granatglimmerschiefern;

darüber die mächtige, in Glocknerfazies entwickelte Bündnerschiefer-Serie aus Karbonatglimmerschiefern, Kalkphylliten, graphitführenden Phylliten und Prasiniten.

Diese Einheit bildet die Obere Schieferhülle (Glockner Decke s. str.; W. FRISCH 1976). Sie hat offensichtlich mit einem Teil ihrer paläozoischen Basis (Glimmerschiefer-Lamelle) die Eklogit-Serie von Süden her überfahren (Tafel 1). Die Eklogit-Serie selbst kann als ein lithologisch eigenständiger, tektonisch abgetrennter Teil der Oberen Schieferhülle aufgefaßt werden.

Die triassische Serie ist intern stark verfaltet und verschuppt und erscheint insgesamt tektonisch ausgedünnt. Eine stratigraphische Gliederung wie sie G. FRASL (1958) und G. FRASL & W. FRANK (1966) für den mittleren Bereich des Tauernfensters gegeben haben, ist hier nicht möglich. Nach W. FRISCH (1974) stellt sich die triassische Serie im südlichen Venediger-Gebiet als Mélange-Horizont dar, der die Überschiebungsbahn der Glockner Decke kennzeichnet. Zweifellos hat die triassische Serie infolge ihrer hohen Teilbeweglichkeit als wichtiger Bewegungshorizont gedient. So sind die triassischen Gesteine im Bereich des östlichen Timmeltales und im Frosnitztal durch die starrere Metabasit-Karbonatglimmerschiefer-Serie abgeschert und überschoben worden (Tafel 1), im Bereich des Ahrntales nur noch in einzelnen Spänen erhalten (vgl. Abb. 1 sowie O. SCHMIDEGG 1961, Tafel 1).

Der Verformungsstil läßt sich im bearbeiteten Gebiet an einem markanten Band calcitischer und dolomitischer Marmore ablesen. Eine schlingenartige Großfalte mit steil nach E abtauchender Achse ist auf dem Grat zwischen Zopetspitze und Tulp Spitze ausgebildet. Das Karbonatband nimmt zum Dorfertal hin an Mächtigkeit ab und ist im Westhang des Dorfertales nur noch in abgerissenen, isoklinal verfalteten Lagen zu verfolgen, dürfte aber mit der auffälligen nordvergenten Faltenstruktur nördlich der Schlüssel Spitze zu korrelieren sein (E. KLATT 1977).

Im Liegenden des Marmorbandes treten Glimmerschiefer mit zahlreichen quarzitischen Lagen auf, die gleichfalls noch der triassischen Abfolge angehören dürften. Im Übergangsbereich zu dem im Hangenden folgenden Metabasithorizont sind geringmächtige Kalkglimmerschiefer und dunkle graphitführende Phyllite fraglicher Stellung eingeschaltet.

Die mächtige Bündnerschiefer-Serie weist einen zum Hangenden hin abnehmenden Metamorphosegrad auf (M. RAITH et al. 1977).

Der tiefste, von der Schlüssel Spitze über die Tulp Spitze und die Hexenköpfe zur Hohen Achsel streichende, mehrere 100 m mächtige Metabasit besteht aus epidositisch gebänderten schwarzgrünen Granat-Amphiboliten und Granat-führenden Prasiniten. Auf eine wahrscheinlich „retrograde“ Entstehung dieser Gesteine aus Glaukophan-Schiefern und Eklogiten weist neben dem Auftreten von reliktischem Glaukophan (Einschlüsse in Epidot und Granat) auch die gelegentlich entwickelte feinkörnige Barroisit-Albit Diablastik hin.

Auffällig sind eingefaltete bzw. eingeschuppte Lagen karbonatischer Glimmerschiefer und Marmore. Die stoffliche Feinbänderung, dünnplattige Schieferung und der kontinuierliche lithologische Übergang der Metabasite in die hangenden Karbonatglimmerschiefer lassen Tuffe bis Tuffite als Ausgangsgestein vermuten. Dies konnte durch geochemische Daten erhärtet werden (M. RAITH et al. 1977: 218).

Die Karbonatglimmerschiefer führen Granat und Zoisit. In den hangenden Schichten treten mehrere konkordant eingeschichtete Serpentinikörper auf, von denen der große, am Isltzfall im Dorfertal gelegene, schon seit langer Zeit bekannt ist (E. WEINSCHENK 1894) und im Steinbruchbetrieb abgebaut wird. Seine Mineralisation beschrieb H. MEIXNER (1960). Im stratigraphisch gleichen Verband stehen im Timmeltal westlich des Hohen Eichham mehrere kleine Serpentinlinsen an. Weitere Serpentine und eine mächtige amphibolitisierte Gabbro-Linse sind in der streichenden Verlängerung der Karbonatglimmerschiefer aus dem Frosnitztal bekannt (O. SCHMIDEGG 1961). Die randlich durchgreifend verschiefert Serpentinikörper weisen in ihren tektonisch geschonten Kernbereichen oft noch reliktsche Gefüge und Minerale (Olivin, Klinopyroxen) des peridotitischen Ausgangsgesteins auf. In den Kontaktzonen der Serpentine zu den umgebenden karbonatischen Metasedimenten sind metasomatische Kalksilikatfelse aus Tremolit, Diopsid, Hessonit, Epidot u. a. entwickelt. Ihre Bildung fand weitgehend postkinematisch statt.

Unklar ist der Mechanismus der „Platznahme“ dieser kleinen Serpentinikörper, die in der Oberen Schieferhülle ausnahmslos in konkordantem Verband mit karbonatischen Metasedimenten vorliegen, so auch die bekannten in der „Matreier Zone“ auftretenden Vorkommen von der Gösleswand (W. Sénarclens-Grancy 1972). Während W. FRISCH 1978, A. TOLLMANN 1975, M. J. BICKLE & J. A. PEARCE 1975 die Ultrabasitkörper als abgescherte Späne echter ozeanischer Lithosphäre auffassen, läßt das stets horizontbeständige Auftreten in Metasedimenten eher an eine Deutung als synsedimentär verfrachtete Olistolithe oder Deckenreste denken.

Das nächste, südlich an die Karbonatglimmerschiefer anschließende Metabasitpaket besteht aus Prasiniten, die in den liegenden Partien Granat und Zoisit führen. Relikte eines eklogitischen Stadiums dieser Gesteine sind nicht vorhanden.

Pyritische Kiesimprägnationen in Albitblasten-reichen Prasinitenhorizonten sind oberhalb der Sajat Hütte im späten Mittelalter abgebaut worden. K. J. DERKMANN (1976) hat dieses Vorkommen und weitere in den Metabasiten der Oberen Schieferhülle auftretende Kiesvererzungen geochemisch-lagerstättenkundlich untersucht.

Das nächste Kalkglimmerschieferband zieht mit stark wechselnder Mächtigkeit vom Dorfertal über den Ht. Sajatkopf zum Sailkopf. Es zeigt eine ausgeprägte rhythmische Feinbänderung im cm- bis dm-Bereich, die vor allem durch wechselnde Karbonat- und Graphit-Gehalte hervorgerufen wird. Im Osthang des Timmeltales ist ein schmales Prasinitband eingeschaltet.

Es folgt der mächtigste Metabasitkomplex der Bündnerschiefer-Serie, der sich vom Kristallkopf nördlich Virgen bis in das mittlere Umbaltal erstreckt (vgl. Abb. 1; sowie O. SCHMIDEGG 1961, Tafel 1) und durch zahlreiche schmale Kalkglimmerschieferlagen intern gegliedert ist. Die ehemals basaltischen Ausgangsgesteine liegen überwiegend als feinkörnige, schiefrige bis plattige Prasinite vor (Mineralbestand: Chlorit, barroistische Hornblende, Epidot, Albit  $\pm$  Calcit, Titanit). Gröberkörnige, massige Typen sind durch eine intensive Albitblastese ausgezeichnet. Der Übergangsbereich zu Kalkglimmerschiefern ist oft durch Epidotlagen feingebändert und auffällig kleingefaltet. Tuffitische Edukte sind wahrscheinlich.

Ausschließlich in diesem Prasinitkomplex treten bis zu cm-große, helle, rechteckig bis rautenförmig begrenzte Mineralaggregate aus Epidot/Zoisit, Albit, Chlorit und Calcit auf. Diese, bereits durch F. ANGEL (1929) und H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939) bekannt gewordenen Aggregate werden neuerdings als Pseudomorphosen nach Lawsonit gedeutet (N. FRY 1973).

Bis an die Basis der „Matreier Zone“ folgt eine mächtige Serie aus eng wechsellagernden Kalkphylliten und kalkarmen bis kalkfreien graphitführenden Phylliten mit untergeordneten Marmor- und Quarzitlagen. Auffällig sind die zahlreichen mitverfalteten Quarzmobilisate. Der hohe Anteil tonig-klastischer Metasedimente weist auf Ablagerungsbedingungen hin, die zur Fuscher Fazies (W. FRANK 1969) tendieren.

### 3. Tektonischer Bau der penninischen Serien

Die penninischen Gesteinsserien sind im südlichen Venediger-Gebiet durch einen einheitlichen Bauplan gekennzeichnet (O. SCHMIDEGG 1961, G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, E. KLATT 1977, W. THÖLE 1979).

#### Lagerung

Im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitztal streichen die Schieferhüll-Serien N 70–80 E und fallen generell steil nach Süden ein (Tafel 1, Abb. 2). Sie lagern gewölbartig dem Zentralgneiskern des Venediger auf: im Bereich des Virgentales bis zur Überschiebungs-

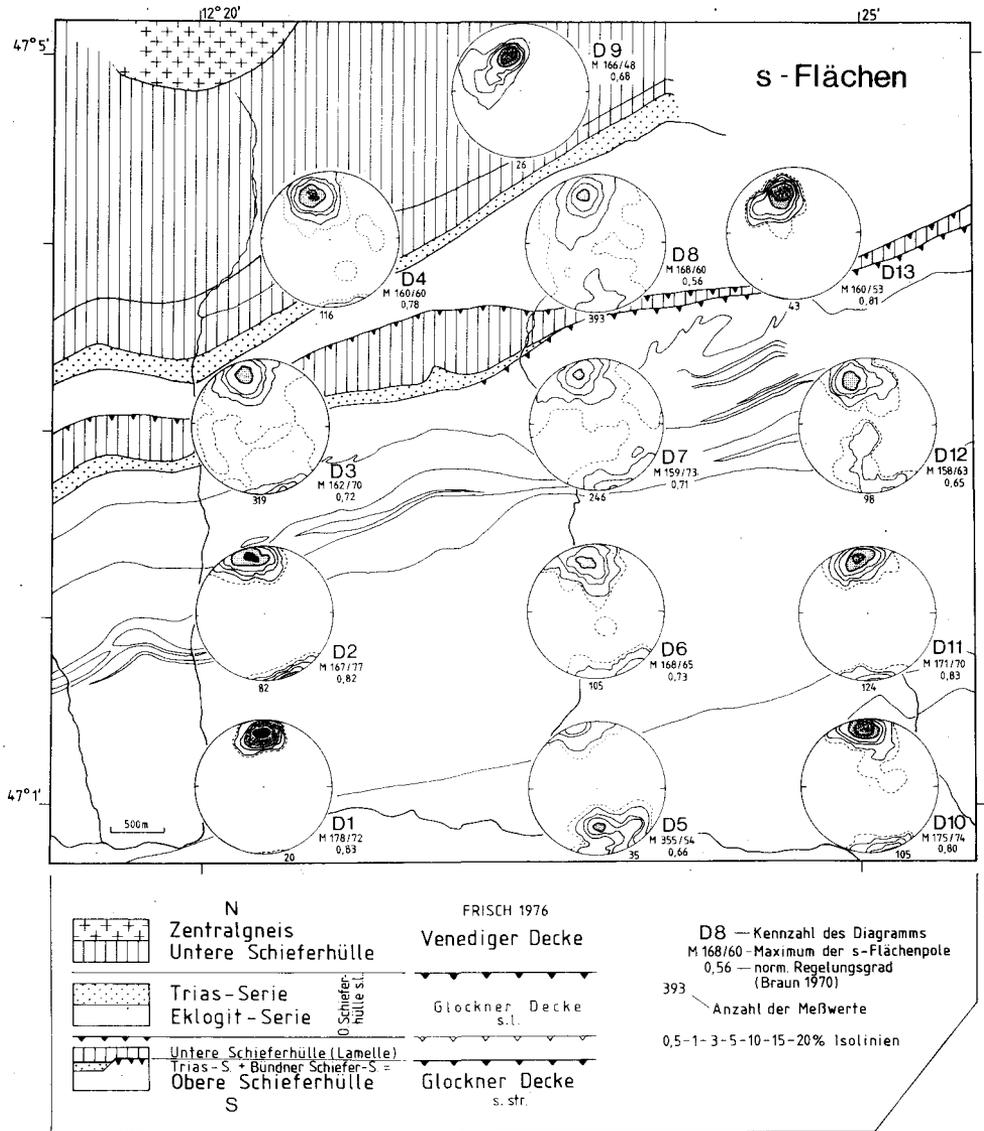


Abb. 4: Regionale Verteilung der Raumlagen der s-Flächen in einer vereinfachten geologisch-tektonischen Karte. Die Auswertung der Meßdaten erfolgte mit dem Computerprogramm FABRIC (G. BRAUN 1970). Die Meßdaten sind in der flächentreuen Projektion der Unteren Halbkugel dargestellt

bahn der ostalpinen Einheit (Altkristallin der Lasörling-Gruppe) herrscht steiles Einfallen von 75 S vor; nach Norden zu, in Richtung auf den Metatonalit-Körper des Großvenedigers ist zunehmend flachere Lagerung bis zu 48 S zu beobachten (vgl. Gefügediagramme der s-Flächen, Abb. 4 und Abb. 5).

Die Aufwölbung der Gesteinsserien im südlichen Venediger-Gebiet muß im mittleren Oligozän im wesentlichen abgeschlossen gewesen sein, da die niedrigsten einheitlich um 30 Ma liegenden K/Ar-Abkühlungsalter der Hellglimmer eine „en bloc“-Heraushebung der penninischen und ostalpinen Serien anzeigen (H. KREUZER et al. 1980).

Wesentlich flachere Lagerungsverhältnisse (10–30 S) nimmt W. FRISCH (1976) während der südwärts gerichteten kretazischen Subduktion der penninischen Serien unter die ostalpinen Einheiten an. Die Subduktionsprozesse fanden vermutlich in der Oberkreide (75–80 Ma) ihren Abschluß (W. FRISCH 1978), so daß die Aufwölbung der Tauernkuppel auf den Zeitraum zwischen Campan und Unteroligozän eingeengt werden kann.

Das generelle Schichtstreichen der Schieferhüll-Serien im südlichen Venediger-Gebiet schwenkt von N 68 E im Bereich zwischen Arvental und Dorfertal (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974) auf N 74 E im Gebiet zwischen Timmeltal und Frosnitzal (W. THÖLE 1979). Dieses geringe Umbiegen des Schichtstreichens kann durch Einpressung der Schieferhüll-Serien zwischen Venedigerkern und Granatspitzkern gedeutet werden (vgl. Abb. 1). Örtlich auftretende Schwankungen des Schichtstreichens werden durch lateral wechselnde Schichtmächtigkeiten, das Auskeilen von Metabasithorizonten und die Einschaltung von starren Serpentinithkörpern verursacht.

Trotz des unterschiedlichen petrographischen Aufbaus der Schieferhüll-Serien mit stark wechselnden Schichtmächtigkeiten weisen die Gefügediagramme der s-Flächen eine unimodale Häufung der Flächenpole mit annähernd rotations-symmetrischem Streubereich auf (Abb. 4) und zeigen an, daß die steil nach S einfallende Lagerung im untersuchten Bereich weitaus vorherrscht.

Ein lokal beobachteter Biegefaltenbau um WSW gerichtete, flach E-fallende Achsen läßt sich in den Gefügediagrammen gelegentlich an einen schwach ausgeprägten Gürtel der Flächenpole um eine regionale Faltenachse erkennen ( $\pi$ -Pol N 70–80 E/20 E). Dies gilt vor allem für den Bereich der Eklogit-Serie, die im Vergleich zum südlich davon gelegenen Anteil der Oberen Schieferhülle (Bündnerschiefer-Serie = Glockner Decke s. str.) einen wesentlich ausgeprägteren Biegefaltenbau aufweist (Tafel 1, Abb. 3). Ihr Faltenstil ist durch wenige offene und fast symmetrische Großfalten, überwiegend aber durch isoklinale und disharmonische nordvergente Verfaltungen gekennzeichnet (CH. MEHRENS 1978), so daß im Gefügediagramm D 8 die steil nach S einfallende Flächenlagerung bestimmend ist (Abb. 4).

Die Analyse der s-Flächengefüge macht deutlich, daß sich die Gesteinsserien der Unteren Schieferhülle (Venediger Decke) und der Oberen Schieferhülle (Glockner Decke) in ihrer Lagerung nicht wesentlich unterscheiden. Die s-Flächendiagramme weisen weder in der Lage des Flächenpol-Maximums noch im Regelungsgrad signifikante Unterschiede auf. Beide Serien sind offenbar nach einem übereinstimmenden Formungsplan überprägt worden.

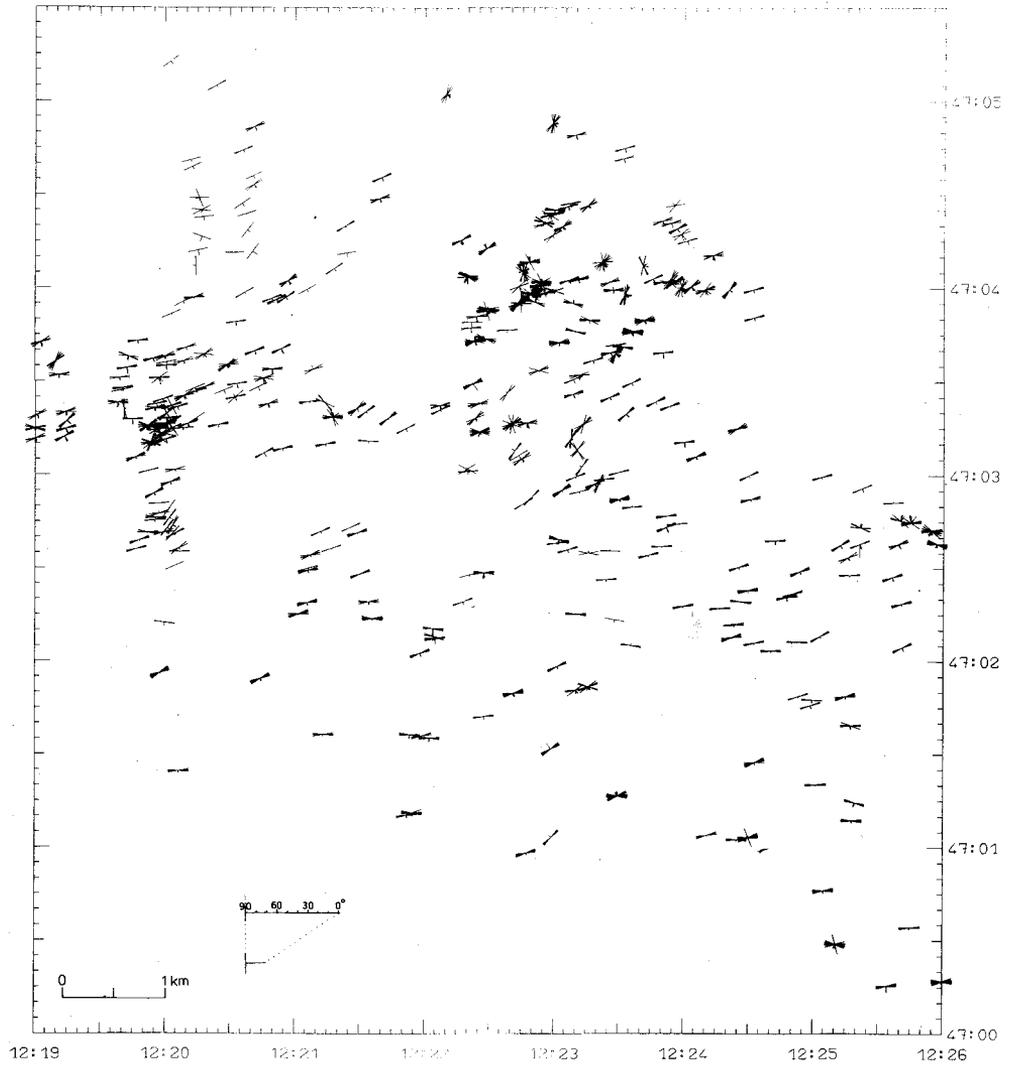


Abb. 5: Karte der s-Flächen

## Faltungsstil

In den Schieferhüllserien des südlichen Venediger-Gebiets treten im allgemeinen zwei unterschiedlich orientierte lineare Gefügeelemente auf (vgl. O. SCHMIDEGG 1961, G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, E. KLATT 1977, W. THÖLE 1979).

Flach W-abtauchende, im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitztal etwa N 70 E streichende lineare Gefügeelemente sind überwiegend als Feinlinationen und nur untergeordnet auch als stoffliche Faltenachsen entwickelt. Sie entsprechen in ihrer Orientierung der im westlichen Tauernfenster vorherrschenden Achsenrichtung. Im westlich angrenzenden Gebiet zwischen Arvental und Dorfertal liegt die generelle Richtung dieses Linears bei N 63 E (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974). Im östlich anschließenden Bereich des Frosnitztals hat O. SCHMIDEGG (1961) ein Einschwenken der W-fallenden Linationen in NE- bis NNE-Richtung festgestellt. Diese Richtungsänderung wird durch die Einpressung der Oberen Schieferhüll-Serie zwischen die starren Zentralgneiskomplexe des Venedigers und der Granatspitze hervorgerufen. NS-gerichtete Lineare sind in der zwischen diesen Zentralgneis-Massiven liegenden Serie der Unteren Schieferhülle ausgebildet. Für diesen Bereich muß eine EW-gerichtete Kompression angenommen werden, während die W-fallende Achsenlage (N 60–70 E) im südlichen Venediger-Gebiet der im westlichen Tauernfenster wirksamen Haupteinengungsrichtung SSE–NNW entspricht.

In Abhängigkeit vom lithologischen Aufbau der Serien und vom Gesteinstyp wurden im Aufschlußbereich deutliche Schwankungen der Achsenlage festgestellt (vgl. Abb. 7). Das den W-abtauchenden Linearen zugeordnete Maximum  $M_1$  der Gefügediagramme weist infolgedessen einen relativ großen Streubereich auf (Abb. 6).

Zusätzlich zu den W-fallenden Linationen ist im Untersuchungsgebiet stets ein flach E-abtauchendes, um N 80–85 E streichendes lineares Gefügeelement vorhanden. Es ist im Unterschied zu den im allgemeinen nicht eindeutig als Scherungs- oder Biegefaltenlinear zu charakterisierenden W-Linationen, als echte Biegefaltenachse entwickelt. Dies geht auch aus der Übereinstimmung des aus den Flächenlagen konstruierten  $\pi$ -Pols mit der Lage des  $M_2$ -Maximums hervor (Abb. 4, 6; Diagramme 8).

Die E-fallenden Achsen treten im Bereich zwischen Arvental und Dorfertal nur sehr untergeordnet auf (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, E. KLATT 1977); nach Osten zu, im Gebiet zwischen Timmeltal und Frosnitztal, nehmen sie dagegen an Bedeutung zu, wobei innerhalb der Bündnerschiefer-Serie eine von S nach N zunehmende Faltungsintensität festzustellen ist. In der Eklogit-Serie bilden E-fallende Makrofallen das bei weitem dominierende Linear. Auch diese Achsenrichtung weist regionale Schwankungen auf, die aus den beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen der insgesamt inhomogenen Gesteinsabfolge und dem unterschiedlichen mechanischen Verhalten der verschiedenen Gesteinstypen resultieren. Dies kommt im großen Streubereich des  $M_2$ -Maximums zum Ausdruck (Abb. 6).

Zwischen den zwei Hauptachsenrichtungen bestehen im Gelände z. T. fließende Übergänge, derart daß im Aufschlußbereich eine Lineargruppe von einer W-fallenden Lage über die horizontale in eine E-fallende Lage pendelt und umgekehrt. Diese Beobachtung spiegelt sich in einer schwachbesetzten gürtelförmigen Verbindung der Maxima  $M_1$  und  $M_2$  in den Gefügediagrammen wider (Abb. 6). Die steil nach S einfallenden Linationen (vgl. Diagr. 1, 5, 6 und 9) können als B' Elemente der W-fallenden Linationen aufgefaßt und

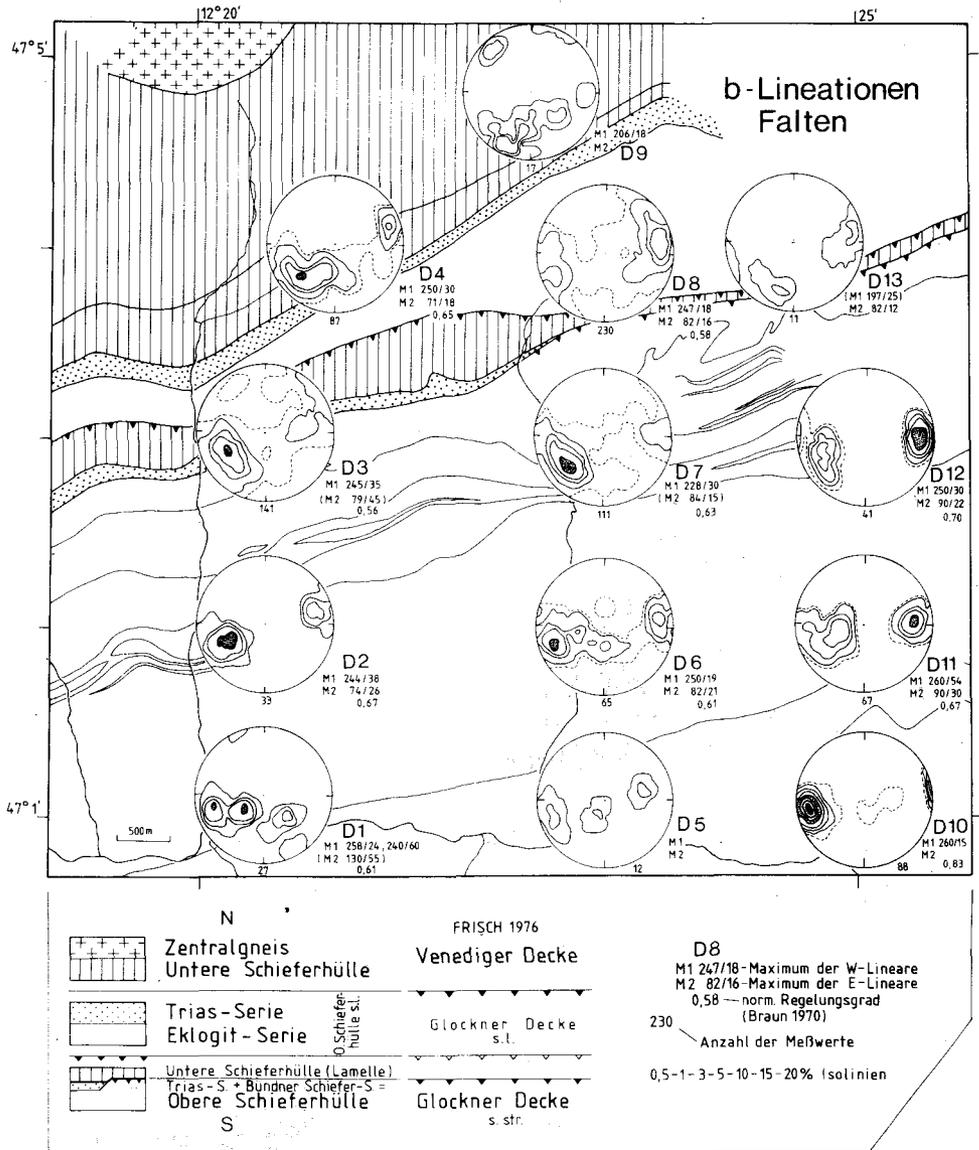


Abb. 6: Regionale Verteilung der Raumlagen der Lineare in einer vereinfachten geologisch-tektonischen Karte. Die Auswertung der Meßdaten erfolgte mit dem Computerprogramm FABRIC (G. BRAUN 1970). Die Meßdaten sind in der flächentreuen Projektion der Unteren Halbkugel dargestellt!

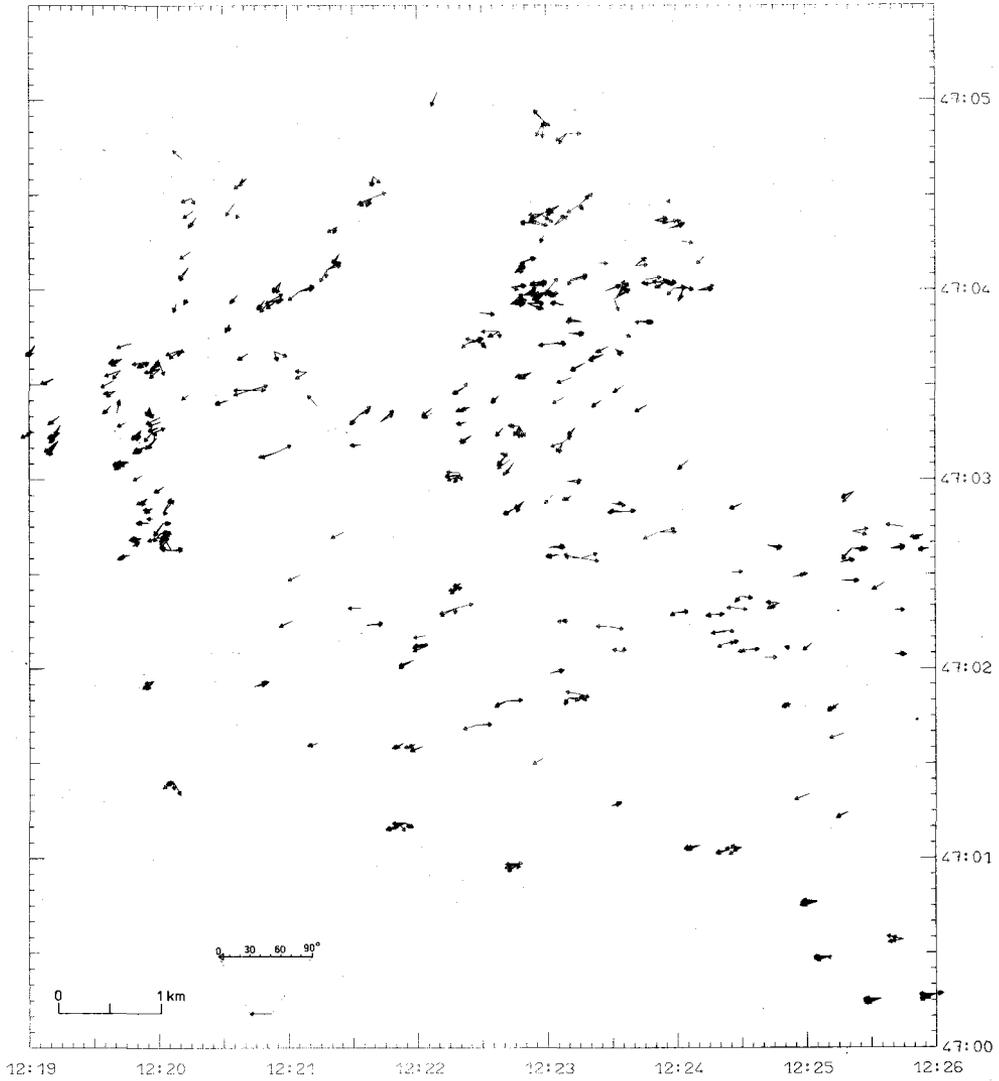


Abb. 7: Karte der Lineare

der schwach ausgeprägten NS-gerichteten „Querwellung“ der penninischen Serien zugeordnet werden.

Eine eindeutige, im gesamten Gebiet geltende Altersbeziehung zwischen den beiden Hauptachsen kann nicht abgeleitet werden. Die E-abtauchenden Biegefalten scheinen aber überwiegend älter angelegt zu sein als die W-abtauchenden Lineationen. Die oft beobachteten Übergänge zwischen beiden Achsenlagen lassen allerdings vermuten, daß die Formungsakte zeitlich nicht weit auseinander gelegen haben. Wie die mikroskopische Bearbeitung der Korngefüge zeigt, fällt die Entstehung beider Lineare in die prograde Metamorphosephase und wird von dieser noch deutlich überdauert. Die retrograden Metamorphoseprozesse verliefen postkinematisch und nur in einzelnen lokal reaktivierten Scherzonen auch unter synkinematischen Bedingungen.

Die E-abtauchenden stofflichen Falten sind durch die spätere kuppelförmige Aufwölbung der Schieferhüll-Serien verstellt worden. Für die Ableitung der Formungsrichtung müssen sie deshalb entsprechend einer wesentlich flacheren Lagerung der s-Flächen (10–20 S) zurückrotiert werden. Aus der Orientierung der rotierten Achsen (N 90 E/05 E) ist abzuleiten, daß die generelle Einengung der Gesteinsserien zu diesem Zeitpunkt in SN-Richtung erfolgte. Die regional streuenden Achsenlagen machen deutlich, daß infolge des inhomogenen petrographischen Aufbaus der Serien örtlich auch abweichende Richtungen wirksam wurden.

### **Tektonischer Bau der Eklogit-Serie**

Die Eklogit-Serie nimmt auch durch ihren tektonischen Aufbau eine Sonderstellung innerhalb der Schieferhüll-Serien des südlichen Venediger-Gebiets ein. Über ihr Formungsbild bestehen abweichende Vorstellungen. A. EGGER (1954) faßte die Eklogit-Serie als mächtige, durch internen Schuppen- und Faltenbau gekennzeichnete tektonische Mischungszone von Gesteinen der Unteren Schieferhülle (Knorrkogel-Serie) und der Oberen Schieferhülle auf. Nach H. SCHARBERT (1954) wird die Eklogit-Serie dagegen ausschließlich von mesozoischen Gesteinen der Oberen Schieferhülle aufgebaut. Die eklogitischen Gesteine sind in seiner geologischen Karte als isolierte, konkordant in Metasedimente eingeschaltete linsenförmige Körper dargestellt, so daß gleichfalls das Bild einer intensiv zerscherten Serie vermittelt wird. CH. MILLER (1974, 1977) und W. FRISCH (1976, 1978) interpretierten, vermutlich von diesen Vorstellungen geleitet, die Eklogit-Serie als Mélange-Serie, die im Zuge der kretazischen Subduktionsprozesse entstand und samt ihrer triassischen Basis der Venediger-Decke aufgeschoben wurde.

Zu einer abweichenden Interpretation des Formungsstils kommt CH. MEHRENS (1978) aufgrund neuer geologischer Detailaufnahmen. Danach muß die Eklogit-Serie samt ihrer triassischen Basis als sehr kompliziert aufgebaute nordvergente Muldenstruktur aufgefaßt werden, in der die Metabasite und Metasedimente in einem durchaus intakten stratigraphischen Verband vorliegen (Tafel 1 und Abb. 2, 3). Es wurde durch die Kartierung ein weitgehend zusammenhängender Faltenbau nachgewiesen, in dem Zerschörungen des Schichtverbandes nur lokale Bedeutung haben.

Der Faltenstil läßt innerhalb der Muldenstruktur zwei Bereiche unterschiedlicher Prägung erkennen:

Der äußere Muldenbereich umfaßt den „N-Flügel“ aus triassischer Metasediment-Serie und dem Anteil der Eklogit-Serie, der vom Nordgrat der Weißspitze über die nördlichen Gastacher Wände bis zur Ochsner Hütte im Dorfertal zieht, sowie den „S-Flügel“ mit dem südlichsten Teil der Eklogit-Serie, der von der Seekopfscharte über den Eissee und den Nordgrat der Zopet Spitze zur Ochsner Hütte im Dorfertal streicht (Abb. 3).

Im „N-Flügel“, der konkordant auf den Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle liegt, sind die Gesteinsserien stark deformiert. Dabei haben die triassischen Metasedimente infolge ihrer hohen Teilbeweglichkeit offenbar den Hauptteil der N-gerichteten Bewegungen aufgenommen. Sie sind stark laminar zerschert und im Kleinbereich intensiv isoklinal verfault. Der aus einer Wechsellagerung von Karbonatglimmerschiefern und Eklogiten bestehenden Anteil weist stark nordvergent überkippte Isoklinalfalten von größerer Amplitude auf (Abb. 3).

Der Verformungsstil ist in diesem Bereich durch ausgeprägten Materialtransport bestimmt. Die äußerst plastischen Karbonatglimmerschiefer sind in die Mulden- und Sattelkerne eingeflossen, in den Faltenflanken und Flexurbereichen durch Ausfließen merklich ausgedünnt. Die Schichtmächtigkeiten der wesentlich kompetenteren Metabasitlagen blieben bei der Verfaultung dagegen weitgehend erhalten. Dünne Lagen können durch Boudinage zerlegt sein. Der tektonische Feinbau der ausgedehnten Karbonatglimmerschieferbereiche wird durch auffällige, oft deutlich disharmonisch verfaultete Marmor- und Quarzitlagen nachgezeichnet.

Der „S-Flügel“ der Muldenstruktur scheint tektonisch sehr stark ausgedünnt zu sein. Er ist offensichtlich von der paläozoischen Glimmerschiefer-Lamelle und der darüberfolgenden Oberen Schieferhülle (Glockner Decke s. str.) überschoben worden (Abb. 3). Die geringmächtigen, nördlich der Zopet Spitze und südlich der Ochsner Hütte anstehenden Marmor- und Quarzitlagen können vielleicht als Reste einer ehemals mächtigeren triassischen Serie angesehen werden.

Der innere Muldenbereich umfaßt die Eklogit-Serie im oberen Timmeltal oberhalb des Eisseees und im Garaneber Kees (Tafel 1 und Abb. 3).

Dieser tektonisch höhere Anteil der Eklogit-Serie weist wesentlich schwächer eingengte teils nordvergente, teils offene und annähernd symmetrische Großfalten auf.

Die Muldenstruktur erfährt nach Westen zu eine sehr starke Einengung. Sie ist, wie bereits erwähnt, im Maurertal infolge völliger Ausdünnung nicht mehr nachzuweisen. Einzelne Triasschollen lassen sich allerdings in streichender Fortsetzung bis in das Umbaltal und NW der Rötspitze verfolgen. Eine von W. FRISCH (1977, Abb. 1) angenommene Fortsetzung dieser Zone bis ins Ahrntal, und eine dadurch bedingte tektonische Zerlegung der Unteren Schieferhülle, kann jedoch nicht bestätigt werden (G. BRAUN und P. RAASE, pers. Mitteilung).

Die Abnahme der Mächtigkeit der Eklogit-Serie und ihrer triassischen Basis ist wohl nicht allein auf die tektonische Ausdünnung der sehr teilbeweglichen Karbonatglimmerschiefer und Glimmerschiefer zurückzuführen, sondern zu einem gewissen Anteil auch durch die Abnahme der Mächtigkeit und der Anzahl der Metabasitlagen bedingt. Es wird deshalb angenommen, daß die Mächtigkeitsentwicklung im Streichen der Eklogit-Serie bereits primär-sedimentär angelegt war. Wir halten einen parautochthonen Verband von Unterer Schieferhülle, Trias-Serie und Eklogit-Serie zumindest im Bereich zwischen Dorfertal und Frosnitztal für möglich.

## Deckenbau

Der alpidische Deckenbau der penninischen Serien im Tauernfenster hat seit P. TERMIER (1903) vielfältige und widersprüchliche Deutungen erfahren (vgl. A. TOLLMANN 1963). Auch heute noch sind die Schwierigkeiten der stratigraphischen und tektonischen Gliederung der verschiedenen Einheiten und ihrer räumlichen Korrelation keinesfalls überwunden. Jüngste Synthesen des tektonischen Bauplans des Tauernfensters gaben A. TOLLMANN (1975) und W. FRISCH (1977).

Danach werden die penninischen Serien im westlichen Tauernfenster durch zwei weiträumige Überschiebungsbahnen tektonisch gegliedert. Regional begrenzte Schubbahnen führen in Teilbereichen zu einer weiteren Zerlegung der tektonischen Großeinheiten.

Die tiefste Hauptüberschiebungsbahn (= penninische Unterschiebung; W. FRISCH 1976: 385) trennt die Venediger Decke (Zentralgneis + Untere Schieferhülle) von der Glockner Decke (Trias-Serie + Bündnerschiefer-Serie mit Metabasiten = Obere Schieferhülle).

Der weiträumige Überschiebungscharakter dieser durch einen markanten lithologischen Wechsel bestimmten Grenze ist im Gebiet des Dorfertals aus den kartierten Verbandsverhältnissen nicht ersichtlich (Tafel 1 und Abb. 4). Zwar weisen intensive Verfaltung und Zerschering die karbonatische Trias-Serie an der Basis der Bündnerschiefer-Serie als wichtigen Bewegungshorizont aus, doch ist ein parautochthoner Verband mit der paläozoischen Glimmerschiefer-Lamelle ebenso denkbar. Anders liegen die Verhältnisse im Timmeltal, wo der Metabasit-Karbonatglimmerschiefer-Komplex der Glockner Decke die triassische Basisserie abgequetscht und nordwärts überfahren hat. Auch im Bereich des Ahrntals (W' der Rötspitze) deuten isolierte Späne der Trias-Serie auf intensive Überschiebungsvorgänge an der Basis der Oberen Schieferhülle hin (Abb. 1).

Eine tektonische Zerlegung der Unteren Schieferhülle in zwei Teildecken (Untere Riffeldecke und Obere Riffeldecke = Knorrkogeldecke), wie sie von A. TOLLMANN (1975) auch für das südliche Venediger-Gebiet gefordert wird, kann weder durch petrographische noch durch tektonische Kriterien erhärtet werden. Einzelne „Späne“ karbonatischer Gesteine, die im oberen Ahrntal (SW' der Birnlücke) die Überschiebungsbahn markieren sollen, sind nach W. FRISCH (1977) eher als Reste der geringmächtigen autochthonen mesozoischen Bedeckung des Zillertaler Zentralgneiskerns aufzufassen.

A. TOLLMANN (1975) trennt auch die Eklogit-Serie durch interne Schubbahnen von der Unteren Schieferhülle (Knorrkogeldecke) ab und deutet sie als westliches Äquivalent der Modereck Decke im östlichen und mittleren Tauernfenster. Abweichend von dieser Vorstellung interpretieren wir die Eklogit-Serie als komplizierte ehemals mit der Oberen Schieferhülle verbundene Synklijalstruktur, die samt ihrer triassischen Basis in einem parautochthonen Verband mit den paläozoischen Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle vorliegt.

Die im Hangenden der Eklogit-Serie folgende Glimmerschieferlamelle muß unserer Ansicht nach ebenfalls nicht als eigenständige Teildecke oder Schuppe abgetrennt werden. Wahrscheinlich ist, daß sie die parautochthone paläozoische Basis der Trias- und Bündnerschiefer-Serie (Obere Schieferhülle) bildet. In diesem Fall muß eine Ablagerung der Ophiolith-reichen Bündnerschiefer-Serie auf ozeanischer Kruste wie sie von W. FRISCH (1976) für den Ostalpenraum angenommen wird, zumindest für das südliche Venediger-Gebiet in Zweifel gezogen werden (vgl. auch A. TOLLMANN 1975: 289). Als ein Beweis für die Abla-

gerung dieser Serie auf echter ozeanischer Kruste wird die große chemische Übereinstimmung der Metabasite mit ocean-floor-Basalten angesehen (CH. MILLER 1974). M. RAITH et al. (1977) weisen aber darauf hin, daß die Förderung von Basalten dieser Zusammensetzung auch in Eugeosynklinaltrögen stattfindet, die durch eine geringmächtige kontinentale Kruste gekennzeichnet sind, etwa ähnlich den Verhältnissen im Sanbagawa Belt Japans (A. MIYASHIRO 1973). Eine ausgedünnte kontinentale Kruste wird auch für Teilbereiche des südenninischen Piemont-Beckens der Westalpen angenommen (G. V. DAL PIAZ & W. G. ERNST 1978).

Die höher liegende zweite Hauptüberschiebungsbahn (= ostalpine Unterschiebung; W. FRISCH 1976: 385) trennt im südlichen Venediger-Gebiet die Serien der Glockner Decke und der Matreier Zone von den polymetamorphen Glimmerschiefern und Paragneisen des ostalpinen Altkristallins (Lasörling Gruppe; vgl. Abb. 1). Problematisch ist die tektonische Abtrennung der Matreier Zone im südlichen Venediger-Gebiet als selbständige Schuppendecke aus penninischen und unterostalpinen Gesteinsanteilen (A. TOLLMANN 1975, vgl. auch W. J. SCHMIDT 1950–1952). Die Matreier Zone weist in diesem Bereich keinesfalls einen Mélange-Charakter auf, sondern liegt als weitgehend intakte, wahrscheinlich überkippte Abfolge aus quarzitischen und karbonatischen Metasedimenten der Permotrias (Unterostalpin?) und penninischen Phylliten, Kalkphylliten und Grünschiefern des Jura und der Unterkreide vor. Die Aufklärung des tektonischen Bauplans dieser Zone muß weiteren Detailuntersuchungen vorbehalten bleiben. Dennoch sei in diesem Zusammenhang auf eine gewisse lithologische NS-Symmetrie der Oberen Schieferhülle im südlichen Venediger-Gebiet hingewiesen (Abb. 1). Sie läßt an eine isoklinale, nordvergente und s-parallel zerscherte Synklinalstruktur für die gesamte Obere Schieferhülle (Glockner Decke + Matreier Zone) denken.

## Die alpidische Metamorphose im südlichen Venediger-Gebiet

Die metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet haben K. ABRAHAM et al. (1974) und M. RAITH et al. (1977) eingehend untersucht. Speziell mit der Genese der eklogitischen Gesteine der Serie befassten sich CH. MILLER (1974, 1977), T. J. B. HOLLAND (1977, 1979a) und B. SPIERING (1979). Im folgenden soll zunächst eine knappe Darstellung der wesentlichen Befunde gegeben und anschliessend auf die in Teillaspekten unterschiedlichen Vorstellungen der Bearbeiter zum Ablauf der tektonischen und metamorphen Prozesse eingegangen werden.

### Metamorphe Entwicklung der penninischen Gesteinsserien

Im südlichsten und niedriggradigsten Bereich der Oberen Schieferhülle (Matreier Zone zwischen Dabertal und Zopatnitzental) stehen feingebänderte, Epidot-führende Chloritschiefer ( $\text{Chl} + \text{Ab} + \text{Ep} \pm \text{Akt}$ , Pheng, Bio, Qz) an, in denen keine Relikte eines älteren Metamorphosestadiums festzustellen sind. Die benachbarten feinkörnigen Kalkphyllite weisen die Paragenese  $\text{Pheng} + \text{Qz} + \text{Ab} + \text{Chl} + \text{Karb} \pm \text{Ep}$  auf. Als Bildungsbedin-

gungen der durchweg postkinematisch rekristallisierten Gesteine nehmen M. RAITH et al. (1977: 255)  $\sim 400^{\circ}\text{C}$  und 3–5 kb an. Die Druckwerte konnten nicht petrologisch abgeleitet werden, sondern mußten aus der nur ungenau bekannten Mächtigkeit der überschobenen ostalpinen Deckeneinheiten (10–15 km) abgeschätzt werden.

Im mittleren Bereich der Oberen Schieferhülle (Umbartal – südl. Dorfertal und Timmeltal) entwickeln sich die Metabasite durch modale Zunahme des Amphibols zu typischen Prasiniten mit der postkinematisch rekristallisierten Paragenese barr. Hbl + Chl + Ab + Ep  $\pm$  Bio, Cc, Qz. Ausschließlich in diesem mächtigen Prasinitkomplex treten die als Pseudomorphosen nach Lawsonit gedeuteten (N. FRY 1973) hellen Mineralaggregate aus Zois/Klz + Ab + Chl  $\pm$  Cc, Pheng, Bio auf. Sie sind rechteckig bis rautenförmig begrenzt und weisen ein feines Interngefüge auf, welches deutlich gegen das erheblich stärker verfaltete Externgefüge der prasinitischen Matrix verstellt ist. Da die Aggregate selbst kaum deformiert sind, müssen die Lawsonitblasten noch während des synkinematischen Metamorphosestadiums stabil in der Prasinitparagenese Akt. Hbl + Chl + Ab + Ep  $\pm$  Bio, Cc, Qz vorgelegen haben, so daß für dieses Stadium anhand der experimentell ermittelten Stabilitätsdaten des Lawsonit (J. LIU 1972) Bildungsbedingungen von  $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$  und mindestens 3–4 kb abgeleitet werden können. Die pseudomorphe Umwandlung des Lawsonit und gleichzeitige postkinematische Rekristallisation der Prasinitparagenesen erfolgte wohl prograd bei nur wenig erhöhten P, T-Bedingungen ( $400\text{--}450^{\circ}\text{C}/4\text{--}5$  kb; M. RAITH et al. 1977: 225).

Der höhere Metamorphosegrad der Kalkglimmerschiefer (Hellgl + Qz + Ab/Olig + Chl + Karb  $\pm$  Ep) im Bereich des Virgentals ist an den hier erstmals auftretenden postkinematisch gebildeten Oligoklassäumen der Albitblasten abzulesen.

Im Liegenden des mächtigen Prasinitkomplexes folgen nordwärts höhergradige Prasinite (südlich des Serpentinikörpers im Dorfertal anstehend und von dort zum Nd. Eichham ziehend), die in den tiefsten Lagen Granat, Zoisit und Hellglimmer (Paragonit/Phengit) führen. Auch in diesen postkinematisch rekristallisierten Basiten belegen seltene Einschlüsse von Glaukophan in Epidot und Granat ein älteres, vermutlich niedrigtemperiertes synkinematisches Stadium der Metamorphose mit P, T-Bedingungen von  $\geq 350^{\circ}\text{C}$  und  $\geq 4$  kb (nach experimentellen Daten zur Glaukophanstabilität von W. V. MARESCH 1977). Die nördlich anschließenden Karbonatglimmerschiefer sind deutlich kornvergrößert und führen in den tiefsten Lagen gleichfalls Granat und Zoisit.

Im nördlichen Bereich der Oberen Schieferhülle, an der Basis der Glockner Decke (Quirl – Schlüssel Spitze – Tulpspitze – Hohe Achsel) stehen schwarzgrüne, Granatführende Prasinite und Amphibolite mit der postkinematisch rekristallisierten Paragenese barr. Hbl + Gra + Chl + Ep  $\pm$  Par/Pheng, Bio, Karb, Qz, Ab an. Reliktischer Glaukophan (Einschlüsse in Granat, Epidot und im Kernbereich der barroisitischen Hornblende), sowie feinsymplektitische Verwachsungen von Hornblende und Albit, die aus Glaukophan oder Omphazit entstanden sein könnten, weisen auf ein älteres Glaukophanschiefer- oder Eklogitstadium dieser Basite mit P, T-Bedingungen von  $\sim 400^{\circ}\text{C}$  und  $\geq 6$  kb hin.

Der Zonarbau des Granats (Alm-reicher Kern  $\rightarrow$  Pyr-reicher Rand), Amphibols (akt. z. T. auch cross. Kern/barr. Rand) und Epidots (Pist-Kern  $\rightarrow$  Klz-Rand) ermöglicht eine Rekonstruktion der P, T, x-Bedingungen des Metamorphoseverlaufs. Die petrologische Analyse macht deutlich, daß die Paragenesen der Granat-führenden Prasinite und Amphibolite im prograden Verlauf der alpidischen Metamorphose bei stetig steigenden Temperaturen aber sinkenden Drücken aus Glaukophan-führenden Paragenesen hervorgegangen

sind (T. J. B. HOLLAND 1979 b, M. RAITH 1976, M. RAITH et al. 1977.) Für die heute vorliegenden, postkinematisch rekristallisierten Paragenesen können Bildungsbedingungen von 400–500°C und  $\leq 6$  kb angenommen werden.

Im Bereich der gesamten Oberen Schieferhülle (Glockner Decke) ist es während des retrograden Metamorphoseverlaufs offensichtlich zu keiner durchgreifenden Rekristallisation der Paragenesen gekommen, da sowohl der Zonarbau der Minerale als auch die regionale Änderung der Paragenesen und Mineralchemismen fast ausschließlich nur die prograde metamorphe Entwicklung mit nach Norden generell ansteigenden P, T-Bedingungen abbilden (M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1979 a, b). Lediglich in den Prasiniten sind retrograde Einflüsse an beginnender Chloritisierung des Granats, dem gelegentlich entwickelten diskontinuierlichen Pist-Saum des Epidots (M. RAITH 1976) und der Bildung einer zweiten Karbonat-Generation zu erkennen.

Die Gesteine der Eklogit-Serie und der Unteren Schieferhülle haben die höchstgradige metamorphe Überprägung erfahren. Vor allem die aus basaltischen Edukten hervorgegangenen Eklogite und Glaukophanschiefer ermöglichen anhand des durch vielfältige Ungleichgewichte ausgezeichneten Mineralbestandes eine weitgehende Rekonstruktion des alpidischen Metamorphoseverlaufs (K. ABRAHAM et al. 1974, CH. MILLER 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1977, 1979 a, B. SPIERING 1979).

Reliktische, im Kernbereich der Granate eingeschlossene Mineralparagenesen (barr. Hbl, Ep, Par/Pheng, Karb, Qz, Bio, Chl, Ab) belegen eine prograde Entstehung der eklogitischen Gesteine aus prasinitischen bzw. amphibolitischen Basiten. Die Vielfalt der eklogitischen Gesteinstypen (H. SCHARBERT 1954, F. ANGEL 1929, 1957, CH. MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1977) ist vor allem auf die Variabilität der chemischen Zusammensetzung und des Gefüges der Ausgangsgesteine, sowie die unterschiedliche Intensität der Durchbewegung und der „retrograden“ Überprägung der Metabasite zurückzuführen.

Grobkörnige, wenige durchbewegte Eklogite [Omph (Jd 34, Ak 12), Gra (Pyr 33, Gro 20), Disth, Rut  $\pm$  Qz, Tc] können von Metagabbros abgeleitet und in ein frühes, vielleicht präkinematisches Eklogitstadium gestellt, feingebänderte, intensiv durchbewegte Eklogite [Omph (Jd 47, Ak 4), Gr (Pyr 37, Gro 18), Disth, Ep/Zoi, Rut  $\pm$  Qz, Karb, Par/Pheng, Tc] dagegen einem späteren, stärker druckbetonten synkinematischen Eklogitstadium zugeordnet werden (CH. MILLER 1977). Das Auftreten von nichtdeformierten Zerrklüften mit der Paragenese Disth, Omph, Karb, Qz, Zoi, Rt und die durchgreifende postkinematische Rekristallisation der kataklastischen Eklogittypen beweisen allerdings, daß das druckbetonte Metamorphosestadium mit P, T-Bedingungen von 450–550°C und  $> 6$  kb (M. RAITH et al. 1977) die mechanische Formung der Serie (Faltenbau) überdauert haben muß. Während CH. MILLER (1977) und B. SPIERING (1979) mit 450–550°C und 8–14 kb vergleichbare P, T-Werte angeben, hat T. J. B. HOLLAND (1979a) aufgrund experimenteller Daten zur Stabilität der Paragenese Omphazit + Disthen + Paragonit wesentlich höhere Bildungsbedingungen, nämlich  $620 \pm 30^\circ\text{C}$  und 17–22 kb gleichfalls petrologisch abgeleitet.

Im engen Verband mit den karbonatischen Metasedimenten und feingebänderten Eklogiten treten innerhalb der Eklogit-Serie feinlagige Glaukophan-führende Eklogite [Gra (Pyr 24 Gro 20), Ep, Glauk, Par/Pheng, Kb  $\pm$  Omph (Jd 39, Ak 11), Qz] auf. Die Bildung dieser durch paragenetische Übergänge mit den Eklogiten verbundenen Metabasite wird unterschiedlich beurteilt. CH. MILLER (1977) nimmt ausschließlich eine postkinematische, durch Druckabfall und H<sub>2</sub>O-Zufuhr verursachte „retrograde“ Entstehung der Glaukophan-

schiefer aus Eklogiten an. Dagegen vertreten M. RAITH et al. (1977), gestützt auf geochemische Daten und textuelle Kriterien, die Auffassung, daß zumindest ein Teil der Glaukophan-führenden Eklogite während des Eklogit-Stadiums direkt aus hochoxidierten, karbonatisch gebänderten Granat-Prasiniten hervorgegangen ist. Übereinstimmend betont T. J. B. HOLLAND (1979a), daß blaßvioletter Glaukophan noch während des synkinematischen Eklogit-Stadiums im Gleichgewicht mit der Eklogitparagenese gebildet wurde, kräftig violett gefärbter crossitischer Glaukophan indessen erst in einem nachfolgenden Glaukophanschiefer-Stadium bei niedrigeren Drücken durch Abbau der Eklogitparagenesen entstanden ist. Für die Bildung der Glaukophan-führenden Eklogite hat B. SPIERING (1979) P/T-Werte von 550°C und  $\geq 10$  kb abgeleitet, die den Bildungsbedingungen der eklogitischen Gesteine (CH. MILLER 1977, B. SPIERING 1979) entsprechen. Dies stützt die Annahme, daß der hohe Karbonatgehalt der Gesteine und die erhöhten O<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-Fugazitäten der intergranularen fluiden Phase für die Bildung dieser Glaukophanschiefer ausschlaggebende Faktoren waren.

Die Metasedimente der Eklogit-Serie und ihrer triassischen Basis liegen als grobkörnige Karbonatglimmerschiefer (Hellgl, Cc/Dol, Qz, Ab, Zoi/Klz, Gra  $\pm$  Bio, Trem, Graph), Disthen- und Chloritoid-führende Granatglimmerschiefer (Hellgl, Qz, Gra  $\pm$  Ab, Ctd, Disth, Graph), Quarzite (Qz, Hellgl  $\pm$  Disth) und Marmore (Cc, Dol, Hellgl, Trem, Diops, Zoi, Qz) vor. Die Bildung dieser Gesteine erfolgte bei P, T-Bedingungen von 500 bis 550°C und 6 bis 15 kb (abgeleitet aus den Stabilitätsdaten von Chloritoid + Disthen (U. GANGULY 1969), Chloritoid + Muskowit + Quarz (G. HOSCHEK 1969), Zoisit + Margarit + Quarz (N. D. CHATTERJEE 1976), Jadeit + Quarz (W. JOHANNES et al. 1971).

Die oben beschriebenen Hochdruckfazies-Metamorphite der Eklogit-Serie haben im weiteren Verlauf der alpidischen Metamorphose z. T. tiefgreifende paragenetische Veränderungen erfahren. So sind vor allem die Eklogite und Glaukophanschiefer lagenweise und entlang von Klüften in amphibolitische und prasinitische Gesteine umgewandelt worden. Der Mineralbestand ist häufig noch durch ausgeprägte Ungleichgewichte (Zonarbau, Reaktionssäume, gepanzerte Relikte) gekennzeichnet, die eine nähere Bestimmung des Ablaufs und der P, T,x-Bedingungen dieser Metamorphosephase gestatten (CH. MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1977, B. SPIERING 1979).

Danach begann die Umwandlung der eklogitischen Paragenesen bereits prograd, d. h. bei noch weiter ansteigenden Temperaturen aber absinkenden Drücken, mit dem Abbau des Omphazit durch feinsymplektitische Aggregate aus Diopsid + Albit und der Korrosion der Granatblasten durch Reaktionssäume aus barroitischer Hornblende + Epidot + Magnetit/Hämatit. Aus den Diopsid + Albit-Symplektiten entwickelte sich in der Folge bei vermutlich erhöhten H<sub>2</sub>O-Partialdrücken durch Umkristallisation und Kornvergrößerung eine gröberkörnige Hornblende + Albit-Diagnostik. Im weiteren Verlauf, bei nunmehr retrograden Bedingungen, d. h. auch sinkenden Temperaturen, wurde Disthen durch Paragonit verdrängt, Rutil randlich zu Titanit umgewandelt und Granat durch Aggregate aus Biotit + Chlorit + Epidot + Magnetit z. T. vollständig pseudomorph abgebaut. Gleichzeitig erhielten die Zoisit- und Klinozoisitblasten diskontinuierliche Fe<sup>3+</sup>-reiche Außensäume. Eine zweite Generation klaren Karbonats migrierte in die Lagen und korrodierte die limonitisch pigmentierte ältere Karbonat-Generation.

Für die Bildung der retrograden Paragenesen im Bereich der Eklogit-Serie geben CH. MILLER (1977) und B. SPIERING (1979) übereinstimmend einen P, T-Bereich von 500–550°C und  $\sim 5$  kb an.

Die Metamorphite der paläozoischen Unteren Schieferhülle sind bereits während der variskischen Orogenese unter Bedingungen der Amphibolifazies überprägt worden, wobei die Paragneise eine örtlich unterschiedlich intensive Migmatisierung erfahren haben. Die Mineralparagenesen sind während der alpidischen Metamorphose durch Rekristallisation und Mineralneubildungen neu equilibriert worden (L. BUSCHENDORF 1965). Die Metabasite liegen heute überwiegend als postkinematisch rekristallisierte Amphibolite mit der Paragenese barr. Hbl + Plag + Gra + Bio + Ep  $\pm$  Chl, Pheng, Karb, Qz vor. Gelegentlich treten noch reliktsche Eklogit-Paragenesen eines älteren Hochdruck-Metamorphosestadiums auf (Gra + Omph + Ep/Zoi). Hinweise auf ein vermutlich alpidisches Eklogitfazies-Stadium der Metabasite sind auch durch eine feinkörnige Plagioklas + Hornblende – Diablastik gegeben, die aus Omphazit entstanden sein könnte (vgl. M. RAITH et al. 1977). Eine posteklogitische Fernüberschiebung der Eklogit-Serie auf die Venediger Decke, wie sie von W. FRISCH (1978), CH. MILLER (1977) und D. ROEDER & H. BOEGEL (1978) diskutiert wird, erscheint deshalb nicht zwingend. Nicht auszuschließen ist allerdings eine während des synkinematischen Hochdruck-Metamorphosestadiums erfolgte Einschuppung der Eklogit-Serie zwischen die Obere Schieferhülle (Glockner Decke) und das Basement (T. J. B. HOLLAND (1979), an die sich die postkinematische Überprägung des gesamten Schieferhüll-Komplexes unter immer noch hohen Drücken anschloß.

In den intensiv rekristallisierten Glimmerschiefern und Paragneisen (Plag + Qz + Kf + Mus + Bio  $\pm$  Gra, Ep, Chl) kann der prograde Verlauf der alpidischen Metamorphose nur aus dem Zonarbau des Plagioklas abgelesen werden:

Ein frühes niedriggradiges und synkinematisches Metamorphosestadium, welches mit der tektonischen Phase der Deckenüberschiebungen zeitlich korreliert werden könnte, wird durch synkinematisch gesproßte Albitblasten mit z. T. sehr stark verfaltetem Interngefüge aus Graphit gekennzeichnet. Das nachfolgende postkinematische und höhertemperierte Metamorphosestadium führte zur Bildung von meist einschlußfreien Oligoklassämen.

Eine genaue Eingrenzung der P, T-Bedingungen der alpidischen Metamorphose ist für den Bereich der Unteren Schieferhülle wegen des Fehlens von fazieskritischen Mineralparagenesen nicht möglich. Temperaturwerte um 550°C für die postkinematische Metamorphosephase, die S. HOERNES & H. FRIEDRICHSEN (1974) mit Methoden der Sauerstoffisotopen-Thermometrie ermittelten, stehen im Einklang mit der petrologisch abgeleiteten Bildungstemperatur der postkinematischen Gneisparagenese Olig + Orthoklas + Bio + Gra + Hell + Qz (L. BUSCHENDORF 1965, M. RAITH et al. 1977). Die synkinematische Metamorphosephase ist sicherlich durch niedrigere Temperaturen ( $\leq 500^\circ\text{C}$ ), vielleicht aber durch höhere Drücke ( $\geq 6 \text{ kb}$ ?) charakterisiert, wie aus dem reliktschen Auftreten eklogitischer Paragenesen in den Metabasiten geschlossen werden könnte.

Retrograde Einflüsse in den Granat-Amphiboliten, Glimmerschiefern und Paragneisen des nördlichen Bereichs der Schieferhüll-Serien kommen nur in der Chloritisierung von Granat und Biotit, der Bildung einer zweiten Karbonatgeneration und den gelegentlich zu beobachtenden schmalen Albit-Außensämen der inverszonierten Plagioklasblasten zum Ausdruck.

Die paragenetische Entwicklung der Metamorphite im Venediger-Gebiet dokumentiert offensichtlich zwei verschiedene Metamorphosephasen, die beide einem P, T-Pfad mit progradem Temperaturverlauf zugeordnet werden können:

Die erste Metamorphosephase führte bei stetig ansteigenden Druck- und Temperaturwerten zur prograden Bildung von druckbetonten Mineralparagenesen (= Hochdruck-metamorphose):

Lawsonit- und Glaukophan-führenden Grünschiefern in der Oberen Schieferhüll-Serie, Eklogiten und Glaukophanschiefern in der Eklogit-Serie und eklogitischen Basiten in der Unteren Schieferhüll-Serie.

Durch textuelle Kriterien ist nachzuweisen, daß diese Metamorphosephase zunächst synkinematisch verlaufen ist, in ihrem höchstgradigen Stadium aber die mechanische Formung, d. h. Zerschering, Faltung und Deckenbau der Serien deutlich überdauert hat (vgl. T. J. B. HOLLAND 1977, M. RAITH et al. 1977).

Die zweite, überwiegend postkinematisch abgelaufene Metamorphosephase ist durch weiter ansteigende Temperatur aber sinkenden Druck gekennzeichnet, so daß die druckbetonten Paragenesen durch prograde, stärker temperaturbetonte Paragenesen der Amphibolitfazies (Norden) bis Grünschieferfazies (Süden) abgelöst wurden (= Barrow-Typ-Metamorphose). Diese Entwicklung führte vermutlich ohne zeitlichen Hiatus in das abschließende retrograde Stadium der alpidischen Metamorphose. Dabei ist es nur noch in lokalen Scherzonen (z. B. an der Basis der Oberen Schieferhülle und der Glimmerschieferlamelle) und in den höchstgradigen, tiefen Anteilen der Schieferhüll-Serien zu einer diaphthoritischen Überprägung der prograden Paragenesen unter Bedingungen der niedriggradigen Grünschieferfazies gekommen.

### Das Alter der alpidischen Metamorphose

Von großer Bedeutung für die Rekonstruktion der geologisch-tektonischen Ereignisse ist die Kenntnis des Alters der einzelnen Metamorphosephasen. Im Bereich des südlichen Venedigers ist mit den derzeit vorliegenden radiometrischen Mineraldaten nur eine bruchstückhafte Datierung der petrographisch erkannten Stadien der alpidischen Metamorphose möglich (H. KREUZER et al. 1980).

Die Interpretation der K/Ar-Daten ist nicht zuletzt infolge der komplexen thermischen Geschichte der Gesteinsserien schwierig und mit z. T. erheblichen Unsicherheiten behaftet. Für eine ausführliche Behandlung dieser Problematik sei auf die Arbeit von H. KREUZER et al. (1980) verwiesen.

Die Bildung der Hochdruckmetamorphite der Eklogit-Serie wurde von CH. MILLER (1977) und T. J. B. HOLLAND (1977) in Analogie zu den gut untersuchten Verhältnissen im Penninikum der Westalpen (M. FREY et al. 1974, J. BOCQUET et al. 1974) einer eoalpinen Hochdruckmetamorphose (100–80 Ma) zugeordnet.

Durch K/Ar-Datierung syn- bis postkinematisch gebildeter Glaukophane konnten H. KREUZER et al. (1980) das eoalpine Alter der eklogitischen Gesteine im Venediger-Gebiet bestätigen. Die als Bildungsalter interpretierten K/Ar-Glaukophan-Daten liegen zwischen 90 und 40 Ma. Das niedrige Datum von 40 Ma wurde an einem zonierten Glaukophan mit Anwachsrand jüngerer barroisitischer Hornblende bestimmt und könnte als „Mischalter“ der zeitlich aufeinanderfolgenden Stadien der Amphibol-Kristallisation aufgefaßt werden. Postkinematisch gebildeter bzw. rekristallisierter crossitischer Glaukophan lieferte K/Ar-Daten zwischen 90 und 70 Ma, die vermutlich das postkinematische Endstadium der Hochdruckmetamorphose markieren, so daß die Verfaltung und der Deckenbau der penni-

nischen Serien zu diesem Zeitpunkt im wesentlichen bereits abgeschlossen waren. Übereinstimmend mit dieser Deutung gibt O. J. HAWKESWORTH (1976) für das Ende der Überschiebung der ostalpinen Deckeneinheit im östlichen Tauernfenster und der damit verbundenen Bewegungsvorgänge in den tieferen penninischen Einheiten 65 bis 60 Ma an.

Aktinolithische bis barroisitische Amphibole aus den Prasiniten der Oberen Schieferhülle lieferten K/Ar-Modellalter von 90 bis 40 Ma (H. KREUZER et al. 1980), die man als Mischalter zwischen der coalpinen Hochdruck-Metamorphosephase und der nachfolgenden Barrow-Typ-Metamorphosephase deuten könnte. Hinweise auf ein frühes druckbetontes Metamorphosestadium dieser Gesteinsserie liefert neben dem reliktschen Auftreten von Lawsonit und Glaukophan auch die petrologische Analyse des Zonarbaus der barroisitischen Amphibole. Die Zonierung ist nach T. J. B. HOLLAND (1979 b) das Ergebnis einer bei hohen Drücken und niedrigen Temperaturen beginnenden und bei niedrigeren Drücken aber höheren Temperaturen endenden, kontinuierlich prograden Amphibolkristallisation.

Damit scheint sich die Vorstellung von M. RAITH et al. (1977) zu bestätigen, daß der gesamte Schieferhüll-Komplex im südlichen Venediger-Gebiet von einer coalpinen druckbetonten Metamorphose erfaßt worden ist.

Die auf die coalpine Metamorphosephase folgende Überprägung der Schieferhüll-Serien unter den Bedingungen der Amphibolit- bis Grünschieferfazies fand nach CH. MILLER (1977) und T. J. B. HOLLAND (1977) erst während der alttertiären Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation) vor 40 bis 25 Ma statt. Im Bereich des nördlichen Venedigers und der Zillertaler Alpen konnte dieses thermische Ereignis anhand der K/Ar-Daten rekristallisierter Amphibole auf die Zeitspanne 50 und 30 Ma (Eozän-Oligozän) eingegrenzt werden (M. RAITH et al. 1978, H. KREUZER et al. 1980). Die K/Ar-Daten der Glimmer und einzelner barroisitischer Amphibole geben allerdings Hinweise auf ein weiteres in diesem Bereich wirksames thermisches Ereignis um 21 Ma (Miozän). Im südlichen Venediger-Gebiet ist durch neue K/Ar-Hellglimmerdaten ein früheres Ende der alpidischen Metamorphose angezeigt (vgl. H. KREUZER et al. 1980). Für den Bereich der Oberen Schieferhülle ergaben sich einheitlich um 30 Ma liegende, als Abkühlungsalter interpretierte K/Ar-Daten, im Bereich der Eklogit-Serie stärker streuende Daten um 40 Ma. Eine kontinuierliche Abkühlung der Serien seit der coalpinen Hochdruckmetamorphose ist wegen des dann resultierenden äußerst niedrigen Abkühlungsgradienten von ca. 5°C/Ma unwahrscheinlich und stünde auch im Widerspruch zur prograden Entwicklung der Mineralparagenesen. Mit großer Wahrscheinlichkeit weisen die K/Ar-Daten der Hellglimmer deshalb auf ein thermisches Ereignis in der Zeitspanne zwischen 50 und 35 Ma, das der Tauernkristallisation im nördlichen Venediger-Gebiet entsprechen dürfte. Dieses thermische Ereignis konnte inzwischen durch die niedrigen, um ca. 40 Ma streuenden K/Ar-Daten postkinematisch gesproßter Amphibole aus dem Bereich der Oberen Schieferhülle bestätigt werden (H. KREUZER et al. 1980).

Durch die radiometrischen Datierungen konnte bisher nicht hinreichend geklärt werden, ob die coalpine Hochdruckmetamorphose und die alttertiäre Barrow-Typ-Metamorphose zeitlich getrennte Ereignisse darstellen (CH. MILLER 1977, W. FRISCH 1976, 1978), oder lediglich als Stadien eines hinsichtlich der Temperaturentwicklung progressiven und kontinuierlichen Metamorphoseprozesses anzusehen sind (K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977).

## Vorstellungen zur metamorphen Entwicklungsgeschichte der penninischen Serien

K. ABRAHAM et al. (1974) und M. RAITH et al. (1977) sehen die in den Schieferhüll-Serien von Süden nach Norden deutlich erkennbare prograde mineralfazielle Zonierung als das Ergebnis einer druckbetonten, syn- bis posttektonisch verlaufenen progressiven Metamorphose an, die die gesamte penninische Gesteinsabfolge erfaßt hat. Im synkinematischen Stadium (Stadien 1 und 2 z. T.) entstand eine intensiv verfaltete und zerscherte prograde Abfolge mit Chloritschiefer, Lawsonit- und Glaukophan-führenden Grünschiefern und eklogitischen Gesteinstypen. Weitreichende Überschiebungsvorgänge haben nach der hier vertretenen Auffassung im wesentlichen nur die Obere Schieferhülle und das ostalpine Altkristalin betroffen. Bereits mit Beginn des postkinematischen Stadiums (Stadium 2;  $\geq 60$  Ma) müssen die mesozoischen Serien (Obere Schieferhülle + Eklogit-Serie) dem penninischen Basement (Untere Schieferhülle + Zentralgneis) als verfaltete Einheiten aufgelegt haben. Unter statischen und durch hohe Drücke gekennzeichneten Bedingungen rekristallisierten die eklogitischen und prasinitischen Mineralparagenesen, wobei in einer vielleicht etwas späteren Phase die eklogitischen Gesteine örtlich in Glaukophanschiefer umgewandelt worden sind.

Aus den von M. RAITH et al. (1977) petrologisch abgeleiteten Druckwerten von  $\sim 8$  kb für die Eklogit-Serie und  $\sim 5$  kb für die Chloritschiefer im tektonisch höchsten Bereich der Oberen Schieferhülle resultiert eine Druckdifferenz von etwa 3 kb, die sich annähernd aus der heute vorliegenden Mächtigkeit der Schieferhüll-Serien ableiten läßt. Eine räumlich und vielleicht auch zeitlich getrennte metamorphe Entwicklung der Eklogit-Serie und der Oberen Schieferhülle während der coalpinen Phase ist jedoch zu fordern, falls sich die von T. J. B. HOLLAND (1979) für die Eklogit-Serie abgeleiteten hohen Druckwerte um 20 kb bestätigen sollten.

M. RAITH et al. (1977) nehmen an, daß sich die höhertemperierte, durch insgesamt niedrigere Drücke gekennzeichnete Barrow-Typ-Metamorphosephase (Stadium 3;  $\leq 50$  Ma) ohne wesentlichen zeitlichen Hiatus an die coalpine Hochdruckmetamorphosephase anschloß und zu einer nordwärts in Metamorphosegrad (Grünschieferfazies bis niedriggradige Amphibolitfazies) und Intensität zunehmenden Überprägung der Serien führte.

CH. MILLER (1974, 1977) ist der Auffassung, daß die bereits in der Oberkreide in Eklogitfazies vorliegenden Basite der Eklogitserie (Stadium 2) unter teilweiser Neueinstellung des Mineralbestandes und Gefüges (Stadien 3 und 4) in tektonisch höhere Niveaus verfrachtet und noch während der coalpinen Phase (ca. 80 Ma) mit weniger oder sogar nicht-metamorphen pelagischen und ophiolithischen Anteilen verschuppt als tektonische Mélangé (Glockner Decke) dem penninischen Basement (Venediger Decke) aufgeschoben worden sind. Die alttertiäre Regionalmetamorphose (Stadien 5 und 6; 40–25 Ma) fand den Deckenbau vor und überprägte die gesamten penninischen Einheiten diskordant. Dabei wurden die coalpinen Hochdruckparagenesen retrograd, ein Großteil der mesozoischen Gesteinsserie jedoch erstmals prograd umgewandelt.

Auch HOLLAND (1977, 1979 a) nimmt an, daß die Eklogit-Serie erst nach der coalpinen Überprägung in Eklogitfazies (Stadien 2 und 3;  $620^{\circ}\text{C}/18\text{--}20$  kb) aus Tiefen von etwa 70 km in ein tektonisch wesentlich höheres Niveau verfrachtet und dort als weitgehend intakte Einheit zwischen das penninische Basement und die Obere Schieferhülle tektonisch eingeschuppt worden ist. Im Anschluß daran (Stadium 4; 65 Ma) fand jedoch während der

coalpinen Phase eine mit der Überschiebungstektonik interferierende druckbetonte Überprägung des gesamten Schieferhüll-Komplexes statt. Im Bereich der Eklogit-Serie (Zopet subarea) kam es dabei zur lokalen Umwandlung der Eklogite in Epidot-Glaukophanschiefer, im Bereich der Oberen Schieferhülle (Sajat subarea) zur Bildung der Lawsonit und Glaukophan-führenden Prasinite. Die alttertiäre, den Deckenbau übergreifende Regionalmetamorphose (35 Ma) führte schließlich zur Ausbildung einer prograden metamorphen Zonierung der Schieferhüll-Serien, mit Paragenesen der Grünschieferfazies im südlichen und mittleren Bereich (Sajat subarea) und Paragenesen der Albit-Amphibolitfazies im nördlichen Bereich (Zobet subarea + Basement complex).

## 5. Alpidische Geodynamik

Die Analyse des Bauplans der Ostalpen mit dem modernen Konzept der Plattentektonik hat in jüngster Zeit zu einer Vielzahl unterschiedlicher Modellvorstellungen geführt (E. R. OXBURGH & D. L. TURCOTTE 1974, M. J. BICKLE et al. 1975, O. J. HAWKESWORTH et al. 1975, W. FRISCH 1976, 1977, 1978, 1979, V. J. DIETRICH & U. FRANZ 1976, D. ROEDER & H. BÖGEL 1978).

Im folgenden wird, basierend auf den hier bevorzugten Vorstellungen von W. FRISCH (1976, 1978, 1979) die geologische Entwicklungsgeschichte des südlichen Venediger-Gebiets aus plattentektonischer Sicht skizziert. Das Modell von W. FRISCH liefert eine weitgehend konsistente Synthese der geologisch-tektonischen und petrologischen Daten, wenngleich Teilaspekte wenig gesichert erscheinen und einer kritischen Überprüfung bedürfen. Eine lückenlose Rekonstruktion der komplexen geotektonischen Prozesse ist derzeit wegen der unvollständigen Datierung der Metamorphosephasen, der z. T. unsicheren stratigraphischen Stellung der Gesteinsserien und der mehrdeutigen Interpretation ihres tektonischen Bauplans nicht möglich. Hinzu kommt, daß die petrologische Analyse der Paragenesen und Mineralchemismen oft nur eine grobe Bestimmung der P, T-Bedingungen der einzelnen Metamorphosestadien ermöglicht. So bestehen z. B. Diskrepanzen von erheblicher Tragweite hinsichtlich der Druckwerte für das coalpine Hochdruckmetamorphose-Stadium im Bereich der Eklogit-Serie (vgl. CH. MILLER 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1979a).

I. Die Entwicklung des alpidischen Orogens beginnt mit der Ablagerung permotriassischer Flachwasser- und Plattformsedimente auf dem abgetragenen und weitgehend eingebneten variskischen Gebirge (= paläozoisches Basement), das im südlichen Venediger-Gebiet die Serien der Unteren Schieferhülle mit dem tonalitären Intrusivkörper des Venedigers (Zentralgneis) und die vermutlich als erste Transgressionsbildungen zu deutenden oberkarbonischen Graphitschiefer und Konglomeratgneise (O. SCHMIDEGG 1961) umfaßt.

Permische und untertriassische klastische Sedimente sind im Venediger-Gebiet nicht nachweisbar. Die unmittelbar dem paläozoischen Basement auflagernden quarzitisches und karbonatischen Metasedimente werden in die mittlere Trias gestellt (W. FRISCH 1976).

Mit dem Lias entwickelt sich nach der plattentektonischen Vorstellung durch die Abspaltung des ostalpinen Basements als Teil der Adriaplatte vom penninischen Basement als Teil der eurasischen Platte das südpenninische Eugeosynklinalbecken. Die Randbereiche sind durch geringmächtige Schelfsedimente gekennzeichnet (Hochstegenfazies im mittel-

penninischen Zentralgneisgebiet (N), unterostalpine Fazies im Bereich des ostalpinen Altkristallins (S) (W. FRISCH 1974, A. TOLLMANN 1978). Im Trogbereich werden mächtige eu-geosynklinale Sedimente der Glocknerfazies auf echter ozeanischer Kruste abgelagert, die sich infolge des Auseinanderdriftens der kontinentalen Platten entlang eines Riftsystems bildete.

Im südlichen Venediger-Gebiet liegen die Gesteinsserien der Oberen Schieferhülle in Glocknerfazies vor, gekennzeichnet durch die Vergesellschaftung von mächtigen basaltischen Vulkaniten mit karbonatisch-klastischen Tiefwassersedimenten (Bündnerschiefer-Serie). Die Eklogit-Serie unterscheidet sich von der Oberen Schieferhüll-Serie durch die stärkere Verbreitung klastischer Sedimente und die deutlich geringeren Mächtigkeiten der Vulkanite. Es wird ihr deshalb eine gewisse Eigenständigkeit im penninischen Trog mit Tendenz zur nördlich an die Glocknerfazies anschließende Brennkogelfazies zugeschrieben (W. THÖLE 1979, A. TOLLMANN 1978).

Die Metabasite innerhalb der Bündnerschiefer-Serie werden von W. FRISCH (1978) als tektonisch eingeschuppte ophiolithische Fragmente des ozeanischen Untergrundes aufgefaßt. Die Existenz von echter ozeanischer Kruste im penninischen Trog kann jedoch nicht als eindeutig gesichert gelten. Die Metabasite der Oberen Schieferhülle und der Eklogit-Serie weisen zwar in ihren Haupt- und Spurenelementgehalten große Ähnlichkeiten mit „ocean floor“-Basalten auf (K. ABRAHAM et al. 1974, CH. MILLER 1974), doch kommen gleichartige Basite auch als normale vulkanische Einschaltungen in Geosynklinaltrögen mit geringmächtiger kontinentaler Kruste vor (vgl. A. MIYASHIRO 1973, W. G. ERNST & G. V. DAL PIAZ 1978). Gegen die Auffassung eines tektonischen Verbandes der Metabasite und Metasedimente (tektonische Mélange) sprechen die häufig zu beobachtenden lithofaziellen Übergänge zwischen beiden Gesteinstypen. Im Gegensatz zu echten Ophiolith-Komplexen (vgl. R. G. COLEMAN 1977) sind peridotitische und gabbroide Gesteine in den penninischen Serien nur sehr untergeordnet vertreten. G. ANGENHEISTER et al. (1975) schätzen ihren Anteil auf weit weniger als 1 Vol.-%. Auch ist die fazielle Ausbildung der Metasedimente – es überwiegen mächtige karbonatisch-klastische Sedimente; Radiolarite fehlen – nicht typisch für ozeanische Tiefsee-Sedimentation.

Als kristalline Basis der Bündnerschiefer-Serie kann im südlichen Venediger-Gebiet die mit der Oberen Schieferhülle in parautochthonem Verband vorliegende paläozoische Glimmerschiefer-Lamelle betrachtet werden. Ebenso ist ein ehemals autochthoner Verband der Eklogit-Serie mit den paläozoischen Serien der Unteren Schieferhülle möglich.

II. Die Sedimentation im südpenninischen Geosynklinaltrog endete wahrscheinlich in der höheren Unterkreide mit dem Einsetzen der lateralen Einengung des Geosynklinalraumes und der Subduktion der penninischen Serien in einer flach (15–30°) nach Süden unter die adriatisch-austroalpine Platte abtauchenden Benioff-Zone. Nach Auffassung von CH. MILLER (1977), W. FRISCH (1976, 1978, 1979), D. ROEDER & H. BÖGEL (1978) entstehen in den penninischen Serien als Folge der Subduktion Mélange-Strukturen mit ozeanischen Sedimenten, Trogesedimenten und Ophiolithen.

Die vorliegenden geologischen und strukturellen Daten aus dem südlichen Venediger-Gebiet machen jedoch deutlich, daß wesentliche Anteile der Schieferhüll-Serien nicht als tektonische Mélange ausgebildet sind. So konnte insbesondere für die Eklogit-Serie (CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1978) ein weitgehend intakter stratigraphischer Verband der Metabasite und Metasedimente mit übereinstimmendem Metamorphoseverlauf (CH.

MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1979 a) nachgewiesen werden. Gleiches gilt auch für die Zone als extremer Verschuppung interpretierte Matreier Zone.

Im Verlauf der coalpinen Subduktionsphase entsteht der nordvergente Falten- und Deckenbau der penninischen Serien. Als bedeutende Deckeneinheiten können die Obere Schieferhülle und das ostalpine Altkristallin angesehen werden. Eine weitere Zerlegung der penninischen Serien in weiträumige Teildecken erscheint von den Feldbefunden her vorerst nicht zwingend. Die Subduktionsphase endet in der Oberkreide (~ 80 Ma) durch die Kollision der mittelpenninischen und ostalpinen Kontinentalplatten (W. FRISCH 1978, 1979).

Verbunden mit den Subduktionsprozessen ist die coalpine Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose der penninischen Serien. Sie dauerte nach den jetzt vorliegenden K/Ar-Daten der Amphibole bis in das Paläozän an (90–60 Ma, H. KREUZER et al. 1980). Aus den petrologisch abgeleiteten P, T-Bedingungen (M. RAITH et al. 1977, CH. MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1979 a, B. SPIERING 1979) resultieren für das postkinematische Stadium niedrige geothermische Gradienten von 10–20°C/km. Zur Deutung des Ablaufs der metamorphen und tektonischen Prozesse innerhalb der penninischen Einheit während der coalpinen Phase sind verschiedene, im vorangegangenen Abschnitt kurz referierte Modellvorstellungen entwickelt worden (CH. MILLER 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1977). Eine endgültige Bewertung dieser Vorstellungen muß einer weiter verfeinerten petrologischen Analyse der P, T, x-Bedingungen und detaillierten radiometrischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Die ostalpinen Altkristallin-Serien werden im gleichen Zeitraum (100–65 Ma; O. J. HAWKESWORTH 1976) durch eine Niederdruck-Metamorphose vom Abukuma-Typ (geothermischer Gradient größer 35°C/km) überprägt. Die radiometrischen Daten stützen die Vorstellung, daß die penninischen und ostalpinen Metamorphosezonen einen coalpinen, für Benioff-Zonen typischen „paired metamorphic belt“ (A. MIYASHIRO 1973) bilden.

Die Überschiebung der ostalpinen Deckeneinheit endet spätestens im Paläozän (60 Ma; O. J. HAWKESWORTH 1976).

Im tektonisch tieferen penninischen Stockwerk werden die Deformationsvorgänge noch von der coalpinen Hochdruckmetamorphose überdauert und sind nach den vorliegenden radiometrischen Daten (H. KREUZER et al. 1980) vermutlich bereits vor dem Paläozän abgeschlossen.

III. Im Anschluß an die Verfaltung und den Deckenbau der penninischen und ostalpinen Serien und die coalpin-metamorphe Überprägung setzt die Aufwölbung und der Aufstieg der Tauernkuppel ein. Die Aufwölbung der Serien im südlichen Venediger-Gebiet beginnt vermutlich schon im Paläozän (~ 60 Ma) und ist, wie die einheitlich um 30 Ma streuenden K/Ar-Daten der Hellglimmer aus dem Bereich der Oberen Schieferhülle zeigen (H. KREUZER et al. 1980), bereits im Oligozän beendet. Dabei werden die tektonisch tiefen, hochgradigen Serien (Untere Schieferhülle, Eklogit-Serie) gegenüber den tektonisch höheren, niedriggradigen Serien (Obere Schieferhülle südlich des Virgenstals) um ca. 5 km stärker herausgehoben, die ursprünglich flach nach Süden einfallenden prograden Metamorphosezonen steilgestellt. Danach werden die penninischen Serien und das überschobene ostalpine Altkristallin „en bloc“ vertikal herausgehoben.

Verbunden mit diesen tektonischen Vorgängen ist die thermische Equilibrierung der subduzierten penninischen Serien an einen geothermischen Gradienten von 25–30°C/km (vgl. E. R. OXBURGH & D. L. TURCOTTE 1974, M. J. BICKLE et al. 1975.) Sie löst in der Folge (Eozän) eine Regionalmetamorphose vom Barrow-Typ aus. Diese postkinematische

Metamorphose (Tauernkristallisation) greift während ihres höchstemperierten Stadiums diskordant über den Deckenbau und die steilgestellten coalpinen Metamorphosezonen hinweg und führt zu einer von den peripheren Bereichen zum Zentrum der Tauernkuppel hin ansteigenden Überprägung unter Bedingungen der Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies (vgl. G. MORTEANI 1974).

Im südlichen Venediger-Gebiet ist der Einfluß der alttertiären Tauernkristallisation vor allem an einer z. T. recht intensiven prograden Umwandlung ( $<P/>T$ ) der coalpinen Paragenesen in den tektonisch tiefsten Anteilen der penninischen Serien (Untere Schieferhülle, Eklogit-Serie, Basis der Oberen Schieferhülle) zu erkennen. In den tektonisch höheren Anteilen der Oberen Schieferhülle ist eine alttertiäre Umkristallisation der Paragenesen jedoch nicht mit Sicherheit festzustellen. Ein thermischer Einfluß ist aber durch die 30 Ma-Abkühlungsalter der Hellglimmer nachgewiesen (H. KREUZER et al. 1980). Die Abkühlung der penninischen Serien auf ca. 350°C erfolgt im südlichen Venediger-Gebiet etwa 10 Ma früher als im nördlich der Ahrntal-Störungszone gelegenen Gebiet des Venedigers und der Zillertaler Alpen, für das K/Ar-Hellglimmerdaten um 20 Ma bestimmt worden sind (M. RAITH et al. 1978, H. KREUZER et al. 1980). Dies könnte die wesentlich intensivere alttertiäre Umkristallisation in den nördlich der Ahrntal-Störungszone anstehenden penninischen Serien erklären.

Seit dem Oligozän ist das südliche Venediger-Gebiet um etwa 12 km entsprechend einer durchschnittlichen Hebungsrate von  $\sim 0,4$  mm/Jahr herausgehoben und abgetragen worden.

### Danksagung

Die vorgelegten Untersuchungen wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Forschungsvorhabens „Eklogit-Serie des südlichen Großvenedigers“ finanziell gefördert.

R. ALTHERR (Braunschweig), G. BRAUN und A. RICHTER (Kiel) danken wir herzlich für die sorgfältige und kritische Durchsicht des Manuskripts. W. FRISCH (München) schulden wir Dank für die kritische Kommentierung der Untersuchungsergebnisse und deren Interpretation. Wir möchten betonen, daß die von uns vertretenen Deutungen nicht immer mit der Auffassung der Rezensenten übereinstimmen.

Nicht zuletzt gilt unser herzlicher Dank den Familien Berger und Unterwurzacher für die freundliche Aufnahme während der Kartierzeit.

### Literatur

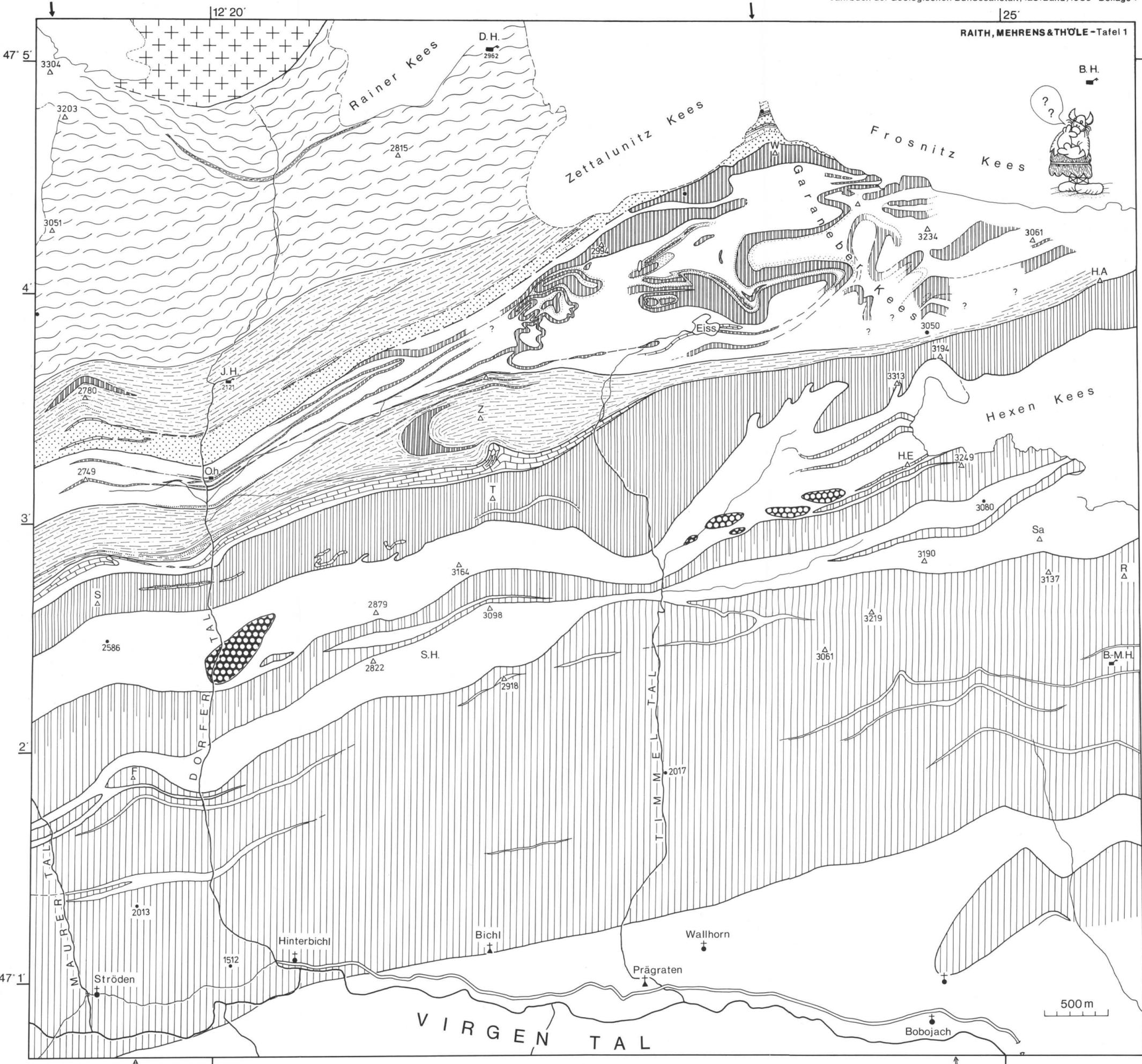
- ABRAHAM, K., HÖRMANN, P. K. & RAITH M.: Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria). – N. Jb. Miner. Abh. 122, 1–35, Stuttgart 1974.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Pal. Abh. 148, 50–137, Stuttgart 1974.
- ANGEL, F.: Gesteine vom südlichen Großvenediger. – N. Jb. f. Miner. etc. BB, 49, A, 223–272, Heidelberg 1929.
- ANGEL, F.: Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. – N. Jb. Min. Abh. 91, 151–192, Stuttgart 1957.

- BICKLE, M. J., HAWKESWORTH, C. J., ENGLAND, P. C. & ATHEY, D. R.: A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps. – *Earth. Planet. Sci. Lett.* 26, 13–28, Amsterdam 1975.
- BICKLE, M. J. & PEARCE I. A.: Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 49, 177–189, Berlin 1975.
- BRAUN, G.: Elektronische Auswertung gefügekundlicher Meßdaten. – Dissertation, Christian-Albrechts-Universität Kiel 1970.
- BRAUN, G. & HÖRMANN, P. K.: Bericht über eine tektonische Analyse (Makrogefüge) der Gesteine der Oberen Schieferhülle des süd-westlichen Großvenedigergebietes zwischen Dorfertal und Arvental. – DFG-Forschungsbericht, Ka 892/7, Kiel 1974.
- BRAUN, G. & RAASE, P.: Alpidische Metamorphose und tektonisches Gefüge im Bereich der westlichen Hohen Tauern. – DFG-Forschungsbericht, Ra 211/1, Kiel 1975.
- BUSCHENDORF, L.: Petrographische Untersuchungen an metamorphen Gesteinen des westlichen Großvenedigers (Ostalpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, 93–104, Wien 1965.
- CHATTERJEE, N. D.: Margarite stability and compatibility relations in the system  $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  as a pressure-temperature indicator. – *Amer. Min.* 61, 699–709, Washington 1976.
- COLEMAN, R. G.: Ophiolites, ancient oceanic lithosphere? *Minerals and rocks* 12. – Berlin: Springer-Verlag, 1977, 229 S. 72 Abb.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes, 1. Teil. – *Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung*, Bd. 25, H. 1, Wien 1939.
- DERKMANN, K. J.: Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an Kiesvorkommen in den Metabasiten der Oberen Tauern-Schieferhülle. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München 1976.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell. – *Geol. Rdsch.* 65, 361–374, Stuttgart 1976.
- EGGER, A.: Beitrag zur Geologie der südöstlichen Venedigergruppe (Hohe Tauern). – Unveröffentlichte Dissertation Phil. Fakultät Universität Wien, 194 S., 17 Photos, 1 Profiltafel, 1 geologische Karte 1 : 25.000, Wien 1954.
- ERNST, W. G. & DAL PIAZ, G. V.: Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italien western Alps. – *Amer. Min.* 63, 621–640, Washington 1978.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. – *Wiss. Alpenvereinsh.*, 21, 95–111, München 1969.
- FRANK, W.: Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern. – *Verh. geol. B.-A. Wien*, 151–153, Wien 1972.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. geol. B.-A. Wien* 101, 323–472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – *Der Aufschluß*, Sdh. 15, 30–58, Heidelberg 1966.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E.: Alpine metamorphism in the Alps. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 247–290, Zürich 1974.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner–Gerlospaß). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66–67, 9–20, Wien 1974.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1977, 11, 675–696, Stuttgart 1977.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. *Geol. Rdsch.* 65, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: A plate tectonic model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D., SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides; Inter-Union Commission on Geodynamics; Scientific Report No. 38, 167–172, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), 1978.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps *Tectonophysics* 60, 121–139, Amsterdam 1979.
- FRY, N.: Lawsonite pseudomorphosed in Tauern greenschist. – *Min. Mag.* 39, 121–122, London 1973.
- GANGULY, U.: Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments, and applications. – *J. Petrol.* 62, 335–365, Oxford 1972.
- HAWKESWORTH, O. J.: Rb/Sr geochronology in the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 54, 225–244, Berlin 1976.
- HAWKESWORTH, O. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 405–413, Amsterdam 1975.

- HÖRMANN, P. K.: Geologische Aufnahme der penninischen Serien im südlichen Großvenediger Gebiet (1969–1972). Geologische Karte: Blatt Krimml (1 : 50.000) in prep. Geol. B.-A. Wien.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western hohe Tauern area (Austria). – Schweiz. Min. Petr. Mitt. *54*, 769–788, Zürich 1974.
- HOLLAND, T. J. B.: Structural and metamorphic studies of eclogites and associated rocks in the central Tauern region of the eastern Alps. – D. Phil. Thesis, Oxford University, England, 1977.
- HOLLAND, T. J. B.: High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern Window, Austria. – J. Geol. *87*, 1–27, Chicago 1979 a.
- HOLLAND, T. J. B.: Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. – Contrib. Mineral. Petrol. *70*, 143–148, Berlin 1979 b.
- HOSCHEK, G.: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. – Contr. Min. Petr. *22*, 208–232, Berlin 1969.
- JOHANNES, W., BELL, P. M., BOETTCHER, A. L., CHIPMAN, D. W., HAYS, J. F., MAO, K. H., NEWTON, R. C. & SEIFERT, F.: An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite breakdown reaction. – Contrib. Mineral. Petrol. *32*, 24–38, Berlin 1971.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusiv-Massive. – Jb. Geol. B.-A. Wien *102*, 1–192, Wien 1959.
- KLATT, E.: Seriengliederung, Tektonik und Metamorphose der penninischen Serien im Bereich des Maurertales, Osttirol, Österreich. – Geol. Diplomarbeit, Universität Kiel 1977.
- KREUZER, H., RAASE, P., RAITH, M., HARRE, W., LENZ, H. & MÜLLER, P.: The Alpidic thermal events in the western Tauernfenster. – In prep. 1980.
- LIU, J.: P–T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . – J. Petrol. *12*, 379–411, Oxford 1970.
- MARESCHE, W. V.: Experimental studies on glaucophane; an analysis of present knowledge. – Tectonophysics *43*, 109–126, Amsterdam 1977.
- MEHRENS, Chr.: Seriengliederung, Tektonik und Metamorphose der Penninischen Serien im Bereich des Timmeltals, Osttirol, Österreich. – Geol. Diplomarbeit, Universität Kiel 1978.
- MEIXNER, H.: Ein schönes Vorkommen von Stilpnomelan aus Osttirol. – Der Karinthin *37*, 279–283, Klagenfurt 1958.
- MILLER, CH.: On the metamorphism of the eclogites and highgrade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern window, Austria. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. *54*, 371–384, Zürich 1974.
- MILLER, CH.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. *24*, 221–277, Wien 1977.
- MIYASHIRO, A.: Paired and unpaired metamorphic belts. – Tectonophysics *17*, 241–254, Amsterdam 1973.
- MIYASHIRO, A.: Classification, characteristics, and origin of ophiolites. – J. Geol. *83*, 249–281, Chicago 1975.
- MORTEANI, G.: Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. – Fortschr. Miner. *52*, 195–220, Berlin 1974.
- OXBURGH, E. R.: An outline of the geology of the Central Eastern Alps. – Proc. Geol. Ass. *79*, 1–47, London 1968.
- OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. L.: Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *54*, 641–662, Zürich 1974.
- RAITH, M.: The Al–Fe (III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern window, Austria. – Contr. Min. Petr. *57*, 99–117, Berlin 1976.
- RAITH, M., HÖRMANN, P. K. & ABRAHAM, K.: Petrology and metamorphic evolution of the Penninic ophiolites in the western Tauern Window (Austria). – Schweiz. Min. Petr. Mitt. *57*, 187–232, Zürich 1977.
- RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P.: The age of the Alpidic metamorphism in the western Tauern Window. Austrian Alps, according to radiometric dating. – in: CLOOS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides; Inter-Union Commission on Geodynamics; Scientific Report No. 38, p. 140–148. – Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 1978.
- RICHTER, W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. *19*, 1–50, Wien 1973.
- ROEDER, D. & BÖGEL, H.: Geodynamic interpretation of the Alps. – In: CLOOS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps Apennines, Hellenides; Inter-Union Comm. on Geodyn. Sci. Report No. 38, 191–212, Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), 1978.
- SCHARBERT, H.: Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebiets (Osttirol). – Jb. Geol. B.-A. Wien *97*, 39–63, Wien 1954.

- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG. – Verh. Geol. B.-A. Wien, Jg. 1961, 35–54, Wien 1960.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matrièr Zone in Österreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, I. Teil: 159, 291–332; II. Teil: 160, 711–760; III. Teil: 161, 343–371, Wien 1950, 1951, 1952.
- SÉNARCLENS-GRANCY, W.: Geologische Karte der westlichen Defregger Alpen, Osttirol (1 : 25.000). – Geol. Bundesanstalt, Wien 1972.
- SPIERING, B.: Petrologische Untersuchungen von Eklogiten und Glaukophanschiefern des südlichen Venediger-Gebietes (Ostalpen, Österreich). – Mineralog. Diplomarbeit Universität Kiel, 1979.
- TERMIER, P.: Les nappes des alpes orientales et la synthese des alpes. – Bull. Soc. Géol. France, 4, Sér. 3, 711–766, Paris 1903.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A. Wien, 230–244, Wien 1970.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 117, 55–74, Wien 1974.
- THÖLE, W.: Gliederung und Tektonik der penninischen Serien im südlichen Großvenediger-Gebiet, im Bereich des Dorfertales und des Timmeltales (Osttirol, Österreich). – Geol. Diplomarbeit Universität Kiel 1978.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – Wien: Deuticke, 1963, 256 S.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 148, 286–319, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1 Wien: Deuticke, 1979, 766 S., 200 Abb., 25 Tab.
- WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen speziell des Großvenedigerstockes. Teil I: Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinitegesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. – Abh. der II. Cl. D. K. bayr. Akad. d. Wiss. 18. Bd. III. 654–711, München 1894.
- WEINSCHENK, E.: Teil III: Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. – Abh. d. II. d. K. bayr. Akad. d. Wiss. 18, Bd. II, 262–339, München 1903.
- WIESENER, H.: Zur Kenntnis der alpinen Eklogite. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 45, 469–471, Wien 1934.
- WIESENER, H.: Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 46, 174–211, Wien 1935.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 7. 1. 1980

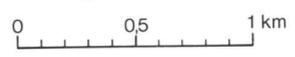


Profil 1

Profil 2



- S Schlüssel Spitze
- F Finsterwitz
- Z Zopet Spitze
- T Tulp Spitze
- W Weiß Spitze
- H.E. Hoher Eichham
- Sa Sailkopf
- H.A. Hohe Achsel
- R Rauhkopf
- J.H. Johannis Hütte
- O.h. Ochsner Hütte
- S.H. Sajat Hütte
- D.H. Defreggerhaus
- 2013 topogr. Höhenangabe
- ▲ 3061 Gipfel



|  |  |  |   |                              |
|--|--|--|---|------------------------------|
|  | Prasinite, Chloritschiefer                                 |  | Kalkphyllite, Karbonatglimmerschiefer<br>Quarzit- und Marmorlagen | Ob. Schieferhülle            |
|  | Granatprasinite  |  | Quarzite, quarzit. Glimmerschiefer                                |                              |
|  | Granatamphibolite Eklogitamphibolite                       |  | Marmore (dolomitisch, calcitisch)                                 |                              |
|  | Serpentinite   |  |   |                              |
|  | Eklogite, Glaukophanschiefer<br>(z.T. retrograd überprägt) |  | Granatglimmerschiefer (± Graphit)<br>Muskowitschiefer             | Eklogit - S.<br>+ Trias - S. |
|  | Karbonatglimmerschiefer<br>Quarzit- und Marmorlagen        |  | Quarzit- und Marmorlagen  |                              |
|  | Granatamphibolite  |  | Graphitphyllite   | Unt. Schieferhülle           |
|  | Glimmerschiefer, Albitblastengneise                        |  | Quarzite  |                              |
|  | Paragneise (z.T. migmatisch)                               |  |   |                              |
|  | Metatonalit des Großenediger                               |  |   | Zentral-<br>gneis            |

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1980

Band/Volume: [123](#)

Autor(en)/Author(s): Raith Michael, Mehrens Christoph, Thöle Wilhelm

Artikel/Article: [Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol 1-37](#)