

## Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone

Von MANFRED JOSEF ROCKENSCHAUB\*)

Mit 11 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 144, 145

Österreich  
Tirol  
Tektonik  
Landecker Quarzphyllitzone  
Phyllitgneiszone  
Silvrettkristallin

### Inhalt

Zusammenfassung .....	619
Abstract .....	619
1. Problemstellung .....	620
2. Historischer Überblick .....	620
3. Die Zone von Puschlin – Thialspitze .....	621
4. Bau des nördlichen Silvrettkristallins einschließlich der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone E des Arlberges .....	623
4.1. Gesteinsbeschreibungen .....	623
4.1.1. Makroskopische Beschreibungen .....	623
4.1.2. Die mikroskopische Ausbildung der Minerale .....	624
4.2. Geologischer Bau .....	625
5. Metamorphose .....	625
5.1. Voralpidische Metamorphose .....	625
5.2. Alpidische Metamorphose .....	629
6. Geochronologie .....	629
7. Geologische Entwicklung und Tektonik .....	631
Dank .....	632
Literatur .....	632

### Zusammenfassung

Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, sowie das südlich anschließende Silvrettkristallin wurden im Abschnitt zwischen Venetberg im E und Hoher Riffler im W bearbeitet. Es wurde der Problematik der tektonischen Trennung zwischen oberostalpinen Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone und mittelostalpinen Silvrettadecke (nach TOLLMANN, 1977) nachgegangen. Es zeigte sich, daß eine deckentektonische Trennung nicht gerechtfertigt ist, da die Gesteinsserien der nordöstlichen Ferwallgruppe quer über diese postulierte Grenze hinwegstreichen, und außerdem die Gesteine der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone noch in die nördlichsten Ausläufer der Schlingentektonik des Silvrettkristallins mit einbezogen sind. Lediglich ca. E des Trisannatales lassen sich Zonen intensiver Tektonik (Zone von Puschlin – Thialspitze) beobachten. Diese sind aber nur von lokaler Bedeutung und verlieren sich gegen W hin allmählich. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wird als nördlichster und zum Teil schon primär schwächer metamorpher Anteil des Silvrettkristallins (Oberostalpin) betrachtet, der alpidisch intensiver tektonisch beansprucht wurde als die südlicheren Gebiete.

### The Tectonic Position of the Landeck Quartzphyllite and the "Phyllitgneiszone"

#### Abstract

The northern parts of the crystalline between Vorarlberg and Landeck (Tirol) are divided into a Upper-Austroalpine and a Middle-Austroalpine nappe (TOLLMANN, 1977). The Northern Calcareous Alps and their crystalline basement, the Landeck Quartzphyllite zone and "Phyllitgneiszone" belong to the Upper-Austroalpine, the Silvrettkristalline in the south of the Landeck Quartzphyllite and the Phyllitgneiszone, belongs to the Middle-Austroalpine (TOLLMANN, 1977).

New investigations in this part of the crystalline have shown that a subdivision in two nappes is not possible. The series of rocks cross this postulated boundary without any discontinuity. Additionally, the Landeck Quartzphyllite zone and "Phyllitgneiszone" are included partially in the prealpidic "Schlingentektonik" of the Silvretta Crystalline, i.e. the Landeck Quartzphyllite zone and the "Phyllitgneiszone" had a prealpidic position in the north of the Silvretta Crystalline. Only in the Western (Vorarlberg) and the Eastern (Venetberg) parts of this crystalline a local tectonic has been observed. South of the Venetberg this tectonical zone (Zone von Puschlin – Thialspitze) is marked by mylonites and Permian-Triassic lenses of sediments. This lokal tectonic does not justify a tectonical division into a Middle- and a Upper-Austroalpine.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. MANFRED JOSEF ROCKENSCHAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

The Landeck Quarzphyllite zone and the "Phyllitgneiszone" are the Northern, partially primary lower metamorphic part of the Silvretta Crystalline. Both are considered as Upper-Austroalpine crystalline.

## 1. Problemstellung

Die „Phyllitzone von Landeck“, wie sie HAMMER (1918) nannte, lieferte schon früheren Bearbeitern reichlich Stoff für Diskussionen. Sie besteht im wesentlichen aus Quarziten, Glimmerschiefern, Phylliten und Paragneisen. Untergeordnet treten Amphibolite, Orthogneise und Diabase auf. Auf große Probleme stößt die Grenzziehung zwischen den Phylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen, da diese Gesteine allmählich ineinander übergehen, was zu sehr differenten Kartendarstellungen führte.

Problematisch war und ist auch die Frage einer Abtrennung vom Silvrettakristallin s.str.. Einerseits betonten die Bearbeiter immer wieder, daß das Silvrettakristallin nicht von der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone zu trennen sei, andererseits lieferte aber gerade die Zone von Puschlin – Thialspitze mit ihren permomesozoischen Gesteinsinhalten Argumente für eine tektonische Trennung.

Die Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone von Landeck ist im Sinne TOLLMANN's (1959, 1963a, 1977, 1986) als kristalline Basis der Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) anzusehen. Diese Vorstellung ist mit einer Primärtransgression der Nördlichen Kalkalpen auf die Phyllitgneiszone, wie sie MOSTLER (1972) aus dem Montafon bei Schruns beschreibt, vereinbar. Auffassungsunterschiede ergeben sich aber bezüglich der tektonischen Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, was grundsätzliche Auswirkungen auf die großtektonischen Konzepte hat. Nach TOLLMANN wären die Kalkalpen samt ihrer kristallinen Basis von S über das Silvrettakristallin in ihre heutige Position transportiert worden. Aufgrund der oftmals diskutierten Zusammengehörigkeit der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone und des Silvrettakristallins sollte auch der Ferntransport der Nördlichen Kalkalpen samt ihrer kristallinen Basis neu überdacht werden. TOLLMANN (1987, S. 375) interpretiert die Permomesozoika von Puschlin als durch sekundäre, tertiäre Tektonik am Nordrand des Silvretta-Ötztalkristallins eingeklemmte Reste der Nördlichen Kalkalpen.

Nach FRANK (1983), ROCKENSCHAUB et. al. (1983) und FRANK (1987) werden die Permomesozoika von Puschlin-Thialspitze als tektonisch eingeklemmte Reste der südlichen Anteile der Nördlichen Kalkalpen angesehen. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone ist auch bei CLAR (1965) im Nordteil des Silvrettakristallins beheimatet und wird dem Oberostalpin zugeordnet.

## 2. Historischer Überblick

Zu den ältesten Arbeiten über die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone zählt die von BLAAS (1909). BLAAS versuchte mit seinen tektonischen Überlegungen die Überschiebung der Ötztaler Gneise auf die Phyllite zu klären.

Unter dem Titel „Die Phyllitzone von Landeck (Tirol)“ präsentierte W. HAMMER (1918) eine erste ausführliche

Beschreibung des östlichen Anteils dieser Zone. 1922 erschien das Kartenblatt „Landeck“ im Maßstab 1 : 75.000, für das HAMMER das Kristallin neu aufnahm. Er unterschied in der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone folgende Gesteine: Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer, Feldspatknötchengneis, Quarzfeldspatlagenphyllit sowie die feldspatführenden Granatglimmerschiefer von Großfall. HAMMER betont, wie auch die späteren Bearbeiter, daß diese Gesteine nur schwer oder nicht abzugrenzen sind, da sie meist allmählich ineinander übergehen. Eingelagert sind in diese Gesteine Linsen und Lagen von Quarziten, Muskowitgranitgneisen, Zweiglimmeraugen- und Flasergrneisen, Amphiboliten, Chloritschiefern und Diabasen.

HAMMER's Ausführungen ist zu entnehmen, daß eine Abtrennung der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone vom Silvrettakristallin zum Teil mit großer Unsicherheit durchgeführt wurde. Östlich des Arlbergpasses läßt sich eine tektonische Linie nur im Bereich Puschlin-Thialspitze-Trisannatal eindeutig erfassen, da hier eine Reihe von permomesozoischen Gesteinsschollen eingelagert sind.

Die gleiche Meinung vertritt O. REITHOFER (1931, 1935), der dezidiert schreibt, daß schon auf der linken Seite des Malfonbaches (S Pettneu) von einer Störung zwischen Silvrettakristallin und Phyllitgneiszone nichts mehr zu sehen ist. Die Phyllitgneise und das Silvrettakristallin liegen konkordant übereinander und gehen allmählich ineinander über. Eine tektonische Linie beschreibt REITHOFER erst wieder ab ca. S Klösterle gegen W hin.

In den Jahren 1953–1954 wurde das östliche Venetgebiet zwischen dem Inn- und dem Pitztal bis etwas S der Pontlatzer Brücke von O. SCHMIDEGG (1959) anlässlich des Baues des Wasserkraftwerkes Prutz – Imst neu aufgenommen. Er beschäftigte sich eingehend mit der Struktur des Venets und faßte den zentralen Teil als Mulde auf, deren Nordrand steil aufgebogen ist. Den Phyllitgneis beschreibt er als ca. 1 km dicke Platte, die den Phylliten aufliegt und nach S rückgefaltet ist. Die Südgrenze zum Silvretta- und Ötztalkristallin bildet die Zone von Puschlin.

Als Produkt der retrograden alpidischen Metamorphose deuteten HOERNES & PURTSCHELLER (1970) den Landecker Quarzphyllit, der infolge der intensiven Deformation als Phyllonit bezeichnet wurde. Abzuleiten ist er von Gesteinen der Ötztal-Silvrettamasse. Diese Auffassung wird durch die zahlreichen Einlagerungen von Muskowitgranitgneisen, Augengneisen, Amphiboliten und Diabasen unterstützt, da sie in gleicher Weise in beiden Kristallgebieten auftreten.

L. KRECZY (1981) bearbeitete den Grenzbereich zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin SW Landeck. Er erkannte, daß das schwach metamorphe Permomesozoikum des Thialspitzes keine erhaltene Primärauflagerung des Silvrettakristallines ist, sondern von dessen Basis überschoben wurde.

Das Permomesozoikum von Puschlin, das mit dem der Thialspitze korrelierbar ist, zeigt nach KRECZY Hinweise auf einen Primärverband mit der Phyllitgneiszone.

Der Bereich SE Landeck (Venet) wurde zuletzt von ROCKENSCHAUB, THEINER, FRANK (1983) und ROCKENSCHAUB & THEINER (1984) kartiert und beschrieben. Es wurde gezeigt, daß die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone im Bereich des Venetberges eine großräumige Antiklinale mit ca. W–E-streichender Fal-

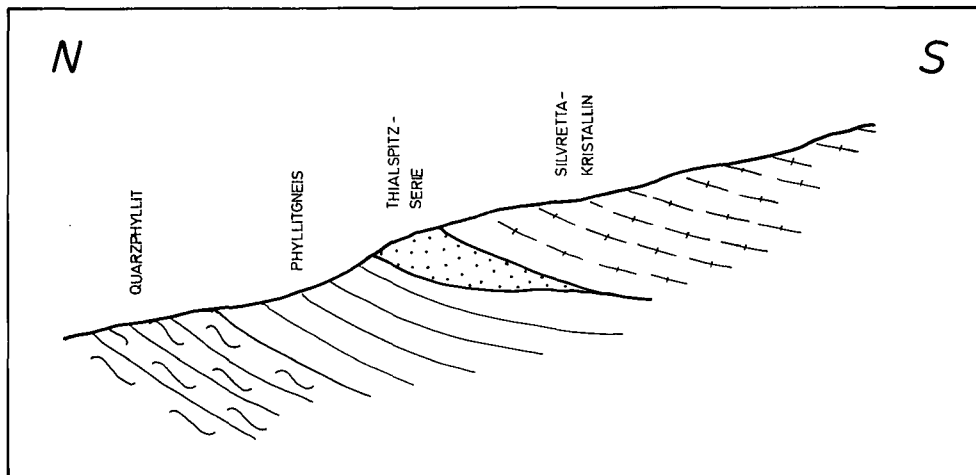


Abb. 1.  
Darstellung der geologischen Verhältnisse im Grenzbereich Phyllitgneiszone-Silvrettkristallin nach L. KRECZY (1981, Abb. 79).  
Das Silvrettkristallin liegt schüsselförmig über dem Alpenen Verrucano (Thialspitzserie) und den Gesteinen der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone.

tenachse bildet. Die alteingeführte Zweiteilung in Quarzphyllit und Phyllitgneis wurde aufgegeben und stattdessen nach rein petrographischen Aspekten kartiert. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wurde als die schwächer metamorphe Stirn des Silvrettkristallins angesehen, die z. Teil intensiv in die alpidische Tektonik einbezogen wurde. Die östlichen Anteile wurden abgesichert und die permomesozoischen Gesteine der Zone Puschlin-Thialspitze eingeschuppt.

AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvrettkristallines, einschließlich Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, auseinander und fand, daß im Vorarlberger Bereich diese beiden Zonen in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht voll parallelisierbar sind. Eine Abtrennung der nördlichen Teile ist nur insofern berechtigt, daß alpidische Scherhorizonte auftreten, die sich E des Arlberges häufen. Die in lithologischer Hinsicht gleichen Gesteine unterliegen hier einer stärkeren Phyllonitisierung und einer zunehmenden alpidischen Metamorphose. Eine alpidische Fernüberschiebung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone samt transgressiv auflagernden Kalkalpen über das Silvrettkristallin hält er für nicht mehr haltbar. Er nimmt eine N Rotation des Silvrettkristallins mit einem im W gelegenen Rotationszentrum an, bei der die östlichen Bereiche stärker eingeeengt wurden. Auch eine N-vergente Einengung könnte diese Rotation erzeugt haben, da die Gesteine im E glimmerreicher und daher leichter deformierbar sind. AMANN schließt nicht aus, daß der Landecker Quarzphyllit der ursprünglich schon schwächer metamorphe Anteil des Kristallins war.

### 3. Die Zone Puschlin – Thialspitze

Diese Zone heftiger alpidischer Deformation enthält zahlreiche Linsen permomesozoischer Gesteine, sodaß sie als Grenze zwischen Phyllitgneiszone (Oberostalpin) und Silvrettkristallin s.str. (Mittelostalpin nach TOLLMANN), interpretiert wird. Als tektonische Zone kann sie eindeutig vom Harbweiher (E Puschlin) bis zur Thialspitze und weiter in das Trisannatal erfaßt werden. W des Trisannatales fehlen die permomesozoischen Einschaltungen und größere Mylonitzonen, sodaß eine Trennung dieser beiden Kristallineinheiten aufgrund der Struktur und der Lithologie unmöglich wird.

Gut aufgeschlossen ist diese Zone im Gebiet um Puschlin am Piller Sattel. Die Karbonate (graue, weiße, z.T. rötliche Kalke und Dolomite bzw. Schlierenkalke) dürften in die untere bis mittlere Trias zu stellen sein. Der Alpine Verrucano tritt in Form grüner bis grauer, tw. auch rötlich fleckiger Serizitschiefer und lichtgrüner Quarzite auf. Der Aufschluß beim Haus Puschlin Nr. 84 zeigt einen Glimmerschiefer dem ein Graphitphyllit auflagert und für den ein karbonnes Alter vermutet wird. Die Profile der Abb. 2 geben einen Einblick in den Bau dieser Zone.

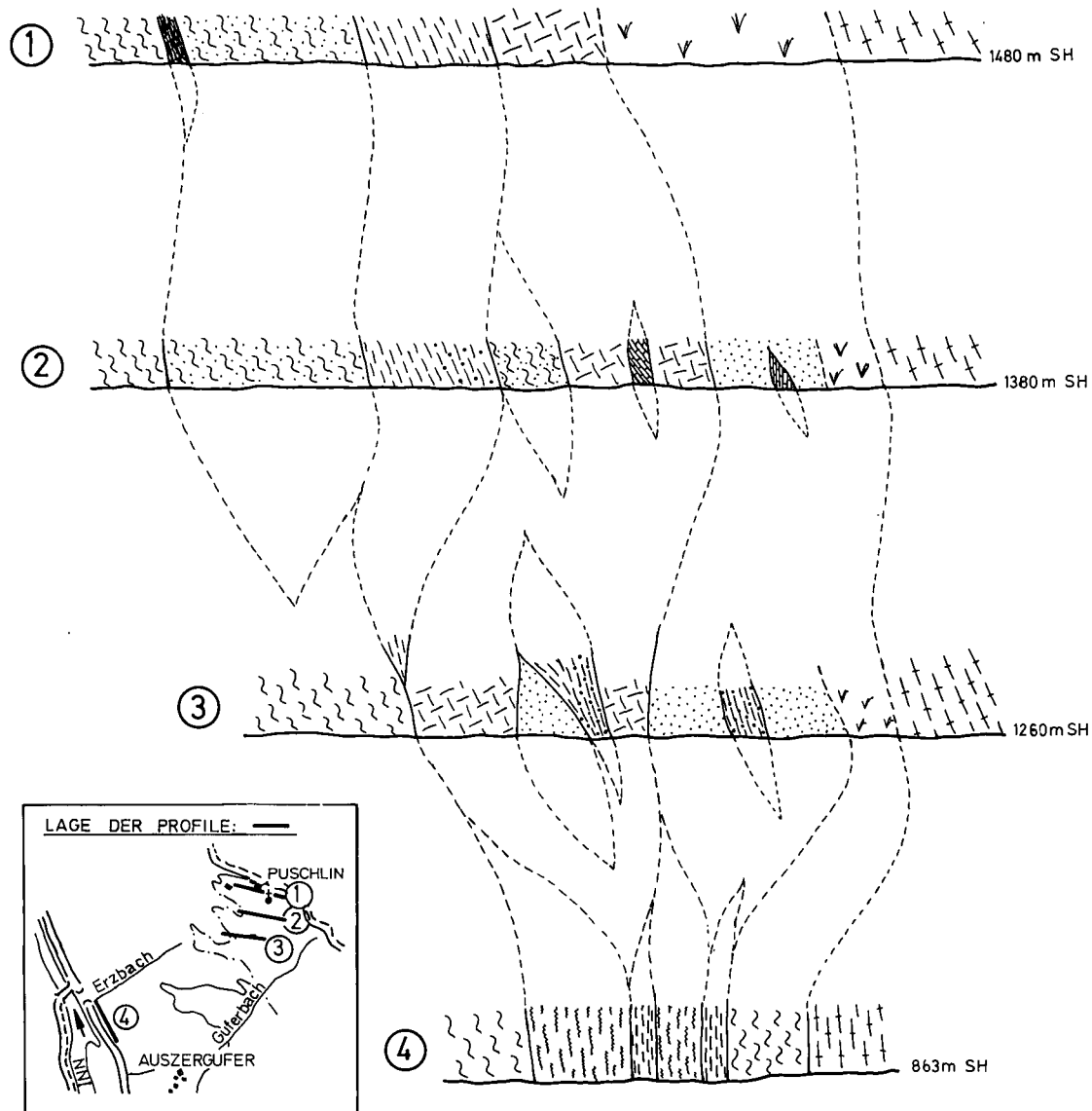
Im Liegenden dieser Zone stehen die zum Teil mylonitischen Glimmerschiefer an, denen im Profil Nr. 1 (1480 m) ein schwarzer, dünnschieferiger Graphitphyllit auflagert, der sich in seinem Habitus deutlich von den Gesteinen dieses Raumes unterscheidet. Im Dünnschliff zeigt dieses Gestein eine gut ausgeprägte Schieferung und quer zu dieser gesprossene Pakete von parallel verwachsenen Chlorit-Hellglimmeraggregaten, die das Pigment verdrängten (Abb. 3). Die Quarze liegen durchwegs als isolierte, oft stark geplättete Körner vor, in deren Druckschatten sich stachelige Reaktionssäume mit der Matrix bildeten. Die Matrix besteht zum Großteil aus Serizit, vereinzelt sind größere, vermutlich detritäre Hellglimmer zu beobachten.

Da in diesem Gestein weder Pollen noch Fossilien gefunden wurden, stützt sich die Vermutung auf karbonnes Alter lediglich auf die lithologische Ausbildung. Für die Einstufung als postvariszisches Sediment sprechen die feinkörnige, hellglimmerreiche Matrix mit ihren Einlagerungen von großen, vermutlich detritären Hellglimmern, die isoliert liegenden Quarze mit ihren Reaktionssäumen und die quer zur Schieferung stehenden Chlorit-Hellglimmer Pakete. Weiters fehlen Hinweise, wie z.B. reliktsch erhaltene Minerale, auf die voralpidische Metamorphose, wie sie in den benachbarten kristallinen Gesteinen durchwegs zu finden sind. Trotz dieser Beobachtungen läßt sich aber nicht ausschließen, daß dieses Gestein ein aberrant ausgebildeter Horizont im Phyllit ist, der aufgrund seines Chemismus andere Mineralparagenesen ausbildete. Von KRECZY & FRANK (1981) wurde die Vermutung ausgesprochen, daß dieser Graphitphyllit dem Kristallin transgressiv aufliegt. Eine neuerliche Bearbeitung ergab, daß zwischen dem Graphitphyllit und dem Kristallin offensichtlich Bewegungen stattfanden, sodaß auch ein tektonischer Kontakt zur Diskussion steht. Weiters lassen sich keine Hinweise auf Transgressionsbildungen beobachten.

## PROFILE DURCH DIE ZONE VON PUSCHLIN

WNW

ESE



- |  |                                  |  |                             |
|--|----------------------------------|--|-----------------------------|
|  | GLIMMERSCHIEFER                  |  | SCHLIERENKALK               |
|  | GRAPHITPHYLLIT                   |  | RAUHWACKE                   |
|  | GRAPHITISCHER PHYLLIT            |  | SILVRETTAKRISTALLIN S. STR. |
|  | ALPINE VERRUCANO / GERÖLLFÜHREND |  | KATAKLASIT                  |
|  | DOLOMIT                          |  | VEGETATIONSÜBERDECKUNG      |

CA. 50M

Abb. 2.  
Die alpidisch schwach metamorph überprägten Gesteine dieser Zone liegen in Form isolierter Linsen vor, deren stratigraphischer Zusammenhang im Zuge der Tektonik verloren ging.

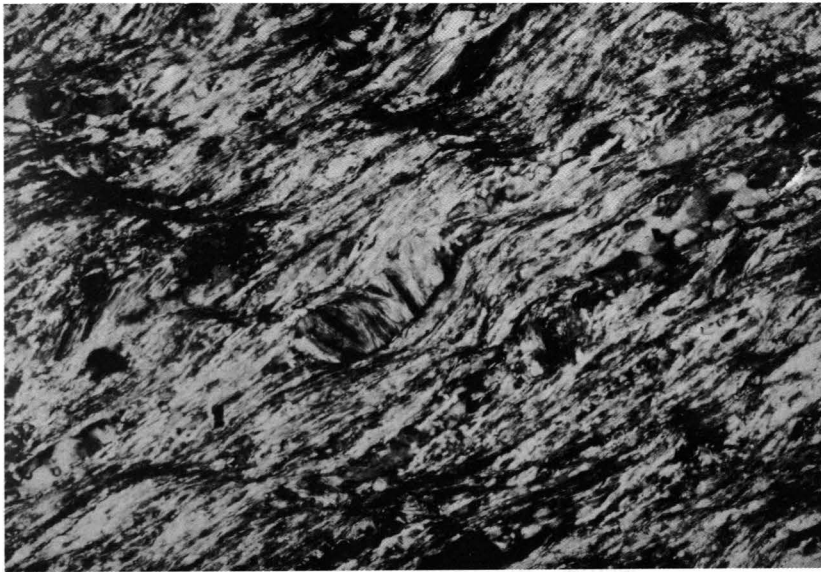


Abb. 3.  
Parallel verwachsene Chlorit-Hellglimmeraggregate, die quer zur Schieferung des Graphitphyllites (? Karbon) sprossen.  
Aufschluß beim Haus Puschlin Nr. 84.  
Gekreuzte Polarisatoren.

Über dem Graphitphyllit folgen im Profil Nr. 1 wechselhaft graphitführende Phyllite, die als linsenförmige Körper im Bereich Puschlin auftreten. Solche Phyllite wurden auch nördlich des Venets, im Gebiet Landeck – Zams, kartiert. Unter dem Mikroskop zeigen diese jedoch die Relikte der variszischen Metamorphose, wie chloritisierte Biotite und Granate sowie serizitisierte Plagioklase.

Ein variables Erscheinungsbild weist der Alpine Verrucano auf, dessen Hauptmasse aus feinkörnigen Serizitschiefern von hell- bis dunkelgrüner, teilweise auch silbriggrauer bis violetter Färbung besteht. Bereichsweise führen sie ca. drei Millimeter große, weiße und tw. rot gefärbte Quarzgerölle. Untergeordnet konnten bis zu 5 Zentimeter große Quarzgerölle beobachtet werden. Eine weitere Variante des Alpiner Verrucanos sind lichtgrüne Serizitquarzite und Metaquarzkonglomerate. Im Dünnschliff zeigen diese Gesteine Anzeichen intensiver Deformation. Die Quarzkörner sind extrem geplättet und in Subkörner zerlegt. Die Hellglimmer wurden zu feinkörnigen Glimmerschlieren ausgeulzt.

Die am häufigsten in dieser Zone vorkommenden Karbonate sind massige, äußerst feinkörnige, weißgraue und dunkelgraue Dolomite, die durch die intensive Tektonik stark zerklüftet wurden. Im Dünnschliff zeigt sich ein feinkörniges und homogenes Karbonat. Die durchgeführten Schlemmversuche brachten kein Ergebnis. Es dürfte sich aber bei diesen Gesteinen um Hauptdolomite und/oder Wettersteindolomite handeln. Untergeordnet treten in diesem Bereich graue bis bräunliche Kalke mit dünnen, sandigen Lagen und Schlieren (Schlierenkalk) auf, die wahrscheinlich in das Anis einzustufen sind.

Grauweiße, bereichsweise rötliche, geschieferte und plattig brechende Kalke, deren sandige Einlagerungen sich nur auf einzelne dünne Schlieren beschränken, sind untergeordnet anzutreffen. Unter dem Mikroskop zeigt sich wiederum ein feinkörniges Karbonat, dessen sandige Einlagerungen aus idiomorphen und xenomorphen Plagioklasen, aus Quarzen und aus vereinzelt auftretenden Hellglimmern bestehen. Angereichert sind in diesen Lagen auch feinkörnige, opake Erze.

Die schlierige Textur, sowie die Ausbildung der terrigenen Komponenten (Re- bzw. Kristallisation) spiegeln

die schwach metamorphe Überprägung dieser Karbonate wider.

Die Rauhwackeneinschaltungen (? Anis) bestehen aus gelbbraunen Zellendolomiten sowie aus sandigen, porösen, rotbraunen Karbonaten. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein feinkörniges, intensiv mit Eisenhydroxiden durchsetztes Karbonat.

## 4. Der Bau des nördlichen Silvrettakristallins (einschließlich Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone) E des Arlbergpasses

### 4.1. Gesteinsbeschreibungen

#### 4.1.1. Makroskopische Beschreibungen

##### Phyllitgneis

(= Mu-Bi-Glimmerschiefer in Abb. 6)

Als Phyllitgneis bzw. Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer werden phyllitisch, glimmerschieferartig bis gneisig aussehende Gesteine bezeichnet, die nach WINKLER (1979) zu den Gneisen, Feldspat-Quarz-Glimmerschiefern, Glimmerschiefern bzw. zu den quarzitischen Gneisen zu zählen sind.

Der Hauptteil dieser Gesteine besteht aus grauen bis graugrünen, gut geschieferten, feinkörnigen Gesteinen deren Schieferungsflächen dicht mit Hellglimmer, Biotit und  $\pm$ Chlorit besetzt sind. Der Phyllitgneis führt durchwegs Granat, der sowohl in der Größe als auch in der Menge stark schwankt. Selten treten die Feldspate als selbständige Körner auf. Teilweise zeigt dieses Gestein auch einen flasrigen Aufbau. Es wechseln glimmerreiche Lagen mit Quarz und Feldspat führenden Lagen ab.

##### Feldspatknottengneis

Dieses Gestein besitzt einen ausgesprochen gneisigen Habitus und ist kaum vergrünt. Die Feldspatknottengneis wurden in Abb. 6 zu den Mu-Bi-Glimmerschiefern gestellt. Biotit und Hellglimmer sind in ca. gleicher Menge vorhanden und besetzen in Form

schuppiger Aggregate die Schieferungsflächen. Charakteristisch für dieses Gestein sind die rundlichen Feldspatblasten, die in wechselnder Menge das Gestein durchsetzen. Zum Teil sind auch reine Feldspatzeilen ausgebildet. Die Feldspatknottengneise führen Granat. Gegen die angrenzenden Gesteine hin verschwinden die Feldspate allmählich.

### Glimmerschiefer

(= Mu-Glimmerschiefer in Abb. 6)

Das vorherrschende Mineral dieser silbrig glänzenden, graugrünen Gesteine ist der Hellglimmer. Chlorit ist durchwegs vorhanden, Biotit tritt makroskopisch kaum in Erscheinung. Die Granate treten in gleicher Weise wie im Phyllitgneis (Mu-Bi-Glimmerschiefer) auf und sind oft randlich, aber teilweise auch vollkommen, chloritisiert. Bereichsweise (z.B. S des Hohen Riffers) führen sie Staurolith. Die Glimmerschiefer beinhalten auch quarzitisches Partien. Die Grenzbereiche zu den benachbarten Gesteinen zeichnen sich durch allmähliche Übergänge aus.

### Quarzitische Serie

Das charakteristische Merkmal dieser Serie ist das überwiegende Auftreten von quarzitischen Gesteinen, die mit Glimmerschiefern wechsellagern. Diese quarzreichen Gesteine treten in der Landschaft als Härtlinge hervor. Sie sind von weißgrauer, hell bis dunkelgrauer

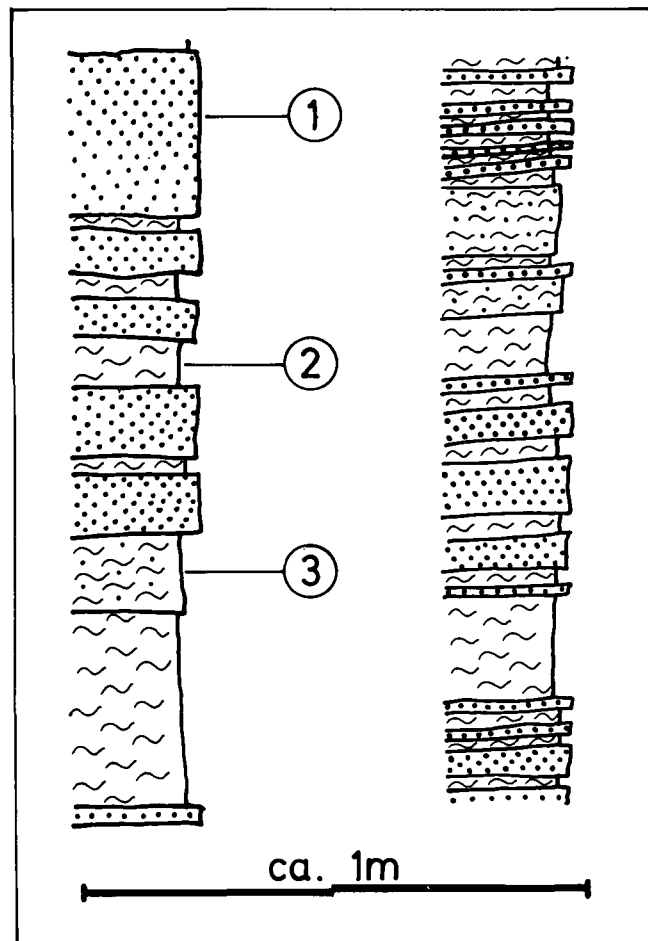


Abb. 4.  
Detailprofil aus der Quarzitischen Serie, wie sie am Venet und auch in der nordöstlichen Ferwallgruppe beobachtet wurde.  
1 = Quarzite bis Glimmerquarzite, tw. Feldspat und Granat führend; 2 = Muskowit-Glimmerschiefer; 3 = Quarzite mit Einlagerungen von Glimmerschieferfasern.

oder grünlicher Farbe und führen durchwegs Hellglimmer, zum Teil aber auch Feldspat und Granat. Ihre petrographische Einstufung (nach WINKLER, 1979) variiert zwischen Quarzit, Feldspatquarzit, Glimmerquarzit und Quarz-Glimmerschiefer.

Die Glimmerschieferzwischenlagerungen schwanken in ihrer Mächtigkeit stark. Bereichsweise liegen keine Wechsellagerungen vor, sondern die quarzitisches Gesteine enthalten Fasern von Glimmerschiefern. In der geologischen Übersichtskarte (Abb. 6) wurden sie gemeinsam mit den Mu-Glimmerschiefern ausgeschieden.

### Amphibolit, Hornblendegneis, Albit-Chloritschiefer

Diese Gesteine treten in sehr unterschiedlich mächtigen Lagen und Linsen auf. Die Amphibolite sind durchwegs sehr feinkörnig und von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Sie führen in wechselnder Menge Epidot, der auch in Klüften auftritt, und Plagioklas. Zum Teil weisen sie dünne Einschaltungen von Paragneisen und Glimmerschiefern auf. Im Bereich des Kleingfallkopfes wurden Hornblendegneise beobachtet, die teilweise einige dünne Amphibolitlagen beinhalten. Die bis zu 2 cm langen Hornblenden liegen unregelmäßig in der feinkörnigen Gneismatrix. Die Albit-Chloritschiefer erreichen nach HAMMER (1918) bis zu einigen Metern Mächtigkeit und eine Längserstreckung von max. 300 Metern. Es sind dies schiefrige, feinkörnige, dunkelgrüne Gesteine, die im Querbruch oft kleine, weiße Feldspatknotten zeigen. Teilweise sind sie von Kalzit- und Quarzadern durchzogen.

### Vulkanitserie

Diese besteht aus feinkörnigen, weißgrauen Biotitorthogneisen, die zum Teil mit Dezimeter- bis Zehnermeter mächtigen, feinkörnigen Amphiboliten wechsellagern. Die Amphibolite führen bereichsweise Epidot.

### Muskowitgranitgneis und Biotit-Muskowitaugengneis

Die weißgrauen, wechselnd intensiv geschieferten Muskowitgranitgneise liegen in Form unterschiedlich mächtiger Linsen vor. Sie führen nur sehr wenig Hellglimmer und die Feldspate erreichen Durchmesser bis zu zwei Zentimetern. Sie wurden im Venetgebiet und N des Riffler-Orthogneiskomplexes kartiert.

Der Biotit-Muskowitaugengneis baut größtenteils die Gipfelregion um den Hohen Riffler auf. Der Biotit herrscht gegenüber dem Muskowit deutlich vor. Die K-Feldspate liegen in lockerer Streuung im Gestein und erreichen Größen zwischen einem und drei Zentimetern. In den Randbereichen ist dieses Gestein teilweise vergrünt. In Abb. 6 wurden beide Gesteine gemeinsam als Orthogneis ausgeschieden.

#### 4.1.2. Die mikroskopische Ausbildung der Minerale

Da die Gesteine durchwegs sehr ähnliche Mineralbestände aufweisen, beschränken sich die Ausführungen hier auf eine kurze Beschreibung der Hauptgemengteile, die fast ausnahmslos die Folgen einer retrograden Metamorphose und zum Teil einer intensiven Deformation zeigen.

Die Granate erreichen Durchmesser zwischen einem und ca. sieben Millimetern, sind überwiegend idiomorph und zeigen sehr oft ein rotiertes Interngefüge. Entlang der Spaltrisse beginnt die Umwandlung in Chlorit (vermutlich Mg-Fe Chlorit) und teilweise auch in

Serizit. Zum Teil findet man nur mehr Pseudomorphosen von Chlorit und Serizit nach Granat vor.

Die Feldspäte, Albite bis Oligoklase, sind vorwiegend xenomorphe Poikiloblasten. In den Diabasen bilden sie leistenförmige Kristalle aus. Zwillingsbildungen sind untergeordnet vorhanden. Die Feldspatknottengneise beinhalten rundliche poikiloblastische Albitblasten. Während die Albite in den Feldspatknottengneisen kaum zersetzt sind, sind sie in den Phyllitgneisen im Gebiet S des Venet überwiegend serizitisiert. Dies dürfte zum Teil auch auf die Deformation im Nahbereich der Zone von Puschlin – Thialspitze zurückzuführen sein.

Bei der mikroskopischen Untersuchung stellte sich auch heraus, daß der Biotit ein viel häufigerer Gemengteil ist, als man makroskopisch vermuten würde. Die Diaphthorese bewirkt zuerst eine Bleichung und dann eine vom Rand her fortschreitende Chloritisierung.

Der Hellglimmer ist häufig parallel mit dem Biotit und dem Chlorit verwachsen, wobei der Chlorit vermutlich retrograd aus dem Biotit entstand. Mikroskopisch lassen sich drei Arten von Chlorit unterscheiden. Der aus dem Biotit entstandene zeigt anormal blaue (wahrscheinlich Fe-Mg Chlorit), der aus dem Granat abzuleitende normale Interferenzfarben. Beide weisen eine blaß gelbgrüne Eigenfarbe auf. Bei den vermutlich primär, prograd gewachsenen Chloriten mit kräftig grüner Eigenfarbe und anormal brauner Interferenzfarbe dürfte es sich um Mg-Fe Chlorite handeln.

Das Erscheinungsbild der Quarze hängt mit der Intensität der Deformation zusammen. In undeformierten Bereichen sind sie kaum undulös, und sie zeigen glatte Großwinkelkorngrenzen. Mit zunehmender Deformation stellen sich Korngrenzwanderungen, Subkornbildungen und feine Rekrystallite ein.

Gut erhaltene Staurolithe konnten im Zweiglimmerschiefer S Puschlin, wo auch reichlich Sillimanit vorkommt, im Bereich der Lader Urgalpe und weiter im W im Gebiet um den Hohen Riffler nachgewiesen werden (NOWOTNY & PESTAL, 1985). Hier liegen sie auch oft in Form von Serizitpseudomorphosen, die teilweise noch Reste von Staurolith enthalten, vor. Südlich von Landeck wurden beiderseits des Inntales sowohl Pseudomorphosen als auch reliktsch erhaltene, mikroskopisch kleine Staurolithe gefunden. Sie kommen dort gemeinsam mit Chloritoid vor, der teilweise im Granat eingeschlossen ist und kleine, schieferungsparallel liegende Kristalle bildet.

Die Hornblendens in den Amphiboliten und Hornblendegneisen zeigen eine blaß bis kräftig grüne Eigenfarbe. Sie wurden von der Diaphthorese kaum erfaßt, sodaß sie lediglich entlang der Spaltrisse leichte Chloritisierungen aufweisen.

#### 4.2. Der geologische Bau

Am breitesten ist die „Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone“ im Bereich des Venets entwickelt. Im Kambereich des Venets liegen die Gesteine flach, nördlich und südlich schwenken sie in steiles Südfallen um und bilden so eine, den ganzen Venet umfassende, großräumige Antiklinale, deren Faltenachse E–W streicht. Die Gesteine streichen ebenfalls durchwegs ca. E–W. Die Grenze zu den Kalkalpen ist, wie die Süd-

grenze zum Öztaler- und Silvrettakristallin s.str., tektonisch stark überprägt.

Den Bereich Mittagsspitze – Großfallkopf – Kleingfallalpe bauen im großen und ganzen die gleichen Gesteine wie den Venet auf. W. HAMMER (1919) kartierte im Gebiet Hoher Riffler, Großfallkopf, und Pezinerspitze Granat und Staurolith führende Glimmerschiefer und Zweiglimmerschiefergneise (Biotitplagioklasgneise). Beide Gesteine wurden von ihm dem Silvrettakristallin zugeordnet. Nördlich davon schied er die Gesteine der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone aus.

Die Neukartierung erbrachte ein anderes Bild. Es kann in diesem Gebiet weder eine tektonische noch eine petrographische Grenze zwischen „Phyllitgneiszone“ und „Silvrettakristallin s.str.“ gezogen werden. Die Gesteine der Phyllitgneiszone sind mit denen des Silvrettakristallins ident. Die Gesteine liegen in konkordanter und ungestörter Abfolge aufeinander und streichen über die postulierte Grenze Phyllitgneisdecke – Silvrettadecke hinweg. Es besteht dem Geländebefund nach auch keine Möglichkeit sie weiter nach N oder S zu verlegen, wie die Aufnahmen von A. NOWOTNY und G. PESTAL auf dem Blatt Landeck zeigen. Weiters konnte durch die Neukartierung gezeigt werden, daß die Gesteine der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone in die Schlingentektonik des Silvrettakristallins mit einbezogen sind. Die auch in diesem Gebiet auftretenden Mylonite und Kataklasite konzentrieren sich überwiegend auf Zonen, wo feste Gesteine, wie z.B. der Orthogneiskomplex des Hohen Riffler, an weniger feste, wie die Glimmerschiefer, grenzen. Lokale Deformationszonen dieser Art lassen sich im Kristallin dieser Region oft beobachten; sie treten gehäuft im alpidisch stark beanspruchten Stirnbereich des Kristallins und im Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen auf.

## 5. Metamorphose

### 5.1. Voralpidische Metamorphosen

Die variszische Metamorphose ist das dominante Metamorphoseereignis, dem im wesentlichen die vorliegenden Paragenesen dieses Kristallins zuzuschreiben sind. Durch Rb/Sr und K/Ar Glimmerdatierungen gelang es, dieses Ereignis in einen Zeitraum zwischen 270 und 300 Millionen Jahren einzustufen (THÖNI 1982).

HOERNES (1970) unterteilte das Silvrettakristallin in verschiedene Mineralzonen; in eine Staurolithzone, in eine Disthen-Sillimanitzone und in eine Sillimanitzone. Die Grenzen dieser Mineralzonen verlaufen diskordant zum tektonischen Bau.

AMANN (1985) gliederte das nördliche Silvrettakristallin in eine Disthenzone, in eine Sillimanitzone und in Bereiche ohne  $Al_2SiO_5$ -Modifikationen. Staurolith beschrieb er aus der gesamten Sillimanitzone. Die nördlichsten Anteile dieses Kristallins, die Quarzphyllite nach HAMMER (1919), werden als die schon variszisch am schwächsten metamorphen Bereiche interpretiert. So konnten z.B. nördlich des Venets, im Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen, granatfreie Phyllite beobachtet werden; an der Straße S Landeck wurden bei Urgen variszische Chloritoide (z. Teil im Granat eingeschlossen) und Pseudomorphosen nach Staurolith gefunden. HOERNES und PURTSCHELLER (1970) beschrieben von der gleichen Lokalität noch reliktsch erhaltene



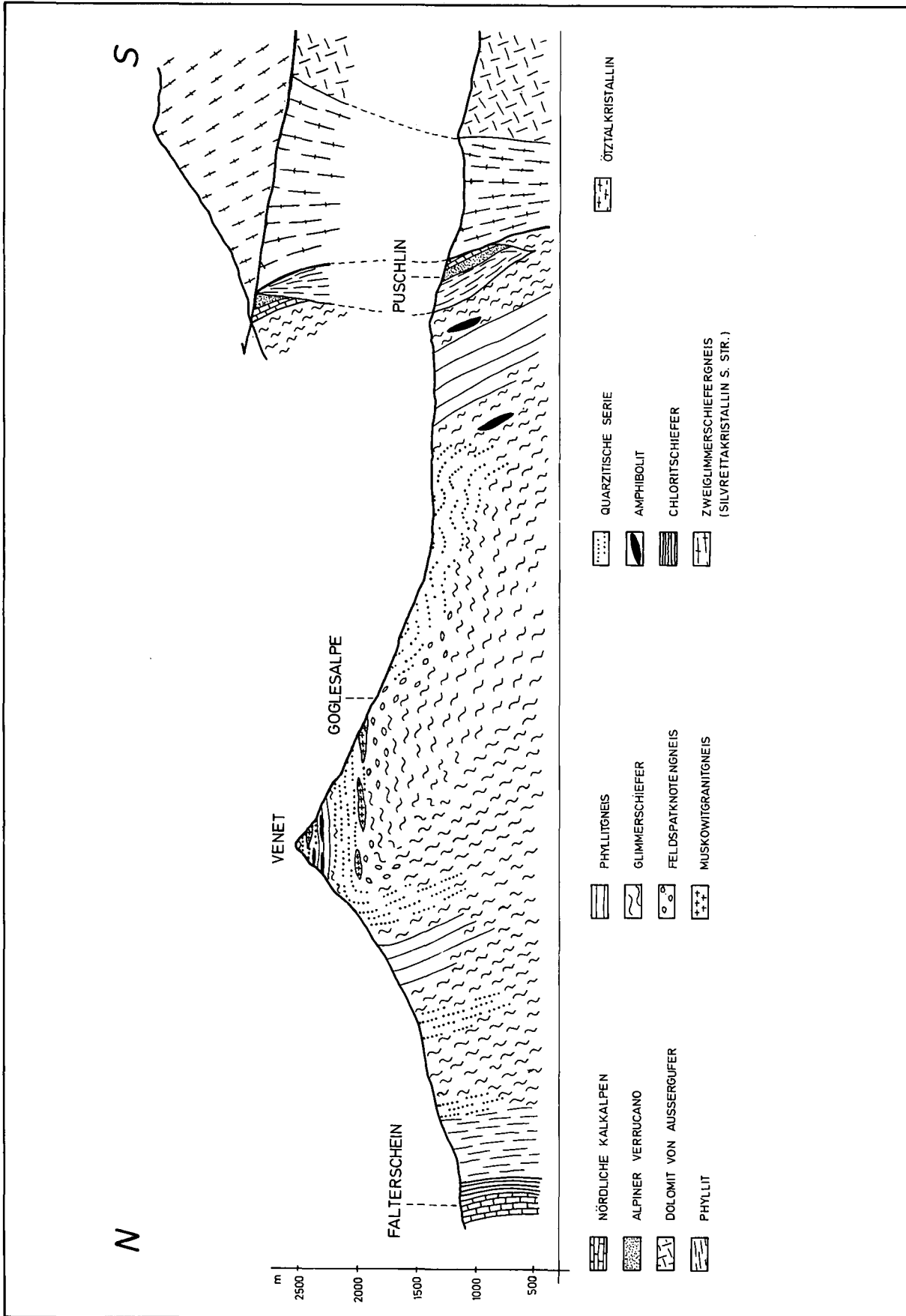


Abb. 5. Profil durch den Venet nach ROCKENSCHAUB & THEINER (1984). Der Kontakt zu den nördlichen Kalkalpen ist tektonisch stark überprägt. Im Süden wird die Antiklinale von der intensiv tektonisierten Zone von Puschlin begrenzt, in der zahlreiche permomesozoische Gesteinsschollen eingelagert sind. Diese Zone trennt im Bereich des Venets das höher metamorphe Silivrettkristallin (Sillimanit führende Zweiglimmerschiefergneis) vom schwächer metamorphen, stark retrograd überprägten Anteil des Silivrettkristallins (Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone).



# GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER ÖSTL. FERWALL GRUPPE

NACH DEN AUFNAHMEN VON:

A. NOWOTNY & G. PESTAL (1985-89) UND M. ROCKENSCHAUB (1987)

- LEGENDE:
- Orthogneis
  - Mu.-Bt. Glimmerschiefer
  - Mu. Glimmerschiefer
  - Vulkanitserie
  - Amphibolit
  - Mylonit, Kataklasit
  - Postulierte Grenze zw. Mittel- u. Oberostalpin
  - Lage der Profile

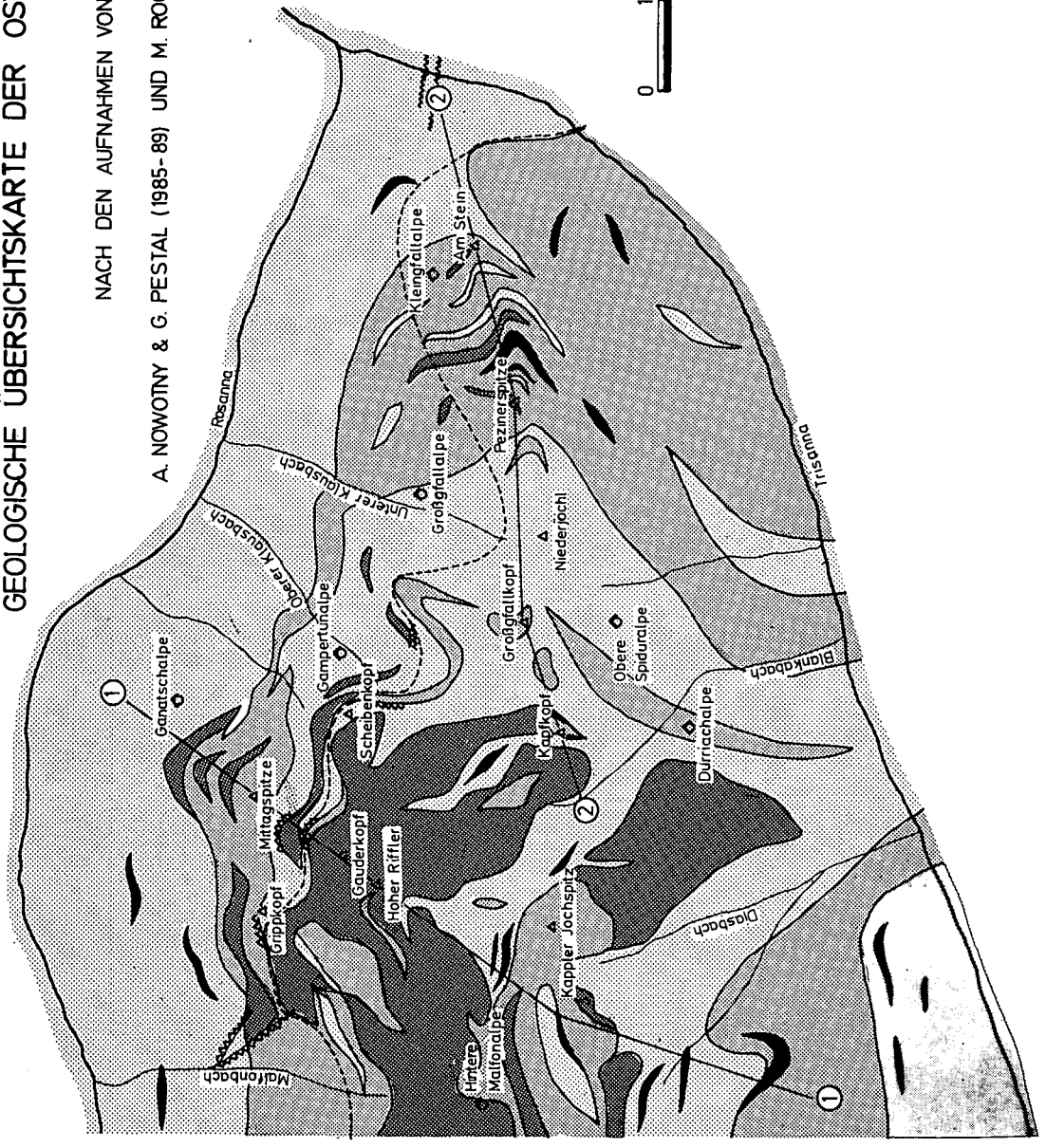


Abb. 6. Aus dieser vereinfachten geologischen Karte ist ersichtlich, daß die Gesteinsserien quer über die von A. TOLLMANN postulierte Deckengrenze (oberostalpine Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone – mittelostalpine Silvertaedecke) hinwegstreichen. Die Gesteine der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone sind in die nördlichsten Ausläufer der Schlingentektonik mit einbezogen. Die hier lokal auftretenden Mylonite sind meist an Zonen gebunden, wo Gesteine unterschiedlicher Kompetenz aneinandergrenzen. Mylonite sind im tektonisch stärker beanspruchten nördlichen Stirnteil des Kristallins häufiger anzutreffen als im Süden.

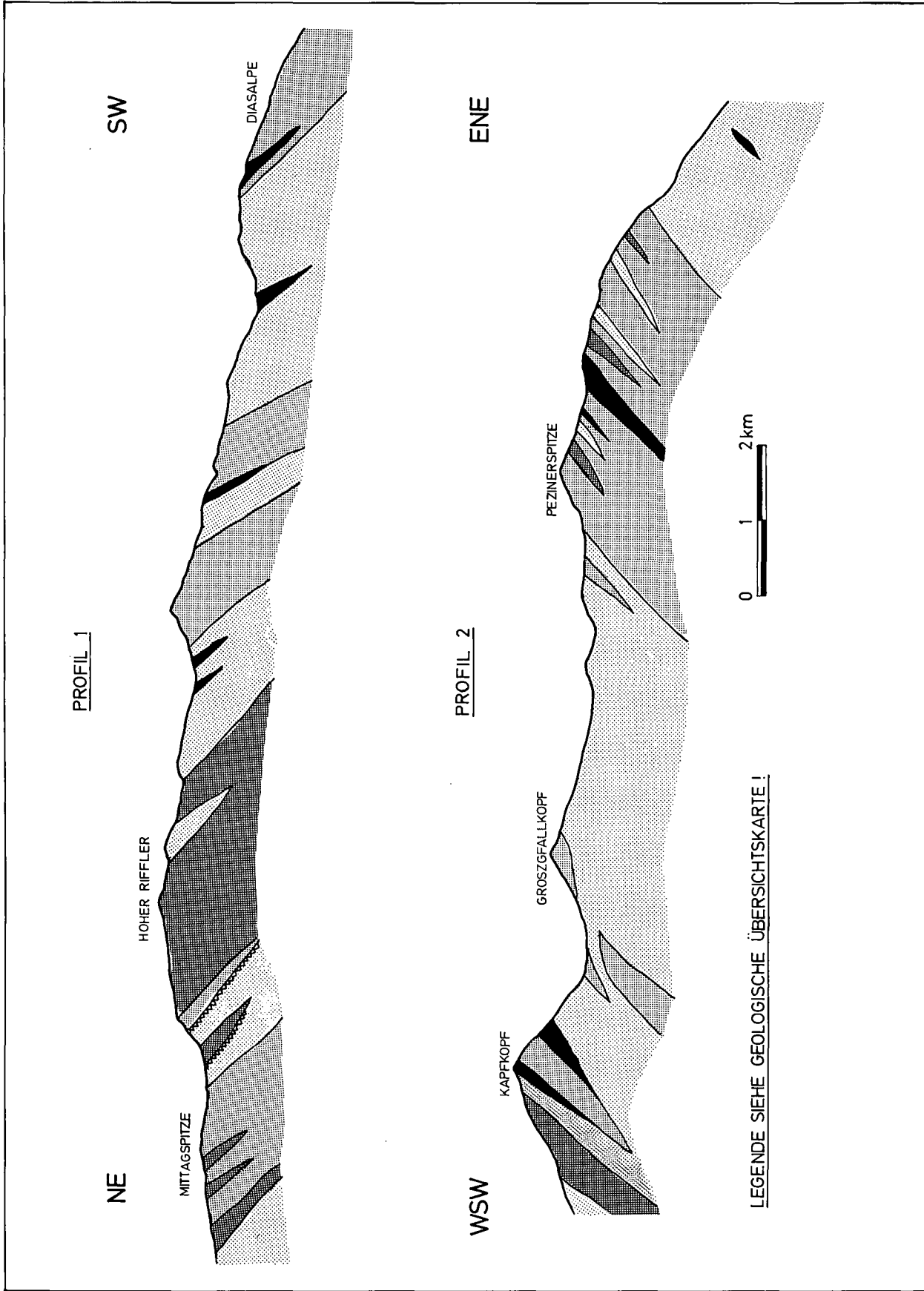


Abb. 7.  
 Profile durch die nordöstliche Ferwallgruppe.  
 Die Legende und die Lage der Profile sind aus Abb. 6 ersichtlich.

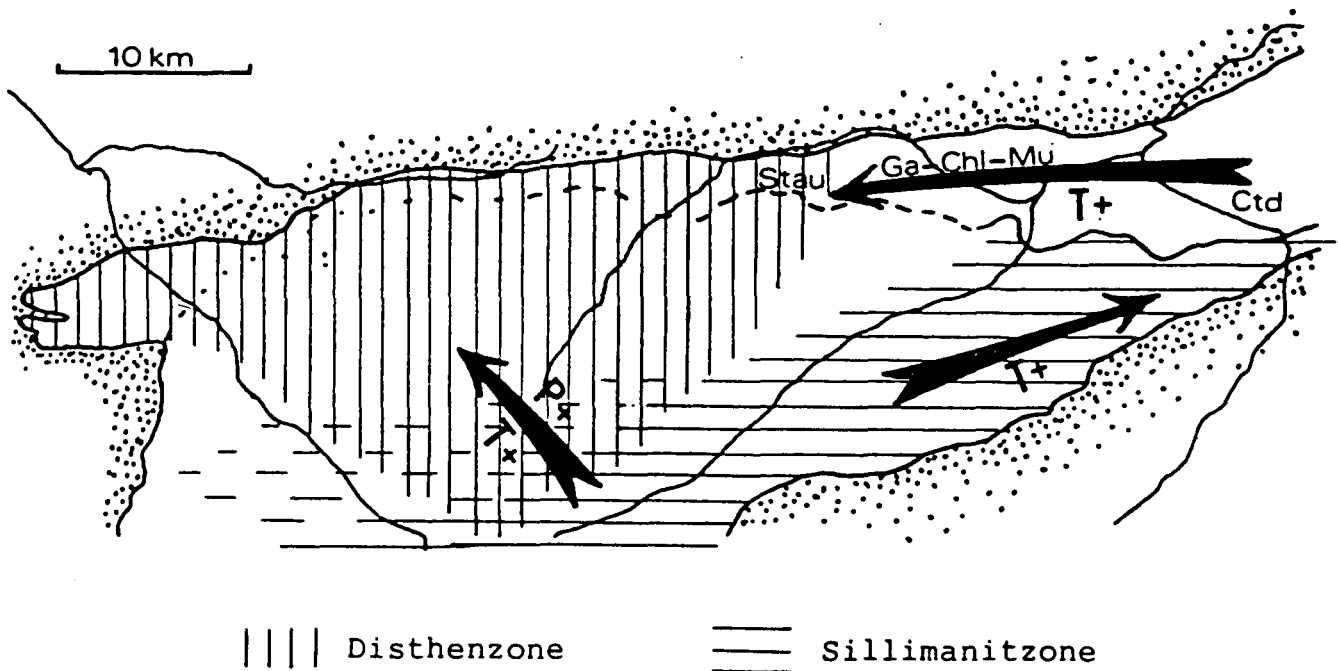


Abb. 8.  
 Überblick über die Trends der variszischen Metamorphose im nördlichen Silvrettakristallin nach AMANN (1985, Abb. 51).  
 Der linke Pfeil trifft nur unter der Voraussetzung zu, daß die Granate in etwa gleichzeitig entstanden.

Staurolithe. Es ist daher möglich, daß im Norden (bei Landeck) die Granatzone nicht erreicht wurde. Der Beginn der Staurolithzone dürfte südlich im Bereich von Urgen liegen, wo sich auch der Kern der den ganzen Venet umfassenden Antiklinale befindet. In den nördlichen Anteilen des Silvrettakristallins, einschließlich der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, die zu diesem gestellt wird, nimmt die variszische Metamorphose auch von E gegen W hin zu (AMANN 1985).

MOSTLER (1972) beschreibt aus dem Montafon post-variszische Sedimente, die, örtlich ohne Störung, dem Phyllitgneis aufliegen. Konglomerate, die sich ausschließlich aus Komponenten des darunterliegenden Kristallins zusammensetzen, weisen teilweise diaphthoritische Erscheinungen auf, was als Beleg für eine variszisch retrograde Überprägung dieses Kristallinabschnittes gewertet wurde.

## 5.2. Alpidische Metamorphose

Die kretazische Metamorphose, die ihr Temperaturmaximum zwischen 85 und 100 Mio. Jahren erreichte (THÖNI, 1982), schneidet die variszischen Mineralzonen des Ötz- und Silvrettakristallines diskordant ab. Die alpidischen Mineralzonen streichen etwa NE-SW. Die höchsten Temperaturen, nämlich amphibolitfazielle, erreichte die alpidische Metamorphose im Bereich des Schneeberger Zuges. Gegen NW hin nimmt die Metamorphose bis zur niedrig temperierten Grünschieferfazies im Bereich Landeck kontinuierlich ab. Dort konnten alpidisch gesprossener Chloritoid im Phyllit, aber auch Stilpnomelan im Diabas nachgewiesen werden.

Eine Reihe alpidisch gewachsener Minerale wurden von AMANN (1985) aus dem Abschnitt Landeck - Stuben beschrieben. Ab etwas E von Stuben tritt Pyrophyllit sowohl im Alpinen Verrucano als auch im Kristallin auf. Die basalen Gitterabstände der Kristalle verkleinern sich von W gegen E, was für eine Zunahme

der alpidischen Metamorphosetemperatur spricht. Der Pyrophyllit wird S Landeck vom Chloritoid abgelöst. Paragonit wurde aus dem Kristallinabschnitt zwischen St. Anton und Landeck beschrieben.

Aus dieser Mineralzonierung lassen sich für das Gebiet knapp westlich des Arlberges alpidische Temperaturen zwischen 310 und 375°C ableiten (Stabilität von Pyrophyllit; je nach Autor und zugrundeliegendem Druck; VELDE & KORNPROBST, 1970; THOMPSON, 1970). Alpidische Temperaturen von mehr als 330°C sind für den Bereich ab ca. E St. Anton durch das Auftreten von Paragonit belegt. Bei Landeck, wo Stilpnomelan im Diabas gefunden und dessen obere Stabilitätsgrenze mit 440°C bei 4 kb (HEMLEY et. al., 1961) angegeben wurde, ist mit einer alpidischen Temperatur zwischen 330°C und max. 440°C (NITSCH 1969) zu rechnen. Mittels Kalzit-Dolomit Geothermometer berechnete AMANN aus einer Karbonatprobe von Glittstein im Trisannatal eine alpidische Gleichgewichtstemperatur von 370°C.

Sehr deutlich weisen die weit verbreiteten retrograden Mineralumwandlungen auf die alpidische Überprägung hin. Teilweise bis vollkommene Chloritisierung von Granat, Biotit und Hornblende, sowie die Serizitisierung der Feldspäte und des Staurolithes (z.T. auch der Granate) sind Ausdruck dieser Überprägung. Je nach Intensität der Deformation ist sie stärker oder schwächer entwickelt.

## 6. Geochronologie

Geochronologisch wurde die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, einschließlich dem nördlichen Silvrettakristallin s.str., von KRECY (1981), THÖNI (1982), AMANN (1985) und SPIESS (1985) bearbeitet. Aus diesen Untersuchungen läßt sich ein deutlicher Trend einer von W gegen E hin ansteigenden alpidischen Temperatur ableiten. Die Isothermen streichen ca.

GLIMMERALTER NACH KRECZY (1981), THÖNI (1981), AMANN (1985) UND SPIESS (1985).

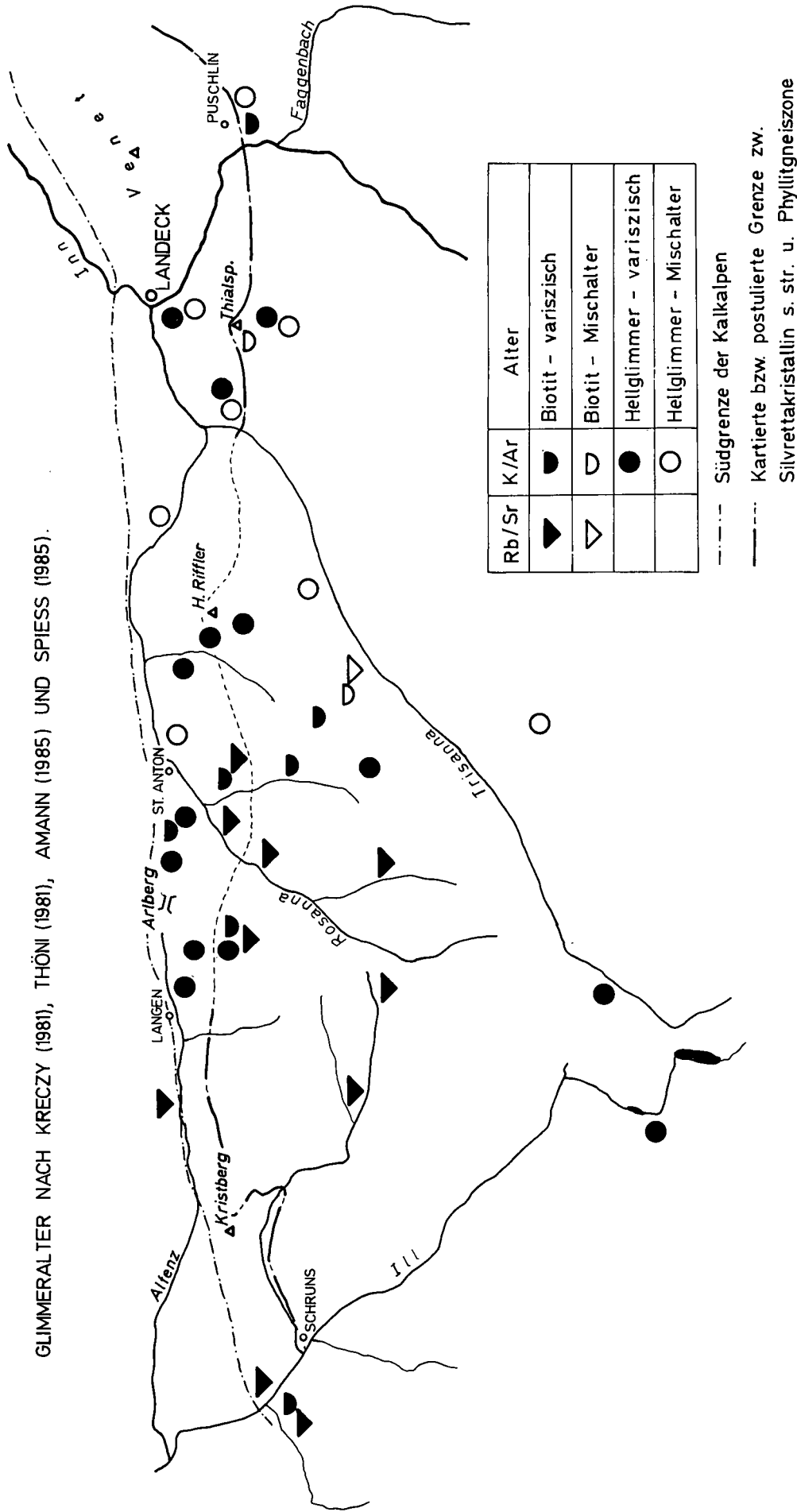


Abb. 9. Die Glimmeralter weisen nach E hin einen Trend zu jüngeren Altern auf. Es ist dies der Einfluß der alpidischen Metamorphose, deren Isothermen ca. NE-SW streichen und deren Einfluß auch noch an den angrenzenden Kalkalpen nachweisbar ist. Es konnten auch keine Altersunterschiede zwischen den Gesteinen nördlich und südlich der postulierten Deckengrenze festgestellt werden.

NE-SW und queren die von TOLLMANN postulierte tektonische Grenze Phyllitgneiszone – Silvrettakristallin.

In Abb. 9 sind diese Daten zusammengefaßt. Das Ausmaß der schwachtemperierten alpidischen Überprägung spiegeln sowohl die Biotite als auch die Hellglimmer wider. Der  $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -Verlust beginnt wie der des  $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$  bei den Biotiten in einem polymetamorphen wiederaufgewärmten Kristallin bei  $300 \pm 20^\circ\text{C}$  (THÖNI, 1982), wobei sich zuerst Mischalter einstellen, die kein geologisches Ereignis datieren. Erst bei Temperaturen über  $400^\circ\text{C}$  kann bei Biotiten mit einer vollkommenen Verjüngung gerechnet werden. Bei Hellglimmern beginnt der Verlust von radiogen gebildetem  $^{40}\text{Ar}$  erst ab  $350 \pm 30^\circ\text{C}$ , ein vollkommener Verlust ist aber erst bei Temperaturen über  $450^\circ\text{C}$  gewährleistet. Um das Rb/Sr-System der Hellglimmer zu ändern sind Temperaturen über  $500^\circ\text{C}$  notwendig.

Im nördlichen Silvrettakristallin (einschließlich Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone) wurden im West- und Mittelabschnitt ausschließlich variszische Abkühlalter berechnet. Die Hellglimmeralter streuen zwischen 340 und 301 Mil. J., die Biotitalter zwischen 349 und 277 Mil. J.. Die durch die kretazische Metamorphose verursachten Mischalter treten erst im Bereich des nördlichen Paznauntales bzw. des östlichen Stanzertales auf. Es wurden hier sowohl Biotite als auch Hellglimmer verjüngt, was auf alpidische Temperaturen über  $350 \pm 30^\circ\text{C}$  schließen läßt.

## 7. Geologische Entwicklung und Tektonik

Das hauptsächlich amphibolitfaziell metamorphe Silvrettakristallin erfuhr teilweise in spätvariszischer Zeit eine leicht retrograde Überprägung, die vermutlich durch eine Hebung verursacht wurde (MOSTLER, 1972 und AMERON et. al., 1982). Diese Hebung, die im S stärker sein mußte, da dort höher metamorphes Kristallin zu Tage tritt als im N, führte zu einem schräg zu den Metamorphosezonen verlaufenden erosiven Anschnitt. Im N und NE konnten sich die schwach metamorphen

Anteile des Silvrettakristallins (Quarzphyllit und Phyllitgneis) erhalten. Nach AMERON et. al. (1982) wurde das erodierte Material in intramontanen Becken, mit zum Teil marinem Einfluß, abgelagert. Ein lokal hoher Matrixanteil und die Verwitterungserscheinungen der Gerölle lassen auf eine längere Verwitterungsperiode schließen.

Die basalen, hochoberkarbonen Sedimente beinhalten ausnahmslos Komponenten des unterlagernden Kristallins. Auch die Schwermineralführung der Sedimente entspricht diesem vollkommen. Die klastischen Sedimente, die in die karbonatische Sedimentation der Nördlichen Kalkalpen überleiten, belegen einen transgressiven Verband mit dem Silvrettakristallin (Phyllitgneiszone). Es wurden lediglich sekundäre Bewegungen untergeordneter Bedeutung beschrieben.

Wie auch schon frühere Bearbeiter immer wieder betonten, läßt sich eine tektonische Linie, die zur Abtrennung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone vom Silvrettakristallin führte, nur teilweise nachweisen. Es ist dies im E zwischen Venet, Thials Spitze und Trisannatal möglich, wo sie durch mächtige Mylonitzonen und Schollen von permomesozoischen Gesteinen markiert ist. Im Bereich des Thials Spitzes liegen die permomesozoischen Gesteine, die diese tektonische Linie markieren, nicht an einer petrographischen Grenze, sondern es liegen im Hangenden und Liegenden die gleichen Gesteine vor (pers. Mitt. von A. NOWOTNY und G. PESTAL). Im Bereich westlich des Trisannatales läuft diese Deformationszone aus, und es lassen sich weder lithologische noch strukturelle Hinweise finden, die eine Abtrennung einer "Phyllitgneisdecke" vom "Silvrettakristallin" rechtfertigen. Die Gesteinsserien streichen ohne Störung über die postulierte Grenze hinweg und sind noch in die nördlichsten Elemente der Schlingentektonik mit einbezogen. Im Westen enthalten beide Zonen Granate gleicher chemischer Zusammensetzung, während sie sich im Osten, wo eine tektonische Linie erkennbar ist, unterscheiden (AMANN, 1985). Wie die Kartierungen am Venet zeigten, ist auch eine tektonische Abtrennung des Quarzphyllites (entspricht dem Phyllit in der Abb. 5) vom Phyllitgneis nicht möglich. Im Westen zeichnete REITHOFER (1937) erst wieder west-

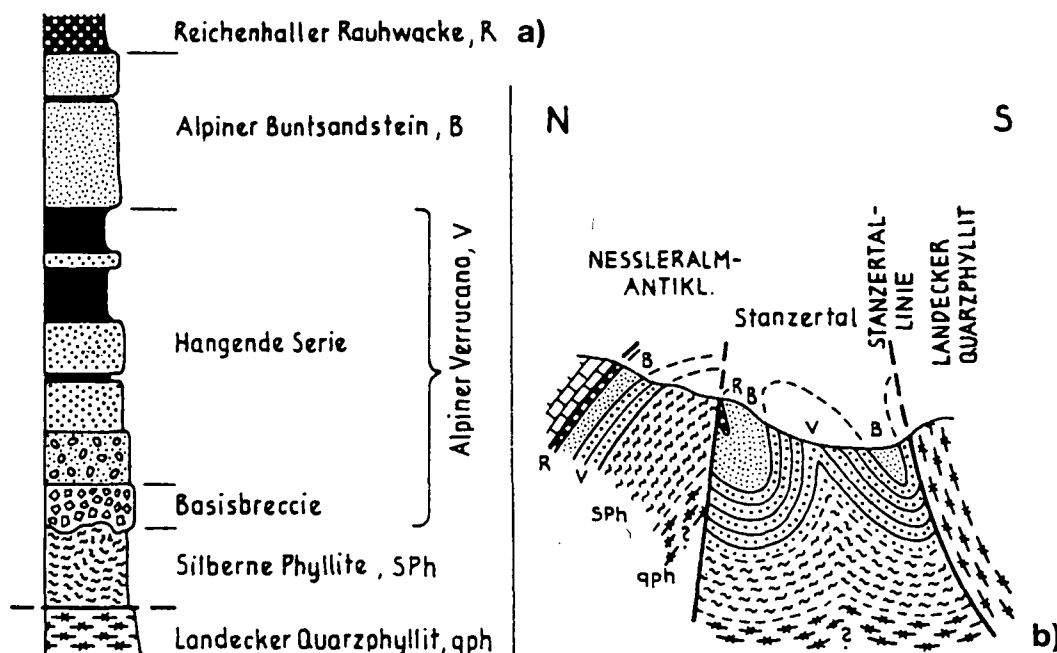


Abb. 10.  
a) Stratigraphisches Übersichtsprofil des Permoskyth mit seiner Unterlage im Stanzertal. Gesamtmächtigkeit ca. 300 m; nach STINGL (1984, Abb. 1).  
b) Profil durch die Grenzzone Nördliche Kalkalpen – Phyllitgneiszone bei Sagwald – Naßleralm nach STINGL (1984, Abb. 2 b).

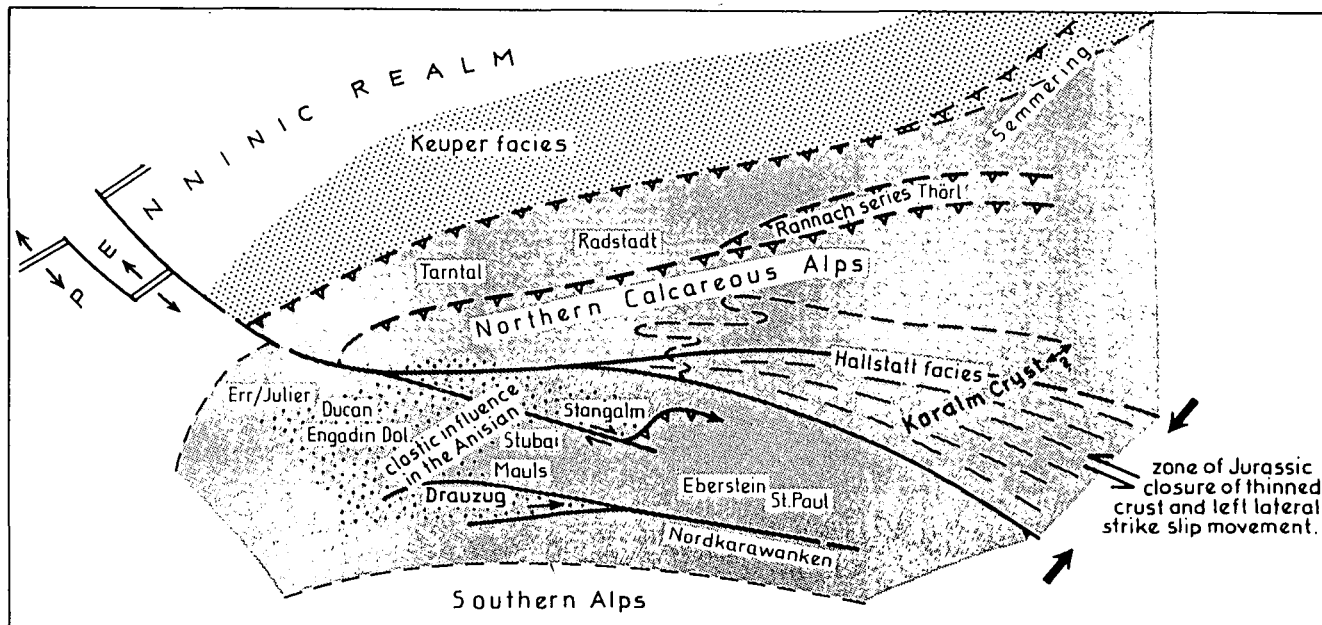


Abb. 11.  
Vereinfachte palinospastische Karte der Ostalpen vor der kretazischen Tektonik nach FRANK (1987, Fig. 8).

lich von Langen eine tektonische Linie zwischen „Phyllitgneis“ und „Schiefergneis und Glimmerschiefer“ (Silvrettakristallin). Es dürfte hier eine ähnliche Situation wie bei Puschlin vorliegen. D. h. auch der westlichste Abschnitt wurde so wie der Ostabschnitt intensiver in die alpidische Tektonik einbezogen (vergl. OBERHAUSER, 1970).

Die strukturelle Entwicklung dieser Zone könnte man sich so vorstellen, daß in einer frühen Phase die Stirnbereiche des Kristallins teilweise abgeschert wurden und die Permomesozoika von Puschlin – Thialspitze in ihre heutige Position kamen. In diesem Zusammenhang dürften auch W bzw. NW gerichtete Bewegungen eine gewisse Rolle gespielt haben. Diesbezügliche Hinweise geben westvergente Falten in Mylonitzonen und die Quarz c-Achsenregelungen von Proben aus dem Alpenen Verrucano bei Puschlin. Darauf folgend kam es im Zuge einer starken Einengung zur Auffaltung der Antiklinale des Venets und zur Steilstellung bzw. Überkipfung der Grenze zu den Kalkalpen, die noch intensiv tektonisch überprägt wurde.

Die B-Achse dieser den ganzen Venet umfassenden Antiklinale streicht ca. W-E und verläuft vermutlich in Richtung Flirsch und Schnann. Hier dürfte sich die Antiklinalstruktur allmählich verlieren, bzw. der nördliche Schenkel könnte schon unter den Kalkalpen begraben liegen. Ein Hinweis auf eine solche Situation findet sich bei STINGL (1984).

Die Grenzzone zwischen dem Kristallin und den Nördlichen Kalkalpen ist durchwegs tektonisch stark überprägt (Stanzertallinie). Die permomesozoischen Gesteine sind großteils intensiv verfaultet, verschuppt und überkippt, sodaß sie oft unter das Kristallin einfallen. STINGL (1984) rekonstruierte für diese Zone ein kompliziertes Bewegungsbild mit extremer nordvergenger Einengung, bei der es in den permomesozoischen Sedimenten zur Ausbildung von Isoklinalfalten kam. Anschließend, verursacht durch die NW Bewegung des Kristallins, bildeten sich Verschuppungen aus, die wiederum durch NE gerichtete Blattverschiebungen überprägt wurden.

Da die Phyllitgneiszone, als Teil des Silvrettakristallins mit den Nördlichen Kalkalpen transgressiv verbunden ist, muß angenommen werden, daß zumindest Teile des nördlichen Silvrettakristallins als Basis der Nördlichen Kalkalpen fungierten. Die Hauptmasse dieser kristallinen Basis dürfte jedoch in Form von Lamellen abgeschert und subduziert (FRANK, 1983 und 1987) worden sein. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wird von FRANK (1987, Fig. 9) als Nordoberostalpine paläozoische Deckserie des Kristallins eingestuft. Die durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen, sowie der Verband der Schichten der „Phyllitgneiszone“ mit dem „Silvrettakristallin“ (tw. Einbeziehung beider Zonen in die Schlingentektonik), sprechen dafür, daß die „Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone“ als diaphthoritischer bzw. schon primär schwächer metamorpher (vermutlich altpaläozoischer) Anteil des Silvrettakristallins anzusprechen ist. Die Sedimentationsräume der Nördlichen Kalkalpen werden in der Trias tw. auf bzw. nördlich und nordöstlich des Silvrettakristallins angesiedelt. Der terrigene Einfluß in den südlichen Nördlichen Kalkalpen wird in direkter Verbindung mit dem „sandigen Anis“ der Engadiner Dolomiten gesehen.

#### Dank

Bei Herrn Prof. Dr. W. FRANK bedanke ich mich herzlich für die Durchsicht des Manuskriptes, sowie für die Betreuung während der Vorarbeit, durch die ich auf die interessante Problematik aufmerksam wurde.

Weiters bin ich den Herren Dr. A. NOWOTNY und Dr. G. PESTAL zu Dank verpflichtet. Sie stellten mir ihre Manuskriptkarten zur Verfügung und trugen durch viele Diskussionen zum besseren Verständnis der regionalen Geologie bei.

#### Literatur

AMANN, A.: Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. – Unpubl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 117 S, 56 Abb., 6 Tab., Innsbruck 1985.

- AMERON, J.W.H. von, ANGLER, G. & MOSTLER, H.: Über eine Autuno-Stefane Flora aus den Kristbergsschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **124/2**, 283–323, Wien 1982.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000, Blatt Landeck. – *Geol. B.-A.*, Wien 1922.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000, Blatt Stuben. – *Geol. B.-A.*, Wien 1937.
- BLAAS, J.: Ein Profil im vorderen Pitztale. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, **9**, 197–199, Wien 1909.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues. – *Verh. Geol. B.-A.*, Sdh. **G**, 11–35, Wien 1965.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – In: *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15, 4 (1982), 249–262, Leoben 1983.*
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamik of the Eastern Alps*, 379–406, Wien (Deuticke) 1987.
- HAMMER, W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – *Jb. Geol. R.-A.*, **68** (1918), 205–258, Wien 1919.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – *Ber. med.-naturw. Verh. Innsbruck*, **58**, 483–488, Innsbruck 1970.
- KRECZY, L.: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. – Unpubl. Diss. Form.- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S, 80 Abb., 10 Beil., Wien 1981.
- KRECZY, L. & FRANK, W.: Die Grenze zwischen Phyllitzone und Silvrettakristallin SW Landeck. – In: *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15)*, 9–11, Graz 1981.
- MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust.*, **20**, 171–174, Wien 1972.
- NITSCH, K.: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. – Vortragsref. DMG-Tagung Bern, S 38, Bern 1969.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/2**, S 451, Wien 1988.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 477–485, Wien 1970.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 305–330, Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II., *Jb. Geol. R.-A.*, **85**, 225–258, Wien 1935.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. – In: *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15)*, **4** (1982), 223–227, Leoben 1983.
- ROCKENSCHAUB, M. & THEINER, U.: Strukturen und Metamorphose der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone SE Landeck (Venetberg), Tirol. – Unpubl. Vorarbeit am Inst. f. Geol. Univ. Wien, 185 S, 79 Abb., 6 Tab., 6 Prof., 5 Beil., Wien 1984.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 353–406, 2 Abb., Taf. 9–13, Wien 1959.
- SPIESS, R.: Kristallinegeologische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i. w. S. im Montafon. – Unpubl. Diss. Form. – Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 96 S, Abb., Tab., Wien 1985.
- STINGL, V.: Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzerthal, West-Tirol (Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. Österr.*, **30/31**, 117–131, Wien 1984.
- THOMPSON, A. B.: A note on the kaolinite-pyrophyllite-equilibrium. – *Am. J. Sci.*, **268**, 454–458, New Haven 1970.
- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust.*, **28**, 17–34, Wien 1982.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **10**, 1–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Band 1, XIV+766, 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Band III, X + 718, 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1986.
- TOLLMANN, A.: Geodynamic Concepts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 361–377, Wien (Deuticke) 1987.
- VELDE, B. & KORNPROBST, P.: Stabilité des silicates de alumine hydrates. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **21**, 63–74, New York (Springer) 1969.
- WINKLER, H.G.F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. – 5. Aufl., 348 S, New York (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juli 1990.