

Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin

Von Axel NOWOTNY, Gerhard PESTAL & Manfred ROCKENSCHAUB
(mit einem Beitrag von Peter KLEIN)

Mit 15 Abbildungen, 6 Tabellen und 1 Tafel

Zusammenfassung

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes ÖK 144 Landeck, zeigte sich erneut die Problematik der tektonischen Trennung zwischen oberostalpinen Landecker Quarzphyllit- bzw. Phyllitgneiszone und der mittelostalpinen Silvrettadecke nach A. TOLLMANN (1977). Vor allem die im Bereich zwischen Puschlin und dem Thialkopf im Kristallin steckenden permomesozoischen Sedimentlinsen bewogen verschiedene Autoren zu dieser deckentektonischen Grenzziehung. Die Verfasser dieses Textes kamen übereinstimmend zur Auffassung, daß eine deckentektonische Trennung in der eingangs erwähnten Art nicht gerechtfertigt ist. Vielmehr zeigte sich, daß man die Zone von Puschlin - Thialkopf und mit ihr korrelierbare Vorkommen permoskythischer Gesteine bis an die Basis der Kalkalpen bei Flirsch verfolgen kann. Diese markieren jedoch keine postulierte Deckengrenze sondern sie begrenzen lediglich eine alpine Antiklinalstruktur, die vom Venet bis in den Kohlwald N Flirsch reicht. Ferner bilden die Gesteinsserien der nördlichen Verwallgruppe westlich des

Paznaunales aufgrund ihrer metamorphen Entwicklung und ihrer Lithologie eine fest verschweißte Einheit. Die in diesem Bereich auftretenden Kataklasite sind nur von lokaler Bedeutung und können jedenfalls nicht als zusammenhängende weithin verfolgbare E - W streichende Deckengrenze auskartiert werden. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone ist nach Ansicht der drei Bearbeiter als nördlichster, jedoch primär schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins zu betrachten. Im Folgenden wird "Silvrettamasse" als übergeordneter Begriff verwendet.

1. Erforschungsgeschichte

Die geologische Erforschung der Silvrettamasse begann bereits im frühen 19. Jahrhundert. Zuerst von der Schweiz aus und folgend von österreichischer Seite. A. ESCHER & B. STUDER (1839) gaben eine erste Beschreibung des Schweizer Anteils. G. THEOBALD (1864, 1865) erstellte eine geologische Karte und einen begleitenden Bericht

des schweizer Anteils der Silvretta. Auf österreichischer Seite waren die Mitglieder des geognostisch - montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg aktiv. Bereits 1831 erschien die erste "GEOGNOSTISCHE GENERALKARTE DER GEFÜRSTETEN GRAFSCHAFT TYROL NEBST VORARLBERG UND DEM SOUVERAINEN FÜRSTENTHUME LIECHTENSTEIN". Eine weitere "Geognostische Karte Tirols, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch - montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg" erschien 1849. Posthum wurde von A. PICHLER eine Beschreibung der "SELVRETTA-MASSE" und der "ÖTZTHALER-MASSE" von M. STOTTER (1858) publiziert. In diesen detailreichen Schilderungen werden u. a. "Die Ketten am nordöstlichen Keilende" der Silvrettamasse beschrieben. Unter anderem schildert er ausführlich die Übergänge von Glimmerschiefer in "Thonglimmerschiefer" im nördlichen Randbereich des Silvrettakristallins. Weiters gibt er auch Auskunft über Art und Lage von Erzvorkommen und von Bergbauen.

Eine intensive Erforschung wurde der Silvrettamasse durch G. A. KOCH zuteil. Dieser führte seine Forschungsreisen im Auftrag der Geologischen Reichsanstalt durch (G. A. KOCH 1875, 1876, 1877).

1875 widmete er sich der Fervallgruppe. Aus dem N (Inn- und Stanzertal) beschreibt er "Thonglimmerschiefer mit zahlreichen Quarzbänken, Bändern und Linsen". Er bezeichnet sie, in Anlehnung an Theobald, als Casanna- oder Grauwackenschiefer. Das Grundgebirge der Fervallgruppe besteht seinen Erkenntnissen nach aus "Gneissen, Hornblendeschiefern, Gneissphylliten und Glimmerschiefern".

G. A. KOCH (1876a, 1876b, 1876c) weist in dieser Arbeit auf die Tatsache hin, daß der geologische Bau der "krystallinischen Fervallgruppe" in vieler Hinsicht an die nördliche Ötztalergruppe erinnert. Er erkennt, daß die höher metamorphen südlichen und zentralen Gebiete im Norden, besonders am Arlberg, in die schwächer metamorphen Thonglimmerschiefer übergehen. KOCH sieht auch die nach N hin zunehmende tektonische Beanspruchung des Kristallins und drückt dies folgendermaßen aus: "Die Falten sind im südlichen Theile der Fervallgruppe groß und mächtig und es lassen sich vom Paznaun bis zum Arlberge vier fast parallele riesige Wellen erkennen, deren Antiklinalen gewöhnlich mit den im Streichen verbliebenen Kammzügen zusammenfallen. Weiter über den Arlberg hin wird die Faltung oder besser gesagt die Fältelung der Schichtkomplexe bisweilen eine sehr complicirte."

Große Aufmerksamkeit schenkte er der Ausscheidung der "colossalen Massen von Glacial-, Lawinen- und Gehängeschutt" und begründet die Wichtigkeit diese kartenmäßig darzustellen damit, daß sie die Hauptlieferanten für das Murenmaterial sind. Bereits zu dieser Zeit verweist er darauf, daß unkontrolliertes Abholzen in unmittelbarem Zusammenhang mit der erhöhten Zahl an Murenabgängen steht. Die zentralen und westlichen Teile der Silvrettamasse werden in KOCH's Arbeiten von 1877a und 1877b beschrieben.

Eine Aufstellung der Montanwerke und Schurfbau Tirols verfaßte M. v. ISSERGAUDENTENTHURM (1888). Zahlreiche Erzvorkommen sind aber auch, wie schon erwähnt, in der Geognostischen Karte Tirols (1849) verzeichnet. Beschreibungen von Erzvorkommen aus dem hier besprochenen Gebiete geben G. GASSER (1913) und M. KRAUS (1916a, 1916b). Viele

Hinweise auf Vererzungen finden sich auch in KOCH's Publikationen. Weitere Arbeiten über Erzvorkommen des Tiroler und Vorarlberger Raumes finden sich bei R. SRBIK (1929) und K. VHORYZKA (1968).

J. BLAAS (1908) stellte die überkippte Lagerung des Gesteinskomplexes im vorderen Pitztal fest (Kalkalpen und südlich anschließender Quarzphyllit). Er erkannte die Überlagerung des Quarzphyllites durch altkristalline Gesteine (Ötztalkristallin) und erklärt diese durch eine Überschiebung.

Unter dem Titel "Die Phyllitzone von Landeck (Tirol)" präsentierte W. HAMMER (1918) eine erste ausführliche Beschreibung des nordöstlichen Anteils der Silvrettamasse. Der "Vennetgruppe" widmete M. STOTTER (1858) schon ein Kapitel seiner Beschreibung der Ötztaler Masse. 1922 erschien das Kartenblatt "Landeck" im Maßstab 1:75 000 für das W. 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 Großgfall. HAMMER betont, wie auch schon KOCH und spätere Bearbeiter, daß diese Gesteine schwer oder nicht abzugrenzen sind, da sie meist allmählich ineinander übergehen.

Aus den Ausführungen HAMMER's ist zu entnehmen, daß eine tektonische Abtrennung der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone vom Silvrettakristallin zum Teil nur mit großer Unsicherheit durchgeführt wurde.

Die gleiche Meinung vertritt O. REITHOFER (1931), der dezidiert schreibt, daß schon auf der

linken Seite des Malfonbaches (S Pettnau) von einer Störung zwischen Silvrettakristallin und Phyllitgneiszone nichts mehr zu sehen sei. Die Phyllitgneiszone 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.

Mit dem nördlichen und westlichen Randbereich setzte sich R. OBERHAUSER (1970) auseinander. Er beschrieb die Überkippungserscheinungen des Kalkalpensüdrandes im Rätikon und im Arlberggebiet.

S. HOERNES (1971) untersuchte die regionale Verteilung von Staurolith, Andalusit, Disthen und Sillimanit im österreichischen Anteil des Silvrettakristallins und fand Mineralzonen, die sich zum Teil diskordant überschneiden. Die Disthenzone interpretierte er als Relikt der druckbetonten kaledonischen Metamorphose, die Ausbildung der Sillimanitzone wird dagegen der variszischen Metamorphose zugeschrieben.

Mit den postvariszischen Transgressionsserien, bzw. mit deren Relikten befaßten sich H. MOSTLER (1972), K. KRÄINER (1981, 1982), V. STINGL (1981, 1984), J. W. H. AMEROM et al. (1982), H. MOSTLER et al. (1982), K. KRÄINER & V. STINGL (1982).

Diese Autoren sehen diese postvariszischen Sedimenten als primäre Transgression auf dem Silvrettakristallin, wobei die alpidische Tektonik die vorgegebene Schwächestelle nützte und den sedimentären Kontakt auf weiten Strecken dislozierte. MOSTLER beschreibt aus den basalen Konglomeraten der Sedimente diaphthoritische Gerölle, die ausschließlich dem darunterliegenden Kristal-

lin entstammen und sieht darin einen Beleg für eine variszische Diaphthorese. J. W. H. AMEROM et. al. (1982) beschrieben diese Sedimente detailliert und stufen die Basisschichten (Kristbergsschichten) in das Stefan bis Autun ein.

K. KRÄINER & V. STINGL (1982) bearbeiteten die Erzlagerstätten in den postvariszischen Transgressionsserien zwischen Arlberg und Landeck. Das Permoskyth wurde in drei Einheiten gegliedert und die Vererzungen als hydrothermal gedeutet. In zahlreichen Profilen stellt STINGL (1984) die komplizierten Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal dar. Er betrachtet die "Silbernen Phyllite" im Liegenden des Permoskyth als Teil der Landecker Quarzphyllitzone und es besteht somit ein durch die alpidische Tektonik gestörter Zusammenhang mit der Lechtaldecke.

In den Jahren 1953-1954 wurde das östliche Venetgebiet zwischen dem Inn- und dem Pitztal bis etwa 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.

Die ersten Altersbestimmungen führten E. JÄGER et. al. (1961) und E. JÄGER (1962) durch. Zwei Glimmerproben und eine Gesamtgesteinsprobe eines Muskowitgranitgneises wurden datiert. Die Alter ließen sich der variszischen Orogenese zuordnen. P. PASTEELS (1964) datierte mittels der U-Pb-Methode Zirkone und errechnete

Kristallisationsalter zwischen 1550 und 1910 Millionen Jahren.

A. STRECKEISEN (1966) gab einen Überblick über den schweizerischen Anteil des Silvrettakristallins. Er schreibt, daß das Kristallin als Ganzes als starre Grundgebirgsplatte vom alpinen Deckenschub erfaßt wurde. Nur an der Basis, an Stirn- und Rückenteilen und einigen internen Scherflächen wurde es durch alpine Deformationsvorgänge überprägt.

Auch B. GRAUERT (1969) wandte die Methoden der absoluten Altersbestimmung (Rb-Sr und U-Pb) an Silvrettagesteinen an und erarbeitete ein Entwicklungsmodell des Kristallins.

Als Produkt der retrograden alpidischen Metamorphose deuten S. HOERNES und F. PURTSCHELLER (1970) den Landecker Quarzphyllit, der infolge der intensiven Deformation als Phyllonit bezeichnet wird. Abzuleiten ist dieser von Gesteinen der Ötztal-Silvrettamasse. Diese Meinung wird durch die zahlreichen Einlagerungen von Muskowitgranitgneisen, Augengneisen, Amphiboliten und Diabasen bekräftigt, da sie in gleicher Weise in beiden Einheiten 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 sei, sondern von dessen Basis überschoben wurde (siehe auch L. KRECZY & W. FRANK, 1981).

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 M. ROCKENSCHAUB, U. THEINER & W. FRANK (1983) und M. ROCKENSCHAUB & U. 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 Faltenachse bildet. Die alteingeführte Zweiteilung in Quarzphyllit und Phyllitgneis wurde aufgegeben. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wird als die schon primär schwächer metamorphe Stirn des Silvrettakristallins angesehen, die zum Teil intensiv in die alpidische Tektonik einbezogen wurde. Die östlichen Anteile wurden abgeschert und die permomesozoischen Gesteine der Zone Puschlin-Thialspitze eingeschuppt.

A. AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvrettakristallins, 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 Phyllonitisation und einer zunehmenden alpidischen Metamorphose. Eine alpidische Fernüberschiebung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone samt transgressiv auflagernden Kalkalpen über das Silvrettakristallin hält er für nicht mehr haltbar. Er nimmt eine N Rotation des Silvrettakristallins mit einem im W gelegenen Rotationszentrum an, bei der die östlichen Bereiche stärker eingeeignet 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.

R. SPIESS (1985) führte Untersuchungen zur Kristallisations- und Deformationsgeschichte des Westendes der Phyllitgneiszone im Montafon durch. Er grenzte den Einflußbereich der alpidischen Metamorphose im nördlichen Silvrettakristallin ab. Dieser Grenzbereich der alpidischen Aufwärmung, der durch Biotitdatierung erfaßt wurde, konnte nur östlich der SW - NE streichenden Linie Riffler (Malfontal) - Schneidjöchl (Moostal) festgestellt werden. Westlich dieser Linie zeigten die Biotite ausschließlich variszische Abkühlalter.

Mit der Chemie und der geotektonischen Position der Metabasite der Silvretta befaßten sich M. MAGETTI und G. GALETTI (1984) und M. MAGETTI und G. GALETTI & H. G. STOSCH (1987). Die Eklogite und Amphibolite weisen dieser Arbeit zufolge tholeiitischen Chemismus auf und werden geotektonisch von einem marginalen Becken des kambro-ordovicischen Kontinents abgeleitet. Die Tholeiite sind eher einem Inselbogen als einem anorogenen Riftsystem zuzuordnen.

M. FLISCH (1986) und A. HURFORD, M. FLISCH & E. JÄGER (1989) versuchten u. a. die thermotektonische Geschichte der Silvretta anhand von Glimmerdatierungen und Fission track Analysen zu enträtseln. Es ließen sich drei signifikante Phasen der Hebung feststellen. Ein Aufdomen der Silvrettamasse (von ca. 110 - 35 Mill. J.), eine homogene Hebung (zwischen ca. 35 und 2 Mill. J.) und schließlich ein Kippen der Silvrettamasse nach Osten (ab ca. 2 Mill. J.).

Über die Entstehung der alpinen Mylonite und Pseudotachylite liegen Arbeiten von L. MASCH (1970, 1974), L. MASCH & N. KOCH (1988, 1992), und M. THÖNI (1988) vor. Nach L. Masch & N. KOCH (1992) produzierte die älteste alpidische Deformation, D 1, Mylonite. Die darauffolgende Deformation D 2 wird zweigeteilt, nämlich in die Entstehung von Myloniten und in die zyklische Entstehung der Pseudotachylite. D 3 ist schließlich die letzte alpidische duktile Deformation. Sie fand am Höhepunkt der alpidischen Metamorphose statt und generierte Ultramylonite. M. THÖNI (1988) datierte zwei Pseudotachylitproben mittels Rb-Sr Kleinbereichsisochronen mit 78,5 und 73 Millionen Jahren.

In jüngerer Vergangenheit erschienen drei geologische Karten der Geologischen Bundesanstalt, die teilweise das Silvrettakristallin betreffen. Die geologische Karte des Rätikon (M= 1:25000) wurde 1965 ausgegeben und von W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. REITHOFER und O. SCHMIDEGG aufgenommen. 1980 das Kartenblatt Partenen West und Ost (ÖK 169, M= 1:25000), aufgenommen von H. BERTLE, G. FUCHS, H. LOACKER und H. PIRKL. Die dazugehörigen Erläuterungen von G. FUCHS erschienen 1984. Das Blatt 170 (Galtür) erschien 1990 im Maßstab 1: 50000. Aufgenommen wurde dieses Blatt von J. CADISCH, G. FUCHS, H. LOACKER, R. OBERHAUSER, H. PIRKL, R. SPRINGHORN und M. THÖNI.

Im Rahmen der geologischen Kartierung Österreichs wird seit 1985 im Kristallinanteil des Kartenblattes Landeck kartiert. Diesbezüglich liegen Berichte von E. HEJL (1986), A. NOWOTNY (1985 - 1992), G. PESTAL (1985 - 1992), A. AMANN, E. DACHS & R. HAAS (1983), M. ROCKENSCHAUB (1988, 1990, 1991) vor.

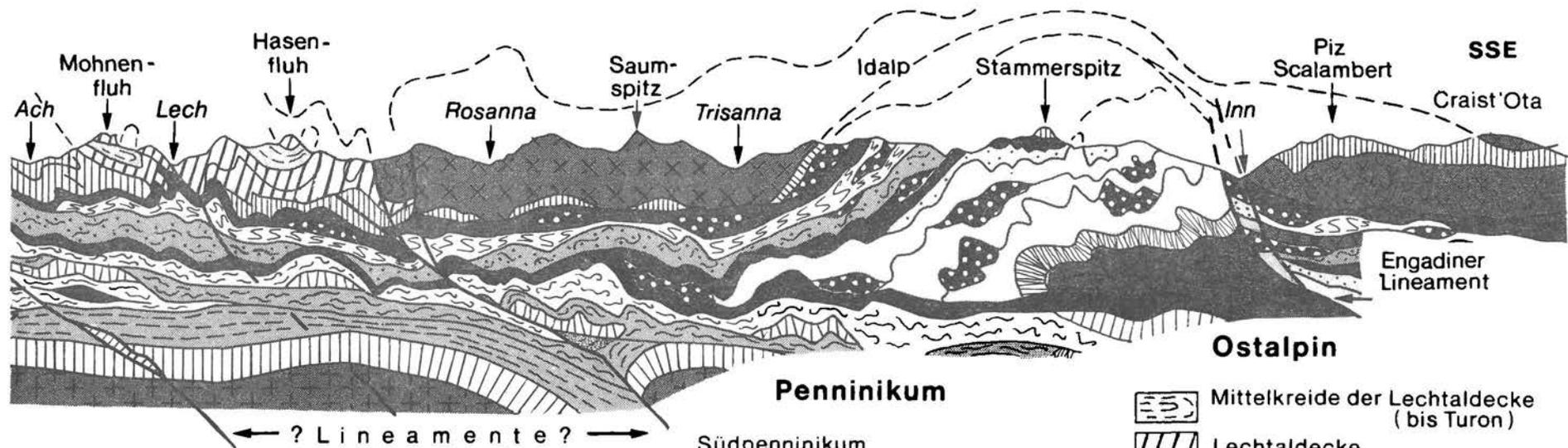
Aus dem Bereich der Rohstoffforschung wurde unter der Leitung von H. MOSTLER (1984) ein Projekt zur Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst - Arlberg durchgeführt. Dieses beschäftigte sich hauptsächlich mit der Erfassung und Beurteilung von Natursteinen, Erzlagerstätten, Lockergesteinen und Baurohstoffen. Eine ähnliche Arbeit wurde von M. HEINRICH (1989) im Rahmen des Projektes ÜLG 26/1988 verfaßt. Es beinhaltet eine Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches für Vorarlberg und Tirol.

Weitere Arbeiten aus dem Gebiet der angewandten Geologie stammen aus dem Straßenbau. M. KÖHLER (1977, 1983), J. KAISER (1981) und ARLBERG STRASSENTUNNEL AG (1991). Diese Arbeiten enthalten interessante Aussagen zur Geologie aus der Sicht des Tunnelbaues.

2. Die Silvrettamasse - ein geologischer Überblick

Unter dem hier verwendeten Begriff "Silvrettamasse" fassen die Autoren, so wie es schon die ersten Bearbeiter dieses Kristallins im vorigen Jahrhundert taten, das klassische hochmetamorphe Silvrettakristallin und die im Norden anschließende, schwächer metamorphe, "Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone" zusammen. Begründet wird dies damit, daß sich eigentlich keine zwingenden Argumente für eine tektonische Trennung dieser zwei Bereiche finden lassen. Dieses Thema wird an anderer Stelle des vorliegenden Textes noch ausführlicher behandelt.

Die Silvrettamasse liegt als relativ dünne Platte auf tektonisch tieferen Einheiten. Es handelt sich



ARLBERG-VERWALL- UNTERENGADIN

10km

Vorland

- Kreide, Eozän, Lattorf
- Verrukano, Trias u. Jura
- Variszikum

Helvetikum

- Sardonaflisch (bis Eozän)
- Schuppenzone (bis Eozän)
- Helvetische Decken (Kreide bis Eozän)
- Helvetische Decken (Perm, Trias, Jura)

Penninikum

Südpenninikum

- Arosazone (bis Cenoman)
- Mittelpenninische Tasna-Decke und Ramoscher Zone
- Sedimente (bis Paleozän)
- Tasna-Kristallin, Unterer Gneiszug

Ophiolithe

- Die nordpenninischen Schuppenzonen und Flysche
- Rhenodanubischer Flysch (bis Maastricht), Zone von Roz-Champatsch-Pezid

- Feuerstätter Zone (bis Eozän), Schuppenzone mit Stammerspitz-Scholle

Die nordpenninische Pfundser Zone

- Das fossilführende Dach (bis Maastricht)
- Bündner Schiefer des Fenster-Innersten
- Hochstegenkalk-Zone
- Zentralgneis

- Mittelkreide der Lechtaldecke (bis Turon)
- Lechtaldecke
- Phyllitgneis-Zone
- Silvretta-Ötztal-Decke
- Allgäu-Scarl Decke (bis Turon), Subsivrettide Schollen
- Oberer Gneiszug

kursiv = nicht aufgeschlossen

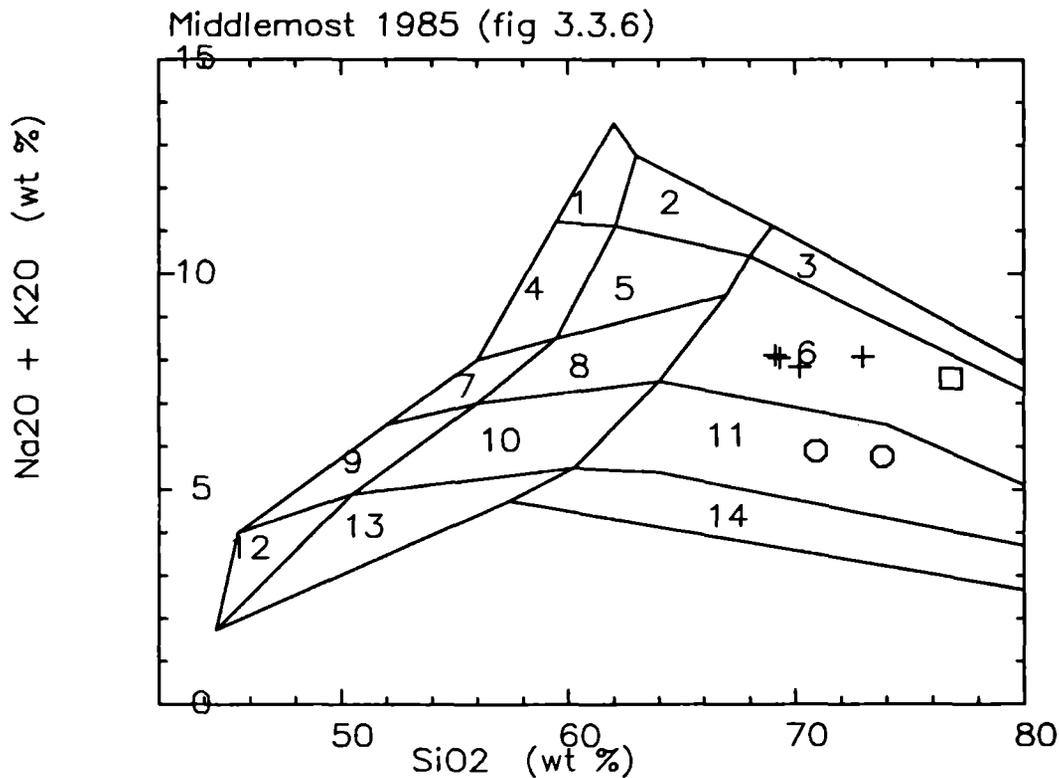
Abb. 1: Schnitt durch das Unterengadiner Fenster und seinen Rahmen aus ostalpinen Gesteinen, sowie durch seine vermutete helvetisch - penninische Basis (R. OBERHAUSER, 1980).

um eine alte Grundgebirgsplatte, die ihre metamorphe Hauptprägung im Zuge der variszischen Orogenese erhielt. Aus dem zentralen Anteil sind kaledonische, druckbetonte Metamorphite bekannt (S. HOERNES, 1971; M. MAGETTI, 1986; M. MAGETTI & G. GALETTI, 1984; M. MAGETTI, G. GALETTI & H. STOSCH, 1987;). Dem letztgenannten Ereignis wird auch ein Faltenbau zugeordnet, der in variszischer Zeit wiederverfaltet wurde, was zum Entstehen der heute in der Silvrettamasse vorliegenden Schlingenstrukturen führte (F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI, 1975; A. TOLLMANN, 1977). Durch die alpidische Gebirgsbildung wurde die Silvrettamasse als Ganzes in den Deckenbau mit

einbezogen. Die alpidische Überprägung erfolgte hauptsächlich an der Basis und an den Randbereichen. Nahe der Basis, im Grenzbereich zum Engadiner Fenster, entstanden die Pseudotachylite. Sie wurden vor dem Höhepunkt der alpidischen Metamorphose (Minimalalter 90 Millionen Jahre, N. KOCH & L. MASCH, 1992; L. MASCH, 1970) gebildet.

Diesem Deformationsakt ist auch die Bildung der Mylonite und Ultramylonite zuzuordnen.

An der Basis der Silvrettamasse liegen die Schollen der Madrisa Zone (Subsilvrettide Schollen). Sie werden als Schürflingsteppich kalkalpiner Sedimente interpretiert (P. A. HALDIMANN, 1975;



- | | |
|------------------------------------|-------------------------|
| 1) Alkalifeldspat - Syenit | 8) Quarz - Monzonit |
| 2) Alkalifeldspat - Quarz - Syenit | 9) Monzodiorit |
| 3) Alkalifeldspat - Granit | 10) Quarz - Monzodiorit |
| 4) Syenit | 11) Granodiorit |
| 5) Quarz - Syenit | 12) Diorit, Gabbro |
| 6) Granit | 13) Quarz - Diorit |
| 7) Monzonit | 14) Tonalit |

Abb. 2: SiO₂ - Na₂O+K₂O Variationsdiagramm nach E. A. K. MIDDLEMOST (1985) zur Einstufung von Plutoniten mit Orthogneisen der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck). + = Knollkopfgneis, □ = Hellglimmergranitgneis, O = Metagranodiorit.

H. P. LAUBSCHER, 1988; A. TOLLMANN, 1977).

Besonders intensive alpidische Überprägung weist der nördliche Anteil der Silvrettamasse, die sogenannte Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, auf. In dieser Zone stecken die permotriadischen Gesteine der Zone von Puschlin - Thialspitz, welche den älteren Bau diskordant schneiden.

Reste der sedimentären Deckschichten der Silvrettamasse sind im Südwesten, in der Ducan- und Landwassermulde, erhalten. Sie sind zum Großteil von ihrer kristallinen Basis getrennt. Nur Teile der Ducanmulde blieben bereichsweise in ungestörtem Kontakt zur Silvrettamasse. Die Schichten reichen vom Permoskyth bis ins Rhät und zeigen südalpine Faziesmerkmale. Im Landwassertal stecken zwischen der Silvrettamasse und dem darunterliegenden, nach E abtauchenden, Deckenstapel abgeschuppte Teile dieses Kristallins samt den dazugehörigen Sedimenten. Relikte einer postvariszischen sedimentären Bedeckung finden sich auch im Norden, im Montafon. Es sind Sedimente die vom Oberkarbon bis ins Anis reichen. Auch hier ist der direkte sedimentäre Kontakt mit dem Kristallin vielfach gestört. Jedoch finden sich in den Sedimenten die tw. diaphthorischen Gerölle des kristallinen Untergrundes, der nördlichen Silvrettamasse.

Der nördliche und nordwestliche Rand des Silvrettakristallins weist zahlreiche Komplikationen auf. Es existieren Überschiebungen des Kristallins auf die Lechtaldecke sowie Verfaltungen, die mächtige inverse Schichtfolgen erzeugten (H. P. LAUBSCHER, 1989; R. OBERHAUSER, 1970, 1978, 1980).

Im Westen wird das Silvrettakristallin von penninischen Decken unterlagert, die im Gargellenfenster wieder auftauchen. Im Osten begrenzen das

Ötztalkristallin, mit der Schlingüberschiebung und das Engadiner Fenster die Silvrettamasse.

3. Zur Gliederung der Gesteinsserien der Silvrettamasse sowie deren Gesteinsbestand

Der österreichische Anteil der zentralen Silvretta wird einerseits von Amphibolit- und Paragneisserien und andererseits von mächtigen Orthogneiskomplexen aufgebaut. Im Bereich der nördlichen Silvrettamasse im Montafon und in der Verwallgruppe treten die Amphibolite und die Orthogneise gegenüber den Paragesteinen merklich zurück. Vor allem jedoch in der nordöstlichen Silvrettamasse, im Bereich der Samnaungruppe, also im Gebiet der diesjährigen Tagung, sind die Paragesteinsserien eindeutig dominant.

3. 1. Orthogneise und Migmatite

Bei den Orthogneisen handelt es sich vorwiegend um Augen- und Flasergneise (Alkalifeldspatführende Granitgneise). Diese sind teilweise kräftig geschiefert teilweise ist aber auch nur eine geringe Schieferung zu bemerken. Diese geschonten Bereiche sind dann meist grob gebankt. In der mittel- bis grobkörnigen, flasrigen Grundmasse der Granitgneise sind ein bis drei cm große Kalifeldspäte dicht angeordnet bis sporadisch eingestreut.

Der **Zweiglimmer - Alkalifeldspatgneis** (Typus Flüela) ist im Bereich der zentralen Silvrettamasse weit verbreitet. Zu diesem Gesteinstyp kann im Bereich des Kartenblattes Landeck der Zweiglimmergranitgneis des Rifflerkomplexes gerechnet werden. Es handelt sich bei diesem um ein helles,

NOWOTNY PESTAL & ROCKENSCHAUB

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Summe
11/86b	69.10	0.54	15.50	3.00	0.20	0.041	0.93	1.82	3.41	4.69	0.21	0.12	0.106	99.667
11/86a	69.30	0.52	15.40	3.20	0.20	0.042	0.92	1.84	3.38	4.66	0.21	0.10	0.103	99.875
72/86	70.20	0.52	15.00	2.40	1.00	0.042	0.90	1.90	3.46	4.39	0.21	0.08	0.101	100.200
106a/88	70.90	0.86	12.90	2.90	1.90	0.090	2.18	2.10	3.60	2.30	0.03	0.07	0.114	99.944
61b/86	72.95	0.28	14.15	1.90	0.30	0.041	0.52	1.30	3.26	4.82	0.21	0.10	0.100	99.931
172b/87	73.80	0.54	13.20	3.00	0.30	0.041	1.18	1.83	4.40	1.37	0.10	0.09	0.184	100.040
11/87	76.80	0.14	12.80	1.30	0.10	0.012	0.48	0.24	3.07	4.51	0.20	0.14	0.106	99.898

Probe	S	Ba	Cr	Nb	Ni	Sr	Y	Zr	Rb	Gestein	Fundort
11/86b	80	860	40	20	10	274	19	180	375	Knollkopfgneis, Vesultal	E Alm Kote 1967
11/86a	100	850	50	20	10	270	20	195	382	Knollkopfgneis, Vesultal	E Alm Kote 1967
72/86	70	850	50	5	10	275	21	191	343	Knollkopfgneis, Vesultal	E Alm Kote 1967
106a/88	105	500	80	5	45	125	11	220	112	Metagranodiorit, Forststr.	Vililltal
61b/86	125	470	40	5	10	102	27	140	385	Knollkopfgneis, Steinbruch	Ausgang Vesultal
172b/87	130	375	85	5	15	272	16	185	77	Metagranodiorit, S	Seßladalpe
11/87	105	380	20	5	10	40	20	63	338	Mu-Augangneis, Forststr.	zur Flathalpe

Tab. 1: Haupt- und Spurenelementchemismus von granitischen Gneisen der Silvrettamasse; mit Angabe der Fundortlokalität.

grünlichgraues bis bräunlichgraues Gestein. Die wichtigsten Bestandteile dieses Granitgneistyps sind Plagioklas, Kalifeldspat (Mikroclin), Quarz, Biotit, Muskovit, und Chlorit. Der Biotit herrscht gegenüber dem Muskovit deutlich vor. Im Rifflerkomplex wechseln augig - flaserige Gefüge mit geschonten eher massigen Partien doch bleiben auch hier die Glimmerblättchen noch weitgehend parallel orientiert. In diesen gering deformierten Bereichen besitzen die Kalifeldspateinsprenglinge noch teilweise idiomorphe Form, während ansonst die Augenform vorherrscht. In den nördlichen und östlichen Randbereichen sind die Zweiglimmeraugengneise des Rifflers bereichsweise vergrünt.

Eine Vielzahl meist geringmächtiger Augengneiszüge, die verbreitet als Einschaltungen in den Paragesteinsserien angetroffen, wurden entsprechen Biotit armen bis Biotit freien Muskovit - Alkalifeldspatgneisen (Hellglimmergranitgneise). Diese treten in der nördlichen Silvrettamasse speziell im Montafon und in der westlichen Verwallgruppe auch als größere Komplexe und Züge auf. Bei diesem Gestein handelt es sich in der Re-

gel um helle weißgraue mittel bis grobkörnige Granitgneise, die vorwiegend aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, und Muskovit bestehen. Untergeordnet sind in diesem Gestein noch Biotit, Granat und Chlorit zu beobachten. Bereichsweise, speziell in den nördlichsten Anteilen der Silvrettamasse, ist dieses Gestein auch intensiv geschiefert. Dabei kann das üblicherweise typische, von den großen Feldspatäugen geprägte Erscheinungsbild dieses Gesteins auch verloren gehen. Der Orthogneischarakter dieser stark deformierten dünnen Züge, ist nur mehr in Dünnschliffuntersuchungen zu erkennen.

Ein zumeist fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis, der nur vereinzelt Kalifeldspatäugen führt wurde im Gebiet Seßladalpe - vorderes Vinsnitztal - Knollkopf angetroffen und mit dem Arbeitsbegriff **Knollkopfgneis** versehen. Dieser Zweiglimmergranitgneis gehört jenem Orthogneiszug an, der die zentralen Bergstöcke der Verwallgruppe aufbaut und von der Scheimer Spitze im Montafon über den Valschavielkopf, den Patteriol, und die Küchel Spitze bis zum Knollkopf ins

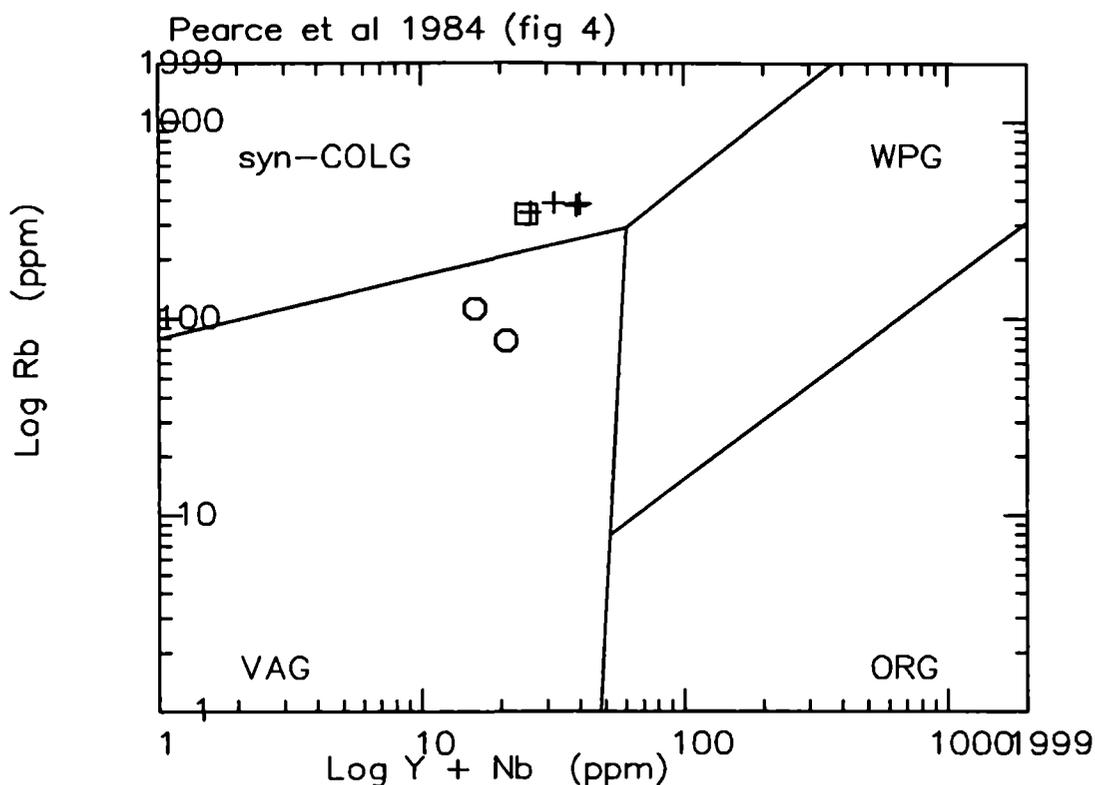


Abb. 3: Granitdiskriminationsdiagramm nach J. A. PEARCE, N. B. W. HARRIS und A. G. TINDLE (1984) für die Orthogneise der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).
 + = Knollkopfgneis, □ = Hellglimmergranitgneis, O = Metagranodiorit.

Paznaun reicht. Dieses Gestein wurde auf der geologischen Spezialkarte Blatt Stuben (O. AMPFERER & O. REITHOFER, 1937) als Biotitgranitgneis ausgeschieden. A. AMANN (1985) zeigte jedoch, daß im Dünnschliffbild meist über 30% Muskovit im Glimmerbestand vorhanden sind. Bei den Feldspäten überwiegt der Plagioklas geringfügig gegenüber dem Kalifeldspat. Mit SiO₂-Gehalten zwischen 69 Gew.% und 73 Gew.% sowie Alkalikonzentrationen (K₂O + Na₂O) von rund 8 Gew.% (vergl. Tab. 1) können die Knollkopfgneise als Granite eingestuft werden (E. A. K. MIDDLEMOST, 1985; Abb. 2). Im Variationsdiagramm nach J. A. PEARCE et al (1984) fallen die untersuchten Knollkopfgneise sowie eine Hellglimmergranitgneisprobe, die für Vergleichszwecke herangezogen wurde in das Feld der "syn - collision" Granite (vergl. dazu Abb. 3).

3. 2. Amphibolite

Die Amphiboliteserie ist in der zentralen Silvretta überaus weit verbreitet wie ein kurzer Blick auf die Kartenblätter 169 Partenen (G. FUCHS & H. PIRKL, 1980) und 170 Galtür (G. FUCHS & R. OBERHAUSER, 1990) beweist. Meist handelt es sich um Plagioklasamphibolite (Plagioklas 20-25 Vol.%, Hornblende 45-75 Vol.%, Quarz bis 5 Vol.% und Granat bis 10 Vol.%; weiters Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Karbonat H. BERTLE, 1972). Daneben treten aber auch Epidotamphibolite (Epidot - Klinozoisit 25-80 Vol.%) und Granatamphibolite (Granat bis 35 Vol.%) auf (G. FUCHS, 1984). Sehr selten können auch grobkörnige Hornblendite aufgefunden werden. Zum Teil weisen die Amphibolite auch dünne Einschaltungen von Paragneisen und Glimmerschiefern auf. G. FUCHS (1983) berichtet

weitere über das Vorkommen eines linsenförmigen, etwa halbkilometer langen Peridotkörpers in den Amphiboliten des Jamtales S Galtür. Darüber hinaus sind prächtige Eklogitamphibolite seit längerer Zeit aus dem Jamtal bekannt. Lediglich WSW Kappl im Bereich des unteren Vesultales wurden zusammenhängende mächtigere Amphibolitvorkommen am Blatt Landeck angetroffen, die der typischen Amphibolitserie der zentralen Silvretta entsprechen. Die weiteren Amphibolitvorkommen des Kartenblatts Landeck sind meist als unterschiedlich mächtige Lagen und Linsen in die Paragesteinsserie eingeschaltet. Diese Amphibolite sind teilweise feinkörnig und von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Teilweise ist ihr Korn auch etwas gröber, wobei zwischen den dunklen Hornblendeaggregaten auch weiße Plagioklaskörner zu erkennen sind. Die Amphibolite führen neben einer tschermakitischen Hornblende auch Aktinolith. In wechselnder Menge sind Epidot weitere Plagioklas sowie Chlorit und an man-

chen Lokalitäten auch Biotit zu beobachten. Einige der am Kartenblatt Landeck angetroffenen Amphibolite wurden einer geochemischen Gesamtgesteinsanalyse unterzogen (vergl. dazu Tab.2). Die Untersuchungen lieferten SiO₂ Gehalte zwischen 47 Gew.% und 53 Gew.% sowie Alkalikonzentrationen (K₂O + Na₂O) zwischen 1.5 Gew.% und 4.5 Gew.%. Gemäß der geochemischen Einstufung von K. G. COX et al, (1979) entsprechen die untersuchten Amphibolite Basalten und basaltischen Andesiten (vergl. Abb. 4). Bei der Verwendung geotektonischer Diskriminationsdiagramme (M. MESCHÉDE, 1986, J. A. PEARCE & J. R. CANN, 1973) zeigt die überwiegende Mehrzahl der Proben eine deutliche Präferenz für den Bereich der "within plate" Basalte. Nur die Probe (146b/88) deutet aufgrund geringerer Zr Gehalte MORB Charakteristik an (vergl. Abb. 5 und Abb. 6).

Im Bereich des Kleingfallkopfes wurden Hornblendegneise beobachtet, die teilweise einige dün-

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Summe
8/86	47.00	2.15	11.48	13.00	2.00	0.222	9.10	12.20	0.98	0.54	0.42	0.14	0.716	99.948
35b/87	48.30	1.82	12.70	9.10	3.00	0.160	8.20	12.57	2.53	0.89	0.42	0.10	0.200	99.990
146b/88	48.60	1.28	16.90	4.50	4.30	0.250	5.50	16.40	1.26	0.27	0.05	0.07	0.473	99.853
53/85	49.50	1.20	18.00	4.90	6.20	0.250	4.36	10.60	4.06	0.56	0.07	0.16	0.112	99.972
106f/88	50.80	1.85	13.70	8.80	4.00	0.290	8.30	8.20	2.60	0.72	0.36	0.08	0.106	99.806
172a/87	51.20	1.92	13.10	9.50	1.90	0.206	7.10	10.15	1.95	2.21	0.23	0.09	0.147	99.703
146a/88	51.80	1.30	10.90	8.30	2.50	0.310	11.00	11.20	1.81	0.48	0.09	0.02	0.165	99.875
106a/88	52.70	1.46	15.75	6.80	4.00	0.480	5.15	7.90	3.15	1.26	0.20	0.04	0.498	99.388
106d/88	53.00	1.45	13.55	9.20	1.20	0.172	6.18	9.90	2.76	1.13	0.27	0.04	1.169	100.020

Probe	S	Ba	Cr	Nb	Ni	Sr	Y	Zr	Rb	Gestein	Fundort
8/86	140	190	235	30	125	280	22	210	29	Amphibolit,	Grübeletal - Karlespitze
35b/87	105	270	520	30	270	465	16	194	32	Amphibolit,	Vorderes Kreuzjoch
146b/88	145	32	320	5	75	520	26	78	22	Amphibolit,	Forststr. Grinner Htt.-Pazol Htt.
53/85	90	10	360	5	120	282	19	87	35	Amphibolit,	unteres Malfontal
106f/88	160	111	350	5	125	157	30	126	41	Amphibolit,	Forststr. Vililltal
172a/87	135	390	650	15	110	244	20	128	155	Amphibolit,	S Seßladalpe
146a/88	155	45	730	5	330	51	19	101	34	Amphibolit,	Forststr. Grinner Htt.-Pazol Htt.
106a/88	400	290	290	5	67	254	23	132	74	Amphibolit,	Forststr. Vililltal
106d/88	270	240	230	7	60	205	25	106	49	Amphibolit,	Forststr. Vililltal

Tab. 2: Haupt- und Spurenelementchemismus von Amphiboliten der Silvrettamasse; mit Angabe der Fundortlokalität.

Cox et al 1979 (fig 2.2)

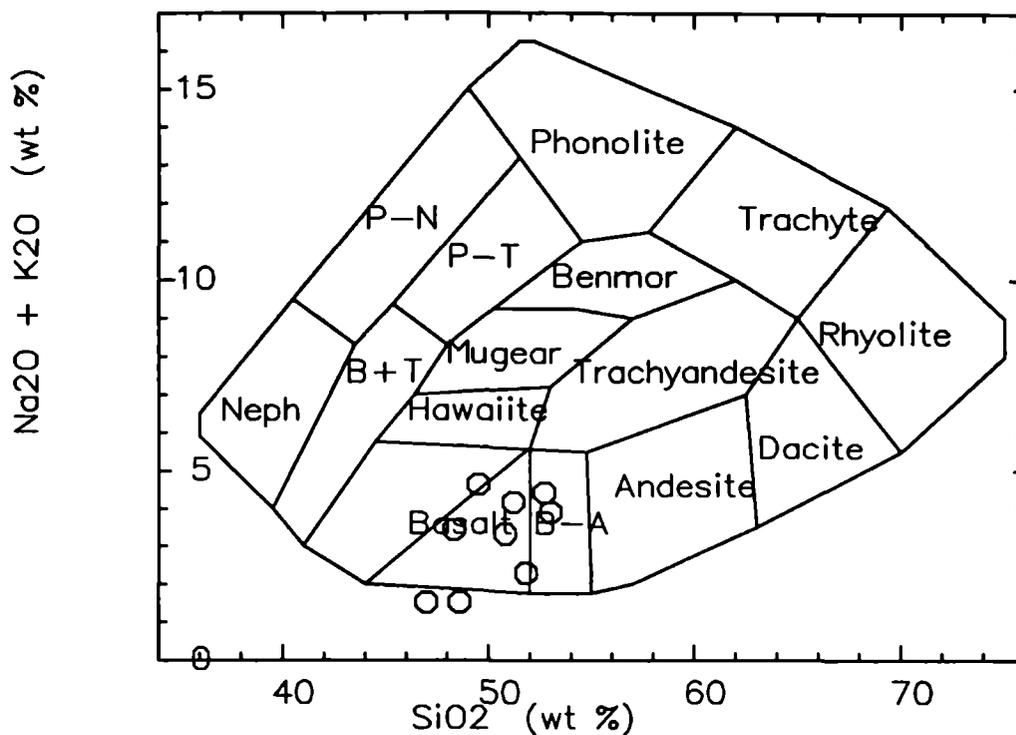


Abb. 4: SiO₂ - Na₂O+K₂O Variationsdiagramm nach K. G. COX, J. D. BELL und R. J. PANKHURST (1979) zur Einstufung von Vulkaniten mit Amphiboliten der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).

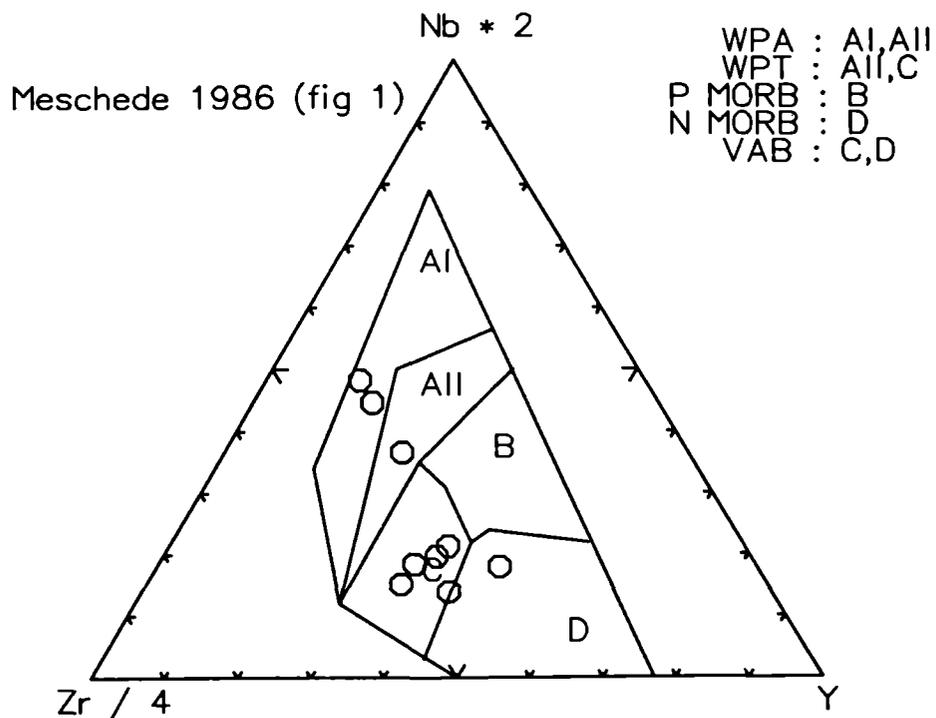


Abb. 5: Basaltdiskriminationsdiagramm nach M. MESCHEDA (1986) für die Amphibolite der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).

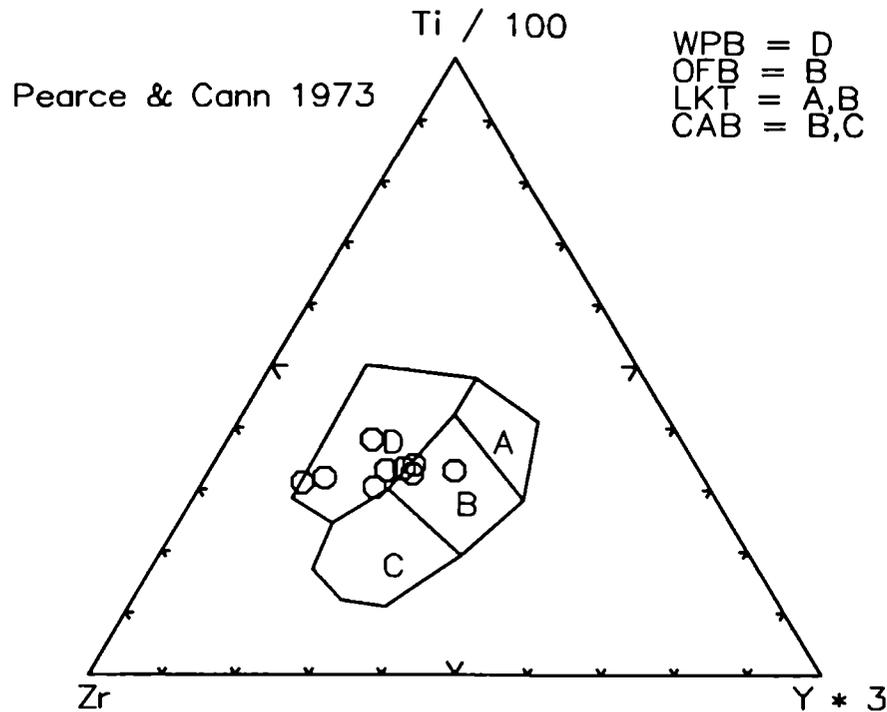


Abb. 6: Basaltdiskriminationsdiagramm nach J. A. PEARCE & J. R. CANN, 1973 für die Amphibolite der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).

ne Amphibolitlagen beinhalten. Die bis zu zwei cm langen Hornblenden liegen hier ungerichtet in der feinkörnigen Gneismatrix.

3. 3. Paragesteine

Die Paragesteinsserie baut nördlich und östlich der Linie St. Gallenkirch - Patteriol - Kappl - Vesulspitze den größten Teil der Silvrettamasse auf. Als Ausgangsmaterial für den überwiegenden Teil dieser Gesteine können pelitische und psammitische Sedimente angenommen werden. Am verbreitetsten unter den Paragesteinen der ganzen Silvrettamasse sind Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneise (diese wurden am hiesigen Kartenblatt als Paragneis bezeichnet). Durch syn- bis meist postdeformatives porphyroblastisches Wachstum von Plagioklas bzw. Biotit entstanden Feldspat- bzw. Albitblastenschiefer und Biotitfleckenschiefer. Glimmerschiefer zeichnen sich meist durch hohe Gehalte an Granat, Staurolith,

Disthen, Andalusit und Sillimanit aus, dabei sind zahlreiche Übergänge in die Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneise zu beobachten. Quarzite und Quarzitgneise sind ebenfalls weit verbreitete Gesteine. Hingegen nur sehr selten schalten sich in die Paragesteine Marmore, Kalksilikatschiefer, und Graphitquarzite als dünne Lagen oder Linsen ein.

Die während der Aufnahmestätigkeit auf Blatt Landeck angetroffenen Metasedimente der Silvrettamasse werden zeckmäßigerweise in folgende zwei Gesteinsgruppen eingeteilt:

A) In die Gruppe der hellen, quarzreichen Metapelite

B) In die Gruppe der Glimmerschiefer bis Paragneise

Die weitere Unterteilung dieser beiden Gesteinsgruppen ergibt sich durch die unterschiedliche In-

Probepunktekarte ÖK 144 LANDECK

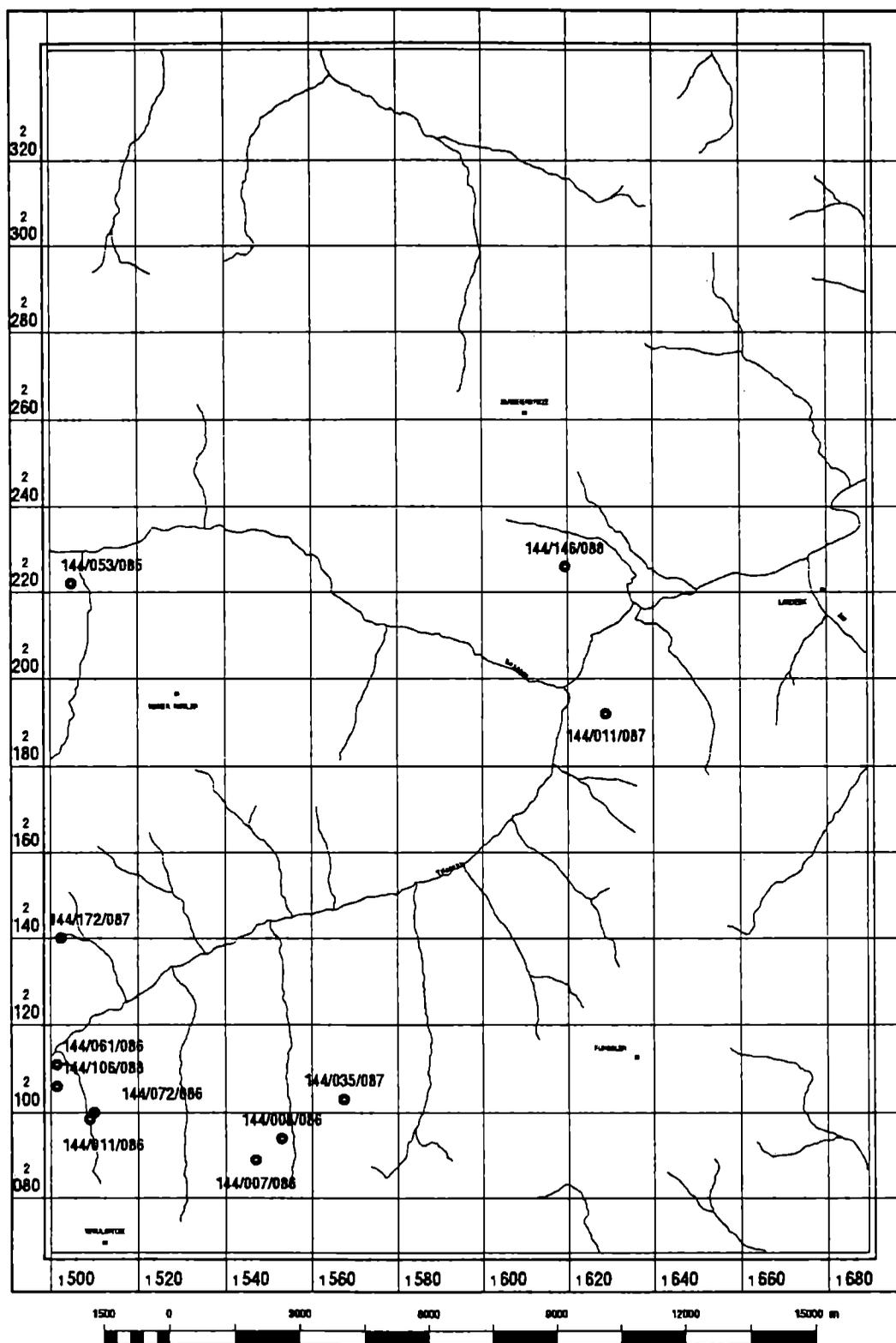


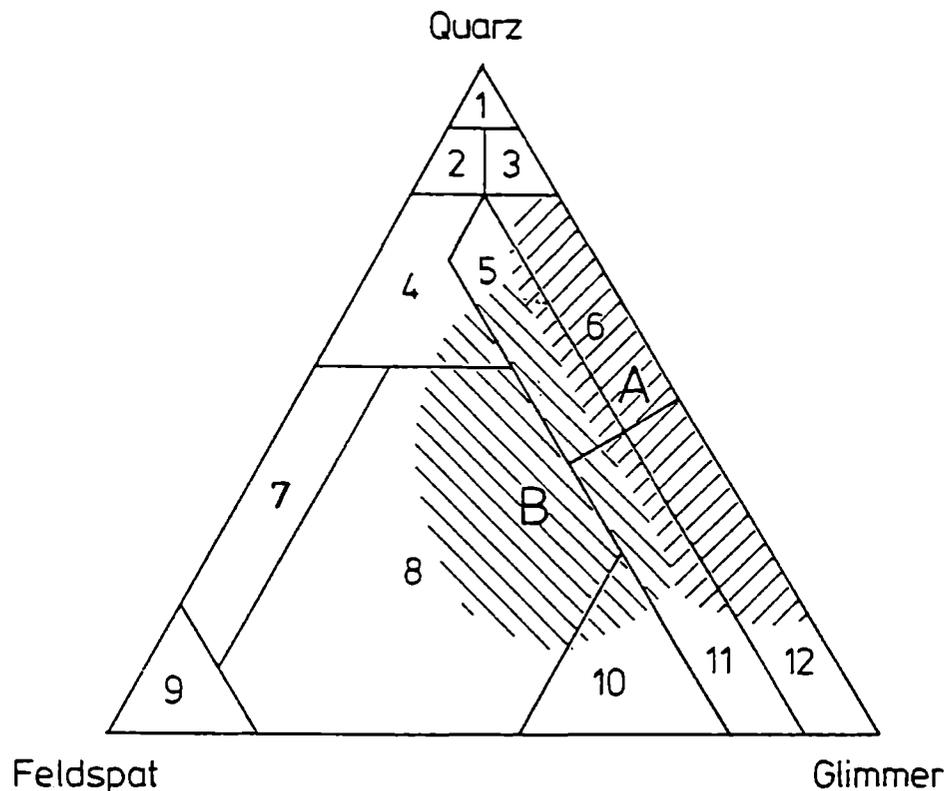
Abb. 7: Fundorte der geochemisch untersuchten Gesteine am Kartenblatt Landeck.

tensität der varizischen regionalmetamorphen Überprägung unter amphibolit- bzw. grünschieferfaziellen Bedingungen.

Kennzeichnend für die Gruppe der hellen, quarzreichen Metapelite ist ihre silbrig grau glänzende bis graugrüne Farbe sowie ihr durchwegs phyllitischer bis feinblättrig geschieferter Habitus. Als vorherrschende Minerale können Quarz und Hellglimmer genannt werden, wobei in

charakteristischer Weise oftmals Hellglimmer dominierte Partien mit Glimmerquarziten wechsellagern. Plagioklas fehlt oder tritt nur in geringen Prozentsätzen auf (vergl. dazu Abb. 8).

Der helle Phyllit, das schwächst metamorphe Gestein dieser Gruppe, ist signifikant durch die Minerale Muskovit und Quarz gekennzeichnet. Bereichsweise treten auch Biotit und Chlorit auf. Der helle Phyllit führt meist erhebliche Mengen



I) gering metamorphe Metasedimente

- 1) Quarzit
- 2) Albit - Quarzit
- 3) Glimmer - Quarzit
- 4) Quarzitischer Gneis
- 5) Albit - Chlorit - Quarzphyllit
- 6) Quarzphyllit
- 7) Quarz - Albitfels
- 8) Serizit - Chloritgneis
- 9) Albitfels
- 10) Albitgneis, Albitphyllit
- 11) Albit - Chloritphyllit
- 12) Phyllit, Chloritschiefer

II) höher metamorphe Metasedimente

- 1) Quarzit
- 2) Feldspat - Quarzit
- 3) Glimmer - Quarzit
- 4) Quarzitischer Gneis
- 5) Feldspat - Quarz - Glimmerschiefer
- 6) Quarz - Glimmerschiefer
- 7) Quarz - Feldspatfels
- 8) Gneis
- 9) Plagioklasfels
- 10) Glimmergneis
- 11) Feldspat - Glimmerschiefer
- 12) Glimmerschiefer

Abb. 8: Quarz - Feldspat - Glimmer Dreieck mit den von H. G. F. WINKLER (1979) festgelegten nomenklatorischen Grenzen. Bereich A) Gruppe der hellen, quarzreichen Metapelite; Bereich B) Gruppe der Glimmerschiefer bis Paragneise.

von Eisenkarbonat. Dieser Metapelit konnte bei der Kartierung in einem nur geringmächtigen Streifen zwischen dem Lattenbach und Stanz, N Landeck, sowie in einer schmalen Zone bei Puschlin aufgefunden werden.

Der helle phyllitische Granatglimmerschiefer bzw. der Granatphyllit sind lithologisch dem zuvor besprochenen hellen Phyllit recht ähnlich. Die vorherrschenden Minerale dieser Gesteine sind wiederum Quarz und Hellglimmer. Chlorit ist durchwegs vorhanden. Biotit tritt makroskopisch kaum in Erscheinung, ist aber im Dünnschliff meist vorhanden aber oft chloritisiert. Diese Gesteine führen stets Granat, der häufig randlich, aber teilweise auch vollkommen chloritisiert ist. Die Glimmerschiefer beinhalten vielfach quarzitisches Partien. Die Grenzbereiche zu den benachbarten Gesteinen zeichnen sich durch allmähliche

Übergänge aus. Dieser Gesteinstyp konnte weit nach S, über die Pezinerspitze und das Niederjöchel bis ins Paznauntal nahe Kappl verfolgt werden.

Quarzite, die mit hellen phyllitischen Granatglimmerschiefern wechsellagern, treten in der nördlichen Silvrettamasse bereichsweise als Härtinge hervor. Sie sind von weißgrauer, hell- bis dunkelgrauer oder grünlicher Farbe und führen hauptsächlich Quarz und Hellglimmer, zum Teil aber auch Feldspat und Granat. Ihre petrographische Einstufung (nach H. G. F. WINKLER, 1979) variiert zwischen Quarzit, Feldspatquarzit, Glimmerquarzit und Quarzglimmerschiefer. Die Zwischenlagerungen von phyllitischen Granatglimmerschiefern schwanken in ihrer Mächtigkeit stark. Bereichsweise liegen aber auch keine Wechsellagerungen vor, sondern die quarzitischen Gesteine enthalten Flasen von Glimmerschiefern. Die in Abb.9 dargestellten typischen Profile wurden SW des Großfallkopfes (E Hoher Riffler) und am Piller Sattel (S Venet) aufgenommen (M. ROCKENSCHAUB, 1990).

Der helle Staurolithglimmerschiefer ist jener Gesteinstyp der Gruppe der hellen quarzreichen Metapelite, der noch weit verbreitet Minerale führt, die unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet wurden. In diesen Gesteinen überwiegt ebenfalls der Hellglimmer gegenüber dem Biotit,

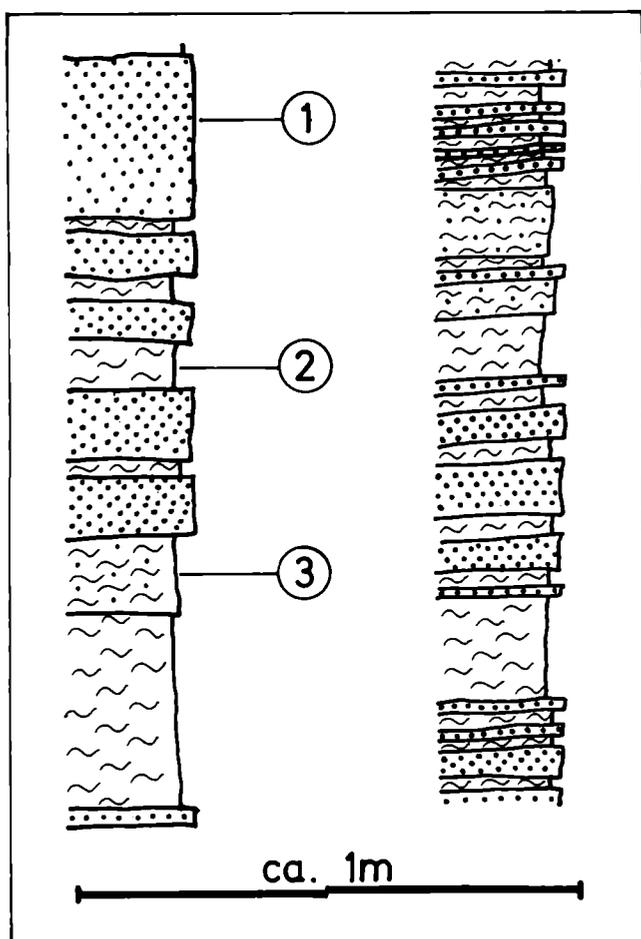


Abb. 9

Detailprofil aus der Quarzitischen Serie, wie sie am Venet und auch in der nordöstlichen Verwallgruppe beobachtet wurde.

- 1 = Quarzite bis Glimmerquarzite, tw. Feldspat und Granat führend.
- 2 = Muskovit-Glimmerschiefer.
- 3 = Quarzite mit Einlagerungen von Glimmerschieferlagen.

er recht feinkörnig ist. Im Querbruch zeigt sich sichtlich Granat mit Durchmessern bis zu einem m. Weitgehend sind auch die Staurolithe schon n Handstück zu erkennen, die lokal bis zu fünf m Länge und einem cm Durchmesser erreichen önnen. Teilweise sind sie jedoch wesentlich kleiner, vereinzelt liegen sie auch nur in Form von pseudomorphosen vor. Dieses Gestein ist im Gebiet um den Hohen Riffler und im Bereich nördlich der Ascher Hütte anzutreffen.

Die Gruppe der Glimmerschiefer bis Paragneise ist im Bereich des Kartenblattes Landeck überaus weit verbreitet. In frischen Stücken sind diese stets deutlich geschieferten Gesteine von grauer bis graugrüner oder graubrauner Farbe. Im Gelände fallen sie jedoch eher durch ihre braune oft rostige Farbe auf. Diese Gesteinsgruppe besitzt ein annähernd ausgeglichenes Quarz - Plagioklasverhältnis (vergl. dazu Abb. 8) und führt daneben auch Biotit und Hellglimmer sowie vor allem im Bereich der Silvrettamasse verbreitet Chlorit.

Als Glimmerschiefer bis Gneis, meist Chlorit und Granat führend werden phyllitisch bis gneisig aussehende Gesteine bezeichnet, die nach H. F. WINKLER (1979) zu den Gneisen, Feldspat-Quarz-Glimmerschiefern bzw. zu den quarzitischen Gneisen zu zählen sind. Dieser Gesteinstyp ist meist feinkörnig und gut geschiefert. Die Schieferungsflächen sind dicht mit Hellglimmer besetzt. Biotit und Chlorit treten makroskopisch untergeordnet in Erscheinung. Der Glimmerschiefer bis Gneis führt durchwegs Granat, der sowohl in der Größe als auch in der Menge stark schwankt. Selten treten die Feldspäte als selbständige Körner auf. Teilweise zeigt dieses Gestein auch einen flasrigen Aufbau. Es wechseln Glimmer reiche Lagen mit Quarz und Feldspat führenden Lagen ab. Die Grenzen zu den benach-

barten Gesteinen zeichnen sich durch allmähliche Übergänge aus.

Die Feldspatknotschiefer (Albitblastenschiefer) besitzen einen ausgesprochen gneisigen Habitus und sind kaum vergrünt. 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 meist Granat. Gegen die angrenzenden Gesteine hin verschwinden die Feldspäte allmählich.

In variszischer Zeit wurden die Feldspatknotschiefer und die Glimmerschiefer bis Gneise weitgehend von grünschieferfazieller Metamorphose erfaßt. **Die Zweiglimmerschiefer bis Paragneise** repräsentieren hingegen variszisch zumindest amphibolitfaziell geprägte Gesteine. Während im Gebiet um den Hohen Riffler lediglich Granat und Staurolith führende Zweiglimmerschiefer bis Paragneise angetroffen wurden, konnten südlich des Paznaunales in der Samnaungruppe in diesen Gesteinen verbreitet Sillimanit beobachtet werden. Die plattig schiefrigen Paragneise zeigen im Querbruch meist eine deutliche Bänderung. Ihre Variationsbreite reicht von Zweiglimmerplagioklasgneisen bis zu Biotitplagioklasgneisen in denen der ansonst dominierende Hellglimmer zonenweise gegenüber dem Biotit stark zurücktritt. Die dünn-schichtigen, grobschuppigen Zweiglimmerschiefer weisen meist geringere Quarz und vor allem merklich geringere Plagioklasgehalte als die Paragneise auf. Diese Gesteine treten stets in Wechsellagerung mit den Paragneisen auf und führen meist beträchtliche Mengen von Granat und Staurolith sowie bereichsweise verbreitet

NOWOTNY PESTAL & ROCKENSCHAUB

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Summe
7/86	88.30	0.38	6.45	1.00	0.50	0.019	0.43	0.31	0.71	1.54	0.02	0.13	0.292	100.080
Probe	S	Ba	Cr	Nb	Ni	Sr	Y	Zr	Rb	Gestein	Fundort			
7/86	65	435	45	5	20	63	8	367	95	Quarzitgneis,	Grübeletal - Karlespitze			

Tab. 3: Haupt- und Spurenelementchemismus einer Quarzitgneisprobe der Silvrettamasse; mit Angabe der Fundortlokalität.

auch Sillimanit. Granat und Staurolith sind vielfach schon im Handstück erkennbar und können Größen im zwei bis fünf cm Bereich erreichen. In der südlichen Samnaungruppe sind dm bis m mächtige **Quarzitgneiszüge** (bis 70 Vol. % Quarz) **in den Zweiglimmerschiefern und Paragneisen** weit verbreitet. Dieser Quarzitgneis ist ein helles, splitterig brechendes Gestein in dem die Glimmerminerale nicht in zusammenhängenden Lagen, sondern stets in einzelnen Schuppen vorhanden sind. Die geochemische Analyse dieses Gesteins erbrachte einen SiO₂ Gehalt von 88 Gew.% dem lediglich 6.5 Gew.% Al₂O₃ gegenüberstehen. Die weiteren Hauptelemente weisen Konzentrationen von maximal 0.5 Gew.% bis 1.5 Gew.% auf (vergl. Tab. 3). Bemerkenswert erscheinen lediglich höhere Zr Gehalte von rund 370 ppm.

Die Biotitfleckschiefer, die mehrere mm große charakteristische Biotitporphyroblasten führen, bilden westlich und südwestlich Kappl gemeinsam mit Amphiboliten und dem Knollkopfgneis eine mächtige bogenförmige Struktur und sind weiter westlich auf der geologischen Spezialkarte Blatt Stuben (O. AMPFERER & O. REITHOFER, 1937) überaus weit verbreitet.

3. 4. Diabasgänge

Als jüngste Gesteine der Silvrettamasse sind Diabasgänge zu betrachten, die die zuvor besproche-

nen Gesteinsserien und deren Internbau meist diskordant durchschlagen. Sie sind jünger als die variszische Metamorphose, von der sie nicht mehr erfaßt wurden, reichen aber auch nicht in die auflagernden permomesozoischen Sedimente hinein. Nur an einigen Stellen wurden die Diabasgänge noch etwas verschiefert (H. PIRKL, 1980). Am Kartenblatt Landeck wurden dichte, feinkörnige grüngraue Diabase einerseits im Bereich um Landeck und andererseits im Gebiet um Kappl und den Hohen Riffler angetroffen. Die Diabasgänge im Landecker Bereich folgen zum Teil lagergangartig dem Schichtenverlauf der Nebengesteine, soweit dies die Aufschlußverhältnisse erkennen lassen. Teilweise, wie 100 m E bzw. 500 m NE Landeck (Kote 817) beobachtet werden kann, liegen die Diabase deutlich erkennbar diskordant im Nebengestein. Im Bereich Kappl - Hoher Riffler konnten ebenfalls mehrere von einigen Dezimetern bis zu 30 m mächtige Diabasgänge aufgefunden werden. Der Mineralbestand der Diabase kann mit Plagioklas, Chlorit, Epidot, Karbonat und Aktinolith angegeben werden.

4. Zur voralpinen metamorphen und magmatischen Entwicklung der Silvrettamasse

Die magmatische und metamorphe Entwicklung der Silvrettamasse setzte mit Sicherheit schon in altpaläozoischer möglicherweise schon in präkambrischer Zeit ein. Die ältesten nachweisbaren

Minerale sind detritische Zirkone mit einem Alter von 1500 bis 1910 Millionen Jahren (B. GRAUERT, 1966; P. PASTEELS, 1964). Als Sedimentalter der Paragesteine wird von mehreren Autoren der Zeitraum zwischen 500 und 600 Millionen Jahren genannt (P. PASTEELS, 1964; A. TOLLMANN, 1977), es könnte aber auch zumindest teilweise deutlich höher sein. Das Bildungsalter der Amphibolite dürfte auf Grund der Verbandsverhältnisse ähnlich dem der Paragesteine sein.

Eine kaledonische, hochgradig wirksame Metamorphose ist vorwiegend im SW der Silvrettamasse, außerhalb des Kartenblattes Landeck, nachweisbar. Diesem vor allem druckbetonten Ereignis werden die Eklogitbildung (z.B. im Jämtal) und die prä- bis synkinematische Bildung einer aus Granat, Biotit, Muskovit, Plagioklas und Disthen I bestehenden Paragenese zugewiesen (S. HOERNES, 1970). Sie erfolgte nach radiometrischer Alterseinstimmung zwischen 418 und 500 Millionen Jahre und ist wie schon erwähnt bereichsweise in der zentralen Silvretta erhalten.

Das Eindringen des Flüela Granits, wurde mit 428 Millionen Jahre datiert (B. GRAUERT, 1966).

Dem Schlingenbau wird von der Mehrzahl der Bearbeiter der Silvretta ein altvariszisches Alter zugerechnet. Hierbei kommt dem Alter von 351 Millionen Jahren des Granittyps von Frauenkirch SW Davos, der vor der Prägung der Schlingentektonik aufgedrungen war besondere Bedeutung zu (B. GRAUERT, 1966).

Auf Blatt Landeck ist die variszische Metamorphose, hauptsächlich in Amphibolitfazies aber auch in Grünschieferfazies, prägendes Ereignis. Sie ist für eine Vielzahl von Mineralparagenesen verantwortlich und wird durch Rb/Sr und K/Ar

Glimmerdatierungen in einen Zeitraum zwischen 270 und 350 Millionen Jahre eingestuft (L. KRECZY, 1981; M. THÖNI, 1981; A. AMANN, 1985 und R. SPIESS, 1985), (vergl. dazu Abb. 10).

Der amphibolitfazielle Anteil der Silvrettamasse, gekennzeichnet durch das Auftreten von Staurolith in den Metasedimenten, läßt sich in vier Mineralzonen untergliedern (vergl. dazu auch Abb.11):

- 1) Staurolithzone
- 2) Disthenzone
- 3) Disthen - Sillimanitzone
- 4) Sillimanitzone

Aufgrund der Arbeiten von (S. HOERNES, 1971 und A. AMANN, 1985) zeigt sich die regionale Verbreitung wie folgt: Die Staurolithzone tritt im nordöstlichen Teil der Verwallgruppe vorwiegend im Gebiet um den Rifflerstock auf. Die Disthenzone schließt westlich des Malfontales an die Staurolithzone an und umfaßt die nördliche und zentrale Verwallgruppe sowie das nördliche Montafon. Sillimanit bestimmt im südlichen Montafon, im S der Verwallgruppe und von der zentralen Silvretta bis in den nordöstlichen Bereich der Samnaungruppe die metamorphe Fazies der Silvrettamasse. In der südlichen Verwallgruppe beginnt somit ein Überlappungsbereich der durch das Auftreten von Disthen und Sillimanit charakterisiert wird. Der amphibolitfaziell geprägte Teil der Silvrettamasse auf Blatt Landeck wird demnach durch die Sillimanitzone und die Staurolithzone bestimmt. Folgende Paragenesen können für diese Bereiche angegeben werden (nach A. AMANN 1985):

- Ga-Bi-Sill-Plag
- Bi-Sill-Plag
- Ga-Bi-Staur-Sill
- Ga-Staur-Bi-Ky-Plag

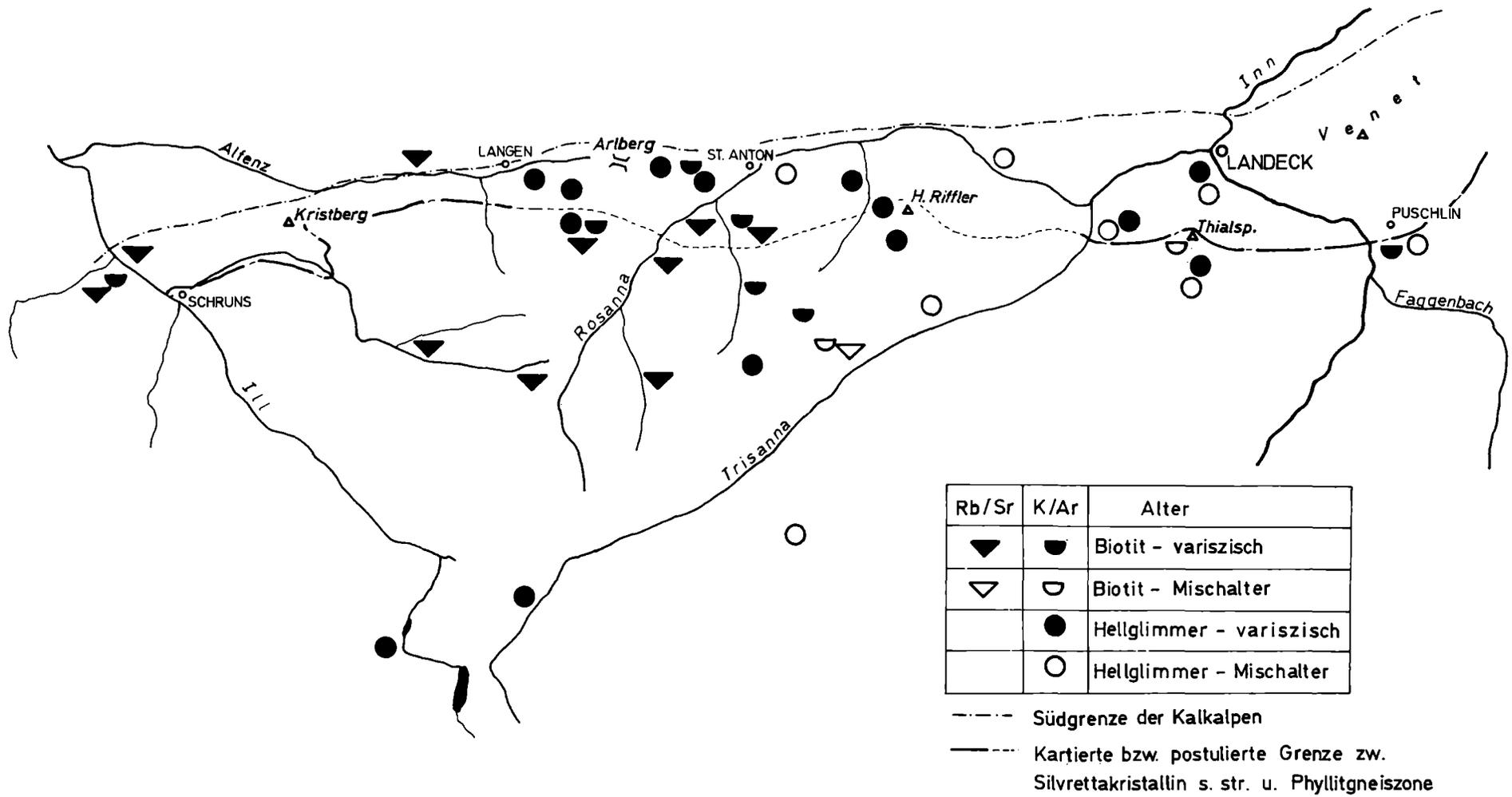
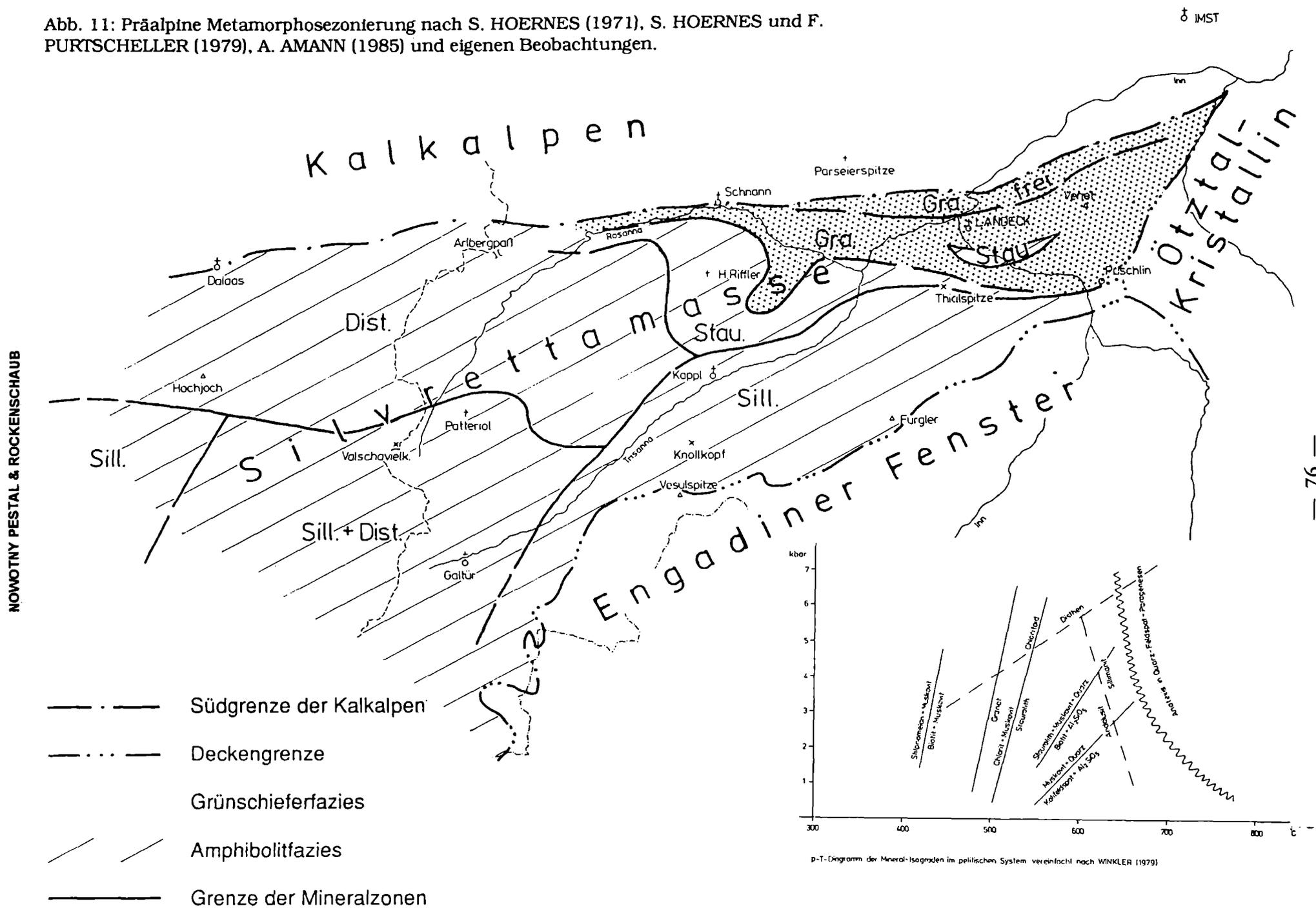


Abb. 10: Glimmeralter nach L. KRECZY (1981), M. THÖNI (1981), A. AMANN (1985) und R. SPIESS (1985)

Abb. 11: Präalpine Metamorphosezonierung nach S. HOERNES (1971), S. HOERNES und F. PURTSCHELLER (1979), A. AMANN (1985) und eigenen Beobachtungen.



Die in der östlichen Sillimanitzone auftretenden, geringmächtigen Marmorlinsen südlich des Thialkopfes, bei Glittstein und N der Diasalpe zeigen an voralpinem Mineralbestand Tremolit und Diopsid (A. AMANN, 1985).

reich starker alpiner Überprägung liegen. Sie ist jedoch im NE Teil der Silvrettamasse auf den Kartenblättern 144, Landeck und 145, Imst weit verbreitet und sowohl durch Granat führende als auch durch Granat freie Phyllite und Glimmerschiefer bestimmt. In diesem Gebiet erstreckt sich von Venet bis in den Bereich N Flirsch eine alpin geformte Antiklinale (vergl. dazu auch Punkt 5. dieses Textes). M. ROCKENSCHAUB & U.

Die variszisch grünschieferfazielle Metamorphose läßt sich nur bedingt als klar eingrenzbar Zone darstellen, da diese Gesteine vorwiegend im Be-

	Tektonik	Mineralbildung	Zeit
WSW bis NW Bewegungen NE bis N Bewegungen	Kippen der Silvrettamasse nach E		Alpidisch ab ca. 2 Mio. Jahre
	Aufwölbung des Engadiner Fenst.	Zerrklüfte mit Kalzit und Prehnit verheilt	60 - 35 Mio. Jahre
	frühe Hebung penetrative **** Durchbewegung (Entstehung von Myloniten und Pseudotachyliten)	Stilpnomelan Chloritoid Zoisit, Aktinolith, Albit	90 - 80 Mio. Jahre Glimmer Abkühlalter im N u. NE der Silvret. 100 - 80 Mio. Jahre
	Aufwölbung Beginn der Eindringung des OOA	Chloritisierung, Serizitisierung Staurolithabbau Biotit, Muskovit, Granat, Staurolith, Disthen II, Sillimanit	ca. 110 Mio. Jahre Variszisch 270 - 300 Mio. Jahre
	***** Schlingenbau		300 - 350 Mio. Jahre
	Eindringen des Granits von Frauenkirch Eindringen des Fluelagranits		351 Mio. Jahre Kaledonisch? 428 Mio. Jahre
		Eklogitbildung Disthen I	500 - 418 Mio. Jahre
	Sedimentation		ca. 550 Mio. Jahre
	detritische Zirkone		1500 Mio. Jahre

Tab. 4: Metamorphose und Orogenese in der Silvrettamasse nach A. AMANN, 1985, M. FLISCH, 1987, B. GRAUERT, 1969, S. HOERNES, 1971, HURFORD et al., 1989, N. KOCH & L. MASCH, 1992, und A. TOLLMANN, 1977.

THEINER (1984) belegen den kontinuierlichen Anstieg der grünschieferfaziellen Metamorphose von den Rändern in Richtung Kern dieser Venetantiklinale. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang eine voralpine Paragenese mit Granat - Chlorit - Chloritoid die bei Fließ beobachtet werden konnte (M. ROCKENSCHAUB, U. THEINER & W. FRANK, 1983). Der Chloritoid ist hier zum Teil im Granat eingeschlossen, kommt aber auch außerhalb dieses vor. Weiters konnten in diesem Bereich Pseudomorphosen nach Staurolith gefunden werden. Bei Urgen wurden in variszischer Zeit sogar amphibolitfazielle Bedingungen erreicht, wobei Staurolith heute

noch vorliegt (S. HOERNES & F. PURTSCHELLER, 1979) (vergl. dazu auch Abb.11). Die Paragenesen der variszische grünschieferfaziellen Gesteine deuten nach A. AMANN, (1985) im Bereich Landeck - Petneu zusätzlich auf eine Temperaturzunahme von E nach W hin.

Die Gesteine zwischen dem Niederjöchel und Kappl im Paznauntal zeigen im Streichen einen Wechsel von der Grünschieferfazies (mit Granat - Biotit - Muskovit - Quarz) im N zur Amphibolitfazies (mit Staurolith - Granat - Biotit - Muskovit - Quarz) im S. Abgesehen von den eben beschriebenen Situationen, Venetantiklinale und Bereich

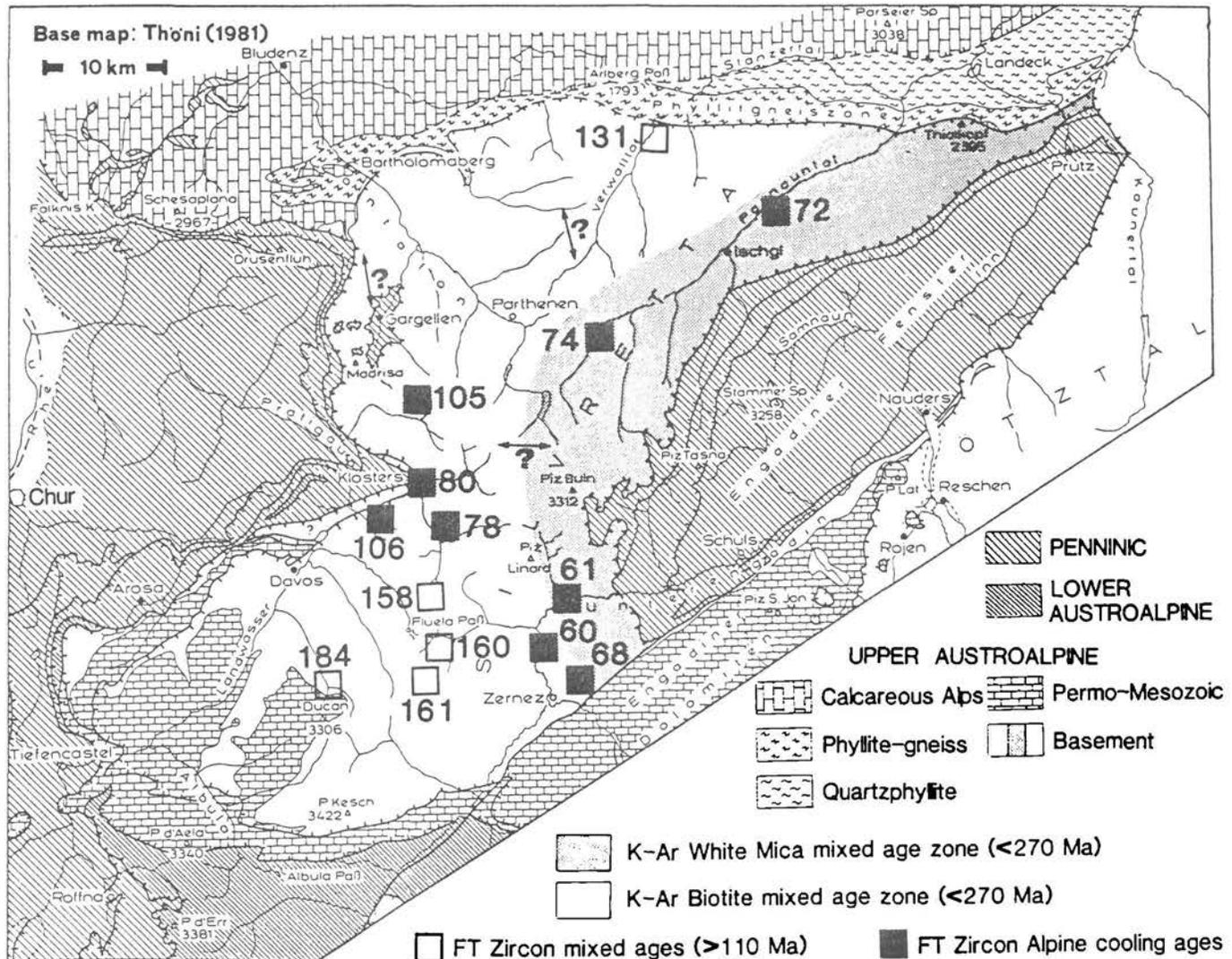


Abb. 12: Verteilung der K/Ar Hellglimmer- und Biotitalter sowie der Fission track Zirkonalter in der Silvretta. Die Pfeile markieren ungenaue Abgrenzungen aufgrund zu weniger vorliegender Daten (aus A. J. HURFORD M. FLISCH & E. JÄGER, 1989, S 381, Fig. 11).

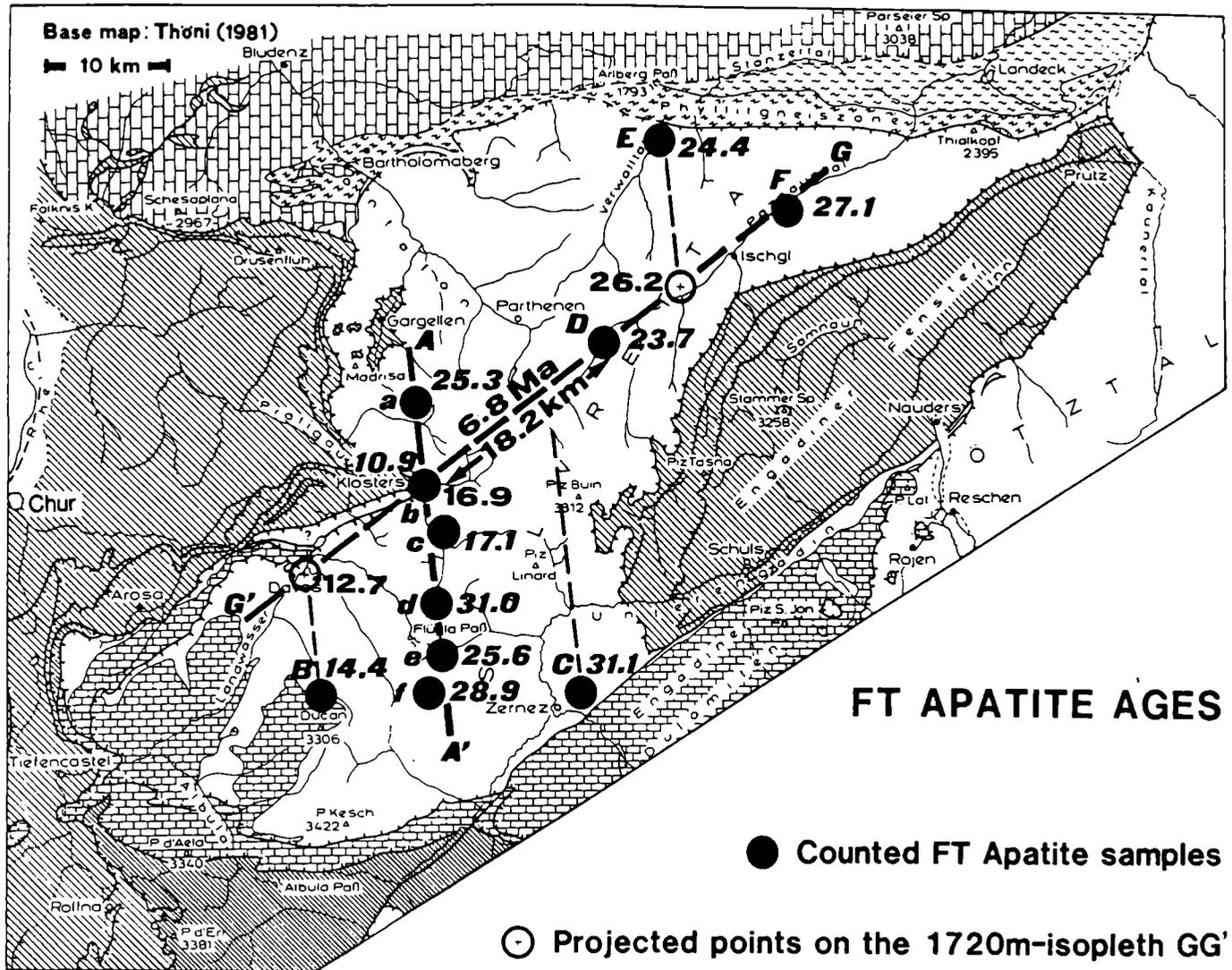


Abb.13: Fission track Apatitalter in der Silvrettadecke. Die schwarzen Punkte zeigen Probenlokalitäten mit den Alterswerten (kursiv). Offene Kreise: Zwei Probenpunkte parallel zum Profil A A' in eine Referenzhöhe von 1720m projiziert; die entsprechenden Alter zeigen eine Alterszunahme von 6,8 Millionen Jahren auf einer Distanz von 18,2 km zwischen Probenpunkt b und D. Das Alter von 16,2 Mill. J. von Lokalität b ist ein auf die Höhe von 1720 m korrigiertes.(aus A. J. HURFORD, M. FLISCH & E. JÄGER, 1989, S 383, Fig. 13).

Niederjöchel - Kappl, fällt die Grenze zwischen den in Amphibolitfazies vorliegenden Gesteinen und den grünschieferfaziellen Gesteinen im Bereich E Flirsch ungefähr mit der von W. HAMMER, 1919 gezeichneten Grenze zwischen Phyllitgneis und Silvrettakristallin zusammen. Der nordöstlichste Teil der Silvrettamasse wird von hellem (z.T. Ankerit führendem) Phyllit aufgebaut. Kennzeichnend für diese Gesteine ist das Fehlen von Granat bzw. Granatrelikten. Folgende variszische Paragenese ist innerhalb dieser Zone

wahrscheinlich: Quarz - Albit - Biotit - Muskovit - Chlorit, wobei Karbonate, wie Ankerit häufig zusammen mit Quarz auftreten. Die exakte Abgrenzung dieses schwächer metamorphen Bereiches stellte sich auf Grund der intensiven Verfaltung und Verschuppung mit höher metamorphen Granat führenden Gesteinen als schwierig heraus. Aber neben den Vorkommen am nordöstlichen Rand der Silvrettamasse konnten diese Gesteinstypen auch noch als Einschuppung in einer schmalen Zone im Bereich Puschlin und zwischen

Fördenegg und Gande im Paznauntal aufgefunden werden.

Hinweise auf wahrscheinlich voralpidische Diaphthoreseerscheinungen finden sich in den Arbeiten von (H. MOSTLER, 1972 und S. HOERNES, 1971).

5. Die alpidische Gestaltung der Silvrettamasse und die geologische Stellung der Zone von Puschlin

Im Zuge der Neukartierung zeigte sich also, daß die Gesteine der sogenannten Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone auf weiten Strecken nicht, wie von A. TOLLMANN (1963, 1977, 1987) gefor-

dert, vom klassischen Silvrettakristallin abzutrennen sind. Teile sind sogar in die nordöstlichsten Ausläufer der variszischen Schlingentektonik mit einbezogen (Bereiche um den Hohen Riffler). In den alpin wenig überprägten Gebieten konnten weder aus der Lithologie noch aus der Petrologie Argumente für eine solche Trennung abgeleitet werden (vergl. W. FRANK (1983, 1987). Komplexer stellt sich die Situation im E bei Landeck dar, wo ab Puschlin über den Thialkopf bis NW Tobadill, weiter über den Neablekopf, den Bereich nördlich Obweg bis in den Kohlwald N Flirsch in Bewegungszonen immer wieder permomesozoische Sedimentlinsen auftreten. Solche Einschuppungen sind in der nördlichsten, schon

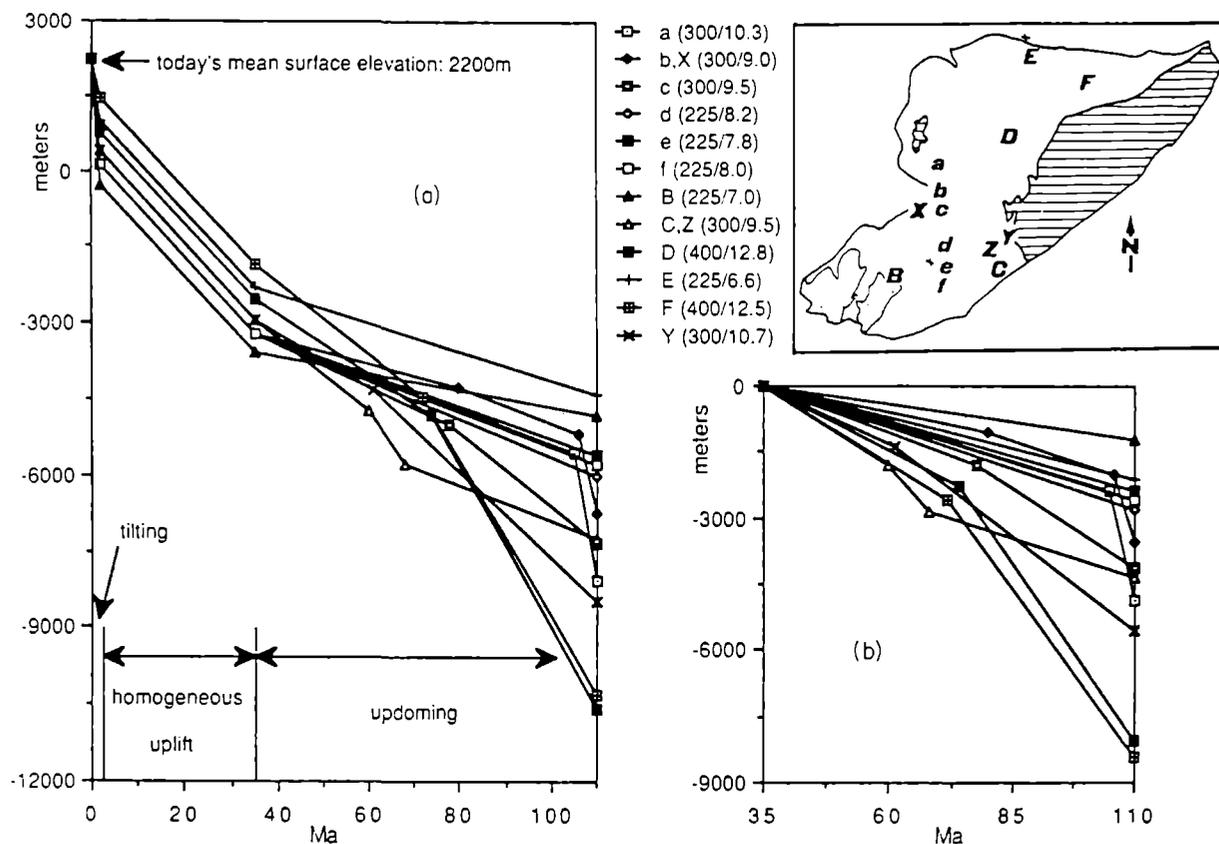


Abb.14: Zusammenzeichnung der Hebungsgeschichte der Silvretta von der Mittelkreide bis zur Gegenwart. In der Legende gibt die erste Zahl in der Klammer die Temperatur in °C für die verschiedenen Probenlokalitäten an und die Zweite die totale Hebung in km bezogen auf eine mittlere Höhe von 2200 m. (a) zeigt die Hebungsgeschichte von Punkten, die heute auf einer mittleren Höhe von 2200 m liegen würden. Es können drei Perioden unterschieden werden: Aufdomen, homogene Hebung und Ostwärtskippen. (b) zeigt die Hebung der Punkte von 110 bis 35 Mill. J. bis in eine Höhe von 0 m. Es kann ersehen werden, daß ein Teil der unterschiedlichen Hebung älter als 80 Mill. J. ist und viel von dieser Hebung älter als 60 Mill. J. ist. (aus A. J. HURFORD M. FLISCH & E. JÄGER, 1989, S 385, Fig. 14).

primär schwächer metamorphen Silvrettamasse (Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone) häufiger zu beobachten und nicht nur auf diese eine Zone beschränkt. An diese intensivere alpine Tektonik ist auch die stärkere retrograde Überprägung gebunden (z. B. Wachstum von Chloritoid und Stilpnomelan).

Ein transgressiver, aber tektonisch unterschiedlich überprägter Verband der Nördlichen Kalkalpen mit der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone erscheint als gut belegt.

Die Entwicklung dieses Gebietes könnte man sich so vorstellen, daß das Silvrettakristallin erosiv schräg zur Metamorphosezonierung angeschnitten wurde. Im S bzw. W wurden tiefere Teile freigelegt als im NE wo sich die schon primär nur schwach metamorphen Anteile erhalten konnten. Darauf erfolgte zumindest teilweise die Sedimentation der Nördlichen Kalkalpen. In einer frühen Phase der alpinen Deformation wurden die Stimbereiche dieses Kristallins zum Teil abgeschert. Die permomesozoischen Sedimentlinsen von Puschlin - Thialkopf und ihre Äquivalente wurden eingeschuppt. In diesem Zusammenhang dürften W bis NW gerichtete Bewegungen von Bedeutung sein. Diesbezügliche Hinweise ergeben sich aus W vergenteten Falten in Mylonitzonen sowie aus Untersuchungen der Quarzachsenregelungen in Quarzitproben des Alpinen Verrucano. Erst darauffolgend führte eine intensive Einengung, zur Auffaltung der Antiklinale nördlich der Sedimentlinsen der Zone von Puschlin - Thialspitze - Obweg - Flirsch, der auch die weitgehende Überkipfung des Kalkalpensüdrandes zuzuschreiben ist.

Die voralpidisch geprägten Schieferungsflächen fallen durchwegs flach bis mittelsteil gegen ungefähr Norden oder Süden ein. Im Zuge der alpidi-

schen Deformation wurden große Bereiche der in dieser nördlichen Zone liegenden Gesteine vollkommen umgeschiefert. Es entwickelte sich eine neue Achsenebenen parallele Schieferung, die durchwegs sehr steil bis seiger steht. An einigen Lokalitäten (z. B. am Ausgang des Paznauntales und bei Landeck) kann diese, den alten Lagenbau überprägende Schieferung gut beobachtet werden. Die alpine Hebungsgeschichte der Silvretta untersuchten HURFORD et. al. (1989). Sie verwendeten zur Entwicklung ihres Modelles K/Ar und Rb/Sr Glimmeralter aber hauptsächlich Fission track Alter von Zirkonen und Apatiten. Nach ihrem Modell begann vor ca. 110 Millionen Jahren die Einengung des Ostalpines, was zu einer frühen Aufwölbung führte. Dies wird aus den in die Mittelkreide fallenden Zirkonabkühlaltem abgeleitet. Daraus wird geschlossen, daß die Hebung des Kristallins tw. vor dessen Abscherung vom Basement stattfand.

Zwischen 100 und 80 Millionen Jahren führte die zunehmende Krustenverkürzung zur Abscherung der Oberostalpinen Decken und zur Stapelung dieser. Dies führte konsequenterweise zu einer Temperaturerhöhung. Die Aufwölbung des Engadiner Fensters fand vor dem Mitteloligozän und nach dem Untereozän (Ablagerung der jüngsten bekannten Sedimente) statt. Ab ca. dem mittleren Pliozän (ca. 2 Millionen Jahre) wurde die ganze Silvretta gegen Osten gekippt.

6. Die alpidische Metamorphose in der nordöstlichen Silvrettamasse

Die kretazische Metamorphose, die ihr Temperaturmaximum zwischen 85 und 100 Millionen Jahren erreichte (M. THÖNI, 1982), schneidet die variszischen Mineralzonen der Ötz- und Silvretta-

masse diskordant ab. Die alpidischen Mineralzonen streichen etwa NE - SW. Die höchsten Temperaturen, nämlich amphibolitfazielle, erreichte sie im Bereich des Schneeberger Zuges in der Öztaler Masse. Gegen NW hin nimmt ihre Intensität bis zur niedrig temperierten Grünschieferfazies im Bereich Landeck kontinuierlich ab. Dort konnten alpidisch gesproßte Chloritoide im Phyllit, aber auch Stilpnomelane im Diabas und im Kristallin nahe des Unterengadiner Fensters nachgewiesen werden.

Eine Reihe von alpidisch gewachsenen Mineralen werden von A. AMANN (1985) aus dem Abschnitt Landeck - Stuben beschrieben (so z.B. Stilpnomelane aus dem Granitgneis des Hohen Riffers und aus dem Diabas N Kappl). Ab etwas E von Stuben tritt Pyrophyllit sowohl im Alpenen Verrucano als auch im Kristallin auf. Die basalen Gitterabstände der Kristalle verkleinern sich von W gegen E, was für eine Zunahme der alpidischen Temperatur 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°C und 375°C ableiten (Stabilität von Pyrophyllit; je nach Autor und zugrundeliegendem Druck; B. VELDE & P. KORNPORST, 1970; A. B. 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 wurde, 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 (K. 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 Chloritisierung der Feldspäte und des Staurolithes sind Ausdruck dieser Überprägung. Je nach Intensität der Deformation ist sie stärker oder schwächer entwickelt.

Zonen starker alpidischer Diaphthorese konnten auch im höher metamorphen Anteil der Silvrettamasse angetroffen werden. So z. B. am Niederjochl, an den Randbereichen der Orthogneismasse des Hohen Riffers, aber auch in den hochmetamorphen Anteilen SW des Thialsptzes. Der Einfluß der alpidischen Metamorphose spiegelt sich auch deutlich in den verjüngten Alterswerten der Glimmer wider (vergl. Abb. 10).

7. Vererzungen der Silvrettamasse

Drei Haupttypen von Erzlagerstätten, sämtliche einst wirtschaftlich genutzt, lassen sich in der Silvrettamasse, im Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen und dem Engadiner Fenster unterscheiden. Durchwegs beschränkte sich der Abbau auf die Zeit zwischen dem 15. und der Mitte des 17. Jahrhunderts.

Die Vorkommen von Fahlerz und Eisenkarbonat sind an die Verrucanovorkommen der Falten-schenkel der Antiklinale Venet - Dawinalpe und ihrer Fortsetzung gegen W gebunden. Die westlichsten Vorkommen, die auf Blatt ÖK 144, Lan-

Karte der alten Bergbaue ÖK 144 LANDECK

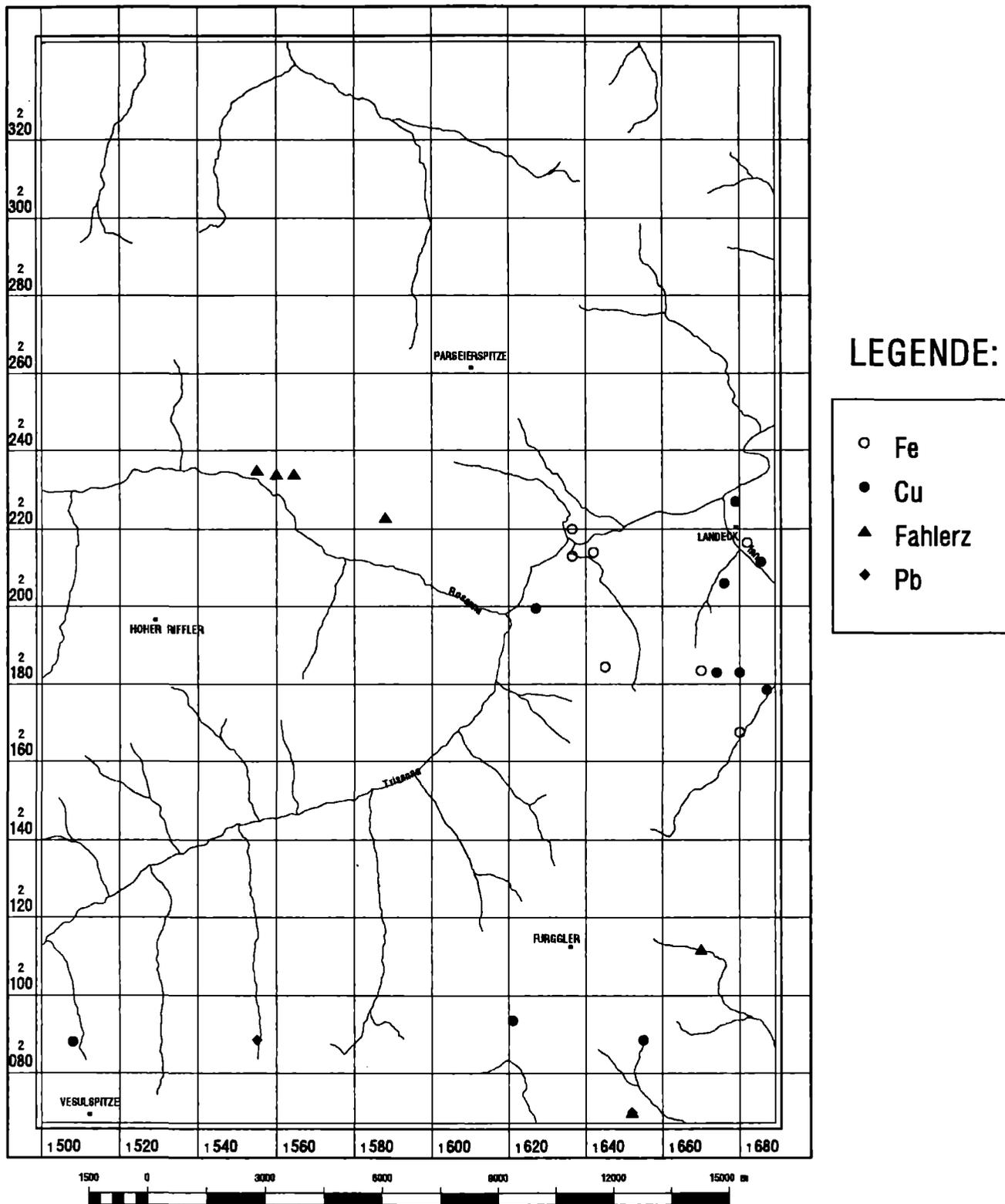


Abb. 15: Vererzungen und alte Bergbaue im Bereich der Silvrettamasse, des Alpenen Verrucanos und des Engadiner Fensters.

deck liegen, sind im Gebiet von Pettneu, in den untersten Berghängen zwischen der Mündung des Malfontales (Strohsack) und dem Schlosser - Töbele, NE Flirsch (Kohlwald) und N Strengen. Sie sind ebenso wie die Eisenkarbonatvorkommen, beschrieben aus dem Gebiet zwischen Pians und Tobadill, aus dem Bereich Landeck, von der Verbeilalpe (Gigleralpe) und dem Bereich Knappenwald (Gebiet zwischen Thialkopf und und Rauhköpfl) an diese Zone gebunden. Sie liegen durchwegs im Bereich von Störungszonen welche z.T. quer zum Schichtstreichen auftreten. Zudem sind sie gangförmig in den Störungsmyloniten und in den Verrucanospänen. Kupfervorkommen im Bereich Paznauntal - Gigglerobel, S Landeck und im Bereich des Thialbaches scheinen vor allem mit dem Auftreten von Grüngesteinszügen, wie Amphiboliten und Diabasen, zusammenzuhängen.

Da die Vererzungen vor allem in Bereichen starker tektonischer Überprägung anzutreffen sind und selbst nur schwache Anzeichen einer Kataklase erkennen lassen, scheint die Annahme einer alpidischen postdeformativen Bildung wahrscheinlich (K. VOHRZYKA, 1968).

Das Vorkommen von Rotenstein (siehe Exkursionsbeschreibung von F. H. UCIK) liegt im NW Teil des Engadiner Fensters. Es handelt sich vorwiegend um quecksilberhaltiges Fahlerz, das an den Eisendolomit W des Kölnerhauses gebunden ist. Ebenso wie das Vorkommen von Rotenstein sind auch weitere Vorkommen, wie das bei der Masneralpe, an den Eisendolomit gebunden.

8. Methodik

8.1 Probenaufbereitung und Probenvorbereitung

Die Rohproben wurden in einem Walzwerk gebrochen, mit einem Backenbrecher auf die Korn-

größe von einigen mm zerkleinert und anschließend in einer Scheibenschwingmühle auf Analysenfeinheit gemahlen. Diese Gesteinspulver wurden dann für die weiteren Untersuchungen verwendet. Für die atomspektrometrischen Bestimmungen wurden die Proben mit Lithiummetaborat aufgeschlossen.

LITHIUMMETABORAT - AUFSCHLUSS

100 mg Probe und 700 mg $\text{LiBO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ wurden in einem Platintiegel eingewogen. Das gut vermischte Gemenge wurde in einem Trockenschrank bei 200-250° C 2 Stunden lang getrocknet. Der Platintiegel mit der Aufschlußlösung wurde dann in einem Muffelofen 10 Minuten lang bei 900° C geglüht.

Nach dem Erkalten der Schmelze wurden 20 ml 0.5 M HCl zugegeben und der Schmelzkuchen durch 30 Minuten langes Rühren mit einem teflonüberzogenen Magnetrührstäbchen gelöst. Die überstehende klare Aufschlußlösung wurde in einen 100 ml Meßkolben gegossen. Dieser Lösungsvorgang wurde noch ein zweites Mal mit wieder 20 ml 0.5 M HCl vorgenommen. Anschließend wurde die klare Aufschlußlösung mit deionisiertem Wasser bis zur Ringmarke aufgefüllt. Aus dieser Probenlösung wurden dann die Hauptbestandteile Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P sowie die Spurenelemente Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, Y und Zr bestimmt.

8.2 Analysenverfahren

8.2.1. Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma

Die Bestimmung der oben genannten Elemente erfolgte mit einer ICP-AES Anlage Mod. 6500 der Fa. Perkin-Elmer und einem automatischen Pro-

Tabelle 5: Untersuchungsparameter für die ICP-AES-Methode

Element	Wellenlänge nm	Background- korrektur	Standard ppm	Bestimmungs- grenze, % bzw. ppm
Hauptbestandteile:				
Si	198.899	beidseitig	50	0.01
Ti	337.280	beidseitig	10	0.002
Al	308.215	beidseitig	100	0.01
Fe	239.562	beidseitig	100	0.01
Mn	257.610	beidseitig	10	0.002
Mg	293.654	beidseitig	200	0.01
Ca	317.933	beidseitig	500	0.01
P	213.618	beidseitig	30	0.01
Spurenelemente:				
Ba	407.403	beidseitig	10	1
	233.527	beidseitig	10	1
Cr	205.552	beidseitig	10	10
Nb	309.418	beidseitig	10	10
Ni	231.604	beidseitig	10	15
Sr	407.771	beidseitig	10	1
Y	371.030	beidseitig	10	5
Zr	343.823	beidseitig	10	5

bensampler AS-50. Die Messungen wurden unter den Geräte-Standardbedingungen der Herstellerfirma und den in Tabelle 5 angeführten Parametern durchgeführt.

Jede Gesteinsprobe wurde zweimal untersucht; jeweils in einer separaten Aufschlußserie. Jedes Element wurde dreimal gemessen und daraus der Mittelwert berechnet. Das Mittel aus den Mittelwerten beider Probenserien entspricht dem angegebenen Analysenwert.

Zur Kontrolle der Reproduzierbarkeit und Präzision wurden die internationale Referenzprobe

GSP-1 und der hausinterne Granitstandard herangezogen. Die relativen Standardabweichungen lagen unter 2 Relativprozenten; die aktuellen Bestimmungsgrenzen sind in Tabelle 5 angeführt.

8.2.3. Flammen-Atomabsorptionsspektrometrie

Natrium, Kalium und Rubidium wurden mit dem Atomabsorptionsspektrometer Mod. 6500 der Fa. Perkin-Elmer und einen automatischen Probensampler AS-50 bestimmt. Die Messungen wurden

Tabelle 6: Untersuchungsparameter für die AAS-Methode

Element	Wellenlänge nm	Background- korrektur	Standard ppm	Bestimmungs- grenze, %
Na	509.0	beidseitig	2.0	0.01
K	766.5	beidseitig	2.0	0.01
Rb	780.0	beidseitig	5.0	0.1

unter den Geräte Standardbedingungen der Herstellerfirma und den in Tabelle 6 angeführten Parametern durchgeführt.

Die Qualitätskontrolle wurde wie bei dem ICP-AES-Verfahren gehandhabt. Die relativen Standardabweichungen wiesen ebenfalls die gleiche Größenordnung auf.

8.2.4. Verbrennungsanalyse mit nachfolgender IR-Detektion

Für die Bestimmung von Kohlenstoff und Schwefel wurde 10 - 200 mg Probe in einem Keramiktiegel eingewogen. Dazu wurden 2 g LECOCEL (Sn-W-Legierung) und 1 g Stahl (7 ppm C, 14 ppm S) gegeben. Diese Mischung wurde anschließend bei 1400° C in einer reinen Sauerstoff-Atmosphäre verbrannt. Die entstehenden Gase, CO₂ und SO₂, wurden mit Infrarotzellen gemessen, indem die einzelnen, alle Viertel-Sekunde registrierten Meßsignale zu einem, über eine vorgegebene Meßzeit (30 sec.), Summenpeak integriert wurden. Die Kalibrierung wurde mit internationalen LECO-Standards und mit den hausinternen Standards, Dolomit A1 und Granit G1, vorgenommen. Die Standardabweichungen lagen für Kohlenstoff bei $\pm 1\%$ und für Schwefel bei bis zu $\pm 5\%$.

8.2.5. Titrimetrie

Zur Ermittlung des Fe(II)-Anteils wurden die Proben mit einer Mischung aus Fluß- und Schwefelsäure aufgeschlossen. Die Aufschlußlösung wurde quantitativ mit deionisiertem Wasser in einen 300ml Erlenmeyerkolben überführt, in welchem sich bereits 40ml gesättigte Borsäurelösung und 6ml ortho-Phosphorsäure (85%) befanden. Anschließend wurde noch 100ml deionisiertes Wasser in den Erlenmeyerkolben gegeben und unter Rühren mit einem Magnetstab zügig mit einer Kaliumpermanganatlösung (0.004mol/l) bis zur ersten Rosafärbung titriert.

Dank

Die Autoren danken der Fachabteilung Rohstoffgeologie, besonders Herm B. ATZENHOFER, für die Unterstützung bei der Durchführung der Zeichenarbeiten und Herm Dipl. Geol. P. LIPIARSKY für die Erstellung der Probenpunkt Karte und der Karte der alten Bergbaue. Frau Dr. M. HEINRICH gebührt unser Dank für die Unterstützung bei der Durchsicht des Archives der Lagerstättenkartei.

Der Fachabteilung Kartographie, vor allem Herrn ARat S. Laschenko und Herrn J. RUTHNER, danken die Autoren für die Hilfe und Beratung bei der Erstellung der Karte und der Abbildungen dieses Exkursionsführers. Weiters gilt unser Dank den Herren Dr. P. KLEIN, W. DENK und L. PÖPPEL der Fachabteilung Geochemie für die Durchführung der geochemischen Analysen der Proben.

Herrn Dr. F. KOLLER sei für die Beratung und wertvolle Diskussion bei der Auswertung der geochemischen Analysenergebnisse gedankt.

A. Nowotny
G. Pestal
M. Rockenschaub

LITERATUR

- AMANN, A. DACHS, E., HAAS, R.: Kartierungsbericht 1983 nördliche Samnaungruppe Blatt 144.-Jb. Geol. B.-A., 127, Wien 1984.
- AMANN A.: Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins.- unpubl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 117 S, Innsbruck 1985.
- AMEROM, H. W. J., ANGERER, H., MOSTLER, H.: Über eine Autono-Stephanische Flora aus den Kristbergsschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich).-Jahrb. Geol. B.-A., 124, 2, 283-323, Wien 1982
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Blatt Landeck (5145), Wien 1922.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck 1: 75000.-Geol. B. A., Wien 1924.
- AMPFERER, O. & REITHOFER O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75000, Blatt Stuben.-Geol. B.A., Wien 1937.
- ASTAG: Arlberg - Schnellstraße S 16 Zams - Dalaas/West: 51,8 km.-Arlberg Schnellstraßen AG, 110 S, Verlag Frohnweiler Druck Ges. m. b. H., Innsbruck 1991.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens.-Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, Wien 1972.
- BLAAS, J.: Ein Profil im Vorderen Pitztale.-Ver. k.k. Geol. R.-A., 9, 197-199, Wien 1909.
- COX, K.G., BELL J.D. & PANKHURST, R.J.: The Interpretation of Igneous Rocks.-(George Allen and Unwin) London 1979.
- ESCHER v. d. LINTH, A. & STUDER, B.: Geologische Beschreibung von Mittelbünden.-N. Denkschr. Schweiz. Ges. Naturw., 3, 218 S., Neuchatel 1839.
- FLISCH, M.: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide.-Bulletin der Vereinigung schweizerischer Petroleum-Geologen und Ingenieure, 53, 23-49, 1986.
- FLISCH, M.: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Sivretta-Kristallins.-Unpubl. Diss., Univ. Bern, 1987.
- 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.
- FUCHS, G.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf dem Blatt 170 Galtür.-Jb. Geol. B.-A., Wien 1983.
- FUCHS, G.: Erläuterungen zu Blatt 169 Partenen (Ost und West), Wien 1984.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50000, Blatt 170 Galtür, Wien (Geol. B.-A.) 1990.
- FUCHS, G. & PIRKL, H.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1: 25000, Blatt 169 Partenen Ost und West, Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern.-Verlag d. Wagnerischen Univ.-Buchh., Innsbruck 1913.
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland).-Earth and Planetary Sc. Letters, 1, 139-147, Amsterdam 1966.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung.-Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern, 166S., München (Photodruck) 1966.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Öztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen.-Fortschr.Mineral., 59, Beiheft 1, 54-56, Stuttgart 1981.
- HALDIMANN, P. A.: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR).- Eclogae. geol. Helv., 68/2, 301-310, 1975.
- HAMMER, W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol).-Jb. Geol. R.A., 68 (1918), 205-258, Wien 1919.

- HEJL, E.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck.-Jb. Geol. B.-A., 129, Wien 1986.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg, 1:25000.-Geol.B.-A., Wien 1965.
- HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des Polymetamorphen Silvrettakristallins.-Tscherm. Min. Petr. Mitt., 15, 56-70, Wien 1971.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F.: Petrographischen Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites.-Ber. Nat.-Med. Verh. Innsbruck, 58, 483-488, Innsbruck 1979.
- HURFORD, A.J., FLISCH, M. & JÄGER, E.: Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution of fission track analysis and mica dating.- In M. P. COWARD, D. DIETRICH & R. G. PARK (Editors). Alpine Tectonics. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 45, 369-398, 1989.
- ISSER-GAUDENTHURM, M. v.: Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart.-Berg- u. Hüttenm. Jb. d. k. k. Bergakademie zu Leoben u. Pribram u. d. königl. ungar. Bergakademie zu Schemnitz, 36, 226-324, Wien 1888.
- JÄGER, E. et al.: Rb-Sr Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen.- Schweiz. Min. Petr. Mitt., 41, 255-272, Zürich 1961.
- JÄGER, E.: Rb-Sr age determinations on Micas and Total Rocks from the Alps.-J. Geophys. Res., 67, 5293-5306, Richmond VA 1962.
- KAISER, J.: Geologie der Westrampe von Danöfen bis Dalaas/West mit dem Dalaaser Tunnel.-Der Arlberg-Straßentunnel und die Zufahrtsrampen-Baudokumentation.-Hrsg. ASTAG, 297-308, Innsbruck 1981.
- KOCH, G. A.: Geologische Mittheilungen aus dem vorjährigem Aufnahmegebiet in der Oetzthaler-Gruppe. Vorlage der Karte des Pitz- und Kauserthales.-Verh. Geol. R.-A., 1875, 123-124, Wien 1875.
- KOCH, G. A.: Die Fervallgruppe. Verh. Geol. R.-A., 1875, 226-228.
- KOCH, G. A.: Zur Geologie des Arlberges. Vorlage der geologischen Detailkarte der im Sommer 1875 abgesteckten Tunnelaxe am Arlberge. (Im Maßstab 1:2000 nach der Natur.), 1876, 84-86, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 1: Aus dem Montafon. (Im Juli 1876).-Verh. Geol. R.-A., 1876, 320-323, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 2 und Nr. 3: Aus dem Montafon. (August 1876).-Verh. Geol. R.-A., 1876, 343-346, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Kurze Erläuterung zur Vorlage der geologischen Aufnahmekarte des Silvrettagebietes.-Verh. Geol. R.-A., 1877, 137-142, Wien 1877.
- KOCH, G. A.: Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Silvrettagruppe.-Verh. Geol. R.-A., 1877, 202-205, Wien 1877.
- KOCH, N. & MASCH, L.: Formation of Alpine mylonites and pseudotachylites at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps.- Tectonophysics, 204, 289-306, 1992.
- KÖHLER, M.: Baugeologische Untersuchungen im Raume Dalaas (Klostertal, Vorarlberg). Erster Teil: Regionalgeologische Ergebnisse.-Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 1-26, Innsbruck 1977.
- KÖHLER, M.: Perjuntunnel (Landeck, Tirol): Baugeologische Verhältnisse, Prognose und tektonische Schlußfolgerungen.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 249-267, Innsbruck 1983.
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Stanzertal/Arlberg (Westtirol) unter Berücksichtigung der Hangendquarzite.-Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 106 S, Innsbruck 1981
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzertal/Arlberg (Tirol).- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 4, 81-94, Innsbruck 1982.
- KRAUS, M.: Über einige alpine Erzlagerstätten.-Bergbau und Hütte, 12, 2. Jg., Wien 1916.
- KRAUS, M.: Über einige alpine Erzlagerstätten.-Bergbau und Hütte, 13, 2. Jg., Wien 1916.
- KRECZY, L.: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol.-Unpubl. Diss. Formal.-Naturwiss. Fakult. Univ. Wien, 125 S, Wien 1981.
- KRECZY, L. & FRANK, W.: Die Grenze zwischen Phyllitzzone und Silvrettakristallin SW Landeck.-In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), 9-11, Graz 1981.
- LAUBSCHER, H. P.: Decollement in the Alpine System: an overview.-Geol. Rundsch., 77/1, 1-9, 1988.
- LAUBSCHER, H. P.: The tectonics of the southern Alps and the Austro-Alpine napps: a comparison.- In M. P. COWARD, D. DIETRICH & R. G. PARK (Editors). Alpine Tectonics. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 45, 229-241, 1989.
- MAGETTI, M. & GALETTI, G.: Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz).-Schweiz. Min. Petr. Mitt., 64, 423-450, 1984;
- MAGETTI, G.: Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse.-Fortschr. der Mineral. Beiheft, 1, 64, 103, 1986.
- MAGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H.: Eclogites from the Silvretta nappe (Switzerland): geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths.-Chemical Geology, 64, 319-334, 1987.
- MASCH, L.: Die Pseudotachylite der Silvretta. Eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung.-Unpubl. Diss. Univ. München, 1970.
- MASCH, L.: Untersuchungen der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz).-N. Jb. Miner. Mh., 1973, 485-509, Stuttgart 1974.
- MASCH, L. & KOCH, N.: Formation of alpine mylonites and pseudotachylites at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps.-Tectonophysics, 204, 289-306, 1992
- MESCHÉDE, M.: A method of discriminating between different types of mid-oceanridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.-Chemical Geology, 56, 207-218, 1986.
- MIDDLEMOST, E.A.K.: Magmas and Magmatic Rocks.- (Longman Group Limited) Essex 1985.
- MOSTLER, H.: Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg).-Verh. Geol. B.-A., 1972, 171-174, Wien 1972.

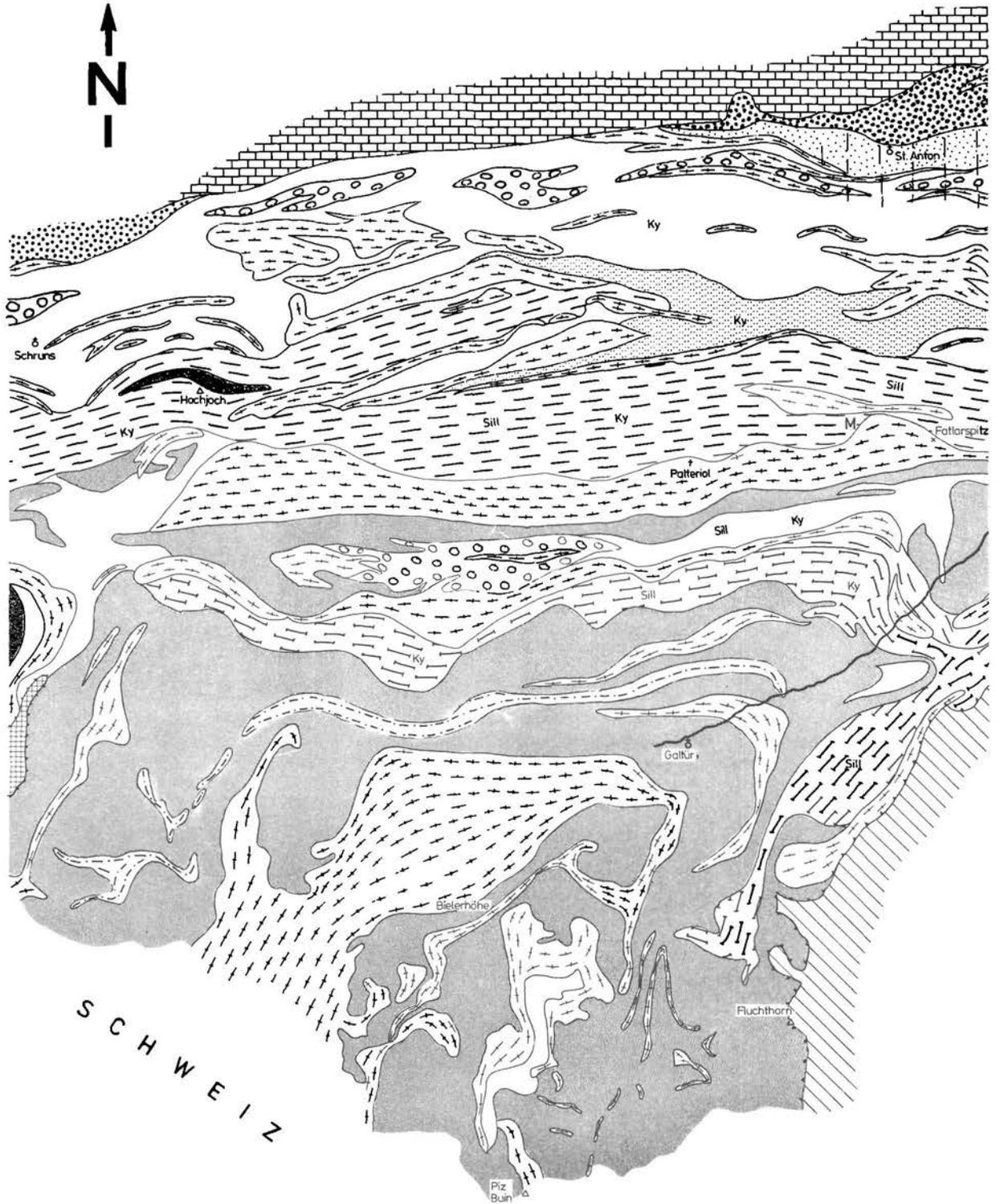
- MOSTLER, H.: Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 2, 131-136, Wien 1982.
- MOSTLER, H., KRAINER, K., SANDERS, D., STINGL, V.: Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst - Arlberg.-Projekt TC7cF-1984, 173 S, Innsbruck 1984.
- NITSCH, K.: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan.-Vortragsref. DMG - Tagung Bern, S 38, Bern 1969.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G.: Jährliche Berichte über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck.-Jb. Geol. B.-A., 129 - 136, Wien 1986 - 1993.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M.: Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins.-Jb. Geol. B.-A., 135, 867-872, Wien 1992.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungserscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet.-Verh. Geol. B.-A., 1970, 477-485, Wien 1970.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtige Umstände.-Verh. Geol. B.-A., 121, 1978.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän).-In: Der Geologische Aufbau Österreichs (Herausg. Geol.B.-A.) 35-55, Wien (Springer) 1980.
- PASTEELS, P.: Mesures d'ages sur les zircons de quelques roches des Alpes.-Schweiz.Petr.Mitt., 44, 519-541, Zürich 1964.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.-Journal of Petrology, 25, 956-983, 1984.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols.-Innsbruck 1859.
- PIRKL, H.: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner).-In : Der Geologische Aufbau Österreichs, (Hrsg.: Geol. B.-A.), 332-347, Wien (Springer) 1980.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some Thoughts on the Pre-alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps.-Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, 35-54, Wien 1975.
- 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. B.-A., 85, 225-258, Wien 1935.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllitlimergneiszone bei Landeck.- In: Die früh-alpine 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, Wien 1984.
- ROCKENSCHAUB, M.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck.-Jb. Geol. B.-A., 128,131, 133, 134, Wien 1985,1988,1990,1991.
- ROCKENSCHAUB, M.: Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone.-Jb. Geol. B.-A., 133/4, 619-633, Wien 1990.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol).- Jb. Geol. B.-A., 102, 353-406, Wien 1959.
- SCHMIDT, A. R.: Vorarlberg nach dem von dem geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg durch seine Kommissäre veranlaßten Begehungen geognostisch dargestellt.-VII, 158 S, Innsbruck 1843.
- SPIESS, R.: Kristalline geologische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i. w. S. im Montafon.-Unpubl. Diss. Form.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 96 S, Wien 1985.
- STINGL, V.: Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Raum Arlberg (Westtirol) unter Berücksichtigung des Alpenen Verrucano.-Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 109 S, Innsbruck 1981
- STINGL, V.: Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzertal.-Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 3, 71.80, Innsbruck 1982
- STINGL, V.: Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal, West-Tirol (Österreich).-Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 117-131, Wien 1984.
- STOTTER, M.: Aus dem Nachlasse von M. STOTTER.-In Beiträge zur Geologie Tirols, von A. PICHLER, 1-131, Innsbruck 1859.
- STOTTER, M. & TRINKLER, J.: Geognostische Karte Tirols mit Profiltafeln.-(Geognost.-montanist. Ver.), Innsbruck 1849.
- SRBIK, R.: Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart.- Nat. Med. Ver. Innsbruck, 41, Innsbruck 1929.
- STRECKEISEN, A.: Übersicht über das schweizerische Silvrettakristallin.-Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 46, Zürich 1966.
- THEOBALD, G.: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden etc.-Beitr. geol.Kt. Schweiz,2, 372 S, Bern 1864.
- THOMPSON, A. B.: A note on the kaolinite - pyrophyllite - equilibrium.-Am. J. Sci., 268, 454-458, New Haven 1970
- THÖNI, M.: Degree and evolution of the alpine metamorphism in the austroalpine unite west of the Hohe Tauern in the light of the K/Ar and Rb/Sr age determination of micas. Jb. Geol. B.-A., 124, 111-174, Wien 1981.
- THÖNI, M.: Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten.-Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. Österr., 28, 17-34, Wien 1982.
- THÖNI, M.: Rb-Sr isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implicationen for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps.-Jb. Geol. B.-A., 131, 169-201, Wien 1988.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1.-766 S, Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S, Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geodynamic Concepts of the Eastern Alps.-In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamik of the Eastern Alps, 379-406, Wien (Deuticke) 1987.
- VOHRYZKA, K.: Erzlagerstätten und Tektonik von Nordtirol.-Jb. Geol. B.-A.,111, Wien 1968.

VELDE, B. & KORNPROBST, P.: Stabilité des silicates de alumine hydrates.-Contr. Mineral. Petrol., 21, 63-74, New York (Springer) 1969.

WEISS, E. H.: Die baugéologische Prognose für den Schnellstraéftunnel durch den Arlberg, Tirol-Vorarlberg.-Rock Mech., Suppl. 5, Wien 1976.

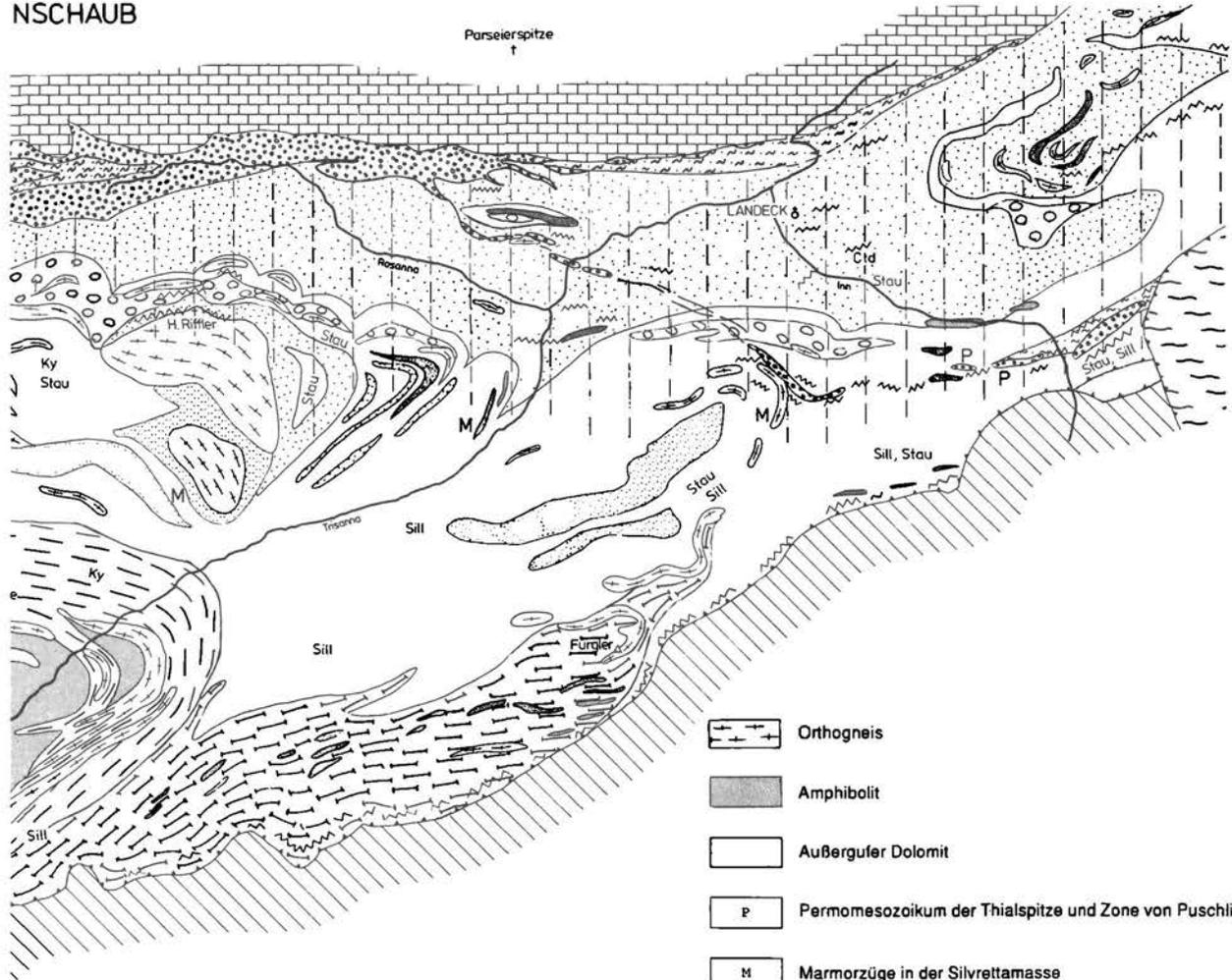
WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks.-4. Aufl., (Springer), Berlin - Heidelberg - New York 1979.

GEOLOGISCHE KARTE DER SILVRETTAMASSE von A. NOWOTNY, G. PESTAL, M. ROCKE
Mit Benützung der Arbeiten von: Amann, Fuchs, Hammer, Oberhauser, Reithofer, Stingl



Tafel I

NSCHAUB



-  Nördliche Kalkalpen
-  Alpiner Verrucano
-  Heller Phyllit
-  Heller phyllitischer Glimmerschiefer (Granat führend z.T. mit Staurolith)
-  Heller Granatglimmerschiefer (Granat und Staurolith führend)
-  Feldspatknotenschiefer
-  Zweiglimmerschiefer bis Paragneis Staurolith führend z.T. mit Sillimanit
-  Granatglimmerschiefer (z.T. Andalusit führend)
-  Quarzitgneis im Verband mit Zweiglimmerschiefer
-  Biotitfleckenschiefer

-  Orthogneis
 -  Amphibolit
 -  Außergufer Dolomit
 -  Permomesozoikum der Thialsitze und Zone von Puschlin
 -  Marmorzüge in der Silvrettamasse
 -  Gesteine des Engadiner Fensters
 -  Gesteine des Gargellen Fensters
 -  Ötztalkristallin
 -  Zone mit starker alpischer Diaphthorese
 -  Mylonit, Kataklasit, Pseudotachylit
 -  Deckengrenze
 -  Chlortoid
 -  Disthen
 -  Sillimanit
 -  Staurolith
- } präalpidische Minerale