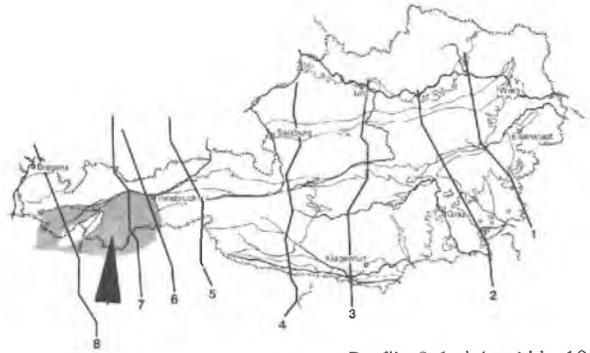


3.8. Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner)

VON HERBERT RAIMUND PIRKL

Mit den Abbildungen 88 bis 93



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.8.1. Übersicht

Auf der Fahrt entlang der großen Alpenlängsfurche von Innsbruck nach Westen durch das Inntal und weiter über den Arlbergpaß nach Vorarlberg fällt sofort der unterschiedliche Charakter der beiden Talflanken auf.

Im Norden die schroffen, oft senkrecht aus dem Talboden aufstrebenden hellen Kalkwände, im Süden die etwas weniger schroffen, nicht minder hoch aufsteigenden, aber eher düster wirkenden Hänge des Kristallins.

Neben den zentralen Hohen Tauern stellt der Block der Stubai- und Öztaler Alpen das größte zusammenhängende Gebiet mit Gipfeln über 3000 m in Österreich dar. Mit Wildspitze, Weißkugel, Similaun und Zuckerhütl werden innerhalb ausgedehnter Firn- und Gletscherfelder Höhen von 3500 bis etwa 3800 m erreicht.

Die durchschnittlichen Höhen in der Silvretta-gruppe liegen etwas tiefer, Fluchthorn und Piz Buin an der schweizerisch-österreichischen Grenze schwingen sich aber auch noch auf über 3300 m auf.

Geographisch gesehen umfassen die westlichen Zentralalpen westlich des Inn die Silvretta-, Verwall- und Samnaungruppe, östlich des Inn die Öztaler- und Stubai- Alpen. Geologisch

reicht das Silvrettakristallin darüber hinaus im Südwesten in die Schweiz bis zur Piz Kesch-Gruppe in den Rätischen Alpen (Graubünden). Die Westgrenze bilden etwa das Landwassertal und eine Linie Davos – Monbiel östlich Klosters – Madrisahorn – der nördlich anschließende Grat – Gampadels Tal. In tektonischer Verbindung mit kalkalpinen Serien reicht es im Nordwesten bis ins Rellstal (Rätikon). Im Norden zieht der von W. HAMMER und O. REITHOFER so benannte Zug der Glimmerschiefer- und Phyllitgneiszone vom Montafon bis südlich Landeck durch. Vom Arlberg bis zum Ausgang des Pitztals schaltet sich zwischen Kristallin und Nördliche Kalkalpen die Landecker Phyllitzone ein.

Die im Oberinntal aufgeschlossenen Serien des Unterengadiner Fensters trennen die beiden Kristallinblöcke Silvretta und Öztaler Alpen.

Die Öztaler- und Stubai- Alpen werden im Norden durch das Inntal, im Osten durch die Brennerfurche abgegrenzt; im Süden bietet sich geographisch das Etschtal (Vintschgau) klar als Grenze an. Die geologische Grenzziehung ist freilich nicht so scharf möglich, da das Kristallin südlich des Vintschgaues immer dem Öztaler Kristallin als sehr verwandt beschrieben wird.

3.8.2. Geologische Beschreibung der Silvretta-, Samnaun- und Verwallgruppe

3.8.2.1. Interngliederung des Silvrettakristallins

Nach ersten Beobachtungen und Untersuchungen im 19. Jahrhundert durch A. ESCHER,

B. STUDER und G. THEOBALD im schweizerischen und G. A. KOCH im österreichischen Anteil erfolgte eine intensive Bearbeitung des gesamten Silvrettakristallins in der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen: auf der schweizerischen Seite

durch P. BEARTH, F. SPAENHAUER, A. STRECKEISEN und E. WENK im Kristallinanteil; durch P. ARBENZ, J. CADISCH, H. EUGSTER und W. LEUPOLD in den auflagernden Sedimenten. Auf österreichischer Seite kartierte O. REITHOFER die westliche Verwallgruppe (Blatt Stuben, 1:75.000) und erarbeitete später zahlreiche Details in der Silvrettagruppe durch die geologische Aufnahme der Bei- und Überleitungsstollen der Vorarlberger Illwerke. In den letzten Jahren wurden weite Gebiete der praktisch noch unkartierten österreichischen Silvretta geologisch aufgenommen (H. BERTLE, F. BOROVICZÉNY, G. FUCHS, H. LOACKER, H. PIRKL) und sollen demnächst im Maßstab 1:25.000 in Druck gehen.

Das Silvrettakristallin schwimmt als Schubmasse polymetamorphen Kristallins, dessen letzte Hauptprägung variszisch stattgefunden hatte, mit relativ geringem Tiefgang auf tieferen tektonischen Einheiten. Es wurde als Gesamtblock in das alpidische Deckengebäude einbezogen. Die mesozoische Hülle ist nur mehr in Resten in direktem Verband mit der kristallinen Unterlage verblieben. Ultramylonitbildung (als Pseudotachylitgänge von Schubflächen ausgehend), weit verfolgbare Störungen und Mylonitizationen, Kataklyse und diaphthoritische Gesteinsumwandlungen im direkten Nachbarbereich von Störungen sind Auswirkungen alpidischer Tektonik innerhalb des Kristallinblocks.

Das Kartenbild zeigt im großen eine vielmalige Wechsellagerung von Schiefergneisen, Glimmerschiefern, Amphibolgneisen und Amphiboliten in Verbindung mit Orthogneiskörpern.

Im Norden ordnen sich die Serien zu weit Ost-West durchstreichenden Zügen, intensiv verfaltet nach mehr oder minder flachen Achsen, im Süden – dem Schweizer Anteil – prägen teilweise steilstehende Faltenachsen (Schlingentektonik) das Großgefüge.

Ein Großgewölbe mit flacher Lagerung in der zentralen Hochsilvretta und Nordwest-Abtauchen im österreichischen Anteil vermittelt zwischen Norden und Süden.

Großfalten in Kilometerdimensionen geben sich dadurch zu erkennen, daß sich in den Amphibolit-Paragneis-Orthogneiswechselfolgen z. B. die Liegend- und die Hangendgesteine eines Orthogneiszuges unter intensiver walzenförmiger Verfaltung verbinden. Am Aufbau des Silvrettakristallins beteiligen sich Paragneise und Amphibolite einerseits und Orthogneise (in der Hauptsache granitischer Zusammensetzung) andererseits etwa in gleichem Ausmaß. Mischgneise (Migmatite und Metatexite) treten immer wieder an den Rändern der Orthogneise gegen Para-

gneise auf, erreichen aber kaum größere Mächtigkeiten. Vielfach ist die Grenze Orthogneis/Paragneis auch sehr scharf.

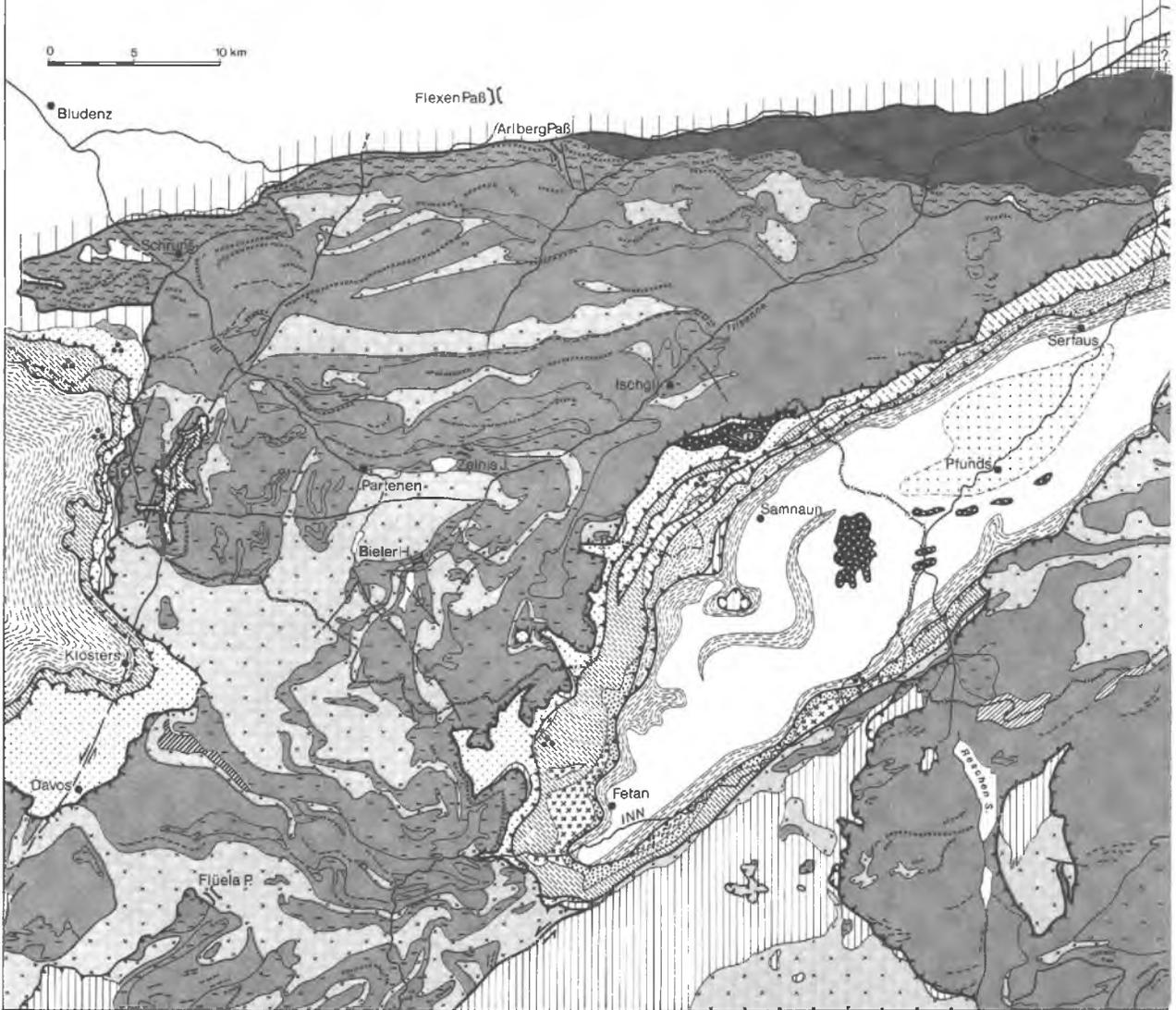
Am verbreitetsten unter den Paragneisen sind Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneise. Durch ein meist postdeformatives porphyroblastisches Wachstum von Plagioklas bzw. Biotit entstanden Feldspatknottengneise bzw. Biotitfleckengneise. Tonerdesilikatgneise und Glimmerschiefer sind durch einen höheren Gehalt an Granat, Stauroolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit gekennzeichnet, wobei alle Übergänge zu Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneisen zu beobachten sind. Glimmerschiefer, die die charakteristischen Quarz-Andalusitlinsen führen, sind besonders im Montafon anzutreffen (z. B. die Gipfelbereiche Valisera – Heimspitz – Versettla). Ein stellenweise mächtiger Zug dünnstieferiger und feinkörniger Biotitplagioklasgneise in Wechsellagerung mit Biotitschiefern und Quarziten erstreckt sich vom Montafon bei Gallenkirch bis Ischgl im Paznauntal. Ganz selten schalten sich in die Paragneise Marmor, Kalksilikatschiefer und Graphitquarzite als schmale Linsen und Lagen ein.

Amphibolite liegen in einer Verbreitung wie sonst kaum in den Alpen vor. Plagioklasamphibolite herrschen neben Granat-, Epidot- und Biotit-führenden Varietäten vor. Häufig gebändert, können sie durch Zunahme des Quarzgehaltes in Hornblendegneise übergehen; diese wiederum stehen über Wechsellagerung und fließende Übergänge mit Schiefergneisen in Verbindung. Daraus wird in den meisten Fällen auf Entstehung aus Mergeln und tuffogenem Material geschlossen. Im österreichischen Anteil sind bis jetzt in Amphiboliten noch keine Hinweise auf sichere gabbroide Reliktstrukturen gefunden worden, wie solche z. B. im Val Tuoi oder Val Sarsura aus der Schweiz bekannt sind; darüber hinaus sind Vorkommen von Eklogitamphibolit in der Schweizer Silvretta nicht allzu selten.

Die Orthogneise liegen texturell in der Hauptsache als Augen- und Flasergneise vor, wobei ein Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Gneis als verbreitetste und charakteristischste Varietät vorherrscht (Typus Flüela). Meist in konkordanten Lagen den Paragneisen und Amphiboliten eingeschaltet, sind an einigen Stellen auch noch die Intrusionskontakte (Migmatite) erhalten. Neben diesen Gneisen vom Typus Flüela treten als weitdurchstreichende, selbständige Züge besonders im Verwall meist biotitfreie Muskowit-Alkalifeldspatgneise auf.

Einen in Struktur und Zusammensetzung abweichenden Charakter besitzt der Mönchalpgranit in der Pischahorngruppe (Schweiz). Dieses Gestein wird zusammengesetzt aus bläulichem Quarz, granuliertem Plagioklas, meist idiomor-

Geologische Übersicht über die westlichen Zentralalpen (vom Prättigau bis zum Brenner) zusammengestellt von R. OBERHAUSER (Penninikum) und H. PIRKL (Ostalpin)



PRÄTTIGAU-HALBFENSTER UND GARGELLEN-FENSTER

- Madrisa-Schollen**
- AROSAZONE**
- nicht differenziert (bis Turon ☼)
- FALKNIS-SULZFLUH-DECKE**
- nicht differenziert (bis Unter-Eozän ☼)
- PRÄTTIGAU-FLYSCH**
- nicht differenziert (bis Unter-Eozän ☼)
- Deckengrenzen
- Lineamente, ☼ Mikrofossil-Nachweise

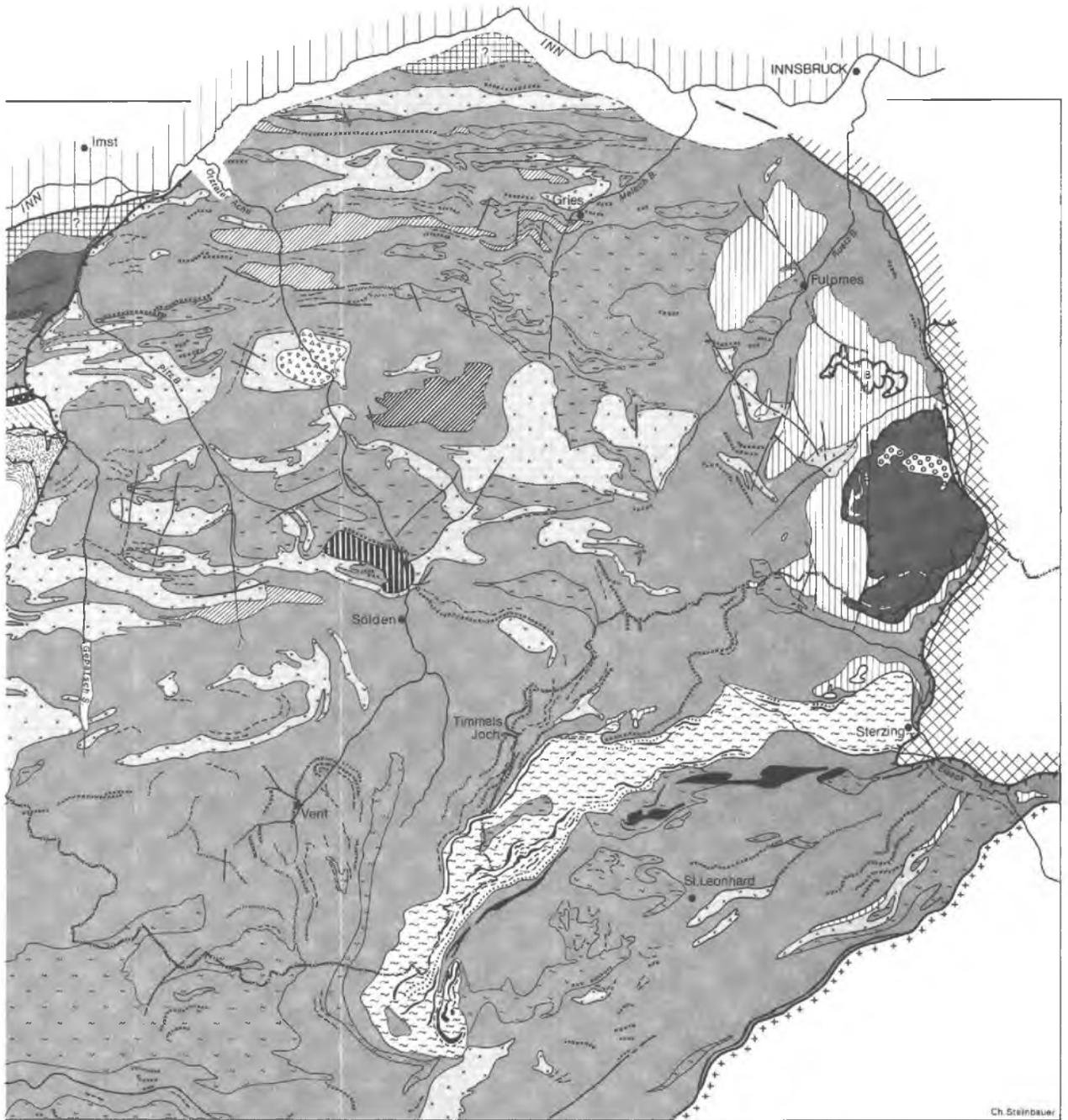
SILVRETTA-EINHEIT

- Permomesoz. d. Bereichs Ducan-Landwasser
- Eingeklemmtes Permomes. v. Puschlin-Thialspitz
- Quarzphyllite der Landecker Phyllitzone
- Gneise u. Glimmerschiefer d. „Phyllitgneiszone“
- Gneise granitischer u. aplit. Ausgangsgesteine
- Gneise u. Granite mit Cordieritführung
- Amphibolite u. Amphibolgneise
- Paragneise i. a.
- Glimmerschiefer

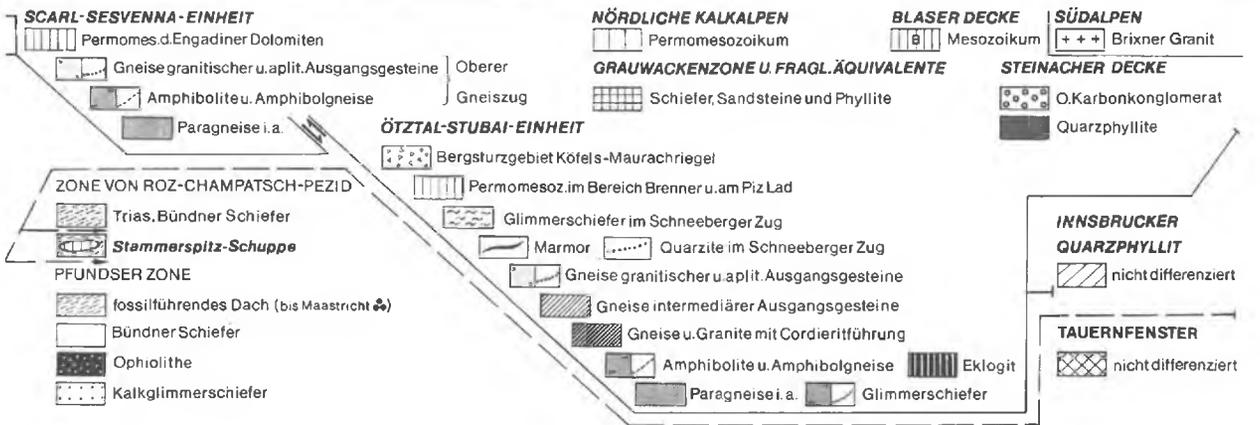
UNTERENGADINER FENSTER

- Subsivretide Schürflinge**
- AROSAZONE**
- nicht differenziert (bis Turon ☼)
- Ophiolite
- TASNADECKE**
- Sedimente (Perm bis Oberkreide u. ? Paläozän ☼)
- Tasnagranit etc. = z.T. Unterer Gneiszug
- RAMOSCHER ZONE**
- Sedimente und Ophiolite
- phyllonitisches Kristallin - Unterer Gneiszug
- PRÜTZER ZONE**
- Paläozoikum, Trias, Bündner Schiefer

Abb. 88. Die ostalpinen Einheiten des Ötztal- und Silvrettakristallins mit ihrer Überlagerung und ihrem Rahmen sowie inliegenden penninischen Fenstern



Ch Steinbauer



phem bis hypidiomorphem Kalifeldspat, schuppigem Biotit und graugrünen Häufchen von Pinit, die als Umwandlungsprodukte von Cordierit gedeutet werden. Ein Äquivalent zu diesem Gestein wurde bisher im österreicherischen Silvrettakristallin noch nicht nachgewiesen.

Ihre endgültige Prägung zu ihrer derzeit vorliegenden Form erhielten die Para- und Orthogesteine durch die variszische Orogenese, die nicht nur eine regionale Metamorphose unter den Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies, sondern auch die Verfaltung und eine umfassende Schieferung bewirkte.

Die jüngsten Gesteine des Silvrettakristallins stellen Diabasgänge dar, die das Nebengestein meist diskordant durchschlagen. Sie sind jünger als der Innenbau des umliegenden Kristallins und sind von der variszischen Metamorphose nicht mehr erfaßt worden, reichen aber auch nicht in die auflagernden mesozoischen Sedimente hinein. Nur an einigen Stellen wurden Diabasgänge noch etwas verschiefert.

Literatur: BERTLE H. 1972; REITHOFER O. 1931, 1935; STRECKEISEN A. 1928; STRECKEISEN A. et al. 1966; WENK E. 1934.

3.8.2.2. Westrand:

Bereich Mittelbünden, Gargellen

Die heute vorliegende Westgrenze der Silvrettadecke ist erosionsbedingt; es kann aber angenommen werden, daß sie kaum je viel weiter nach Westen reichte. Der Kristallinblock wurde also im Westen spitzwinkelig zugeschnitten. Im Südwesteck, südlich Davos, sind noch Reste der Sedimentbedeckung erhalten (Ducan- und Landwassermulde), denen aber zum Teil bereits die Kristallinunterlage fehlt. Im Landwassertal (Umgebung Davos) schalten sich zwischen der Silvrettadecke und dem nach Osten darunter eintauchenden Deckenstapel schwach- bis nicht-metamorpher mesozoischer bis alttertiärer Gesteine (Prättigauschiefer, Abfolgen der Falknis- und Sulzfluhdecke, Arosazone) abgeschuppte Teile des Silvrettakristallins mit dazugehörigen Sedimenten ein (Davoser Dorfberg Decke, Grünturm-Serie, Kristallin des Aroser und Parbaner Rothorns). Anteile fast all dieser unterlagernden Körper sind auch im Fenster von Gargellen aufgeschlossen, dessen erosive Öffnung durch das Gargellen-Lineament erleichtert wurde (siehe 3.7.1.).

Die Nordost-Südwest streichende Ducanmulde in der südlichen Flüelagruppe, deren Südost-Schenkel in ungestörtem Kontakt mit dem Kristallin blieb und deren Nordwest-Schenkel an einer Fläche, die sich streichend ins Kristallin fortsetzt, abgeschert wurde, besitzt einen Schichtum-

fang von permoskythischem Buntsandstein bis ins Rhät, mit südalpinen Anklängen besonders in der Mitteltrias (vgl. Abb. 93). Jüngerer als Rhät fehlt erosiv in der Ducanmulde, die Schichtfolge in Mittelbünden reicht sonst bis in die allertiefste Kreide.

Literatur: BEARTH P. et al. 1935; BERTLE H. 1972.

3.8.2.3. Nordrand:

Bereich Montafon – Landeck

W. HAMMER schied 1922 auf Blatt Landeck (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich) eine den Nordrand des Silvrettakristallins begleitende und darunter eintauchende „Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer“ aus. O. REITHOFER verfolgte dann bei der Kartierung der Verwallgruppe diese Zone weiter nach Westen und fand sie auch noch im Rätikon zwischen dem Rells- und dem Gampadelstal. Charakteristisch für diese Zone sind Feldspatknottengneise, Glimmerschiefer, Biotitplagioklasgneise und Einlagerungen von Quarzitschiefern und Muskowitgranitgneisen, untergeordnet auch Amphibolitlagen, wobei alle diese Gesteine bereichsweise phyllonitisiert sind. Die besondere tektonische Beanspruchung äußert sich darüber hinaus in kleinschariger Zerklüftung bis zu Verlehmung an parallel oder spitzwinkelig zur Schieferung durchsetzenden Mylonitzonen. Schon W. HAMMER faßte die stark durchbewegten Schiefergneise bis Glimmerschiefer unter der Sammelbezeichnung Gneisphyllite zusammen. Daraus entwickelte sich dann der Name „Phyllitgneiszone“.

Die tektonische Stellung dieser Zone erscheint noch nicht voll geklärt. Einerseits wird immer wieder von einer Phyllitgneisdecke gesprochen, andererseits betonen sowohl W. HAMMER wie auch O. REITHOFER mehrere Male, daß direkte Übergänge von Phyllitgneis zu Biotitplagioklasgneis der Silvrettadecke zu beobachten sind, zumindest aber, daß sich auf weiten Strecken keine tektonische Linie zwischen Phyllitgneisen und Silvrettakristallin nachweisen läßt.

An dieser Nahtstelle schalten sich nun südlich Landeck, von Puschlin bis westlich der Thialspitz, *Sedimentlinsen* mit einer Folge aus Verrucano, dunklen Kalkschiefern und Dolomit ein. Diese Sedimente deutete A. TOLLMANN (1962) als Reste zentralalpiner Mesozoikums, wodurch dann das Silvrettakristallin als „mittelostalpin“ einzustufen war und die *Phyllitgneiszone* als Rest des oberostalpinen kristallinen Sockels (vgl. Abb. 73, 93).

R. OBERHAUSER (vgl. Abb. 38) konstruierte aus der Erkenntnis der inversen Serien am Süd-

rand des Rätikon großartige, weitüberschlagene Faltenstrukturen aus Tauchsätteln und -mulden, wobei für das Kristallin zwischen dem Gampadels- und dem Rellstal im Kern von Tauchsätteln eine vollkommen überkippte Position postuliert wird.

Die tektonische Stellung des Sedimentzuges der Tschagggunser Mittagspitz – teils der Arosazone zugerechnet, teils als kalkalpin gedcutet – wäre dann eher eine kalkalpine. Von der Mittagspitz nach Süden lassen sich entlang der Überschiebung des Silvrettakristallins auf die Arosazone mehrere Mesozoikumsschuppen verfolgen, die von P. HALDIMANN (1975), zusammen mit als Oberkarbon und Perm eingestuftes Schichtgliedern, zur „Madrisazone“ zusammengefaßt wurden und kalkalpine Spurschollen in subsilvrettider Stellung darstellen sollen. Andere Autoren, wie J. CADISCH, W. HÄFNER und H. BERTLE, rechnen diese Schollen hingegen der Arosazone zu. Zwei Beobachtungskomplexe in bezug auf die Phyllitgneiszone wären also auf einen Nenner zu bringen. Einerseits scheint eine nahe Verwandtschaft mit dem Silvrettakristallin in Gesteinsbestand, Metamorphosegrad und Gefüge gegeben zu sein, andererseits weisen die beobachtete Phyllonitisation und Mylonitisation, weit durchstreichende Scherflächen und die inverse Lagerung einzelner Abschnitte auf eine andere tektonische Geschichte hin.

Eine Abscherung des nördlichsten Teiles des Silvrettakristallins und eine intensive Einbeziehung dieses Abschnittes in die alpidische Tektonik ohne weiträumige Trennung in Ober- und Mittelostalpinen Kristallin scheint möglicherweise eine denkbare Lösung zu sein.

Literatur: HALDIMANN P. 1975; OBERHAUSER, R. 1970b; REITHOFER O. 1935; RESCH W. 1973; TOLLMANN A. 1970b.

3.8.2.4. Landecker Quarzphyllitzone

Im Abschnitt Arlbergs- bis Arzl (Ausgang Pitztal) schaltet sich zwischen Silvrettakristallin und Nördliche Kalkalpen ein Zug von Gesteinen ein, der nach dem lithologischen Habitus immer dem Innsbrucker Quarzphyllit gleichgesetzt wurde: die Landecker Quarzphyllitzone.

Von W. HAMMER (1918) ausführlich beschrieben, wurden in dieser Zone erst wieder im Zuge der Projektierungs- und Aufnahmearbeiten für

das Kraftwerk Prutz-Imst neue Daten erarbeitet (O. SCHMIDEGG, 1959). Die Arbeiten und petrographischen Untersuchungen von S. HOERNES & F. PURTSCHELLER (1970) stuften große Teile des Quarzphyllits als Phyllonite ein, als Gesteine diaphthoritischer Entstehung mit Relikten älterer (höherer) Metamorphose. Dies steht im Gegensatz zu der wahrscheinlich großteils progressiv metamorphen Entstehung des Innsbrucker Quarzphyllits.

Im Ostteil der Phyllitzone zwischen Arzl im Pitztal und Landeck kann folgende Gliederung angegeben werden:

Im Norden Grauwackenschiefer mit eingeschalteten Verrucanolen, mit steil südfallender Fläche an die Kalkalpen angrenzend, die hier bis südlich des Inn reichen; daran südlich anschließend dünnblättrige Quarzphyllite mit Eisendolomitlinsen (Zone von Timmels). Die Hauptmasse der Zone bauen Quarzphyllite mit Einlagerungen von mehr oder minder phyllonitischen Biotitplagioklasgneisen, Amphibolitbändern und Granitgneislagen auf.

Die beiden nördlichen Serien könnten als Äquivalente der Grauwackenzone aufgefaßt werden. Die Hauptmasse des Quarzphyllits wären dann alpidisch (?) partiell verschieden stark phyllonitisierte Gesteine des Silvretta- bzw. Ötztalkristallins; möglicherweise verstecken sich freilich noch progressiv metamorphe Anteile darin.

Ob diese Gliederung gegen Westen weiterverfolgt werden kann, wurde noch nicht überprüft. Oberkarbonvorkommen wurden jedoch am Arlberg, im Klostertal und im Montafon (Bartholomäberg und Rellstal) nachgewiesen.

Aufnahmen von A. NOWOTNY (1977) in der Hochedergruppe südlich Telfs lassen erkennen, daß die dort von TH. OHNESORGE (1905) abgegrenzten Phyllite ebenfalls mögliche Äquivalente der Grauwackenzone beinhalten könnten.

Die hier und im vorherigen Abschnitt dargestellten Zonen werden auch in den Kapiteln 3.6.3. und 3.6.4., aber mehr vom Gesichtspunkt des Alters und einer Zugehörigkeit zur Grauwackenzone, besprochen.

Literatur: HAMMER W. 1919; HOERNES S. & PURTSCHELLER F. 1970; NOWOTNY A. 1977; OHNESORGE TH. 1905a; SCHMIDEGG O. 1959.

3.8.3. Geologische Beschreibung der Öztaler und Stubai Alpen

3.8.3.1. Interngliederung des Öztalkristallins

Erste Übersichten über Aufbau und Gliederung des Kristallins erarbeiteten schon im 19. Jahrhundert M. STOTTER, J. TRINKER, A. PICHLER und insbesondere F. TELLER.

Die Geologische Kartierung und erste Gesamtaufnahme im Maßstab 1:75.000 durch W. HAMMER, erstellt in dreißigjähriger Tätigkeit, bildet in weiten Teilen noch die Hauptgrundlage für weitergehende Detailarbeiten; sie hat in den Grundzügen ihre Gültigkeit bis heute nicht eingebüßt. Die Tätigkeit W. HAMMERs erstreckte sich auch auf den italienischen Anteil, dokumentiert durch die geologischen Kartenblätter 1:100.000 Passo di Resia und Merano, gemeinsam mit B. SANDER; letzteres Blatt ist erst vor kurzem durch eine Neuaufnahme unter B. ZANNETTIN ersetzt worden.

Zahlreiche Neuergbnisse sowohl über die Großstrukturen des Internbaus („Schlingentektonik“) wie über ungezählte Details des Gefüges, der Petrographie und stratigraphische Probleme in den Sedimentauflagen erbrachten die ausgedehnten Studien O. SCHMIDEGGs, der direkt auf den Arbeiten W. HAMMERs weiterbaute.

Arbeitsgruppen der Innsbrucker Universität (F. PURTSCHELLER, S. HOERNES, E. HOFFER, G. HOINKES u. a.) und von deutschen Universitäten (K. SCHMIDT u. a.) vervollständigten in den letzten Jahren das Bild durch petrographisch-petrologische und gefügekundliche Detailstudien. Radiometrische Altersbestimmungen (Gesamtgesteinsalter und Glimmeralter) erlauben jetzt auch die zeitliche Einordnung der komplizierten Kristallinogenese. F. KERNER begann schon am Ende des 19. Jahrhunderts mit Versuchen der Gliederung der Sedimente im Bereich der Brennerfurche, wobei die Grundlage für die heute geltende Stratigraphie gelegt wurde. H. KÜBLER & W. E. MÜLLER und insbesondere O. SCHMIDEGG lieferten in Detailstudien dann die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse, auf denen die heutigen Erkenntnisse basieren.

In bezug auf die stoffliche Zusammensetzung, den Großbau und die Internstruktur ist das Ötz-Stubai-Kristallin mit dem Silvrettakristallin nahe verwandt und in vielem vergleichbar. Besonders die Übereinstimmung in den Großstrukturen ist evident.

Der Nordteil ist charakterisiert durch flache Achsen und weitdurchstreichende Ost-West verlaufende Gesteinszüge; der Südteil wird geprägt durch großartige Schlingentektonik. Kontrolliert durch dünne Orthogneis- oder Glimmerschiefer-

bänder, lassen sich diese steilstehenden Faltenzüge über Zehner von Kilometern verfolgen. Als Erklärung des Phänomens „Schlingentektonik“ erscheint die Deutung tangentialer Durchbewegung bereits relativ steilstehender Serien am wahrscheinlichsten.

Die Hauptprägung des Kristallins (Hauptgefügeprägung, Schlingentektonik) geschah während der variszischen Orogenese. Eine Überprägung in altalpidischer Zeit (Oberkreide) durch eine eher statische Metamorphose belegt die sogenannte „Schneeberger Kristallisation“ in den Serien des Schneebergerzuges, die auch weit in das Altkristallin hineinwirkte.

Im Gegensatz zum vollständig auf jüngeren Serien schwimmenden Silvrettakristallin bewirkte die jungalpidische Deckenstapelung keine vollständige Entwurzelung des Ötz-Stubai-Kristallins. Entlang der Ost- und Westbegrenzung tauchen andere tektonische Elemente darunter hinein, im Süden jedoch reicht dieses Altkristallin ohne Unterbrechung bis an die Periadriatische Naht.

Außer der Überschiebungstektonik sind jungalpidisch nur bruchtektonische Auswirkungen (Mylonitisierung, Mineralumbildungen an Störungszonen) innerhalb des Kristallins zu verspüren.

Die Hauptmasse der Gesteine stellen, wie in der Silvretta, diverse Schiefergneistypen (Biotitplagioklasgneise) und damit vergesellschaftete mineralreiche Glimmerschiefer. Im Gegensatz zum Silvrettakristallin, wo die mächtigen und weitverbreiteten Amphibolite in der Gesamtmasse als metamorphe Abkömmlinge von Mergeln und Tuffiten gedeutet werden, erweisen zahlreiche Untersuchungen einen Verband von Para- und Orthoamphiboliten im mittleren Öztal. Die in der (mit dem unglücklich gewählten Namen) „Wechselserie“ vorliegenden Amphibolite dürften ehemalige Tuffe und Tuffite darstellen; hangend und liegend dieser Serien schließen Vorkommen von Orthoamphiboliten an, die mit Peridotiten, Eklogiten und diablastischen Granatamphiboliten vergesellschaftet sind.

Innerhalb der sauren bis intermediären Orthogesteine besteht eine ziemlich weite Streuung im Chemismus: von Biotitgranitgneis, zweiglimmerigen Augen- und Flaserigneisen, Muskowitgranitgneis und Aplit über Tonalit- und Dioritgneis bis Granodioritgneis.

Mit dem „Winnebachgranit“ und ähnlichen Typen tritt im Ötz-Stubai-Kristallin ein dem Mönchalgranit der Silvretttagruppe äquivalentes und vergleichbares Gestein auf. Da die Grenzen zu den umgebenden Schiefergneisen diskordant

und diffus sind, ein migmatitisches Gefüge mit zahlreichen Gneisschollen vorliegt und in der Regel keine postkristalline Deformation und Schieferung nachzuweisen ist, handelt es sich bei diesem Gesteinstyp um einen jüngeren, freilich noch variszischen Anatexit. Charakteristisch sind die schon makroskopisch auffälligen, dunkelgrünen, idiomorphen Einschlüsse, die sich mikroskopisch als Pseudomorphosen nach Cordierit erweisen.

Literatur: BAUMANN M. et al. 1967; DRONG H. J. 1959; HAMMER W. 1929; HOERNES S. & HOFFER E. 1973; HOINKES G. et al. 1972; PURTSCHELLER F. 1967 a, b, 1969, 1971; SCHMIDEGG O. 1936, 1964; SCHMIDT K. 1965.

3.8.3.2. Westrand: Bereich Unterengadin

Entlang des gesamten Westrandes grenzt die tektonische Linie der Schlinigüberschiebung die Kristallinmasse des Ötztalkomplexes gegen die unterlagernden Serien ab. Diese Überschiebung – je nach Deutung der Bewegungsmechanik eine Unter- oder Aufschiebung – bewegte die Kristallinmasse in einer sehr jungen (tertiären) Bewegungsphase etwa 20 km in West- bis Nordwest-Richtung (Ausgleich einer Ost-West-Einengung). Die Bewegungsweite beweisen zahlreiche isolierte Kristallinschollen auf dem Mesozoikum der Engadiner Dolomiten und die Fenster von Rojen und des Jaggl (Endkopf), die Bewegungsrichtung belegen junge Nord-Süd-Querstrukturen in den überschobenen Sedimenten. Die Schlinigüberschiebung interferiert regional und wahrscheinlich auch zeitlich mit der „Engadiner Linie“. Dieses Lineament – eine Linkseitenverschiebung mit einem Verschiebungsbetrag des östlichen Flügels bis 15 km nach Norden – wird im Süden bereits im Bergell wirksam, bildet auf weite Strecken die Grenze zwischen Engadiner Dolomiten und schweizerischem Silvretta-Kristallin und vereinigt sich etwa nördlich Nauders mit der Schlinigüberschiebung.

Die Sedimentafrühe innerhalb des Kristallins bei Rojen (südwestlich des Reschenpasses) wurden schon lange als Äquivalente der Engadiner Dolomiten erkannt und anerkannt. Die Fensteratur des Permomesozoikums mit dem dazugehörigen Plawennkristallin im Stock des Jaggl östlich des Reschenstausees war lange in Diskussion. Schon W. HAMMER (1911) dachte an eine solche Möglichkeit. Seit den Arbeiten von W. HESS (1962), D. RICHTER & U. ZINKERNAGEL (1975) und M. THÖNI (1973) kann kaum mehr daran gezweifelt werden, daß der Jaggl ein Fenster der überschobenen Scarl-Sesvenna-Einheit darstellt.

Die Sedimentscholle des Piz Lad südwestlich

Nauders mit einem Schichtumfang von Alpinem Verrucano bis Hauptdolomit erweist sich daher, obwohl auch an der Basis etwas abgeschuppt, als einziger Rest der Sedimentbedeckung des Ötztalkristallins im Westen (vgl. Abb. 93).

Das Südwesteck der Ötztaler Masse bietet auch den Schlüssel zur Beantwortung der Frage, ob und wie die großen Kristallinblöcke Silvretta und Ötztal zusammenhängen. Für die Schlinigüberschiebung ist zwar eine Bewegungsweite von ca. 20 km nach Westen nachgewiesen; diese tektonische Fläche läuft aber nach Einbiegen in den Vintschgau bei Mals aus und läßt sich nicht, wie von zahlreichen früheren Autoren vermutet, weiter nach Osten verfolgen. Ötztal- und Sesvennakristallin (Münstertal) lassen sich also über den Vintschgau zu einer zusammengehörigen Einheit verbinden. Als sogenannter „Oberer Gneiszug“ taucht Sesvennakristallin als Basis der Engadiner Dolomiten direkt im Hangenden der Engadinerfenster-Serien vom Süden des Fensters bis etwa nördlich Nauders auf.

J. CADISCH, H. EUGSTER und E. WENK nehmen den Zusammenhang zwischen Silvrettakristallin und Münstertaler Kristallin über das Engadiner Lincament hinweg als nachgewiesen an und damit auch den ursprünglichen Zusammenhang zwischen Silvretta-, Sesvenna- und Ötztalkristallin als einheitlichem Block. R. TRÜMPY (1972) macht aber in bezug auf diese Frage auf einige Probleme aufmerksam, die seiner Meinung nach noch nicht gelöst sind, und möchte das Sesvennakristallin tiefer als das Silvrettakristallin einordnen.

Die Lösung dieser Frage hat nicht nur Auswirkungen auf die Einordnung und Stellung der Kristallinblöcke, sondern könnte auch einen Beitrag zur Abklärung der verschiedenen Ansichten von Ost- und Westalpengeologen bei der tektonischen Zuordnung zu Unter-, Mittel- oder Oberostalpin darstellen.

Literatur: CADISCH J. 1968; HAMMER W. 1911; HESS W. 1962; RICHTER D. & ZINKERNAGEL U. 1975; SCHMID S. 1973; THÖNI M. 1973; TRÜMPY R. 1972 a.

3.8.3.3. Nordrand: Bereich Arzl – Innsbruck

Im großregionalen Kartenbild (s. Abb. 88) fällt sofort das gegen Norden bogenförmige Vorpreschen des Ötz-Stubai-Kristallins gegenüber der Silvrettacinheit auf.

Im Bereich Kaunertal-Arzl im Pitztal tauchen nördlich des Engadiner Fensters ein schmaler Streifen steilstehenden Silvrettakristallins, die Sedimente der Zone von Puschlin, Phyllitgneise und der Landecker Quarzphyllit nach Osten un-

ter die relativ steilstehende Aufschichtung des Öztalkristallins hinein (s. auch Kap. 3.8.2.4.). Diese tektonische Linie, quer über mehrere Einheiten hinweg, stellt das Ergebnis aus der Interferenz des Engadiner Lineaments mit der Schlingüberschiebung, überprägt durch einen letzten, sehr jungen Nordvorschub des gesamten Ötz-Stubaiblockes, dar. Dabei wurden wahrscheinlich bis auf einen kleinen Rest Quarzphyllit und Grauwackenzonenäquivalente überwältigt. Wie schon in Kap. 3.8.2.4. beschrieben, könnten allerdings Teile der von TH. OHNESORGE (1905) südlich Telfs auskartierten Phyllite und Phyllitgneise auch Grauwackenzonenäquivalente beinhalten (A. NOWOTNY, 1977).

Wie der heutige Verlauf der Grenze Kalkalpen/Kristallin und damit des Inntals zwischen Arzl im Pitztal und Telfs entscheidend durch das Einschwenken eines Astes des Engadiner Lineaments geprägt und vorgegeben wurde, so ist auch der Ostflügel des bogenförmigen Vorstoßes zwischen Telfs und Innsbruck bruchtektonisch bedingt; die die Brennerfurche vorzeichnende Silltalstörung biegt ab dem Ausgang des Stubaitales nach Nordwesten und damit in das Inntal ein.

Literatur: HAMMER W. 1919; NOWOTNY A. 1977; OHNESORGE TH. 1905; SCHMIDEGG O. 1959.

3.8.3.4. Ostrand: Brennermesozoikum s. I., Steinacher Decke

Die Geologie im Bereich der Brennerfurche bildet in ihrer tektonischen und stratigraphischen Kompliziertheit eine Schlüsselstelle für die Deutung der Geologie der Ostalpen. Nach TERMIERS Erkenntnis des Auftauchens penninischer (westalpiner) Serien in den Tauern setzte von diesem Punkt aus die Bearbeitung der Ostalpen aus dem Blickwinkel weiträumiger Überschiebungen und komplexer Deckengebäude ein. Letztlich liegt hier der Ausgangspunkt unserer heute gültigen Erkenntnisse und Vorstellungen über den Bau der Ostalpen; Abb. 89 gibt eine Übersicht.

Jahrzehntelange, mühevoll tektonische und stratigraphische Detailaufnahmen zahlreicher Forscher, insbesondere von O. SCHMIDEGG, ermöglichen uns jetzt erst einen gewissen abgeschlossenen Überblick über die Probleme dieses Alpenabschnittes.

Vorgezeichnet wird die Brennerfurche durch die Bruchlinie der Silltalstörung. Von Norden her bis Matriei am Brenner trennt sie Innsbrucker Quarzphyllit und Stubaikristallin mit einer mächtigen Mylonitzone. Die Gneise und Phyllite

wurden dabei so vollständig mylonitisiert und zu Ton verrieben, daß sie als Ziegelrohstoffe in der Tongrube bei der Stefansbrücke abgebaut werden. Südlich Matriei vereinigt sich die Silltallinie mit der Überschiebungsfläche des Ostalpins im Bereich der abtauchenden penninischen Tauernschieferhülle.

Das Brennermesozoikum s. I. teilt sich in das auf Kristallin transgredierende Brennermesozoikum s. str. und in die Blaserdecke; darüber liegt die aus Kristallin und Paläozoikum bestehende Steinacher Decke.

Brennermesozoikum (s. str.)

Abgesehen von der kleinen Scholle des Piz Lad im Westen bei Nauders (s. Kap. 3.8.3.2.), blieb nur entlang dieser Nord-Süd-Furche die primäre sedimentäre Bedeckung des Ötz-Stubai-Alt-kristallins in den morphologisch sich stark von der Umgebung abhebenden Stöcken der Kalkkögel, der Serles und des Tribulaun erhalten. Dazu kommen noch mehrere kleine, isolierte Vorkommen auf italienischem Gebiet, wie z. B. Telfer Weiße, Schneeberg und Mauls.

Die Schichtfolge reicht vom Permoskyth bis in den Oberjura (ev. Neokom), wobei jedoch die genaue Einstufung besonders der Juraschichtglieder infolge Fossilarmut und metamorpher Umprägung nur aus dem Vergleich mit analogen Serien möglich ist (vgl. Abb. 93). Eine Grobgliederung ist an manchen Stellen teilweise schon aus der Morphologie ableitbar.

Über einer nur stellenweise erhaltenen Basisserie von Quarzkonglomeraten, Arkosen und Quarziten des Permoskyth (Alpiner Verrucano) und dünnstiefrigen Dolomiten und Tonschiefern des Anis (?) baut sich der bis zu 400 m mächtige „Untere Dolomit“ (ladinischer Wettersteindolomit) auf. Nach einem Band aus Raibler Schichten folgt darüber der etwa doppelt so mächtige „Obere Dolomit“ (norischer „Hauptdolomit“). Eine reichgegliederte, unruhigere Morphologie oberhalb der ungegliederten Steilwände des Oberen Dolomits charakterisiert die Verbreitung des Rhät-Jurakomplexes, der meist unter dem Sammelbegriff „Metamorpher Kalkkomplex“ (H. KÜBLER & E. MÜLLER) zusammengefaßt wurde. Eine Detailgliederung wird dabei durch die starke tektonische Beanspruchung – ausgewälzte liegende Falten und Verschuppung mit liegenden und hangenden Serien – sehr erschwert.

Das Brennermesozoikum s. str. insgesamt zeigt eine von Norden nach Süden zunehmende Metamorphose, die sich besonders in der zunehmenden Umkristallisation des Raibler Schieferbandes äußert, und zwar von einzelnen im Ton-

schiefer aufsprossenden Biotiten im Norden bis zu glimmerschieferartigen Bändern in der Telfer Weiße nördlich Sterzing, wie auch in „Metamorphen Kalkkomplexen“. Radiometrische Altersbestimmungen an Biotiten dieser Serien, die Biotitabkühlungsalter von ca. 80 Mio. J. erbrachten, belegten damit die Gleichzeitigkeit der letzten Metamorphose von Schneebergerzug und Brennermesozoikum s. str. und *keinen* Zusammenhang mit der oligozänen Tauernmetamorphose (s. auch Kap. 3.8.3.5.).

Blaser Decke

Schon F. KERNER erkannte, daß in der Serlesgruppe über dem „Metamorphen Kalkkomplex“ tektonisch zwar stark beanspruchte, aber nicht metamorphe Schichtfolgen verbreitet sind. Kartierungen O. SCHMIDEGG's führten dann zur Zusammenfassung dieser Serien in einer eigenen Decke – der Blaser Decke. Detailaufnahmen in den letzten Jahren durch J. GEYSSANT bestätigten und verfeinerten diesen Befund. Die Schichtfolge dieser Decke (vgl. Abb. 93) umfaßt Hauptdolomit, Kössener Schichten, Liaskalk, Oberjuraradiolarite, Oberjurakalke und neokome Flaserkalke. Die Hauptmasse stellt ein stark grusig zerfallender Hauptdolomit in den Hängen und dem Almgebiet nördlich und nordwestlich Trins; Rhätolias der Blaserdecke baut den Grat südlich des Serlesgipfels auf. Oberjuraschichtglieder sind auch in den Hängen südlich Trins, als schmale Linsen zwischen Brennermesozoikum und Steinacher Decke eingeklemmt, nachgewiesen worden, und zwar ausgehend vom schon bei H. KÜBLER & E. MÜLLER beschriebenen, nicht metamorphen Jura des Mulischrofen nach Osten bis südlich Steinach am Brenner.

Vorkommen von Oberkarbon in direktem Verband mit Serien der Blaser Decke legen die Vermutung nahe, daß die im Anschluß beschriebene Steinacher Decke das ursprünglich Liegende und damit den Träger der Blaser Decke darstellen könnte.

Aufgrund der Faziesunterschiede und des unterschiedlichen Metamorphosegrades werden die Serien des Brennermesozoikums s. str. paläogeographisch mit dem zentralalpinen (tektonisch mittelostalpin), die Serien der Blaser Decke mit dem kalkalpinen Mesozoikum (tektonisch oberostalpin) parallelisiert. Ebenso aus faziellen Überlegungen hält J. GEYSSANT die sogenannte „Pfiemes Scholle“ an der Nordbasis der Kalkkögel (Mitteltrias–Partnachschichten) für eine unter zentralalpines Brennermesozoikum eingewickelte, kalkalpine Schuppe.

Steinacher Decke

Über Brennermesozoikum und Serien der Blaser

Decke und mit diesen intensiv verschuppt, legt sich südlich des Gschnitztales, bis zum Pflerschthal reichend, eine Decke mit mächtigem Quarzphyllit.

In diesen Quarzphyllit eingeschlossen, treten an zahlreichen Stellen Linsen von Eisendolomit auf, deren zeitliche Einstufung bis jetzt noch nicht gelungen ist.

Das Hangende des Phyllitkomplexes bilden Quarzkonglomerate, die am Nöblacher Joch durch pflanzenfossilführende Steinkohlen-(Anthrazit-)Flöze zeitlich eindeutig als Oberkarbon fixiert sind. Die Anthrazitflöze wurden zeitweilig bergbaumäßig beschürft und abgebaut.

Da weiter im Süden keine mit dem Steinacher Quarzphyllit vergleichbaren Serien mehr aufzufinden sind, ist die tektonische Herkunft der Steinacher Decke nicht ganz geklärt.

In der Deutung als ehemaliger Träger der Blaser Decken Sedimente ist einer Zuordnung als zurückgebliebene Basis der Nördlichen Kalkalpen und damit als Äquivalent der Grauwackenzone eine große Wahrscheinlichkeit nicht abzusprechen.

Literatur: GEYSSANT J. 1968, 1970, 1973 a, b, 1974; KÜBLER H. & MÜLLER E. 1962; MIGNON K. 1970; PREY S. 1977 c; SCHMIDEGG O. 1949, 1953, 1954, 1956.

3.8.3.5. Südrand: Schneeberger Zug, Bereich Vintschgau

Im Gegensatz zum Silvertakristallin erweist es sich beim Ötz-Stubai-Kristallin als schwierig, eine genau definierte Südgrenze festzulegen. Wie schon im Kap. 3.8.3.2. ausgeführt, lassen sich einerseits zwischen der Nord- und Südseite des Vintschgaues keine gravierenden Trennlinien innerhalb des Kristallins konstruieren, andererseits verbinden sich die Serien nördlich und südlich des Schneeberger Zuges um dessen Westende herum; das heißt, daß der Kristallinblock zwar, im Osten und Westen auf jüngeren Serien schwimmend, stark ausgedünnt austreicht, im Süden aber direkt bis an die Periadriatische Naht (Nord-Südpengrenze) heranreicht.

Über die schmale Kristallinzone bei Mauls (südöstlich Sterzing) besteht südlich der Tauern ein direkter Zusammenhang mit dem Altkristallin der Deferegger Alpen und damit mit dem ausgedehnten Altkristallin der östlichen Ostalpen.

Schneeberger Zug

Der im Stoffbestand sich auffällig vom sonst uniformen Habitus des Altkristallins unterscheidende Zug zwischen Sterzing im Osten und der Texelgruppe im Westen baut sich in der Hauptsache aus grobkristallinen Granatglimmerschie-

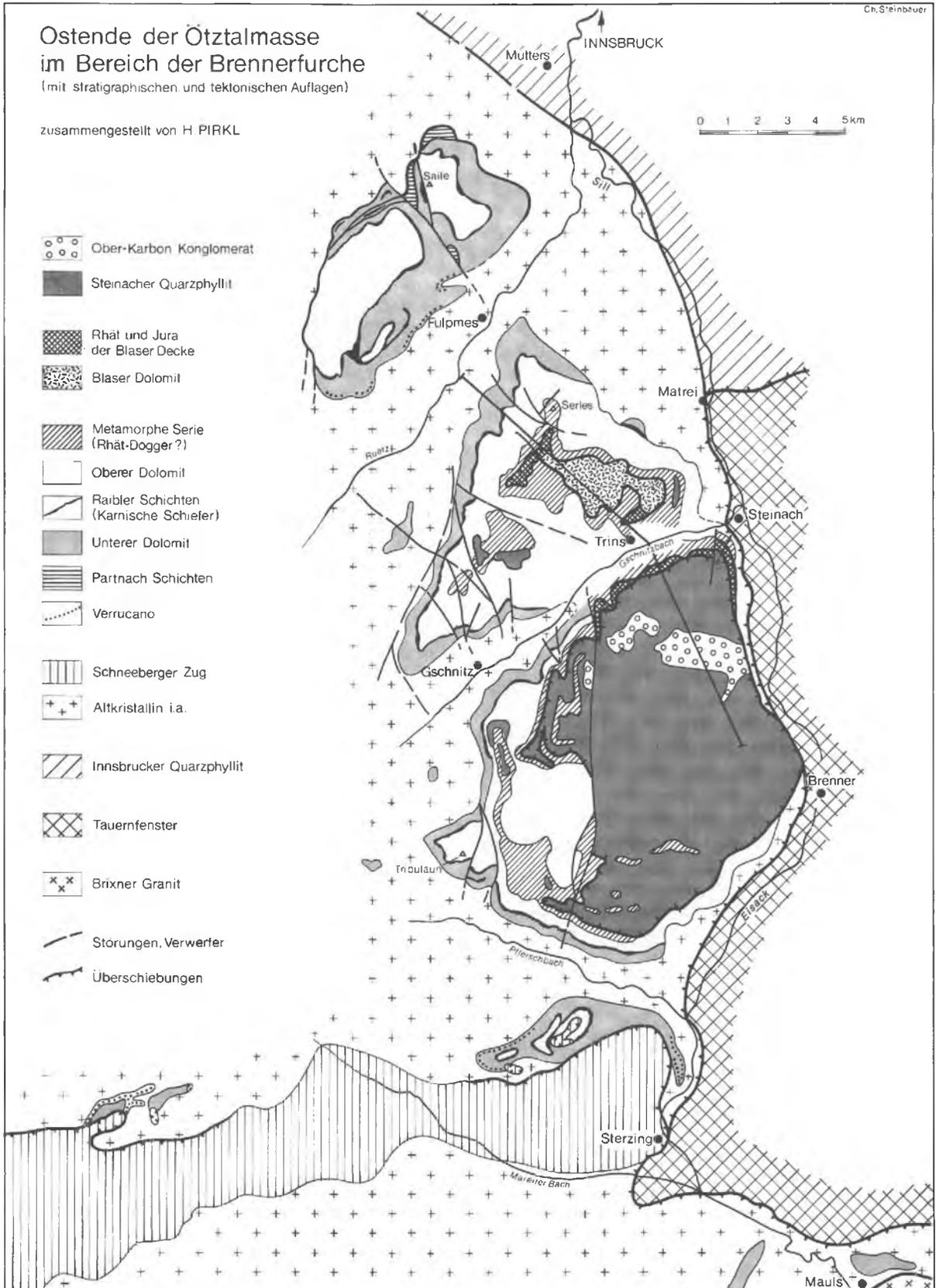


Abb. 89. Das Ostende der Öztalmasse im Bereich der Brennerfurche

Profil durch das Brennermesozoikum. (S. PREY, 1977)

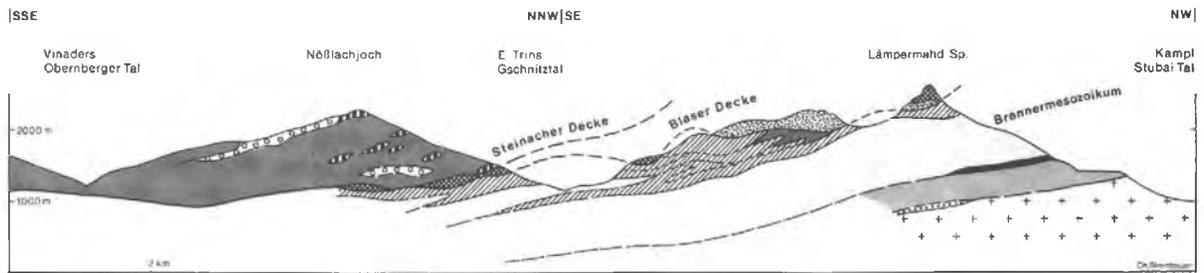


Abb. 90. Profil durch das Brennermesozoikum nach S. PREY, 1977 (Legende siehe Abb. 89)

fern, Hornblendegarbenschiefen, Kalkglimmerschiefern, Marmoren und randlich Quarziten auf.

Das Westende in der Texelgruppe ist, wie schon in der regionalen Großstruktur, aber auch im meßbaren Gefüge deutlich wird, in die Schlingentektonik eingebaut. Der Ostteil hebt, geprägt durch flache Achsen, bei Sterzing aus. Im Querschnitt zeigt sich das Bild eines enggefalteten Synklinoriums. Die Kristallisation erfolgte syn- bis postkinematisch und dürfte wahrscheinlich einaktig sein. Infolge Kristallisationsüberprägung des Südrandes vermitteln Biotitporphyroblastenschiefer zu der südlich folgenden, marmorreichen Laaser-Serie und lassen damit den Übergang fließend erscheinen.

Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen des Schneeberger Zuges durch M. SATIR (1975) mit dem Ergebnis von Biotitabkühlungsaltern um 80 Mio. J. fixieren die letzte Kristallisation des Schneeberger Zuges damit in der Zeit vor der höheren Oberkreide. Ein Zusammenhang mit der tertiären „Tauernkristallisation“ ist dadurch nicht mehr gegeben. Sekundäre Beeinflussungen durch diese Tauernkristallisation sind nicht einmal im Gebiet von Sterzing, wo Tauernschieferhülle und Schneeberger Zug ganz knapp aneinander grenzen, nachzuweisen.

Diese „Schneeberger Kristallisation“ wirkte sich auch im anschließenden Altkristallin und in dessen auflagernden Sedimenten (Brennermesozoikum) durch Verjüngung und Mischalter in den Glimmern des Kristallins und starke Metamorphose der Sedimente, besonders der Ton-schiefer, aus.

In Zusammenfassung der bisherigen Untersuchungsergebnisse dürfte folgende Deutung derzeit am wahrscheinlichsten sein:

Die Gesteine des Schneeberger Zuges stellen eine paläozoische Sedimentauflage auf dem Kristallin dar, welche sowohl bereits die variszische Gefügeprägung mitmachte, als auch eine Kristallisation durch die Metamorphose zur Kreidezeit aufgeprägt bekam. Die jungalpidischen Bewegungen wirkten sich nur durch randliche Auf-schiebungen aus.

Ob ein direkter oder indirekter, tektonischer oder stratigraphischer Zusammenhang mit der zwischen Schnals- und Matschertal auf Phyllitgneise aufgeschobenen Matscherdecke (marmorreiche, pegmatitführende Glimmerschiefer) vorhanden ist, scheint noch nicht vollständig geklärt.

Literatur: DAL PIAZ G. B. 1969; SANDER B. 1929; SATIR M. 1975; SCHMIDEGG O. 1936; SCHMIDT K. 1965; ZANETTIN B. 1970, 1971.

3.8.4. Genese (Metamorphosegeschichte, Tektonik)

Von den Ergebnissen der vorliegenden radiometrischen Altersbestimmungen ausgehend, entwickelten B. GRAUERT für die Silvretta und M. SATIR für die Ötztaler Alpen einen für das Gesamtbild sehr wahrscheinlichen Geneseablauf. F. PURTSCHELLER kam aus der Zusammenschau der besonders im Ötz-Stubai-Kristallin komplizierten petrographisch-petrogenetischen Daten zu einer sehr ähnlichen Sicht. Die Tabelle (Abb. 92) und

Abb. 91 stellen hauptsächlich eine Kompilation der Ergebnisse der oben angeführten Autoren dar.

Ausgehend von den in den speziellen Kapiteln schon angeführten Gründen ist der primäre Zusammenhang der beiden Kristallinkomplexe sehr wahrscheinlich, daher muß auch ihre Geschichte vergleichbar sein.

In den Paragneisen, die ihre erste metamorphe

ÜBERBLICK ÜBER DIE GESCHICHTE DER WESTLICHEN ZENTRALALPEN

unter Verwendung von B. GRAUERT 1969, R. OBERHAUSER 1968 u. 1973, M. SATIR 1975, zusammengestellt von H. PIRKL, 1978



Abb. 92. Überblick über die Geschichte der westlichen Zentralalpen

GEOGR./POLIT. LAGE		GRAUBÜNDEN (SCHWEIZ)	NORD- UND SÜDTIROL (ÖSTERREICH UND ITALIEN)	OSTTIROL (ÖSTERREICH)		
GEOLOG. EINHEIT		Ducantrias Thial-Puschlin-Zone	Engadiner Dolomiten, Ortler, Jäggl	Brenner mesozoikum (s.l.) Ötztaldecke (s.s.) Blaser Decke	Kalkateiner Trias	
GROSSTEKTON LAGE		Zentralalpin (Mitteloostalpin)		Oberostalpin	Zentralalpin (Mitteloostalpin)	
ÜBERLAGERUNG		Kalkalpen Phyllitgneiszone	Ötztaler Kristallin	Paläozoikum der Steinacher Decke Blaser Decke		
ALTTERTIAR	EOZAN					
	PALEOZAN		Kalkarene			
KREIDE	OBERKREIDE	MAASTRICHT				
		CAMPAN				
		SANTON				
		CONIAC		„Scaglia“		
		TURON				
	UNTERKREIDE	ALB				
		APT				
		BARREME				
		HAUTERIVE				> 5–10 m Aptychenkalk (grauer Flaserkalk)
		VALENDIS BERRIAS		60 m		
JURASS	MALM	TITHON				
		KIMMERIDGE				
		OXFORD				
	DOGGER	CALLOV				
		BATHON				
		BAIOC				
		AALEN		Aligäur-		
	LIAS	TOARC				
		PLIENSBACH		Schichten		
		SINEMUR				
HETTANG						
AS	RHAT	< 350 m Oberrhätkalke 250–300 m Kössener Schichten	> 100 m Kössener Schichten oder 50 m Fraele-Formation	Metamorpher Kalkkomplex (einige 100 m)		
	NOR	< 700 m Hauptdolomit 10–20 m Hauptdolomitbrekzie	< 1000 m Hauptdolomit	~ 200 m Komplex heller Marmore (hellgrau, weißlich, rotlich) mit Tuffspuren und Radiolarit	< 10 m heller Malmkalk und roter Knollenkalk 4–5 m Radiolarit	
	KARN	< 900 m Raibler Schichten	200 m Raibler Formation (Gips Dolomite, Rauhacker)	~ 200 m Plattenkalk- Kalkphyllit- Komplex (metamorphe, dunkle und sandige Kalke, kalkreiche Phyllite)	> 20 m Rote – hellgraue Lias-Doggerkalke (u. a.: Lias der Kesselspitze)	
RM	LADIN	400–480 m Arlbergkalk und Arlbergdolomit	100 m Vallatscha-Formation bzw. Wettersteindolomit			
	ANIS	0–60 m Mittlere Rauhacke < 120 m Muschelkalk	80 m Turettas- Formation } Alpiner 60 m Scarl- Formation } Muschelkalk			
U	SKYTH	20–25 m Untere Rauhacke „Buntsandstein“	60 m Fuorn-Format. < 450 m Chazfora- Formation			
PERM bzw. PERMOSKYTH		< 450 m Alpiner Verrucano (mit Quarzporphyr)	< 400 m Ruina- Formation	wenige m Alpiner Verrucano		
UNTERLAGERUNG		Ostalpines Kristallin (Silvrettkristallin)	Ostalpines Kristallin (Sesvonnakristallin)	Ostalpines Kristallin Ötztaler Kristallin	Ostalpines Kristallin [Kristallin des Deteregg Gebirges]	

Abb. 93. Permomesozoikum und Paleozän in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mitteloostalpin) und Oberostalpin, westlicher Teil (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)

gebnisse bekannt; das Gesamtstörungsmuster läßt sich aber erst jetzt so richtig überschauen, nachdem der Geologie mit Satellitenaufnahmen ein Hilfsmittel in die Hand gegeben wurde, das mit einem Blick die Übersicht über weitdurchstreichende Großkluft- und Störungssysteme, quer über verschiedene Zonen hinweg, erlaubt.

Als beherrschend fällt eine Häufung um die SW-NE Richtung auf – parallel der Aufwölbungsachse des Engadiner Fensters – wie z. B. Gargellenstörung, Engadiner Lineament (Linksseitenverschiebung mit 5–15 km Verschiebungs-

betrag), die parallel laufende Loisachstörung und das Störungssystem Matschertal – Stubaital. Bemerkenswert erscheint, daß ihre Streichrichtung von NNE in der westlichen Silvretta über NE im Engadin auf ENE im Ötztal-Stubaibereich umzuschwenken scheint. Störungsrichtungen NW-SE, E-W und N-S sind im gesamten Bereich zu finden, aber nur über weit kürzere Strecken durchzuverfolgen als die SW-NE Richtung!

Literatur: BERTLE H. 1970; TOLLMANN A. 1977a.

3.8.6. Hinweise zum Problem des Bimssteins von Köfels

Ein Problem, das immer wieder zu Bearbeitungen und Spekulationen Anlaß bot, sind die Bimssteinfunde in der Bergsturzmasse von Köfels und des Maurachriegels, der südlich Umhausen das Ötztal absperret. Zwei Vorstellungen der Deutung stehen sich seit langem gegenüber: Die eine Meinung führt die Bildung des Bimssteins auf vulkanische Vorgänge zurück, die auch den Bergsturz auslösten, die andere versucht das Phänomen mit einem Meteoriteneinschlag zu er-

klären. G. KURAT & W. RICHTER fanden 1971 aufgrund petrologischer Untersuchungen Hinweise auf Impaktminerale. Eine neue Erklärung der Bimssteinentstehung als Aufschmelzung durch Reibungswärme an den Gleitflächen des Bergsturzes wird in letzter Zeit diskutiert.

Literatur: AMPFERER O. 1939; ERISMANN TH. et al. 1977; KURAT G. & RICHTER W. 1971; SUFESS F. E. 1934.