

**Metamorphite der Silvrettadecke / Ostalpen:
Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen
zur präalpidischen Entwicklung**



Ralf Schweinehage

aus Helmstedt / Niedersachsen

**Institut für Mineralogie und Kristallchemie
der Universität Stuttgart**

2000

**Metamorphite der Silvrettadecke / Ostalpen:
Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen
zur präalpidischen Entwicklung**

Von der Fakultät Bio- und Geowissenschaften der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde eines Doktors der
Naturwissenschaften (Dr.rer.nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Ralf Schweinehage

Aus Helmstedt / Niedersachsen

Hauptberichter: Prof. Dr. Hans-Joachim Massonne
Mitberichter: Prof. Dr. Hartmut Seyfried

Tag der mündlichen Prüfung: 31. August 2000

Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart

2000

Zusammenfassung

Die Silvrettadecke ist Teil des oberostalpinen Deckenstapels und aufgrund ihrer tektonostratigraphischen Position von einer stärkeren alpidischen Metamorphose verschont worden. Dadurch eignet sie sich gut zur Untersuchung der präalpidischen Metamorphosegeschichte des oberostalpinen Grundgebirges, das seine letzte penetrative Deformation und Aufheizung während der variszischen Gebirgsbildung erfuhr.

Eine Auswahl von 35 Proben der mit etwa 20 % des Gesteinsvolumens weit verbreiteten Metabasite der Silvrettadecke wurde geochemisch analysiert. Anschließend konnten sie nach geotektonischer Diskriminationsanalyse im wesentlichen ehemaligen Basalten mittelozeanischer Rücken zugeordnet werden. Untergeordnet treten allerdings auch Inselbogentholeiite und kalkalkaline Basalte vulkanischer Bögen auf. Die beiden letzteren Gruppen stehen im Einklang mit dem weitverbreiteten Vorkommen intermediärer Gesteinstypen, die ebenfalls auf eine magmatische Genese an einem aktiven Kontinentalrand hindeuten.

Die geochemische Bearbeitung von 33 analysierten Granitoiden ergab eine überwiegend eindeutige S-Typ-Signatur. Die granitischen Chemismen sind aus der Aufschmelzung sedimentärer Gesteine hervorgegangen. Die geotektonische Diskrimination läßt zwei Gruppen erkennen. Die Biotit-Orthogneise weisen die Signatur eines magmatischen Bogens auf, die Hellglimmer-Orthogneise besitzen dagegen Charakteristika von Kollisionsgraniten.

Der Schwerpunkt der Arbeit wurde auf die detaillierte mineralchemische Untersuchung aller wichtigen präalpidischen Kristallingesteine gelegt. Dazu wurde das Gebiet der Silvrettadecke repräsentativ beprobt. Nach polarisationsmikroskopischer Vorauswahl wurde eine Vielzahl verschiedener Eklogit-Typen, Amphibolite, Metasedimente und Orthogneise mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde mineralchemisch untersucht. Dabei wurden etwa 6000 Vollanalysen durchgeführt. Für etwa 20 Granate, Omphazite, Amphibole und Hellglimmer wurden darüberhinaus jeweils mehrere Elementverteilungsbilder angefertigt.

Aus den zahlreichen Mineralanalysen wurden unter Verwendung verschiedenartiger Methoden Druck-Temperatur-Bedingungen für die Metamorphose ermittelt. Dabei standen Multi-gleichgewichtsberechnungen im Mittelpunkt.

Ein aus gabbroiden Ausgangsgesteinen abzuleitendes Eklogitvorkommen nahe Ischgl im österreichischen Teil der Silvretta wurde an zehn Proben mineralchemisch untersucht. Der Eklogit weist einen P-T-Pfad auf, der durch eine schnelle Versenkung bei einem niedrigen geothermischen Gradienten von 6°C/km gekennzeichnet ist. Das Druckmaximum wurde mit ca. 27 kbar bei einer Temperatur von 490°C erreicht. Anschließend erfolgte unter gleichzeitiger Fluidzufuhr eine isobare Aufheizung auf 620-670°C, die zur Ausbildung der hydratisierten Mineralvergesellschaftung Amphibol + Zoisit + Phengit + Talk führte.

Im südlichen, schweizer Teil der Silvretta ergeben Phengit-führende Eklogite eine hinsichtlich ihres Bildungsdruckes ähnliche Entwicklung, weisen jedoch in mehreren Proben 100-150°C niedrigere Metamorphosetemperaturen als die Eklogite von Ischgl auf. Der ebenfalls bei 25-27 kbar liegende Druckhöhepunkt wurde bei Temperaturen von 400-500°C erreicht. Weitere Eklogite ohne Phengit ergeben nur vereinzelt Maximaltemperaturen von 650°C. Der frühe retrograde P-T-Pfad ist durch postkinematische Phengite aufgezeichnet. Es ergaben sich 21-23 kbar / 540-550°C und 20 kbar / 490°C.

Die retrograde Metamorphoseentwicklung der Eklogite ist durch die Bildung verschiedener Symplektite nach Omphazit, Phengit und Disthen gekennzeichnet. Im weiteren Verlauf reequilbrierten die Eklogite unter Bedingungen der Amphibolitfazies. Die weitere retrograde Entwicklung ist allen Metabasiten der Silvrettadecke gemeinsam. Sie ist durch die Ausbildung von symplektitischen Granat-Amphiboliten, granoblastischen Granat-Amphiboliten und gewöhnlichen Plagioklas- und Epidot-Amphiboliten gekennzeichnet, die in dieser Reihenfolge auch die Entwicklung von P-T-Bedingungen der oberen Amphibolitfazies bei 10-13

kbar / 650-700°C zu Bedingungen der unteren Amphibolitfazies um 4-5 kbar / 550°C nachzeichnen.

Die Hauptmasse der Metasedimente der Silvrettadecke belegen mit ihrer Mineralchemie P-T-Pfade mit Druckmaxima, die im Bereich von nur 15 kbar liegen. Die in vielen Gesteinsproben ähnlichen Entwicklungen der Mineralchemie der Hellglimmer und Granate ergab einen P-T-Bereich um 15 kbar bei 450-500°C auf dem prograden Ast des P-T-Pfades. Das Temperaturmaximum von 600-700°C wurde bei 8-10 kbar erreicht. Minerale der späten Niederdruck-Entwicklung lieferten ein P-T-Stadium bei ca. 4-5 kbar und 550°C.

Abweichend davon ergaben nur unmittelbar mit den Eklogiten auftretende dünne metasedimentäre Lagen mit diesen übereinstimmende maximale P-T-Bedingungen.

Für die P-T-Entwicklung der Orthogneise läßt sich nach der Untersuchung der Mineralchemie und Zonierung der Hellglimmer ebenfalls eine frühe Hochdruck-Phase ableiten, die allerdings durch das seltene Auftreten von Granat und dessen mangelnde Zonierung mit Multigleichgewichtsmethoden relativ unsicher auf 16-20 kbar / 550°C abgeschätzt werden konnte. Eine spätere Metamorphosephase konnte anhand der Zonierung der Hellglimmer mit 10-11 kbar / 530°C berechnet werden. Ein aplitischer Orthogneis belegte auch eine Niederdruck-Metamorphose im Bereich von 4-5 kbar / 500°C.

Zusammen mit der unsicheren geochronologischen Erfassung des Zeitpunktes der eklogitfaziellen Metamorphose kann aus den hinsichtlich ihrer Temperaturmaxima divergierenden P-T-Pfaden der beiden Eklogitvorkommen der Silvrettadecke eine zeitlich unterschiedliche Entwicklung nicht ausgeschlossen werden. Neben einer ordovizischen Hochdruck-Metamorphose, die für die Bildung der schweizer Eklogitvorkommen verantwortlich ist, könnte eine zweite Hochdruckphase in frühvariszischer Zeit zur Metamorphose der Eklogite von Ischgl geführt haben. Ohne eindeutige radiometrische Datierungen der eklogitfaziellen Metamorphose läßt sich aber auch eine einphasige Entwicklung nicht ausschließen.

Unabhängig vom Aspekt der schwierigen zeitlichen Einordnung der eklogitfaziellen Metamorphose der Metabasite ist keine gemeinsame Metamorphose mit den Metasedimenten und Orthogneisen der Silvrettadecke zu erkennen. Die Druckmaxima der Metasedimente und Orthogneise liegen mindestens 10 kbar unterhalb derjenigen der Eklogite.

Es ist daher ein tektonischer Transport der eklogitfaziellen Metabasite in die metasedimentären und magmatischen Gesteine der kontinentalen Kruste im Verlauf der frühen Exhumierung der Eklogite anzunehmen. Die Lücke in den P-T-Bedingungen zwischen Eklogiten auf der einen Seite und Metasedimenten wie Orthogneisen auf der anderen Seite macht eine "in situ-" Metamorphose unwahrscheinlich.

Summary

The Silvretta nappe is part of the Upper Austroalpine nappe stack. Because of its tectonostratigraphic position, it escaped from a severe Alpine metamorphic overprint. Therefore, it is well suited for the investigation of the pre-Alpine metamorphic evolution of the basement rocks of the Upper Austroalpine, which experienced a last pervasive deformation and heating during the Variscan orogenesis.

A selection of 35 samples of the abundant metabasites were analyzed geochemically. After this, the metabasites could be associated with former basalts of mid ocean ridges via geotectonic discriminant analysis. Nevertheless, subordinate amounts of island arc tholeiites as well as calcalkaline basalts of island arcs occur. The last two groups of rocks are in accordance with the widespread occurrence of intermediate rock types, which also point to an igneous origin at an active continental margin.

The geochemical investigation of 33 analyzed granitoids resulted in a dominantly unequivocal S-type signature. The granitic whole rock chemistries are the result of the melting of sedimentary rocks. Two groups can be distinguished after geotectonic discrimination. The biotite-orthogneisses show characteristics of a magmatic arc while the white-mica-orthogneisses show characteristics of collisional granites.

The main focus of this work is dedicated to the detailed mineral-chemical investigation of all important crystalline rock types of the Silvretta nappe. Therefore, the area of the Silvretta nappe was sampled representatively. After a preselection using polarization microscopy, a large number of eclogites, amphibolites, metasedimentary rocks and orthogneisses were analyzed by aid of the electron-microprobe. Approximately 6000 full analyses were carried out. For about 20 garnets, omphacites, amphiboles and phengites element distribution maps for several elements were made.

Using the large number of mineral analyses the pressure-temperature conditions of this metamorphic evolution were calculated using various approaches. The main method used was multi-equilibria calculations.

An eclogite occurrence derived from gabbroic precursor rocks near Ischgl in the Austrian part of the Silvretta nappe was investigated on ten thin sections with the electron microprobe. The eclogite shows a P-T-path, which is characterized by a fast subduction with a low geothermal gradient of 6° C/km. The pressure maxima of 27 kbar was achieved at a temperature of 490°C. Subsequently an isobaric heating to 620-670°C at simultaneous fluid influx occurred, which produced the hydrated mineral assemblage amphibole + zoisite + phengite + talc.

In the southern Swiss part of the Silvretta, phengite-bearing eclogites reveal a similar evolution with respect to their pressure conditions but differ in several samples significantly. Metamorphic temperatures 100-150°C lower are noted compared to the eclogites of Ischgl. The pressure maximum 25-27 kbar was reached at 400-500°C. Further eclogites without phengite show only in rare cases maximum temperatures of 650°C. The early retrograde P-T path is recorded through postkinematic phengites. Calculations with these crystals resulted in 21-23 kbar / 540-550°C and 20 kbar / 490°C.

The retrograde metamorphic evolution of the eclogites is characterized through the development of different kinds of symplectites after omphacite, phengite and kyanite. In the further course of this evolution, the eclogites reequilibrated under conditions of the amphibolite facies. This part of the retrograde development is common in all investigated metabasites. First, there developed symplectitic garnet-amphibolites, followed by granoblastic garnet-amphibolites and common plagioclase- and epidote-amphibolites. In this sequence, they also mark the P-T-evolution from the upper amphibolite facies at 10-13 kbar / 650-700°C to conditions of the lower amphibolite facies at 4-5 kbar / 550°C.

The majority of the metasedimentary rocks of the Silvretta prove, with their mineral chemistry, P-T paths with pressure maxima in the range of only 15 kbar. The similar development of

the mineral chemistry of white micas and garnets from many samples of metasedimentary rocks led to a P-T range around 15 kbar and 450-500°C on the prograde branch of the P-T path. The temperature maximum of 600-700°C was achieved at 8-10 kbar. Minerals of the late low pressure overprint yielded a P-T stage at ca. 4-5 kbar and 550°C.

Only thin layers of metasediments directly associated with eclogites resulted in coincidental P-T conditions and therefore differ from this vast majority of metasedimentary rocks.

The investigation of the mineral chemistry and zonation of white micas have led to the derivation of an early high pressure stage in the P-T development of the orthogneisses. The results calculated with multiequilibria methods and the scarce appearance of garnet and the non-developed zonation allows therefore to conclude a degree of uncertainty concerning the derived P-T points. They are estimated to lie in the range 16-20 kbar / 550°C. A later metamorphic stage could be calculated taking white mica zonations into account at 10-11 kbar / 530°C. With a P-T range of 4-5 kbar / 500°C for an aplitic orthogneiss, a low pressure metamorphism as well as for the metasedimentary rocks is proven.

Together with the uncertain geochronological dating of the eclogite facies metamorphic event, with respect to temperature maxima divergent P-T-paths of both eclogite occurrences, a unique metamorphic event cannot be concluded. Apart from an Ordovician high pressure metamorphism, being responsible for the Swiss eclogite occurrences, a second high pressure stadium in early Variscan times could be the reason for the metamorphism of the Austrian eclogites near Ischgl. But without unequivocal radiometric dating of the eclogite facies metamorphism, a single phase evolution cannot be excluded.

Independent from the aspect of uncertain timing of the eclogite facies metamorphism, there is no evidence for a common P-T-history of metabasites, and metasedimentary rocks and orthogneisses, respectively, in the Silvretta nappe. The pressure maxima of the metasediments and orthogneisses reached values of at least 10 kbars lower than those for the eclogites.

Because of this pressure difference, a tectonic transport of the eclogite facies metabasites in the metasedimentary and magmatic rocks of the continental crust in the course of the early exhumation is assumed. The gap in the P-T conditions between eclogites on one side and metasedimentary rocks as well as orthogneisses on the other side makes an "in situ" metamorphism improbable.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1 Zielsetzungen, Methodik, Arbeitsgebiet	1
1.2 Geographie, Tektonische Abgrenzung, Erforschungsgeschichte, Gesteinsinhalt	2
1.3 Arbeitsgebiete - Probenauswahl	5
2. Geologischer Rahmen	6
2.1 Die Silvrettadecke im Rahmen der Varisziden Europas	6
Variszische Grundgebirgsareale in Mitteleuropa und den Alpen	6
Paläogeographie	6
Das Grundgebirge der Ostalpen	9
2.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke	11
Alpidische paläogeographische Entwicklung	11
Die Situation der Silvrettadecke im alpidischen Deckengebäude	12
Die Krustenstruktur der Alpen im Bereich der Silvrettadecke	14
Die alpidische Metamorphose in den umliegenden penninischen Einheiten.....	14
Alpidische Metamorphose der Silvrettadecke s. str.	15
2.3 Variszische Eklogite der Alpen	17
Helvetikum und Penninikum	17
Ostalpin	17
2.4 Radiometrische Altersdatierungen	19
2.5 Die sedimentäre Entwicklung des Autochthons der Silvrettadecke	27
Ducan- und Landwassergebiet	27
Montafon	30
3. Petrographie	31
3.1 Eklogite	31
Eklogite des Rauhen Kopfes bei Ischgl	31
Eklogite aus dem Raum Zernez (Engadin, Graubünden/Schweiz)	36
3.2 Amphibolite und Hornblende-Gneise	41
Amphibolite s. str.	42
Hornblende-Gneise	44
3.3 Orthogneise	47
"Ältere Orthogneise"	47
"Jüngere Orthogneise"	49
Petrographische Beschreibung eigener Orthogneisproben	51
3.4 Mischgesteine	56
3.5 Metasedimente	57
3.6 Pseudotachylite	60
3.7 Diabasgänge	64
3.8 Dünnschliff-Phototafeln zur Petrographie	65
4. Geochemie	70
4.1 Geochemie der Metabasite der Silvrettadecke	70
Stand der Erforschung	70
Diskrimination von Gesteinen basaltischen Ursprungs	71
Charakterisierung der Ausgangsgesteine der Metabasite	71
Charakterisierung der magmatischen Protolithe der Metabasite	74
Geotektonische Position der Metabasite der Silvrettadecke	79
Vergleich mit der Geochemie der Eklogite aus der schweizer Silvretta	87
Normierte Spurenelement-Diagramme der Metabasite	90
Zusammenfassung	91
4.2 Geochemie der Orthogneise der Silvrettadecke	93
Granitklassifikation und ihre Probleme	93
Differenzierung Ortho- und Paragneis	95
Abgrenzung gegen A- und M-Typ-Granitoiden	97
S-/I-Typ-Klassifikation der Orthogneise der Silvrettadecke	99
Geotektonische Diskriminierung	102
Abgrenzung von ORG und WPG	102

Zusammenfassung	107
Geotektonische Positionierung nach Maniar & Piccoli (1989)	109
5. Mineralchemie	111
5.1 Zonierungen in Mineralen	111
5.2 Mineralchemie des Granat	116
Granat der Eklogite	116
Granat aus den Granat-Amphiboliten	127
Granat der Metasedimente	129
5.3 Mineralchemie des Omphazit und weiterer Pyroxene	143
Omphazite	143
Klinopyroxene der Symplektite	149
Klinopyroxen der Amphibolite	149
Orthopyroxen der Metagabbros	150
5.4 Mineralchemie der Amphibole	151
Amphibol der Eklogite	151
Amphibol der symplektitischen Granat-Amphibolite (Eklogitamphibolite)	155
Amphibol der Amphibolite und Hornblende-Gneise	160
Probleme der Amphibol-Berechnung	162
5.5 Mineralchemie der Schichtsilikate	164
Hellglimmer	164
Kalihellglimmer	164
Phengit der Eklogite	164
Kalihellglimmer der Metasedimente	168
Kalihellglimmer der Orthogneise	172
Paragonit	176
Margarit	177
Talk	177
Dunkelglimmer	178
Biotit der Metasedimente	178
Biotit der Orthogneise	179
Symplektitischer Biotit der Metabasite und mit Eklogiten assoziierter Metapelite	180
Chlorite	181
5.6 Mineralchemie der Feldspäte	183
Alkalifeldspäte	183
Myrmekite	184
Plagioklas	184
Plagioklas der Orthogneise	184
Plagioklas der Metasedimente	186
Plagioklas der Amphibolite	187
5.7 Mineralchemie der Gruppe Zoisit - Klinozoisit - Epidot	188
5.8 Mineralchemie des Stauroliths und Chloritoids.....	190
5.9 Mineralchemie der Alumosilikate	191
6. Geothermobarometrie	192
6.1 Grundlagen und Methodik der Geothermobarometrie	192
6.2 Druck-Temperatur-Abschätzungen mittels Mineralstabilitäten	209
Experimentelle Arbeiten zur Stabilität von Amphiboliten	209
Titan-Phasen	210
Schichtsilikate	211
Zoisit / Klinozoisit / Epidot	216
Korund	217
Chloritoid	218
Staurolith	218
Alumosilikate	219
6.3 Geothermobarometrie an Eklogiten	221
PTAX-Berechnungen	221
Ergebnisse der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie an Eklogiten.....	229
Ergebnisse der Granat-Phengit-Thermometrie an Eklogiten.....	235
Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie an Eklogiten.....	237

6.4 Geothermobarometrie an Amphiboliten	239
6.5 Geothermobarometrie an Metasedimenten	255
6.6 Geothermobarometrie an Orthogneisen	291
7. Diskussion	298
7.1 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metabasite	298
7.2 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metasedimente	303
7.3 Druck-Temperatur-Entwicklung der Orthogneise	306
7.4 Vergleich der metamorphen Entwicklungen der verschiedenen Gesteinstypen	307
7.5 Tektonometamorphes Modell für die präalpidische Entwicklung der Silvrettedecke	308
8. Literaturverzeichnis	311
9. Danksagung	331

Anhang:

I. Erläuterungen zu den verwandten Analyseverfahren	333
I.1 Röntgenfluoreszenzanalytik (RFA)	333
I.2 Bestimmung volatiler Komponenten	334
I.3 Potentiometrische Bestimmung des Fe ²⁺ /Fe ³⁺ -Gehaltes (FeO nach Ungethüm)	340
I.4 Erläuterungen zu den Gesamtgesteinschemie-Tabellen	340
I.5 Fehlerbetrachtung und Nachweisgrenzen zur Röntgenfluoreszenzanalytik	341
I.6 Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS).....	342
I.7 Rasterelektronenmikroskopie (REM)	343
I.8 Röntgen-Pulverdiffraktometrie	344
I.9 Polarisationsmikroskopie	345
I.10 Mineralchemische Berechnungen	346
I.11 Erläuterungen zu den mineralchemischen Tabellen	347
II. Tabellen der RFA-Gesamtgesteinsanalysen	348
II.1 Orthogneise	349
II.2 Metasedimente	352
II.3 Metabasite	353
III. Tabellen der Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analytik	357
III.1 Granat	357
III.2 Alumosilikat-Mineraie, Spinelle	380
III.3 Omphazit und weitere Pyroxene	381
III.4 Zoisit / Klinozoisit / Epidot	388
III.5 Amphibol	393
III.6 Hellglimmer	406
III.7 Biotit	422
III.8 Feldspäte	429
III.9 Chlorit	437
III.10 Staurolith, Chloritoid	440
III.11 Titanit, Ilmenit, Stülpnomelan	442
IV. Tabelle der Probenlokalitäten	444

Verzeichnis der Abkürzungen

Mineralnamen:

Ab	Albit	FeTr	Ferrotremolit	Or	Orthoklas
ACe	MgAl-Seladonit	FeTs	Ferrotschermakit	Pa	Pargasit
An	Anorthit	Fsp	Feldspat	Pg	Paragonit
Alm	Almandin	FSta	Fe-Stauroolith	Phe	Phengit
Amp	Amphibol	Gl	Glaukophan	Phl	Phlogopit
And	Andalusit	Gr	Graphit	Plg	Plagioklas
Ann	Annit	Grs	Grossular (Gr in PTAX)	Py	Pyrop
Ap	Apatit	Grt	Granat	Qz	Quarz
aQz	α -Quarz	Häm	Hämatit	Ri	Richterit
Bt	Biotit	Hbl	Hornblende	Rt	Rutil
Cc	Kalzit	Hed	Hedenbergit	Ser	Serizit
Chl	Chlorit	Ilm	Ilmenit	Sill	Sillimanit
Cld	Chloritoid	Jd	Jadeit	Spl	Spinell
Coe	Coesit	Ky	Disthen	Sps	Spessartin
Cpx	Klinopyroxen	Law	Lawsonit	Stau	Stauroolith
Crd	Korund	Mgt	Magnetit	Tlc	Talk
Czo	Klinozoisit	Mkr	Mikroklin	Tr	Tremolit
Di	Diopsid	Mrg	Margarit	Ts	Tschermakit
Ed	Edenit	Ms	Muskovit	Ttn	Titanit
Ep	Epidot	MSta	Mg-Stauroolith	Tur	Turmalin
FCe	FeAl-Seladonit	Omp	Omphazit	Zrn	Zirkon
FePa	Ferropargasit	Opx	Orthopyroxen	Zoi	Zoisit

Probenbezeichnungen

Die Probennummerierung setzt sich aus drei Teilen zusammen:

1. Angabe des Landes mit Ö = Österreich und S = Schweiz,
2. Angabe zur geographischen Einheit

Cal = God Carolina	S = Silvrettagruppe s.str.
Las = Val Laschadura	V = Verwallgruppe
M = Montafon	VS = Val Sarsura
P = Val Puntota	Vz = Valzur
Pi = Pischahorn	Z = Zernez
Ra = Radönt	

3. Angabe zur Probenlokalität und Probennummer (Zahlenkombination)

Go = Gorfenspitze	Jam = Jamtal	F = Fasultal
-------------------	--------------	--------------

Weitere häufig gebrauchte Abkürzungen

Fe ^{tot}	Gesamt-Eisen (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	HP	Hochdruck
	Leerstelle im Kristallgitter	MP	Mitteldruck
Ma	Million Jahre	LP	Niedrigdruck
WR	Gesamtgestein	HT	Hochtemperatur
Ø	Durchschnitt	MT	Mitteltemperatur
P	Druck	LT	Niedrigtemperatur
T	Temperatur	VLT	Niedrigstemperatur

Abkürzungen chemischer Modellsysteme

CASH	CaO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	MASH	MgO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O
FASH	FeO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	KMASH	K ₂ O-MgO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O
NASH	Na ₂ O-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	KCFMASH	K ₂ O-CaO-FeO-MgO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O

Weitere Abkürzungen wie z. B. MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) sind bei ihrer Einführung in den jeweiligen Kapiteln explizit erläutert.

1. Einleitung

1.1 Zielsetzungen, Methodik

Die Silvrettadecke ist Teil des alpidischen Deckenstapels. Sie wird dem ostalpinen Ablagerungsraum zugeordnet und nimmt das höchste tektonische Stockwerk im alpinen Deckengebäude ein. Die schwache Einbeziehung in die alpidische Metamorphose und Deformation sowie die Überschiebung der Silvrettadecke als starrer Block (Laubscher 1983) über das Penninikum des Unterengadiner Fensters, lassen die Silvrettadecke als besonders geeignet für die Erforschung der präalpidischen Geschichte des ostalpinen Krustenareals erscheinen.

Die Entwicklungsgeschichte der Silvretta läßt sich geochronologisch bis in das Proterozoikum zurückverfolgen. Innerhalb des Kristallins lassen sich mehrere paläozoische magmatische und metamorphe Phasen unterscheiden, deren radiometrische Einordnung Gegenstand langjähriger Untersuchungen insbesondere durch schweizer Arbeitsgruppen (Universitäten Fribourg, Basel und Bern) war.

Ziel des Arbeitsvorhabens

Grundlegender Gedanke zu Beginn des Projektes "Metamorphe Entwicklung ausgewählter Gneise der Ostalpen" war eine moderne petrologische Bearbeitung des Silvrettakristallins.

Aufgrund des Auftretens von Eklogiten innerhalb der in der Silvrettadecke weitverbreiteten Metabasite, wurde die vergleichende Geothermobarometrie von Eklogiten gegenüber Orthogneisen und Metasedimenten in den Vordergrund gestellt. Durch den Vergleich sollte die Fragestellung einer gemeinsamen Metamorphose aller Gesteinstypen ("in situ") oder einer späteren tektonischen Einschuppung von Gesteinen mit abweichender Metamorphosegeschichte in die kontinentale Kruste ("foreign") aufgeklärt werden.

Die geochemische Analytik der Metabasite und Metagranitoide sollte einen Beitrag zur Aufklärung des geodynamischen Milieus bzw. geotektonischen Umfeldes der primären magmatischen Kristallisation der Protolithe liefern. Aufgrund von laufenden Untersuchungen von Mitgliedern schweizer Arbeitsgruppen und neuen radiometrischen Daten an den Eklogiten der nahe verwandten Ötztal-Einheit (Miller & Thöni 1995) wurden die Zielsetzung eigener geochronologischer Untersuchung zum Metamorphosealter zurückgestellt.

Problemstellungen und Lösungsansätze

1. Metamorphosegeschichte der Eklogite des Silvrettakristallins, Aufstellung von P-T-Pfaden; Vergleich der Eklogite aus der österreichischen und schweizer Silvretta.
2. Thermobarometrische Untersuchungen zur retrograden metamorphen Entwicklung der Eklogite; Entstehung von diversen Amphibolit-Typen, thermobarometrische Bearbeitung.
3. Aufklärung des geotektonischen Entstehungsmilieus der Metabasite; Anwendung von Spurenelement-Diskriminationsdiagrammen, Spiderdiagrammen, etc.
4. Metamorphosegeschichte der granitoiden Orthogneise sowie von diversen Metasedimenten der Silvrettadecke zur vergleichenden Analyse mit der P-T-Geschichte der Eklogite.
5. Aufstellung eines neuen integrativen Entwicklungsmodelles für das Silvrettakristallin unter Berücksichtigung neuer geochronologischer Daten.

Methodik

Zur Aufklärung der geotektonischen Bildungsmilieus der Metabasite und granitoiden Orthogneise sollten Hauptelemente und eine Auswahl von Spurenelementen mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie untersucht werden. Die Auswertung hinsichtlich des geodynamischen Bildungsmilieus der Magmatite erfolgte durch Anwendung geotektonischer Diskriminationsdiagramme.

Zur Aufklärung der Metamorphosegeschichte sollten intensive mineralchemische Untersuchungen durchgeführt werden, bei denen Arbeiten mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde im Mittelpunkt stehen sollten. Neben Vollanalysen sollten zahlreiche Elementverteilungsbilder angefertigt werden, um durch die Aufklärung von Zonierungsmustern metamorphe Entwicklungen besser entschlüsseln zu können. Zur Mineralidentifikation und Vorbereitung der Mikrosonden-Messungen sollten umfangreiche polarisationsmikroskopische Arbeiten und in geringem Umfang semiquantitative Analysen an einem Rasterelektronenmikroskop mit einem energiedispersiven Spektrometer vorgenommen werden.

Zur Berechnung der Druck-Temperatur-Entwicklung der untersuchten Eklogite, Amphibolite, Orthogneise und Metasedimente standen Programme zur thermodynamischen Multigleichgewichtsberechnung wie das Programm PTAX aus dem Ge0-Calc Programmpaket von Brown et al. (1988) zur Verfügung.

1.2 Geographie, Tektonische Abgrenzung, Erforschungsgeschichte, Gesteinsinhalt

Die Silvrettedecke mit einer Ausdehnung von 1600 km² bedeckt im österreichisch-schweizer Grenzgebiet als Teil der Zentralalpen weite Gebiete des östlichen Teils des schweizer Kantons Graubünden und der österreichischen Länder Vorarlberg und Tirol (vgl. Abb. 2).

Geographisch gliedert sich die Silvrettedecke in die Verwallgruppe im Norden, das Montafon und Teile des Rätikons im Westen, die Keschgruppe im Süden, Teile der Nunagruppe sowie der Samnaungruppe im Osten sowie in die eigentliche Silvrettagruppe im Zentrum. Diese Gebirgsgruppen werden durch tief eingeschnittene Täler, bedingt durch Gletschererosion, begrenzt (Abb. 1).

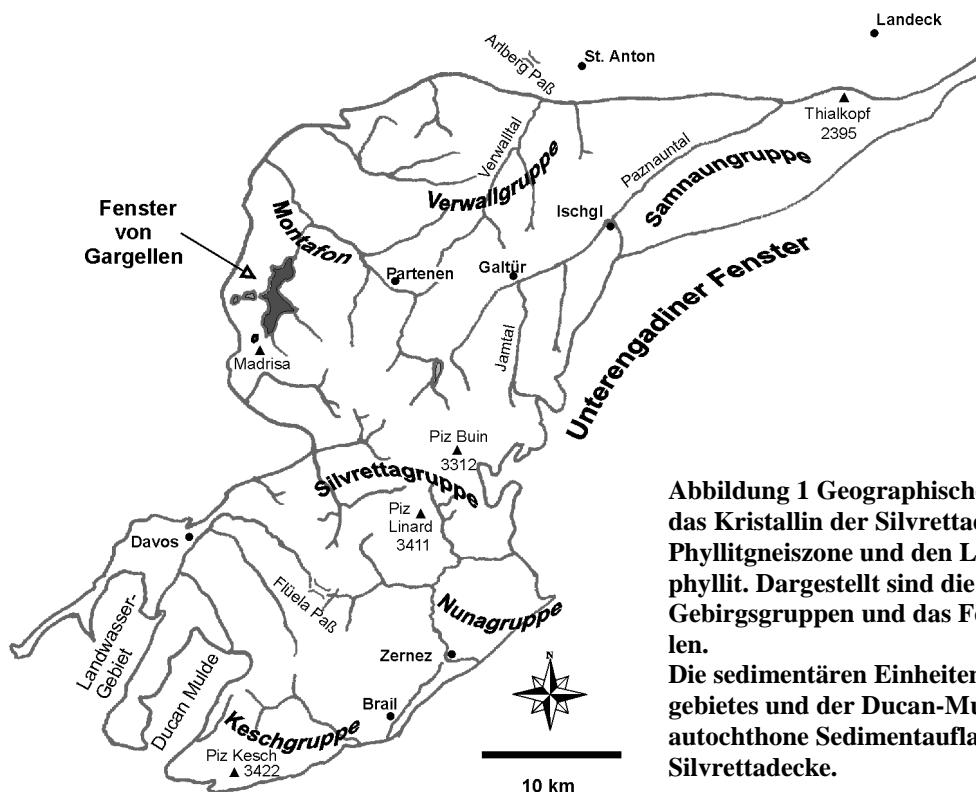


Abbildung 1 Geographischer Überblick über das Kristallin der Silvrettedecke ohne die Phyllitgneiszone und den Landecker Quarzphyllit. Dargestellt sind die wichtigsten Gebirgsgruppen und das Fenster von Gargellen.

Die sedimentären Einheiten des Landwassergebietes und der Duccan-Mulde bildet die autochthone Sedimentauflage der Silvrettedecke.

Tektonische Abgrenzung

Die oberostalpine Silvrettadecke lagert tektonisch Einheiten des Penninikums und des Unterostalpins auf. Im Westen streichen die penninischen Einheiten des Prättigauflisch und der Bündnerschiefer aus. Zwischen dem Prättigauflisch und der Silvrettadecke treten eine Reihe dünn ausgewalzter tektonischer Einheiten auf. Die Falknis-Decke mit hellen Karbonaten (Couches rouges), die Sulzfluh-Decke, in der helle Karbonate des Oberjura hervortreten und als höchste Einheit die Arosa-Zone, die als Mé lange-Zone zwischen dem Südpenninikum und dem Ostalpin angesehen wird. An der westlichen Basis der Silvrettadecke sind teilweise Klippen karbonatischer oberostalpiner Gesteine, die Madrisa-Schollenzone, eingelagert (Fuchs 1984).

Im Südwesten bildet die unterostalpine Err-Bernina-Decke das Unterlager. Im Südosten wird die Grenze durch eine steilstehende Störung, die Engadiner Linie gebildet. Im Osten besteht ein tektonischer Kontakt zu den überwiegend als penninisch eingestuften Serien des Unterengadiner Fensters. Entlang der Deckengrenze treten innerhalb des Silvrettakristallins Pseudotachylite auf. Kleinere karbonatische Einschuppungen sind auch an der Deckenbasis zum Unterengadiner Fenster zu beobachten. Sie werden als "subsilvrettide Linsen" bezeichnet (Tollmann 1977).

Im Gebiet von Gargellen nahe des westlichen Deckenrandes ist ein kleines tektonisches Fenster penninischer Gesteine aufgeschlossen. Auch dort treten an der Basis der Silvrettadecke Pseudotachylite auf (Bertle 1973).

Im Nordosten wird die Silvrettadecke vom Kristallin der Ötztaldecke tektonisch überlagert. Beide Einheiten werden aber als nahe verwandt angesehen.

Im Norden wird die Silvrettadecke durch die Zone der Phyllitgneise (Reithofer 1931, 1935) und den Landecker Quarzphyllit (Hammer 1918) gegen die oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen abgegrenzt. Zumindest die Phyllitgneis-Zone ist wahrscheinlich ein tektonisch verschuppter Teil der Silvrettadecke (vgl. 2.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke).

Erforschungsgeschichte der Silvrettadecke

Der Beginn der Erforschung der Silvrettamasse begann bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Eine erste Beschreibung des schweizer Anteils gaben Escher & Studer (1839), eine erste Karte stammt von Theobald (1864, Dufour-Atlas der Schweiz, Blatt 10 Feldkirch-Arlberg, 1:100.000). Auf österreichischer Seite stammt die erste Karte bereits aus dem Jahre 1852, die geognostische Karte Tirols von 1:72.000. Die ersten genaueren Untersuchungen der österreichischen Silvrettagruppe datieren aus den Jahren 1875-1877 (Koch 1876a/b, 1877a/b). Die Deckennatur wurde von Steinmann (1898), das Gargellen-Fenster von Rothpletz (1902) erkannt. Auch Häfner (1924) und Blumenthal (1926) beschäftigten sich mit dem Gargellen-Fenster, wobei letzterer einen autochthonistischen Deutungsversuch unternahm. Im schweizer Silvrettakristallin wurde die Erforschung durch Streckeisen (1928), Spaenhauer (1932, 1933), Bearth (1932a/b, 1933) und Wenk (1934) vorangetrieben. Weitere Geologen beschäftigten sich mit Sedimentanteilen. Die Kristallinanteile der östlichen Silvretta wurde von W. Hammer (1924, Blatt Landeck), die Verwallgruppe durch Reithofer (1931, 1935, Blatt Stuben 1937) bearbeitet. Die südlichen Anteile der österreichischen Silvretta blieben lange ungeklärt. Das Blatt Partenen 169 schließt die eine Lücke, das Blatt Galtür (170, 1990) die andere. Die Entwicklung radiometrischer Altersdatierungs-Methoden brachte auch der Silvretta-Forschung neuen Auftrieb. Grauert (1969) entwarf eine erste auf radiometrischen Altersdaten beruhende Entwicklungsgeschichte der Silvretta.

Einen neuen Aufschwung nahm die Silvrettaforschung in den letzten 20 Jahren. Arbeitsgruppen aus Fribourg und Basel führten umfangreiche geochemische und geochronologische Untersuchungen durch.

Gesteinsinhalt

Die Silvrettadecke weist mit ca. 20 Volumen-% einen der höchsten Metabasit-Anteile aller kontinentaler Grundgebirgsdecken der Alpen auf (Abb. 2). Neben verschiedenen Amphibolit-Typen treten auch Eklogite auf, die erst durch Thierrin (1983) entdeckt wurden. Die Metabasit-Einheiten bauen langgestreckte Züge auf und dienen als Marker der großtektonischen Deformation (Faltung) um steilstehende Achsen (Schlingentektonik).

Die Orthogneise stellen mit ca. 50 % der austreichenden Gesteine die Hauptmasse. Seit Streckeisen (1928) stehen sie im Fokus zahlreicher Arbeiten. Maggetti & Flisch (1993) gliederten nach radiometrischen, geochemischen und petrographischen Befunden die granitoiden Gneise in zwei Gruppen: Die "Älteren Orthogneise" umfassen viele intermediäre und auch basische Gesteine; die "Jüngeren Orthogneise", auch als "Flüelagranitische Assoziation" bezeichnet, dagegen nur granitische Gesteinstypen (vgl. Petrographie Orthogneise). Die Orthogneise herrschen im Zentralteil der Silvretta vor. Im Nordteil der Silvrettadecke, insbesondere der Verwallgruppe, bilden sie häufig nur noch schmale Lamellen innerhalb meta-sedimentärer Einheiten.

Die Metasedimente sind die dominierenden Gesteine im Nordteil der Silvrettadecke. Oft handelt es sich um monotone Granat-führende Biotit-Plagioklas-Gneise ("Biotitfleckengneise"), die z.T. eine ausgeprägte Plagioklas-Blastese aufweisen (Knotengneise). Untergeordnet treten Granat-, Staurolith- und Alumosilikat-führende Glimmerschiefer auf.

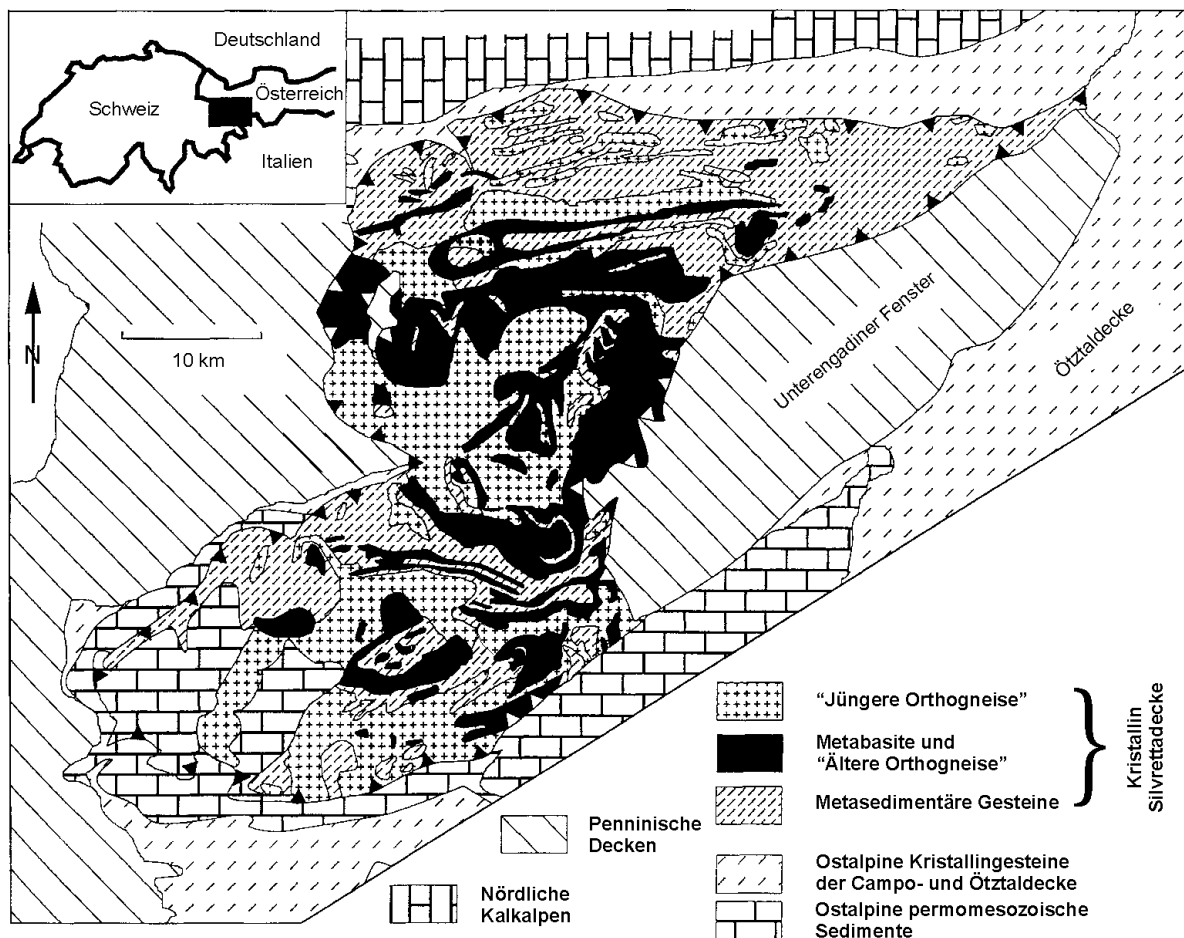


Abbildung 2 Vereinfachte geologische Karte der Silvrettadecke und ihres Umfeldes nach Müller et al. (1995).

1.3 Arbeitsgebiete - Probenauswahl

Im Gegensatz zu bisherigen Dissertationen, die sich entweder auf den österreichischen oder schweizer Anteil konzentrierten, wurden Gesteine aus dem gesamten Gebiet der Silvretta-
decke untersucht. Es wurde versucht, eine repräsentative Auswahl aller wichtigen Gesteins-
typen der Silvrettadecke zu beproben.

Die Eklogite wurden an zwei Lokalitäten detailliert untersucht. Die erste Lokalität ist ein
kleines Vorkommen auf dem Gipfel des Rauhen Kopfes ca. 2 km südlich von Ischgl im
Paznauntal / Österreich (vgl. Petrographie Eklogite). Im südlichen Teil der Silvretta wurden
stellvertretend für verschiedene in den letzten Jahren entdeckte Eklogit-Aufschlüsse (Maggetti
et al. 1987, Maggetti & Galetti 1988) die Eklogite des Val Puntota bei Brail im Inntal beprobt.
Zum Vergleich wurden weitere schweizer Eklogite aus dem Val Laschadura und aus der
Umgebung des Raumes Zernez mit in die Untersuchungen einbezogen.

Eine weitere Grundlage bildete das aus der Diplomarbeit stammende Probenmaterial aus der
zentralen Verwallgruppe. Weitere Orthogneise und Metasedimente wurden in den aus Abb. 3
hervorgehenden Gebieten aus dem gesamten Bereich der Silvrettadecke beprobt.

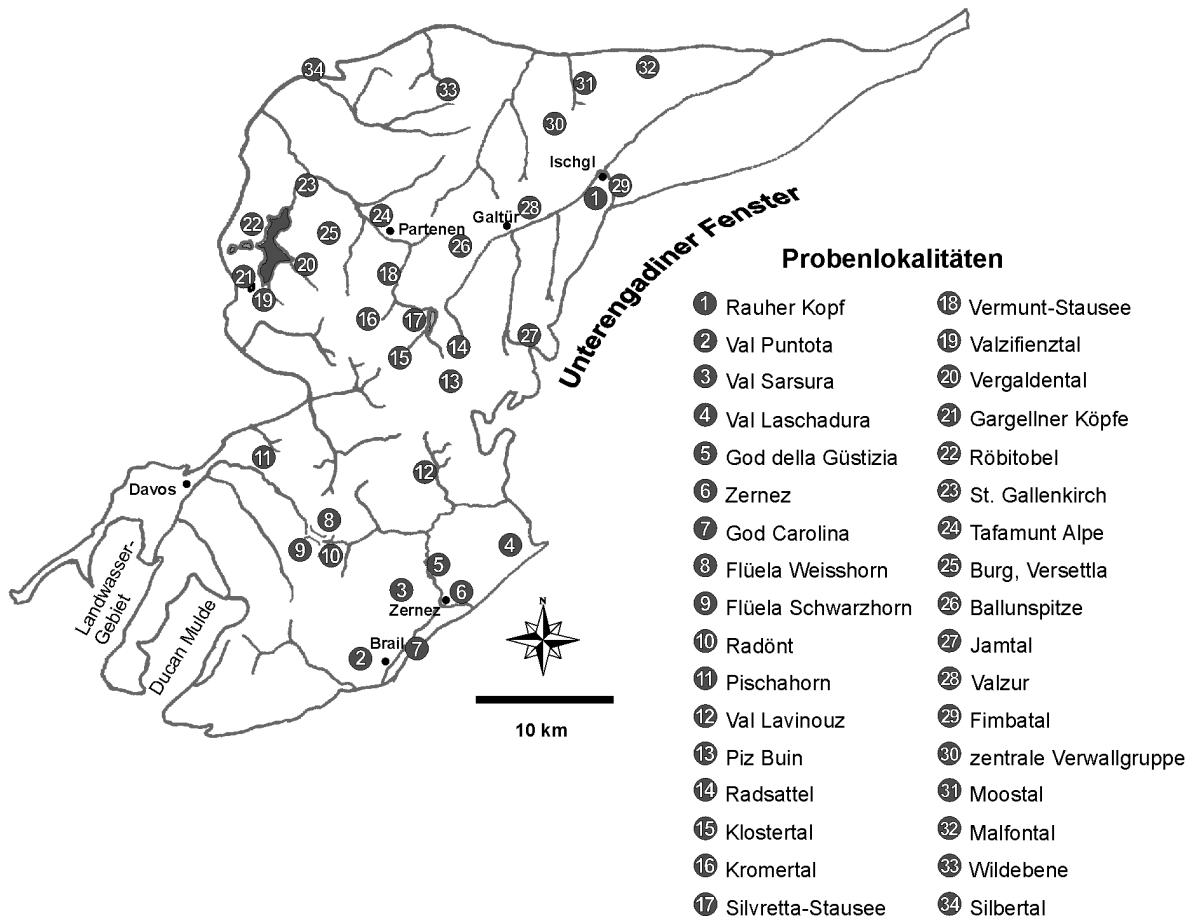


Abbildung 3 Übersicht über die wichtigsten Probenlokalitäten.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Die Silvrettadecke im Rahmen der Varisziden Europas

Die Gesteine der Silvrettadecke waren bereits in dem ausgedehnten variszischen Gebirgsgürtels involviert, dessen eingerumpfte Teile sich von der Iberischen Halbinsel bis nach Asien erstrecken. Er war das Resultat der Kollision zwischen Laurasia und Gondwana während des Paläozoikums. Waren in den klassischen Vorstellungen über die Varisziden Europas (z. B. Kossmat 1927) die Zoneneinteilungen der variszischen Gürtel auf die stabilen Teile des europäischen Kontinents begrenzt (vgl. Abb. 4), so ist inzwischen die Fortsetzung der variszischen Strukturen in den Bereich des heutigen Alpenraumes bzw. den paläogeographischen Bildungsräumen Helvetikum, Penninikum, Ostalpin und Südalpin der tektonometamorphen Einheiten der Alpen anerkannt (z. B. von Raumer & Neubauer 1993). Vor der eigentlichen Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Laurussia und Gondwana, erfolgte im Silur und Devon das Anschweißen der beiden Kontinentfragmente Avalonia und Armorica (Krohe 1996) oder nach Stampfli & Mosar (1999) und von Raumer et al. (1999) die Kollision zwischen dem Hun Superterrane und Laurussia (inkl. Avalonia, s. u.).

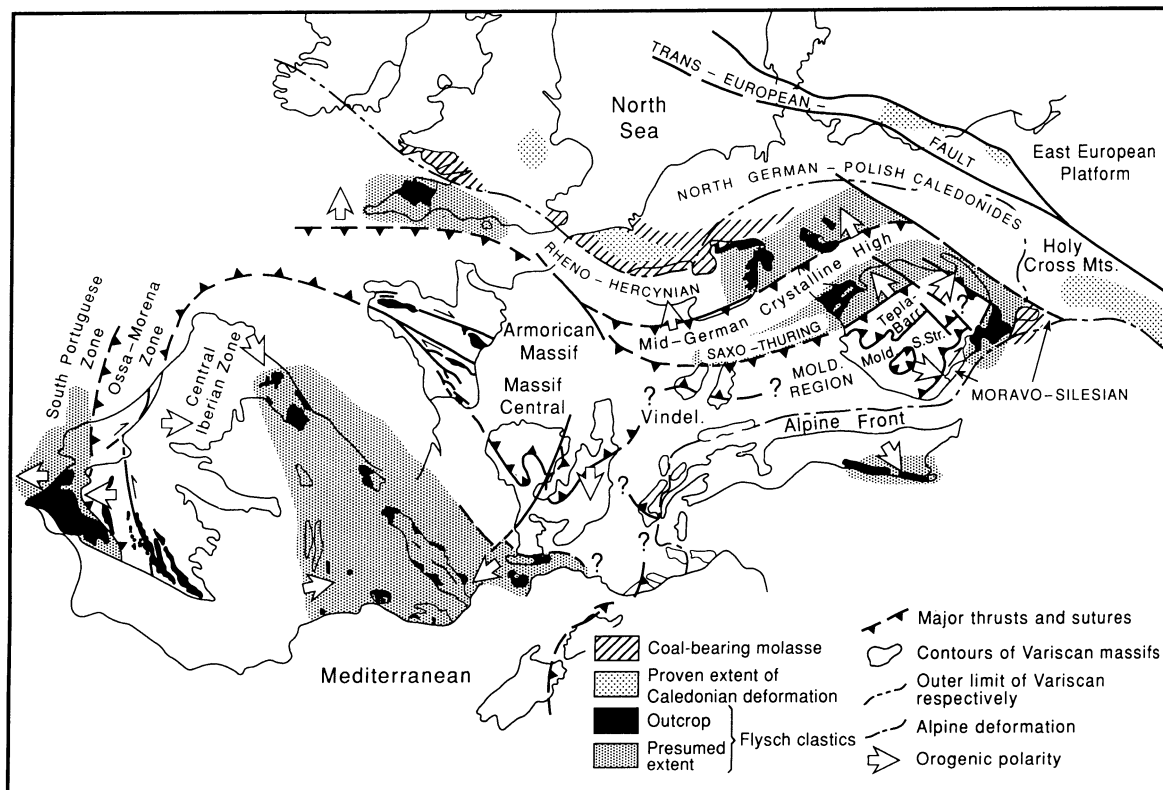


Abbildung 4 Strukturgeologische Karte der Varisziden West- und Mitteleuropas (aus Franke et al. 1995).

Die Kollision zwischen Laurasia und Gondwana wird heute als Ursache der langanhaltenden (Ordovizium-Perm) Entwicklung der Gebirgsbildung der Varisziden angesehen, wobei die frühen Entwicklungsstadien eher Kollisionsereignissen selber zugeordnet werden, spätere Stadien (vor allem magmatische im Oberkarbon/Perm) eher Extensionsprozessen. Die frühere Abgrenzung der variszischen Entwicklung auf das Spätpaläozoikum erforderte das Postulat eines "kaledonischen Ereignisses", was lange Zeit weder paläogeographisch noch geodynamisch erklärt werden konnte. Frisch & Neubauer (1984) und Frisch et al. (1984) sahen dieses Ereignis im Zusammenhang mit einer Subduktion am Nordrand von Gondwana. Heinisch & Schmidt (1982) entwarfen dagegen ein Rift-Szenario. Neuere Modelle (Matte 1991, von

Raumer 1998, von Raumer et al. 1999) vereinen Teile beider Modelle in einem Entwicklungszyklus der Terran-Akkretion von Gondwana abstammender Krustenbruchstücke an Laurussia (Baltika+Laurentia) bzw. Avalonia und Armorica im Laufe des Paläozoikums.

Im Hinblick auf eine Einordnung des variszischen Gebirges in plattentektonische Prozesse, werden zwei grundlegend divergierende Modelle werden diskutiert: 1. Die Kollision relativ kleiner Mikroplatten vom Mitteldevon bis Unterkarbon (Franke 1989, Matte 1991). 2. Eine postkollisionale interne Deformation der geschwächten kontinentalen Lithosphäre nach der Hauptkollision von Avalon und Armorica mit Gondwana (Krohe 1996).

Die frühen Entwicklungsstufen der Gebirgsbildung beinhalten die Entwicklung von Hochdruck (HP) -Metamorphiten durch die tiefe Versenkung ozeanischer Kruste in Subduktionszonen. Die Ergebnisse dieser Subduktion sind sowohl in der Silvrettedecke als auch in weiten Teilen des Moldanubikums und Saxothuringikums Mitteleuropas bzw. dessen Fortsetzung nach Westen als Eklogite zu beobachten. Der Beleg für eine Beteiligung kontinentaler Kruste an der Versenkung in große Tiefen (Massonne 1998) ist allerdings im Gegensatz zu anderen UHPM-Regionen der Erde (z.B. Dabie Shan, China) bis jetzt gering. Dies mag seine Ursache in der intensiven retrograden Überprägung dieser Gesteine in der späteren Extensionsphase haben, die zur Ausbildung von Barrow-Typ-Metamorphiten führte.

Granulitfaziale Paragenesen sind aus weiten Bereichen des Moldanubikums bekannt. Sind die Vorkommen im Schwarzwald eher klein, sind sie in der Gföhl-Einheit aus dem österreichischen Anteil der Böhmisches Masse (Waldviertel, Mühlviertel) doch erheblich weit verbreiteter. Eines der bestuntersuchten Gebiete des Variszikums mit kontinentalen HP-Gesteinen stellt das Erzgebirge dar, dem sich nördlich das Granulitgebirge anschließt. In weiten Bereichen des Moldanubikums (z.B. Schwarzwald, Bayrischer Wald) werden die frühen Hochdruck-Paragenesen durch eine spätere Tiefdruck-Hochtemperatur-Metamorphose vollständig überprägt, was zur Ausbildung von Sillimanit- oder auch Cordierit-führenden Paragenesen führte.

Die Silvrettedecke als Teil des Ostalpins nimmt paläogeographisch eine Stellung südlich der alpidischen Tethys ein. Das Helvetikum bildet den proximalen europäischen Kontinentalrand während des alpidischen Gebirgsbildungszyklus, in diesem Bereich läßt sich die Entwicklung noch besser mit der Entwicklung im Moldanubikum korrelieren. Der südlich anschließende Bereich des Penninikums (distaler europäischer Kontinentalrand) wird z.B. in den pennini-

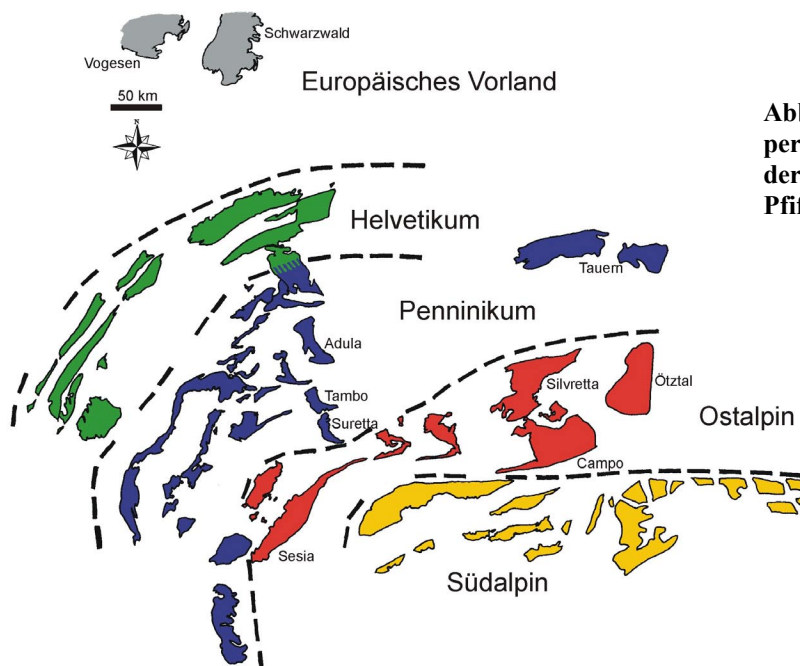


Abbildung 5 Paläogeographie prä-permischer Grundgebirgseinheiten der Zentral- und Westalpen nach Pfiffner (1993)

schen Decken des Lepontin (z.B. Adula-Decke) verkörpert. Die variszische Geschichte ist hier allerdings oft durch die intensive alpidische Überprägung verwischt. Weiter südlich folgen die ozeanischen Bereiche des Südpenninikums, die heute entweder subduziert sind oder als Ophiolithe obduziert vorliegen. Das Ostalpin (Unterostalpin/Oberostalpin) bildet den Kontinentalrand und Schelf von Gondwana bzw. Gondwana vorgelagerter Mikrokontinente, das direkt verwandte Südalpin den südlichen Abschluß dieses Querschnittes durch alle tektonometamorphen Teileinheiten der Alpen.

Paläogeographie

Avalonia und Armorika bauen als zusammengesetztes Terran den mitteleuropäischen Variszidenanteil auf, stammen aber vom Nordrand Gondwanas ab (Ziegler 1986). Im Kambrium und Unterordovizium lagen die beiden Mikrokontinente in Südpolnähe im Grenzbereich zwischen Nordafrika und Südamerika, während Baltika und Laurentia im Bereich des Paläoäquators zu liegen kommen. Für diesen Zeitraum wird ein mindestens 2000-3000 km breiter Ozean zwischen Gondwana, bzw. Avalonia/Aarmorika und Baltika/Laurentia angenommen (Scotese & McKerrow 1990). Im Oberen Ordovizium erfolgt die Nordbewegung Avalonias und Armorikas, die Angleichung der Paläolatituden an die Baltikas und Laurentias erfolgt bei ca. 430 Ma bzw. 400 Ma. Gestützt werden diese Zeitmarken von paläomagnetischen Daten sowie der Angleichung von Faunenprovinzen. Vom Mitteldevon bis ins Oberkarbon erfolgten nach der Kollision Rotationen von Krustenblöcken im östlichen Armorika (Tait et al. 1998). Zum Zeitpunkt der Kollision mit Gondwana selbst liegen widersprüchliche paläomagnetische Daten vor, die einerseits auf das Unterdevon, andererseits auf das Unterkarbon deuten.

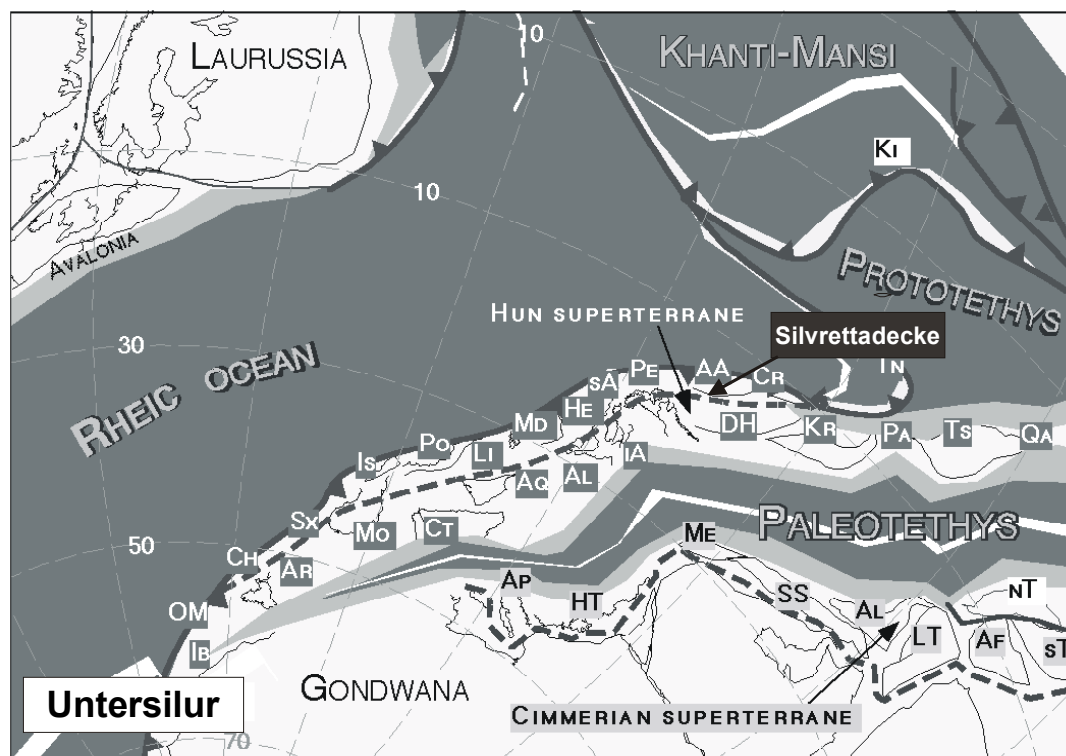


Abbildung 6 Paläogeographie im Untersilur im Bereich zwischen Gondwana im Süden und Laurussia im Norden aus Stampfli & Mosar (1998). Das Kristallin der Silvrettadecke ist Teil des Ostalpins (Austroalpin = AA) am Nordrand des sogenannten Hun Superterrane. Wichtige Abkürzungen nach Stampfli & Mosar (1998): Penninikum = Pe, sA = Südapennin, Helvetikum = He, Md = Moldanubikum, Li = Ligerian, Po = Pontiden, Aq = Aquitanien, Ct = Kantabrien, iA = Inneralpines Terran, DH = Dinariden-Helleniden, Cr = Karpaten, Ap = Apulien, HT = Helleniden-Tauriden, Me = Menderes).

Informationen über die paläogeographische Lage der Platten Laurentia, Baltika, Gondwana sowie der Mikroplatten Avalonia und Armorika (Bachatadse et al. 1995) führen zusammen mit paläogeographischen Daten aus dem Bereich des Ostalpins, die aus paläomagnetischen Daten (Channell et al. 1992, Tait et al. 1998), Faunenvergleichen und sedimentären Klima-zeugen (Lutz et al. 1997, Schönlaub 1993, 1997a, 1997b) sowie der magmatischen Entwicklung (Loeschke & Heinisch 1993, Läufer et al. 1993) stammen, zu einem neuen plattentektonischen Modell für den Bereich des heutigen Alpenraumes (Stampfli et al. 1999, Stampfli & Mosar 1999, von Raumer 1998, von Raumer et al. 1999).

Stampfli et al. (1998) und Stampfli & Mosar (1998) definierten ein neues zusammengesetztes Terran, das sogenannte Hun Superterran. Dieses entstand aus einer ordovizischen Kollisionsvergesellschaftung von kontinentalen Krustenelementen, die wahrscheinlich von Baltika-Siberia abgespalten wurden, zusammen mit kambrischen bis unterordovizischen Teilen ozeanischer Kruste (des Rheischen Ozeans), Inselbögen und Akkretionskeilen durch Kollision mit dem Gondwana-Rand. Das Hun Superterran verselbständigt sich durch Abspaltung vom Nordrand von Gondwana unter Öffnung der Paläotethys (vgl. Abb. 6).

Das Grundgebirge der Ostalpen

Das Grundgebirge der Ostalpen gliedert sich in mehrere Teileinheiten, die sowohl alpidisch als auch variszisch und prävariszisch eine abweichende geologische Entwicklung durchlaufen haben. Frisch & Neubauer (1989) interpretierten das variszisch konsolidierte Grundgebirge der Ostalpen im Sinne eines Terrankonzeptes (vgl. Abb. 7). Sie definierten im Ostalpin und dem Penninikum acht verschiedene Terrane (inklusive der permokarbonischen Granite). Das westliche Ostalpin mit der Silvrettedecke, der Ötztaldecke, dem Sesvenna-, Campo-, Ulten- und Languard-Kristallin, der Schobergruppe sowie dem Schladminger Kristallin wird zum Keltischen Terran zusammengefaßt und als geodynamisches Milieu eine Inselbogen-

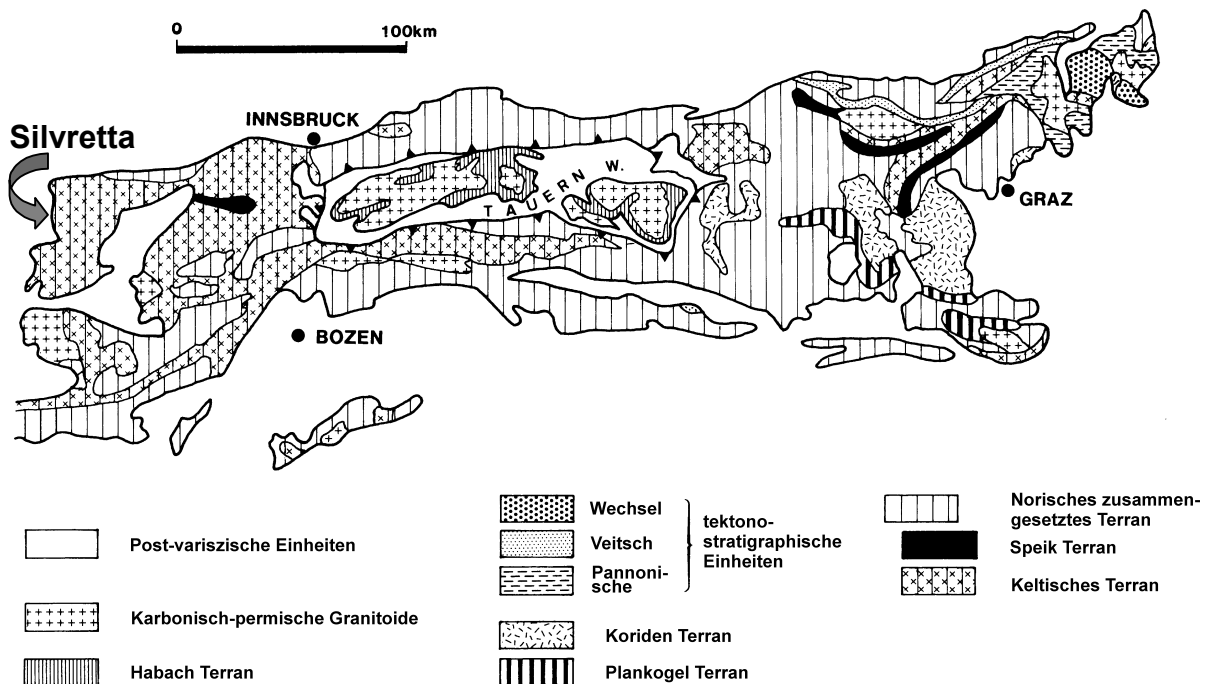


Abbildung 7 Paläozoische Terrane und tektonostratigraphische Einheiten in den Grundgebirgskomplexen der Ostalpen nach Frisch & Neubauer (1984). Die Silvrettedecke liegt am Westende der Ostalpen und gehört zusammen mit dem Ötztal-/Stubai-Kristallin, der Scarl-Campo-Einheit, den ostalpinen Grundgebirgskomplexen S der Tauern sowie dem Schladminger Kristallin und kleineren Einheiten E des Tauernfensters dem Keltischen Terran an.

entstehung angenommen. Untergeordnet treten auch Gesteine dieser Einheit im östlichen Teil des Ostalpins auf. Innerhalb des Ötztalkristallins scheiden Frisch & Neubauer (1989) eine Einschaltung des Speik Terrans aus, welches als ehemaliger Ozeanboden gedeutet wird und dem Keltischen Terran überschoben worden sein soll. Weite Teile insbesondere der östlichen Ostalpen werden von dem Norischen zusammengesetzten Terran aufgebaut. Die Bereiche der Sau- und Koralpe werden durch die Plankogel und Koriden Terrane aufgebaut, ganz im Nordosten des Ostalpins fassen Frisch & Neubauer (1989) kontinentale Krustenspäne zum Pannonischen Terran zusammen.

Variszische Granitoide treten in den Zentralalpen verbreitet in den unterostalpinen Decken auf, z.B. die Julier- und Bernina-Granite der Err-Bernina-Decke, die ein karbonisches Alter (305 Ma) aufweisen (Pfiffner 1993). Oberpaläozoische rhyolithische Vulkanoklastika werden als wahrscheinlich älter als der Julier-Granit gedeutet (Mecolli 1989). In den oberostalpinen Decken, also auch der Silvrettadecke und dem Ötztal-Kristallin, sind spätvariszische Granitoide weniger weit verbreitet, eine Ausnahme bilden Orthogneise im Languard-Campo-Sesvenna-Kristallin, deren Intrusionsalter auf 267-277 Ma datiert wird (Del Moro & Notarpietro 1987, Bockemühl 1988). Thöni (1981) datierte einen Orthogneis des Scarl-Kristallins auf 336 ± 7 Ma, deutete das Alter aber eher als metamorphe Überprägung anstatt der primären Kristallisation. Hoinkes & Thöni (1993) betonen dagegen die lithologische Verwandtschaft von Scarl- und dem Silvretta-Kristallin. In diesem Sinne könnte auch eine Beziehung zu den aplitisch-pegmatitischen Muskowit-Granitgneisen (Typ Günstizia) nach Grauert (1969) bestehen, die jüngere Rb/Sr-Alter von ca. 350 Ma aufweisen. Bereits Frisch (1987) deutet diese Gesamtgesteinsalter aber ebenfalls als Alter einer hochgradigen variszischen Überprägung. In der Silvrettadecke treten genauso wie im Languard-Campo-Sesvenna-Kristallin permische Vulkanoklastika auf (Ruina-Formation, Eichenberger 1986). Im südlichen Ötztal-Kristallin wie im Scarl-Campo-Kristallin sind Pegmatite Zeuge der spätvariszischen magmatischen Aktivität (Hoinkes & Thöni 1993).

Auch aus dem Altkristallin südlich des Tauernfensters sind keine spätvariszischen Granitoide bekannt (Schulz et al. 1993). Hier, wie auch in weiten Teilen des ostalpinen Grundgebirges östlich des Tauernfensters (Neubauer & Frisch 1993), dominieren ordovizisch-silurische Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter.

Die unterostalpine Dent Blanche Decke der Westalpen enthält oberpermische Plutonite (Gabbros und Granite, Pfiffner 1993) und auch die Sesia-Lanzo-Zone beinhaltet präalpidische, vermutlich spätvariszische Granite (Compagnoni et al. 1977).

In den penninischen Einheiten sind spätvariszische Granitoide weit verbreitet, wenn sie auch bereichsweise, wie in den unteren Decken des Lepontindomes, stark metamorphisiert sind (Pfiffner 1993). Die radiometrischen Altersdaten reichen von 350 Ma für den Rofna-Porphyr der Surettadecke bis zu 260 Ma für den Monte Rosa Orthogneis, der als Monte Rosa Granit ein Alter von 310 Ma ergibt. Treten im Unterengadiner Fenster abgesehen vom Tasna-Granit keine variszischen Granitoide auf, sind sie im Tauernfenster um so verbreiteter (Finger et al. 1993, Finger & Steyrer 1990). Ihre Intrusionsalter sind grundsätzlich spätvariszisch, erstrecken sich allerdings über einen weiten Zeitraum (333-245 Ma) mit einem Maximum im Zeitraum 330-310 Ma.

2.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke

Alpidische paläogeographische Entwicklung

Die Silvrettadecke ist Teil des ostalpinen Deckenstapels und nimmt in diesem die oberste Position ein. Das ostalpine Deckengebäude ist das Resultat der tektonischen Verschuppung des passiven Kontinentalrandes der Adriatischen Mikroplatte während des Jura und der Unterkreide (Froitzheim et al. 1994). Die Deckenstapelung in den ostalpinen Einheiten wurde durch ein eigenständiges orogenes Ereignis in der Kreide verursacht, das durch die Kontinent-Kontinent-Kollision im Zuge der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans weiter östlich zum Vorrücken eines Überschiebungskeiles innerhalb der ostalpinen Einheiten führte (Schmid et al. 1996). Nach Froitzheim & Eberli (1990) entsprechen die heutigen tektonischen Positionen ihren ungefähren paläogeographischen Lagen am ehemaligen Kontinentalrand der Adriatischen Mikroplatte. Die oberostalpinen Decken, zu denen die Silvrettadecke gehört, nehmen daher eine Position am proximalen Kontinentalrand ein (vgl. Abb. 8).

Stampfli (1996), Stampfli et al. (1998) und Stampfli & Mosar (1999) nehmen eine westliche

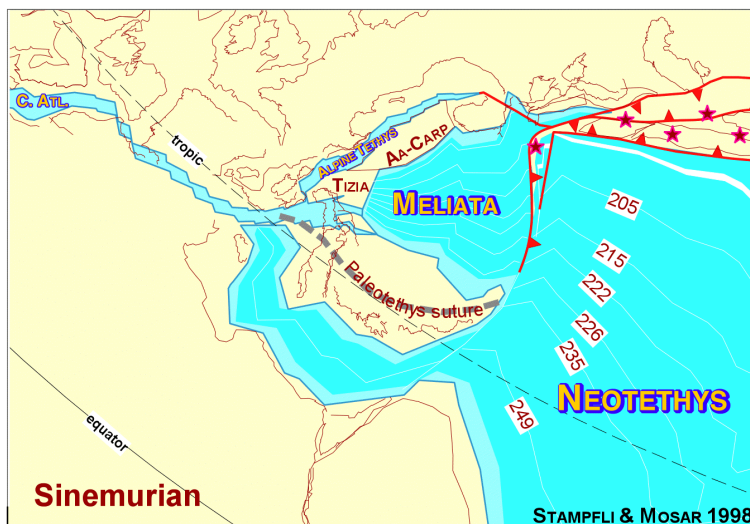
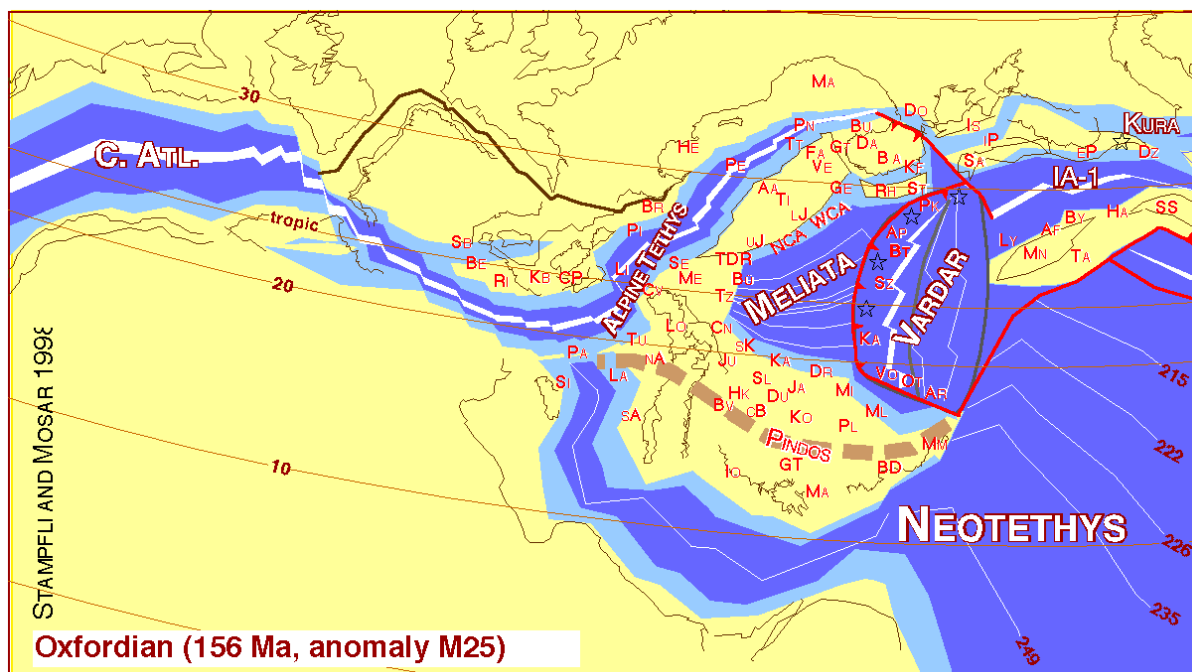


Abbildung 8

A Paläogeographie des heutigen Alpenraumes (Bereich der westlichen Tethys) im Sinemurium nach Stampfli & Mosar (1999). Die Silvrettadecke ist Teil des Ostalpins (AA), das durch kontinentale Extension und Bildung der alpinen Tethys vom europäischen Kontinent getrennt wird.

B Paläogeographie im Oxfordium (B) nach Stampfli et al. (1998). Die Nördlichen Kalkalpen (NCA) gehören nach dieser Darstellung einem südlicheren Ablagerungsraum an, als das eigentliche Ostalpin (AA). Anomalie M25 bezieht sich auf die Magnetostratigraphie.



Fortsetzung des Meliata (-Hallstatt)-Ozeans bis in das Ivrea-Gebiet (Südalpen) an, für dessen Existenz es im Bereich der Silvrettadecke allerdings keine Belege gibt (Abb. 8A). Der Meliata-Ozean (permische Ozeanspreizung, im E bis in die Trias) trennt die Bereiche des Ostalpins (AA = Austroalpin) von den Einheiten des Pelagonischen Massivs mit der Paläotethys-Sutur im Süden.

In der alpidischen Tethys setzte die Ozeanspreizung in einem Seitenverschiebungssystem mit Verbindung zum Zentralatlantik im Jura ein (Abb. 8B).

Die Situation der Silvrettadecke im alpidischen Deckengebäude

Zum oberostalpinen System (nach Trümpy 1980 auch zentralostalpin) gehören neben der Silvrettadecke auch noch die Kristallineinheiten Ötztal, Campo, Sesvenna und Languard, die sedimentären Decken S-charl (partiell abgescherte Teildecke der Sesvennadecke) und die vollständig abgescherten Deckgebirgseinheiten der Quattervalsdecke, Ortlerdecke sowie der Arosa Dolomiten (Froitzheim et al. 1994, vgl. Abb. 9). Die Beziehung zu den ebenfalls vollständig abgescherten Nördlichen Kalkalpen wird immer noch kontrovers diskutiert. Während Tollmann (1977) eine tektonische Deckengrenze zwischen dem eigentlichen Silvrettakristallin und der sogenannten Phyllitgneiszone zieht (begründet durch Verrucano-Vorkommen in der

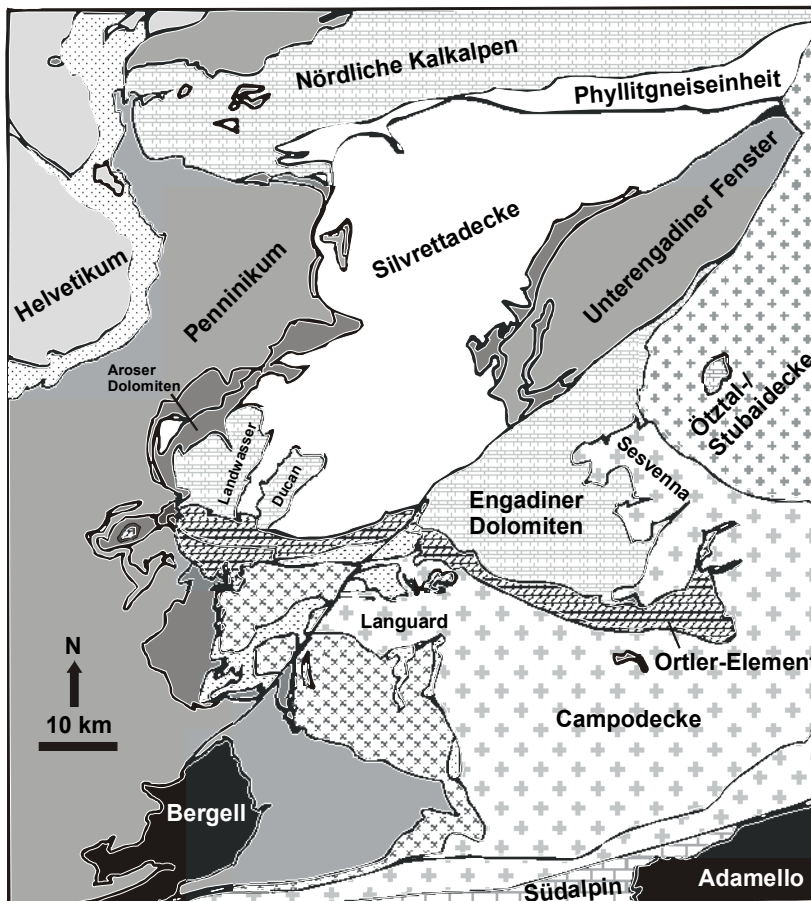


Abbildung 9 Tektonische Übersichtskarte und Deckenbau am Westrand der Ostalpen nach Eberli (1985).

Die Silvrettadecke s.str. und die Phyllitgneiszone werden in einheitlicher Signatur dargestellt, die autochthone Sedimentauflage in der Signatur verwandter oberostalpinen Sedimentdecken.

Die Campodecke umfaßt die Sesvenna- und Languard-Einheiten.

- | | |
|---|---|
| Silvrettadecke + Phyllitgneiszone | Kristallin Unterostalpin |
| Ötztal-/Stubaidecke | Sedimente Unterostalpin |
| Campo-, Sesvenna-, Languardkristallin | Penninikum ungliedert |
| Nördliche Kalkalpen, Engadiner Dolomiten, Silvretta-Sedimente | Ophiolithführend. Penninikum, Platta-Arosa-Zone |
| Ela-Decke, Ortler Element | Südalpin |
| Quartär | Alpidische Plutonite |

Zone von Puschlin-Thialschpitz) und damit der Silvrettadecke eine eigenständige mittelostalpine Position zuschreibt, kommen neuere Bearbeiter (Amann 1985, Rockenschaub 1990, Nowotny et al. 1992) zur Ansicht, daß keine großtektonische Trennlinie vorhanden ist und deshalb auch die Silvrettadecke als Unterlage der sedimentären Einheiten der Nördlichen Kalkalpen möglich erscheint und auf jeden Fall oberostalpiner Herkunft ist. Einen Überblick über die historische Entwicklung der Abgrenzung der Ostalpineinheiten am Westende der Ostalpen gibt Naef (1987, S.19).

Die unterlagernden Einheiten des Unterostalpins und des Penninikums sind im Prättigauer Halbfenster im Westen, dem Unterengadiner Fenster im Osten und im Gebiet des Albula-passes südlich der Silvrettadecke aufgeschlossen. Froitzheim et al. (1994) ordnen in dem Gebiet südlich der Silvrettadecke das Bernina und das Err Deckensystem dem Unterostalpin zu. Die Plattadecke mit ihren Ophiolithen soll penninisch sein, auch wenn triassische und jurassische Sedimente ostalpiner Fazies sowie kontinentale Scherkörper auftreten. Ihr wird paläogeographisch eine Position zwischen dem eigentlichen Kontinentalrand der Adriatischen Mikroplatte, der durch das Unterostalpin (Bernina / Err) repräsentiert wird, und dem kontinentalen Fragment der Margna-Sella-Decke zugeordnet. Diese Margna-Sella-Einheit besitzt eine mesozoische Sedimentbedeckung in ostalpiner Fazies (Froitzheim et al. 1994) und wurde durch mittelmurassische Dehnungstektonik vom eigentlichen Kontinentalbereich getrennt. Das Südpenninikum bildet die tiefste Deckeneinheit des Deckenstapels in Graubünden und wird durch die Ophiolithe der Malenco-Forno-Lizun-Einheit repräsentiert.

Nach Laubscher (1983) bauen diese Decken zusammen den sogenannte "orogene Deckel" auf, welcher bereits in der Kreide entstand und die tieferen penninischen Einheiten der Arosa-Zone, des Prättigauer Halbfensters und auch des Unterengadiner Fensters erst später als zusammenhängende Masse im Alttertiär überfuhr.

Im Unterengadiner Fenster werden als jüngstes paläozäne bis untereoäne Sedimente überfahren (Rudolph 1982, Oberhauser 1983), was eine obere Zeitmarke für den zweiten Deckenschub des "orogenen Deckels" gibt. Nach der geologischen Karte von Österreich, Blatt 170 Galtür, sowie nach Oberhauser (1980), werden die Abfolgen des Unterengadiner Fensters vollständig in das Penninikum eingeordnet, während Gwinner (1978) zumindest für die Tasnadecke (Prutzer Serie, Schuppenzone von Champatsch) die Zuordnung in Unterostalpin oder Mittelpenninikum offen läßt und Hlauschek (1983) die Tasna-Sedimentserie und die Prutzer Serie in das Unterostalpin stellt, die Champatschzone in das "Hochpenninikum" und die Bündnerschiefer in das "Tiefpenninikum". Hitz (1996) ordnet alle tektonostratigraphischen Einheiten des Unterengadiner Fensters in das Penninikum ein. Die tektonisch höchste, ophiolithführenden Einheit wird als Arosa Zone in das Südpenninikum. Die Tasnadecke nimmt demnach eine Art Zwischenposition zwischen Mittelpenninikum (Briançonnais) und dem Nordpenninikum (Valais) ein. Die Klastika und Ophiolithe des Nordpenninikum bauen demzufolge die Hauptmasse des Kerns des Unterengadiner Fensters auf. Nach dieser Darstellung ist das Unterostalpin also vollständig tektonisch unterdrückt.

Am Westrand der Silvrettadecke wird das oberostalpine Kristallin direkt von der Arosa-Zone, der höchsten penninischen Einheit, unterlagert (Fuchs 1984). Diese tektonische Mélange ist in vielen Bereichen (z.B. Gargellen-Fenster) stark ausgedünnt (Bertle 1973). Bereichsweise treten auch Klippen oberostalpiner Kalkalpingesteine auf, die von Tollmann (1970) als Madrisa-Schollenzone ausgeschieden werden. Eine ähnliche Position nehmen die subsilvrettiden Schürflinge an der Basis der Silvrettadecke in der Umrahmung des Unterengadiner Fensters (z.B. Idalpe) ein. Unter der Arosa-Zone folgen die Sulzfluh- und Falknis-Decken, die nach Gwinner (1978) und Hlauschek (1983) in das Unterostalpin eingeordnet werden, allerdings hier in einer mittelpenninischen Position auftreten. Als unterste tektonische Einheit folgt der Prättigau-Flysch.

Krustenstruktur der Alpen im Bereich der Silvrettadecke

Detaillierte seismische und durch die Oberflächengeologie ergänzte N-S-, als auch E-W-Profile wurden im Rahmen des NFP 20-Projektes zur Tiefenstruktur der Schweiz gewonnen (Pfiffner et al. 1997, Schmid et al. 1997, Hitz 1996, Pfiffner & Hitz 1997). Die reflexionsseismischen Daten des östlichen Profils durch die Ostschweiz ergeben eine Krustenmächtigkeit von ca. 50 km unterhalb der Silvrettadecke und ein Einfallen der Moho nach SSE (Hitz 1996, vgl. Abb. 10). Unterhalb der Silvrettadecke folgen die Arosa-Mélange, die Tasnadecke und Flysch-Einheiten, die insgesamt aber nur weniger als einen Kilometer Mächtigkeit ausmachen. Die abgescherte Falte der Bündnerschiefer mit ihren eingelagerten Ophiolithen (interpretiert aus SSE-fallenden Reflexionen innerhalb der Bündnerschiefer) baut mit 10 km Mächtigkeit den Kern des Unterengadiner Fensters auf. Darunter folgen die imbrikierten helvetischen und nordpenninischen Kristalldecken, die auf das helvetische Vorland überschoben wurden (Hitz 1996). Die Unterkruste erweist sich nur am Nordrand des Unterengadiner Fensters unterhalb der Silvrettadecke als reflektiv.

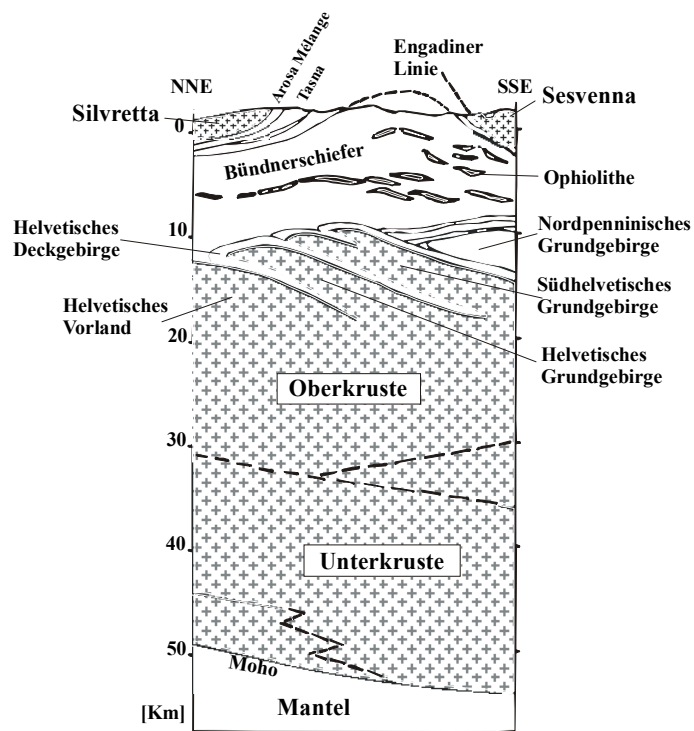


Abbildung 10 Krustenprofil im Bereich des Unterengadiner Fensters basierend auf der seismischen Reflexionsdaten des Programms NRP20 Tiefenstruktur der Schweizer Alpen (nach Hitz 1996).

Die alpidische Metamorphose in den umliegenden penninischen Einheiten

Zur Charakterisierung der alpidischen Metamorphose sind die sedimentären und ozeanischen penninischen Einheiten des Prättigauer Halbfensters, des Unterengadiner Fensters und der Südumrahmung der Silvrettadecke wesentlich besser geeignet als die hochmetamorphen Gesteine der Silvrettadecke. Nachdem Bearth (1967), Oberhänsli & Dietrich (1975) den Grad der Metamorphose als sehr schwach bezeichnet hatten, gaben Leimser & Purtscheller (1980) nach den Funden von Pumpellyit, Stilpnomelan, Lawsonit und Alkali amphibol (Glaukophan) bereits erhöhte Drücke von 4-5 kbar bei 350°C an. Höck & Koller (1987) vermuteten 300-350°C und 5-6 kbar.

Neuere Arbeiten zur Metamorphose des Unterengadiner Fensters stammen von Stöckhert et al. (1990), die 6-7 kbar bei 350°C angeben, sowie Goffé & Oberhänsli (1992), deren Fund von Karpholith im Ophiolithkörper von Avers auf Druckbedingungen von mindestens 8 kbar hinweisen soll. Bousquet et al. (1995, 1998) gliedern die Bündnerschiefer aufgrund einer abweichenden P-T-Entwicklung in zwei Teileinheiten, die von einer kartierbaren Scherzone getrennt werden. In der tieferen Einheit (Mundin) konnten typische HP/LT-Paragenesen festgestellt werden. In den Metapeliten können Fe-Mg-Karpholith, Seladonit-reicher Phengit und Mg-reicher Chlorit nachgewiesen werden, im Ophiolith vom Piz Mundin Glaukophan. Der Druck wird aufgrund F-armer Karpholithe auf 12 kbar bei 375°C (Bousquet et al. 1998) geschätzt, F-reichere Karpholithe deuten auf etwas niedrigere Bedingungen um 10 kbar. In der

oberen Bündnerschiefer-Einheit (Arina-Einheit) treten nach Bousquet et al. (1995) dagegen keine charakteristischen Hochdruckphasen auf, nur mehr oder weniger Seladonit-reiche Phengite, Stilpnomelan und Riebeckit. Die metamorphen Bedingungen dieser Einheit werden auf 7 kbar bei 325°C geschätzt.

Auch in den Bündnerschiefern des nordpenninischen (Valais) Prättigauer Halbfensters wurde inzwischen Karpholith nachgewiesen (Goffé & Oberhänsli 1992). Weh et al. (1997) bestimmten für die Bündnerschiefer mit dem Phengitbarometer nach Massonne & Schreyer (1987) 7 ± 1 kbar und $370 \pm 20^\circ\text{C}$ mit dem Chlorit-Thermometer nach Cathelineau (1988).

Daten zur Chloritkristallinität, Vitrinitreflexion, Illitkristallinität sowie -polytypie ermittelte Henrichs (1993) für eine einzelne Probe aus den Kössener Schichten der Stammerspitze nördlich Scuol. Die tektonostratigraphische Zuordnung in das Ober- oder Unterostalpin dieser Klippe über den penninischen Bündnerschiefern ist allerdings umstritten. Es ergeben sich Werte der mittleren Anchizone, die Henrichs (1993) im Sinne einer Zugehörigkeit zum Oberostalpin interpretiert.

Alpidische Metamorphose der Silvrettadecke s.str.

Henrichs (1993) untersuchte die Illitkristallinität in der Kössenformation in den Ostalpen und im angrenzenden Südalpin, Kürmann (1993) bearbeitete die Hochdiagenese und Anchimetamorphose in der Permotrias des Ostalpins westlich der Tauern. Ferreira-Mählmann (1994) bearbeitete die Kohlenpetrographie und Mineralogie zur Diagenese und Metamorphose in Mittelbünden und kam zu sowohl zeitlich als auch im Grad der Metamorphose zu stark abweichenden Resultaten im Bezug auf die Silvrettadecke.

Kürmann (1993) leitete aus seinen Untersuchungen eine maximale Versenkungstiefe von 7-8 km ab. In Anbetracht der ca. 4000 m mächtigen Schichtfolge ergibt sich dadurch die Frage nach der Ursache der Auflastverdopplung. Flisch (1986) und Hurford et al. (1989) lehnen eine überlagernde, heute nicht mehr erhaltene bzw. abgeglittene Decke ab und postulieren regionale Faltungs- und Bruchtektonik als Verursacher, Eichenberger (1986) vermutet dagegen eine "Ultradecke".

An der westlichen Deckengrenze zur Arosazone und dem Penninikum nehmen die Temperaturen in den unterschiedlichen Einheiten parallel von Nord nach Süd zu. Dabei ist auch in Profilen durch die Deckengrenzen kein Versatz der Isothermen festzustellen (Kürmann 1993). Im Rätikon wird dabei erst im penninischen Flysch die Anchizone erreicht (Thum & Nabholz 1972), während im Süden bereits in der Landwasserkette der Sedimentauflage der Silvretta (Amselflue) die hochgradige Anchimetamorphose mit Pyrophyllitbildung erreicht wird (Kürmann 1993). In den Sedimenten der Silvrettadecke ergibt sich überraschenderweise ein Trend der Temperaturabnahme von West nach Ost, in der Ducankette werden nur noch Bedingungen der mittleren Anchizone erreicht, nach Flisch (1986) sogar nur die schwache Anchimetamorphose. Dieser Trend wird durch die gleichlaufende Entwicklung in den Kössener Schichten bestätigt (Henrichs 1993). Dies steht im Gegensatz zur zunehmenden thermischen Beeinflussung des Kristallins der Silvrettadecke in Richtung des Unterengadiner Fensters, was sich in der Rückstellung der variszischen Glimmeralter äußert. Die Ursache dieser Temperaturzunahme nach Westen ist umstritten, ein Einfluß der Lepontinischen Metamorphose wird diskutiert, aber auch eine Imbrikation des Silvretta-Westrandes mit westwärts sukzessive tieferen Schuppen wird als möglich erachtet (Eichenberger 1986).

Die von Kürmann (1993) ebenfalls untersuchten Sedimente der umstrittenen Zone von Thialspitz-Puschlin besitzen eine metamorphe Überprägung, die zumindest im Bereich der hochgradigen Anchimetamorphose ($270\text{-}300^\circ\text{C}$) liegt, die Neubildung alpidischen Paragonits an der Thialspitze (Kürmann 1993) und von Chloritoid im Urgtal (Amann 1985) deuten auf eine epimetamorphe Überprägung.

Zum Südrand der Nördlichen Kalkalpen liegt kein Sprung in den Temperaturen gemäß der Illitkristallinität vor. Dies bestätigt auch den aufgrund der metamorphen Petrologie festgestellten Übergang von der Phyllitgneiszone und dem Landecker Quarzphyllit einerseits und dem Silvrettakristallin andererseits (Kreczy 1981, Amann 1985, Nowotny et al. 1992, Rockenschaub 1990) und die Ablehnung einer Deckengrenze erster Ordnung, wie von Tollmann (1977) gefordert.

Amann (1985) gibt als alpin metamorphe Minerale Paragonit, Pyrophyllit, Choritoid und auch Stilpnomelan an. Während die zwei letzteren durch Dünnschliffbeobachtungen festgestellt wurden, geht der Nachweis der ersteren auf Röntgendiffraktometeruntersuchungen zurück.

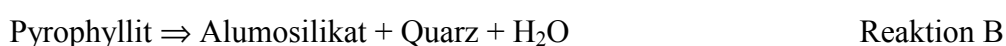
Der Chloritoid tritt sowohl im diaphthoretischen Kristallin als auch in den Sedimentschuppen der Thialspitz-Puschlin-Zone auf. Im Kristallin ist dabei häufig eine Blastese in Serizitaggregaten nach Staurolith festzustellen (Hoernes & Purtscheller 1970). Die Entdeckung retrogradierten Stauroliths führte zur Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits, der heute als diaphthoretischer Nordrand der Silvretta-Kristallinmasse betrachtet wird.

Rockenschaub et al. (1983) beschreiben aus der Region von Fließ auch voralpidische Chloritoide (z.T. als Einschlüsse in Granat), was sich mit den eigenen Beobachtungen aus dem vorderen Malfontal deckt.

Stilpnomelan wurde aus verschiedenen Bereichen der Silvretta beschrieben. Schon Grauert (1969) erwähnt postdeformativen Stilpnomelan in Zweiglimmer-Granitgneisen mit alpidisch Rb/Sr-verjüngtem Biotit. Amann (1985) gibt Funde aus dem Orthogneis des Hohen Riffler und aus einem Diabasgang nördlich von Kappl an. Koch & Masch (1992) erwähnen Stilpnomelan in Pseudotachyliten. Nach eigenen Befunden ist Stilpnomelan in weiten Teilen der nördlichen Silvrettadecke verbreitet. So tritt er z.B. in einem Zweiglimmer-Granitgneis der zentralen Verwallgruppe auf, aber auch ganz im Nordwesten im Montafon im Silbertal. Die Zugehörigkeit zu einer alpidischen Überprägung ist in den meisten Fällen nicht zu überprüfen, das Auftreten in den postvariszischen Diabasen und den Pseudotachyliten ist allerdings ein Beleg für die alpidische Blastese. Das Vorkommen am Hohen Riffler (Amann 1985) kommt innerhalb des alpidischen Auftretens von Pyrophyllit zu liegen, außerdem im Bereich der alpidisch-variszischen K/Ar-Mischalter der Hellglimmer, was auf Temperaturen im Bereich von 350°C schließen läßt. Die oberen und unteren Stabilitätsgrenzen lassen eine alpidische Bildung als möglich erscheinen. Ähnliches gilt für das Vorkommen nördlich der Saumspitze, hier wurden allerdings variszische Glimmeralter gemessen. Im Silbertal kann allerdings höchstens von einer anchizonalen Metamorphose ausgegangen werden.

Paragonit ist am Nordrand des östlichen Verwall und an der Kalkalpenbasis relativ häufig (Amann 1985). Die unteren Stabilitätsgrenzen sind schlecht definiert, so daß aus diesem Mineral kaum eine verwertbare PT-Information gewonnen werden kann.

Pyrophyllit tritt ebenfalls verbreitet im Kristallin und an der Basis der Nördlichen Kalkalpen auf. Besonders häufig ist er im Verrucano, in dem er auch knapp westlich des Arlbergpasses seine Verbreitungsgrenze erreicht (Amann 1985). Er wurde röntgenographisch identifiziert und tritt stets gemeinsam mit Phengit/Muskowit auf. Die untere und obere Druckstabilität wurden von Chatterjee (1984) eingegrenzt. Im zu vermutenden Bereich von 2-4 kbar entsteht Pyrophyllit gemäß der Reaktion (A) bei ca. 320°C. Reiner Pyrophyllit wird bereits bei knapp 400°C wieder nach Reaktion (B) abgebaut. Das gemeinsame Auftreten mit Muskowit legt allerdings eine Blastese aus diesem nahe, zumal westlich der Pyrophyllitisograde kein Kaolinit auftritt, obige Reaktion also nicht im Gelände nachvollzogen werden kann (Amann 1985).



2.3 Variszische Eklogite der Alpen

Eklogite sind aus vielen Bereichen der Varisziden Europas bekannt (O'Brien et al. 1990), in Mitteleuropa treten sie sowohl im Saxothuringikum (z.B. Erzgebirge) als auch im Moldanubikum (z.B. Schwarzwald, südliche Böhmisches Masse) auf. Die Altersstellung zahlreicher Eklogitvorkommen im variszisch geprägten Teil der Alpen ist umstritten. So werden nach jüngeren Datierungen zahlreiche für variszisch oder gar prävariszisch gehaltene Eklogite aus dem Bereich der Ostalpen (Droop et al. 1990) heute einem kretazischen, möglicherweise sogar jurassischen Hochdruckereignis zugeordnet (vgl. Abb. 11). Dies betrifft Eklogite der Sau-/Koralpe (Thöni & Jagoutz 1992, Thöni & Miller 1996, Heede 1997, Miller & Thöni 1997), der Prieljake in der Schobergruppe südlich des Tauernfensters (Schulz 1993, 1995, Linner et al. 1996) und solche im südlichen Ötztal (Hoinkes et al. 1991, Poli 1991).

Helvetikum und Penninikum

In den helvetischen und penninischen Grundgebirgseinheiten des ehemaligen südlichen europäischen Kontinentalrandes sind Eklogite eher selten, ihre Stellung ist im alpidisch schwächer deformierten und metamorphisierten Helvetikum, mit Nachweisen im Aiguilles Rouges, Argentera und Mont Blanc Massiv (vgl. Abb. 11), erheblich eindeutiger als im Penninikum, in dem nur reliktsche Paragenesen im südöstlichen Tauernfenster (Droop 1983) und im Savona-Kristallin der Briançonnais bekannt sind (Droop et al. 1990). Messiga (1981) schreibt letzterem Vorkommen ein kaledonisches Alter zu. Gebauer (1993) beschreibt mit SHRIMP-U/Pb- sowie Sm/Nd-Daten an Eklogit-Zirkonen ein altpaläozoisches Hochdruckereignis aus dem Gotthardmassiv.

Ostalpin

Die größte Dichte an wahrscheinlich variszischen Eklogitvorkommen besitzen die ostalpinen Grundgebirgsdecken Österreichs (Droop et al. 1990). Von West nach Ost treten Eklogite in der Silvretta- und Ötztaldecke, der Schober und der Polinik Gruppe im „Altkristallin“ südlich des Tauernfensters sowie in der Sau-/Koralpe Region östlich des Tauernfensters auf. Eklogitfaziale Ultrabasite sind aus dem Val d'Ultimo der Ulten Zone in Südtirol/Italien bekannt (Obata & Morten 1987; Godard et al. 1996). Eklogitfaziale Paragenesen treten nach dem heutigen Kenntnisstand in metagranitoiden oder metapelitischen Gesteinen dagegen nicht auf. Die Eklogite der Sau-/Koralpe werden von Droop et al. (1990) in eine sicher präalpidische und eine möglicherweise alpidische Gruppe eingeteilt, die vom Plattengneishorizont voneinander getrennt werden. Thöni & Jagoutz (1992) ermittelten Sm/Nd-Alter, die auf eine eoalpine Metamorphose hindeuten, Manby & Thiedig (1988) dagegen präkambrische Alter um 700 Ma. Heede (1997) bestätigt dagegen mit U/Pb-Messungen an eklogitischen Zirkonen die eoalpine Metamorphose für die Saualpe-Eklogite, die Sm/Nd-Ergebnisse von Manby & Thiedig (1988) konnten nicht bestätigt werden, es ergab sich ein negatives Alter. Aufgrund der sehr geringen Sm- und Nd-Gehalte der Granate ergeben sich große Fehler in den Sm/Nd-Datierungen (Heede 1997) und auch die Rb/Sr-Analysen führen nur zur Feststellung eines isotopischen Ungleichgewichts (Thöni & Jagoutz 1992). Aufgrund dieser Probleme geben Thöni & Jagoutz (1992) den weiten Zeitraum von 90 bis 147 Ma für die Eklogitisierung der Proben an. Neuere Arbeiten zur Sm/Nd-Isotopie ergeben dagegen konkordante Granat-Gesamtgesteinsisochronen von $88,5 \pm 1,7$ Ma und $90,9 \pm 0,7$ Ma für Eklogite der Saualpe (Thöni & Miller 1996) sowie 97 ± 5 , 101 ± 7 und 109 ± 8 Ma Gr-Omp-Zoi-Amp-WR-Alter für Eklogite der Koralpe (Miller & Thöni 1997). Heede (1997) ermittelte an Zirkonen des Gertrusk-Eklogits der Saualpe konventionelle U/Pb-Alter, deren unterer Schnittpunkt von 184 ± 10 Ma als Alter der Eklogit-Metamorphose interpretiert wird, also bereits Unterjura. Das obere Schnittpunktsalter liegt bei $268 \pm 26/-7$ Ma, es wird zusammen mit den an einer quasikonkordanten Zirkonfraktion gewonnenen 285-280 Ma als primäres Kristallisationsalter

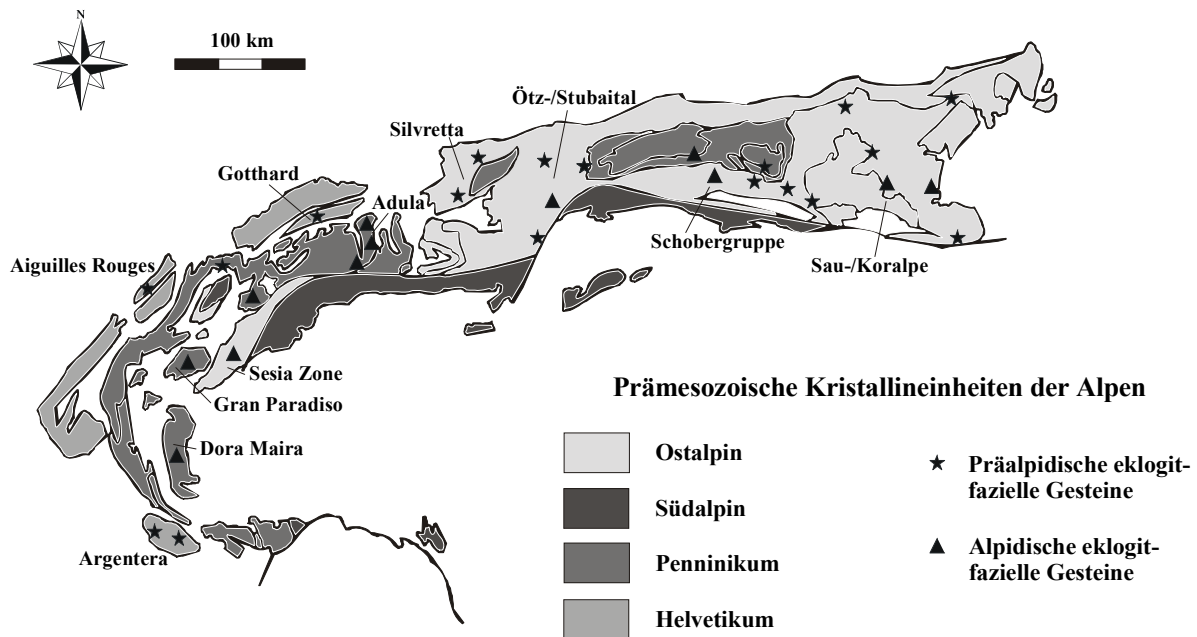


Abbildung 11 Prä-permische Kristallineinheiten mit ausgewählten Eklogitvorkommen im Altkristallin (Sterne präalpidische, Dreiecke alpidische Alter); verändert nach Droop et al. (1990)

der permischen gabbroiden Edukte der Eklogite gedeutet, was das an einem echten Metagabbro vom Bärofen/Koralpe ermittelte Sm/Nd WR-Cpx-Plg-Alter von 275 ± 18 Ma nach Thöni & Jagoutz (1992) unterstützt.

Die Eklogite südlich des Tauernfensters sind in ihrer Altersstellung ebenfalls umstritten (Troll et al. 1976, Schulz 1995). Während Schulz (1993, 1996) für ein variszisches Alter argumentiert, ermittelten Linner et al. (1996) aufgrund von Sm/Nd-Isochronen ein eoalpines Alter der eklogitfaziellen Metamorphose.

Aus dem Ötztal sind Eklogite bereits seit Hezner (1903) bekannt. Es treten sowohl präalpidische als auch eoalpine Eklogite auf, wobei sich letztere auf den Schneebergerzug im Süden der Ötztalmasse beschränken (Hoinkes et al. 1991). Im Norden treten die Eklogite konzentriert innerhalb der zentralöztaler Metabasitmasse bzw. südlichen Eklogitzone (Koziol & Oberhänsli 1994, 1995) auf, ein kleineres Vorkommen liegt in der östlichen Hochedergruppe (Miller & Thöni 1995). Die reliktschen Gabbrovorkommen im Milchenkar bei Längenfeld ermöglichten die Datierung der Bildung der Eklogitprotolithen auf den Zeitraum 530-521 Ma (Miller & Thöni 1995). Die Hochdruckmetamorphose wurde mittels Sm/Nd-Mineralisochronen auf den Zeitraum 370-340 Ma eingegrenzt. Söllner & Hansen (1987) zitierten unpublizierte Ergebnisse von Söllner & Gebauer, die die primäre Kristallisation und die HP-Metamorphose auf 497 ± 2 Ma datierten, die amphibolitfazielle Überprägung auf 305 Ma. Neuere SHRIMP-Daten (Gebauer & Söllner 1993) ergeben 481 ± 9 Ma für den magmatischen Protolith und 336 ± 14 Ma für das Hochdruckereignis.

Die Entdeckung primär erhaltener Eklogite in der Silvrettadecke gelang erst Thierrin (1983) im Val Sarsura / Schweiz.

2.4 Radiometrische Altersdatierungen

Schon früh war die Silvrettadecke Ziel radiometrischer Altersdatierungen. Die ersten Arbeiten (Jäger et al. 1961, und Jäger 1962) ergaben Rb/Sr-Glimmer-Abkühlalter beziehungsweise Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter. Pateels (1964) führte bereits U/Pb-Messungen an Zirkonen durch. Alle Arbeiten bezogen sich aber nicht ausschließlich auf die Silvrettadecke, sondern umfaßten Gesteine verschiedener tektonometamorpher Einheiten der Alpen. Die ersten auf die Silvrettadecke fokussierten Arbeiten stammen von Grauert (1966, 1969) und Grauert & Arnold (1968). Grauert (1969) liefert auch die erste in sich geschlossene Synthese zur Entwicklungsgeschichte der Silvretta.

Einen Überblick über die präalpidische geochronologische Entwicklung der Silvrettadecke geben Tab. 1 und Abb. 12.

Datierung der sedimentären Protolithen der Paragneise

Die lange Zeit (s.u.) ältesten Alter wurden an detritischen Zirkonen aus Paragneisen gewonnen. Pateels (1964) bestimmte an Zirkonen aus den Paragneisen des Radönt (Nähe Flüelapaß) Alter von 1550-1910 Ma, Grauert & Arnold (1968) erhielten ein oberes Interzeptalter für Paragneiszirkone von 1841 Ma, daß sie mittels des Modells des episodischen Bleiverlustes auf ein minimales Kristallisationsalter von ca. 1500 Ma schließen ließ. Das untere Interzeptalter liegt bei 440 Ma und wurde als kaledonische Metamorphose gedeutet. Da die Zirkone auch bei der variszischen Metamorphose rekristallisierten (Müller 1989) und zudem mehrere Wachstumsphasen unterschieden werden können (sowohl in Ortho- als auch Paragneisen), ist die Anwendbarkeit des Modells eines einmaligen Bleiverlustes nicht gewährleistet. Die berechneten Alter stellen höchstens eine Annäherung dar. Eine Metamorphose kaledonischen Alters wird aber von Maggetti et al. (1990) als gesichert angesehen.

Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an den Orthogneisen

Nachdem U/Pb-Diskordia-Datierungen an den verschiedenen Orthogneistypen der Silvretta nicht zum Erfolg führten (Grauert & Arnold 1968), wurden lange Zeit Rb/Sr-Gesamtgesteinsmessungen zur Altersbestimmung herangezogen. Grauert (1966) ermittelte an dem Haupttyp der Orthogneise, der flüelagranitischen Assoziation, Alter von 428 ± 17 Ma und 443 Ma, eine Isochrone durch alle granitischen Orthogneise ergab dagegen 427 ± 9 Ma (Grauert 1969). Die ebenfalls granitischen Gneise des Typs Frauenkirch wurden auf 365 Ma bzw. 351 ± 16 und 353 ± 19 Ma (Streckeisen et al. 1966) datiert. Flisch (1987) konnte durch abermalige Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an Großproben das Alter der flüelagranitischen Assoziation auf 451 ± 2 , 450 ± 5 bzw. 444 ± 4 Ma bestimmen. Die jüngeren Alter der Gneise des Typs Frauenkirch hielt Flisch (1987) für variszische verjüngte Metamorphosealter, die Intrusion erfolgte vermutlich auch kaledonisch.

Maggetti & Flisch (1993) unterschieden die Hauptmasse der granitischen "Jüngeren Orthogneise" von den zumeist basischeren "Älteren Orthogneisen". Diesen wurde aufgrund einer Rb/Sr-Gesamtgesteins-Fehlerchrone ein Alter von $895 +130/-140$ Ma zugeordnet. Neuere Arbeiten (Müller et al. 1994, 1995, 1996; Poller 1994, 1997; Liebetrau 1996; Schaltegger et al. 1997) widerlegen allerdings die geologische Bedeutung dieses Ergebnisses.

Zirkon- / Einzelzirkon-Datierungen an Älteren Orthogneisen

Durch Einzelzirkondatierungen an Gesteinen der Suite der "Älteren Orthogneise" ermittelten Müller et al. (1994, 1995 und 1996) kambrische Alter. Ein Alkaligranitgneis (Within-Plate Granite WPG nach Pearce et al. 1984, vgl. Müller et al. 1995) aus dem Val Lavinoz (Zirkontypologie P5 nach Pupin 1980) ergab $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter von 519 ± 7 Ma, Zirkonpopulationen ein oberes U/Pb-Interzeptalter von 526 ± 7 Ma. Das dazu gehörende untere

Tabelle 1 Zusammenfassung der radiometrischen Altersdatierungen zur präalpidischen Entwicklung der Silvretta-Decke ohne Glimmerabkühlalter.

Alter [Ma]	Fehler [Ma]	Methode	Autor	Gestein
ca. 2300	-	U / Pb Oberer Interzept Zr	Poller (1994)	Mönchalpgneise
1500 - 2300	-	U / Pb Oberer Interzept Zr	Liebetrau (1996)	"Jüngere Orthogneise"
1910 - 1550	-	U / Pb Zirkon	Pasteels (1964)	Paragneise
895	+ 130 / - 140	Rb / Sr Gesamtgestein	Maggetti & Flisch (1993)	"Ältere Orthogneise"
568	± 6	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Zirkon-Evapor.	Müller et al. (1995)	Hbl-Bt-Gneis
533	± 4	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Zirkon-Evapor.	Müller et al. (1995)	Bt-Plg-Gneis
532	± 30	U / Pb Oberer Interzept Zr	Müller et al. (1996)	Grt-Hbl-Plg-Gneis
ca. 528	-	U / Pb Einzelzirkon	Poller (1997)	Mönchalpgneis
526	± 7	U / Pb Oberer Interzept Zr	Müller et al. (1995)	Alkaligranitgneis
519	± 7	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Zirkon-Evapor.	Müller et al. (1995)	Alkaligranitgneis
537, 510, 482, 467	± 4, ± 3, ± 3, ± 14	U / Pb Einzelzirkon	Poller (1997)	Metagabbros
ca. 510	-	U / Pb Unterer Interzept Zr	Poller (1994)	Mönchalpgneise
473	± 5	U / Pb Einzelzirkon	Schaltegger et al. (1997)	Pegmatoider Gabbro- Norit
ca. 470	-	U / Pb Einzelzirkon	Poller (1997)	Mönchalpgneise
460 -500	-	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Zirkon-Evapor.	Liebetrau (1996)	"Jüngere Orthogneise"
460 - 430	-	U / Pb Unterer Interzept Zr	Liebetrau (1996)	"Jüngere Orthogneise"
451, 450,	± 2, ± 5, ± 4	Rb / Sr Gesamtgestein	Flisch (1987)	Flüelagranitische Assoz.
428	± 17	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1969)	Flüelagranitische Assoz.
427	± 9	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1969)	Granitische Orthogneise
373, 362, 342	20, ± 29, ± 3	Sm / Nd-Gesamtisochronen und -Mineralisochronen	Miller & Thöni (1995)	Eklogite Ötztal (inkl. Eklogit Rauher Kopf)
370	± 17	Rb / Sr- Kleinbereichsisochrone	Flisch (1987)	Orthogneis Typ Tschuggen
365 bzw. 351, 353	± 16, ± 19	Rb / Sr Gesamtgestein	Streckeisen et al. (1966)	Granitischer Orthogneis Typ Frauenkirch
363	± 10	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1981)	Hgl-Orthogneis (Zernez)
357	± 27	U / Pb Unterer Interzept Zr	Müller et al. (1996)	Grt-Hbl-Plg-Gneis
351, 350	-	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1969)	Orthogneis Typ Frauen- kirch und Güstizia
308	± 28	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb an Staurolith	Frei et al. (1995)	Grt-Stau-Glimmer- schiefer Pischahorn
306, 304	± 8, ± 6	U / Pb an Staurolith	Frei et al. (1995)	Grt-Stau-Glimmer- schiefer Pischahorn
301	± 3	U / Pb Zirkon	Liebetrau et al. (1996)	amphibolitierter Eklogit

Interzeptalter lag bei 295 ± 9 Ma und somit im Bereich der jüngsten Glimmer-Abkühlalter. Damit wurden für das Alter der variszischen Deformation etwas zu niedrige Alter geliefert. Ein Biotit-Plagioklas-Gneis von God Praschitsch bei Zernez (Quarzdioritgneis nach Grauert 1969) ergab ein Zirkon-Evaporationsalter von 533 ± 4 Ma. Etwas älter sind die Zirkon-Evaporationsalter des Hornblende-Biotit-Gneises aus dem Val Lavinouz mit 568 ± 6 Ma. Ein weiteres kambrisches konventionelles U/Pb-Alter wurde an Zirkonen aus einem Granat-Hornblende-Plagioklas-Gneis (ehemaliger ozeanischer Plagiogranit mit P4-P5 nach Pupin 1980) mit 532 ± 30 Ma (oberes Interzeptalter) gewonnen (Müller et al. 1996). Das untere Interzeptalter von 357 ± 27 Ma kann wiederum der variszischen Metamorphose zugeordnet werden.

Diese kambrischen Daten wurden von Müller et al. (1994, 1995) als cadomische Intrusionsalter interpretiert. Sie stehen in Übereinstimmung mit Datierungen aus anderen Gebieten der europäischen Varisziden, z.B. der Münchberger Gneismasse (Gebauer 1990), der nördlichen Böhmisches Masse (Kröner et al. 1994), ihrem Südteil (van Breemen et al. 1982) oder des Massif Central (Gebauer 1990). Aus den Alpen sind aus der unmittelbar verwandten Ötztaldecke (Miller & Thöni 1995), aber auch aus Einheiten des Penninikums (Alpe Arami, Gebauer 1996; Tauernfenster, von Quadt 1992; Chamrousse Ophiolith, Ménot et al. 1988) vergleichbare Alter bekannt.

Müller et al. (1995) stellen die datierten Proben, und auch die assoziierten Amphibolite, in Zusammenhang mit Intrusionen während der cadomischen Gebirgsbildung. Die mafischen Gesteine sollen nach einem Analogieschluß mit der Ossa-Morena-Zone in Spanien (vgl. Abb.1) mit einer späteren anorogenen Riftphase verknüpft sein. Gebauer (1990) bezeichnet dies als post-panafrikanisches Rifting. Als paläogeographische Lage dieser cadomisch / panafrikanisch geprägten Kontinentalbereiche wird der nördliche Rand von Proto-Gondwana angenommen (Müller et al. 1995) gestellt. Die ozeanische Kruste entstand während der anschließenden Riftphase durch randliches Aufbrechen des Superkontinents Gondwana (Ochsner 1993).

Einzelzircondatierungen an den gabbroiden Gesteinen der Silvrettadecke (Val Sarsura, Val Barlasch) führten Schaltegger et al. (1997) und Poller (1997) durch. Für den pegmatoiden Gabbro-Norit des Val Sarsura ergaben sich 473 ± 5 Ma (Schaltegger et al. 1997), für feinkörnige Metagabbros aus dem Val Barlasch Alter von 467 ± 14 Ma (Poller 1997). Im Val Barlasch wird die Deutung des radiometrischen Befunds durch eine breite Streuung der Altersdaten hin zu kambrischen Werten erschwert. Verschiedene Messungen an Einzelzirkonen Quarz-führender Metagabbros ergaben Alter von 537 ± 4 Ma, 510 ± 3 Ma und 482 ± 3 Ma (Poller 1997). Die Interpretation von Poller (1997), nachdem alle Altersdaten auf ein Ereignis zurückgeführt werden können, bedingt die Zuordnung des 510 Ma-Alters zu einer HP-Metamorphose. Die kambrischen Daten wurden von Schaltegger et al. (1997) im Hinblick auf eine Inselbogenentwicklung interpretiert. Die tholeiitischen Gabbros wurden aufgrund ihres TiO_2 -Gehaltes und des Ti-Zr-Plots nach Pearce (1982) als intermediäre Magmen zwischen Signaturen eines Inselbogen und MOR gedeutet.

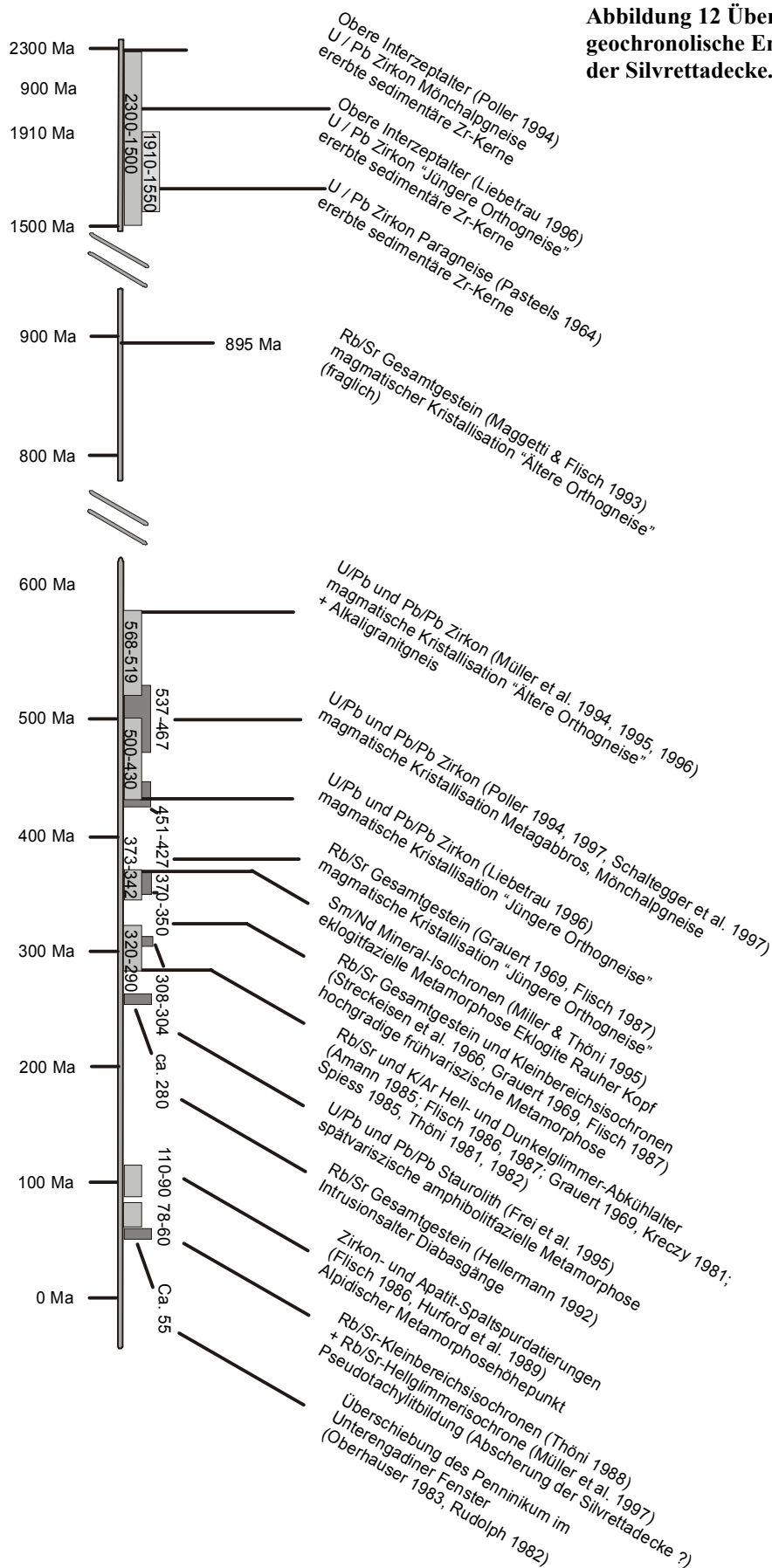
Auch an den granitischen Mönchalpgneisen mit S-Typ-Charakteristik führte Poller (1997) Einzelzircondatierungen durch. Die als Kristallisationsalter gedeuteten ältesten Daten von ca. 528 Ma korrelieren gut mit den Daten von Müller et al. (1994, 1995, 1996) und Schaltegger et al. (1997). Die geodynamische Situation für diesen Kollisions-Typ-Granit bleibt allerdings unklar, da der Zeitraum der ältesten Altersdaten (528 Ma) mit der primären Kristallisation der Gabbros aus einem Inselbogen, als auch mit der eines ozeanischen Plagiogranites mit 532 ± 30 Ma nach Müller et al. (1996), zusammenfällt. Es müßten also auf engstem Raum drei verschiedene geodynamische Szenarien miteinander verknüpft werden.

Die jüngeren Altersdaten an den Mönchalpgneisen wurden von Poller (1997) als Hinweise auf eine oberkambrische HP-Metamorphose und eine nochmalige, ordovizische magmatische Aktivität um 470 Ma gedeutet.

Zirkon- / Einzelzirkon-Datierungen an Jüngeren Orthogneisen

Die Ergebnisse am U/Pb-System von Liebetrau (1996) unterstützen die bisherige, allein auf Rb/Sr-Gesamtgesteinsdaten beruhende, Einstufung in das Ordovizium. In einer gemeinsamen Diskordiarstellung dreier verschiedener Varietäten der Jüngeren Orthogneise ("Flüelagranitische Assoziation") ergibt sich ein unteres Interzeptalter von ca. 445 Ma (Liebetrau 1996), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter liegen im Bereich von 460-500 Ma.

Abbildung 12 Überblick über die geochronologische Entwicklung der Silvretta-Decke.



Konventionelle U/Pb-Populationsmethoden

Auch konventionelle U/Pb-Datierungen an Zirkonpopulationen der Jüngeren und Älteren Orthogneise wurden in jüngerer Zeit nochmals durchgeführt (Poller 1994, Liebetrau 1996). Die dabei ermittelten oberen Schnittpunktsalter der Diskordia mit der Konkordia ergeben Alter im Bereich der ältesten Paragneiszirkone oder sogar darüber hinaus. Poller (1994) ermittelte für die Mönchalpgneise (Ältere Orthogneise) ein oberes Interzeptalter von 2,3 Ga, Liebetrau (1996) an der flüelagranitischen Assoziation (Jüngere Orthogneise) 1,5 bis 2,3 Ga. Die unteren Schnittpunktsalter werden in beiden Fällen als Kristallisationsalter der granitoiden Protolithe der heutigen Orthogneise gedeutet. Im Falle der Mönchalpgneise ergeben sich Alter um 510 Ma (Poller 1994), bei den Jüngeren Orthogneisen der flüelagranitischen Assoziation dagegen ein breiter Bereich zwischen 460 und 430 Ma, je nach Gesteinstyp (Liebetrau 1996).

Die Sm/Nd-Untersuchungen Poller et al. (1997) ergaben für die Mönchalpgneise Krustenaufenthaltsdauern von 1,7 Ga bei einem heutigen ϵ_{Nd} von -10. Die $^{147}Sm/^{144}Nd$ -Verhältnisse von 0,123-0,126 sind typische Krustenwerte (Poller et al. 1997). Deshalb werden die Mönchalpgneise als aufgearbeitete kontinentale Kruste angesehen, ein bedeutender Anteil juveniler, vom Mantel abstammender Kruste (I-Typ), kann ausgeschlossen werden.

Für die Jüngeren Orthogneise sowie die Tonalite der Silvrettadecke streuen die Krustenaufenthaltsdauern stärker, es muß eine Mischkomponente jünger als 900 Ma enthalten sein (Liebetrau 1996). In Betracht dafür kommen die basischen Gesteine der Silvrettadecke (Poller et al. 1997).

Radiometrische Altersdatierungen an Eklogiten der Silvrettadecke sowie weiterer Einheiten des Ostalpins

Das Alter des eklogitfaziellen Ereignisses der Silvrettadecke und weiterer Grundgebirgs-einheiten des Ostalpins (Ötztaldecke, Schobergruppe) ist der Gegenstand einer kontroversen Diskussion. Bis vor kurzem (Gebauer & Söllner 1993, Miller & Thöni 1995) standen keine direkten geochronologischen Daten zur Verfügung. Aufgrund relativer Alterseinordnungen (Minimalalter, festgelegt durch datierte, aber nicht eklogitfaziell überprägte Einheiten) wurden kaledonische (Liebetrau & Poller 1996) und präkambrische (Maggetti & Flisch 1993) Alter postuliert. Letztere gehen von zwei getrennten Hochdruck-Ereignissen aus, da in den Mönchalpgneisen eklogitische Einschlüsse auftreten (Poller 1994), die Gneise selbst aber auch eine HP-Signatur aufweisen sollen (Maggetti 1986). Da diese in den "Jüngeren Orthogneisen" fehlt, nimmt Biino (1996) eine Kontaktmetamorphose der Eklogite durch die granitischen Magmen an. Liebetrau et al. (1996) geben ein U/Pb-Zirkon-Alter von 460 Ma für die Eklogite an, welches allerdings mit denen der Gabbros übereinstimmt und das Resultat einer thermischen Überprägung sein könnte.

Auch die neuen radiometrischen Daten führen bis jetzt nicht zur eindeutigen Klärung der Fragestellung. Geochronologische Ergebnisse am Sm/Nd-System widersprechen dem klassischen Silvretta-Entwicklungsmodell nach Maggetti & Flisch (1993). Allerdings könnten mögliche isotopische Ungleichgewichte in der Sm- und Nd-Verteilung auf eine Störung der isotopischen HP-Signatur hinweisen.

Für die Eklogite der Schobergruppe südlich des Tauernfensters wurde, aufgrund der übereinstimmenden Raumlage der Foliation von Eklogiten und ihren variszischen Nebengesteinen (Amphiboliten wie Metasedimenten), allerdings auch ein frühvariszisches Alter als möglich erachtet (Schulz 1996). Neuere Daten (Linner et al. 1996) ergaben allerdings ein alpidisches Alter.

Frühvariszische Alter ergeben dagegen die von Miller & Thöni (1995) bestimmten Sm/Nd-Mineralisochronen an Eklogiten der Ötztaldecke (370-340 Ma). In der Probensuite waren auch Gesteine des Eklogits vom Rauhen Kopf (vgl. Abb. 3) aus der Silvrettadecke beinhaltet.

Die Ötztaldecke weist ebenso wie die Silvrettadecke primär magmatisch erhaltene Gabbrokörper auf. Isotopendaten an den reliktschen Gabbros des Milchenkars bei Gries im Sulztal sowie aus dem Gebiet des Luibiskogels datieren Miller & Thöni (1995) die magmatischen Protolithen der heute vorherrschenden Eklogite auf 516 ± 15 bis 530 ± 2 Ma. Eine Sm/Nd-Gesamt-Isochrone aller Fe-Eklogite ergibt ein Metamorphosealter von 362 ± 29 Ma, die Sm/Nd-Mineralisochronen für Fe- und Ky-Eklogite aus verschiedenen Proben des mittleren Ötztals Werte von 342 ± 3 bis 373 ± 20 Ma (Miller & Thöni 1995).

Variszische Entwicklung der Orthogneise und Metasedimente

Die letzte penetrative Strukturprägung erfuhr die Silvrettadecke während der variszischen Gebirgsbildung. Die radiometrischen Altersdatierungen verschiedenster Autoren liefern einen weiten Streubereich an Altersdaten, der aber im Hinblick auf die unterschiedlichen Schließungstemperaturen der Isotopensysteme als auch auf die zeitliche Abfolge in der variszischen Entwicklung erklärt werden kann.

Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an den Orthogneisen

Flisch (1987) ermittelte an den "Jüngeren Orthogneisen" (Augengneis des Tschuggen-Typs) eine Rb/Sr-Kleinbereichsisochrone von 370 ± 17 Ma. Ähnliche Alter ergaben ältere Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen (Streckeisen et al. 1966) der Gneise des Typs Frauenkirch (s.o.). Die Interpretation dieser Daten des Typ Frauenkirch als Kristallisationsalter (Streckeisen et al. 1966) wurde von Flisch (1987) durch ein Modell mit einer frühvariszischen hochgradigen metamorphen Überprägung ersetzt. Grauert (1969) ermittelte Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen an den sogenannten aplitisch-pegmatitischen Muskowitgranitgneisen des Typs Frauenkirch und dem Steinbruch God della Gütizia von 350 bzw. 351 Ma. Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen von Muskowit-Granitgneisen des Raums Zernez gibt Grauert (1981) mit 363 ± 10 Ma an, zusammen mit drei weiteren Vorkommen dieses Gesteinstyps ergibt sich ein konstanter Altersbereich von 361 bis 366 Ma. Grauert (1981) interpretiert die Ergebnisse aufgrund des Rb/Sr-Initialverhältnisses als überwiegend primäre Kristallisation, nicht allerdings für die Proben aus dem Raum Zernez, für die eine Deutung als Metamorphosealter wahrscheinlich ist.

Spätvariszische Geschichte

U/Pb- (306 ± 8 Ma und 304 ± 6 Ma) und Pb/Pb- (308 ± 28 Ma) Datierungen mit Lösungstechniken an Staurolith von Frei et al. (1995) werden von den Autoren als Teil des prograden variszischen Pfades gedeutet. Diese Alter liegen allerdings nur unwesentlich höher als die von zahlreichen Autoren bestimmten Glimmerabkühlalter zum Abschluß der variszischen Gebirgsbildungsepoche.

Die spätvariszische Metamorphose wird durch die U/Pb-Zirkon-Datierung einer feinkörnigen, rein metamorph gebildeten Fraktion aus einem Eklogit gestützt, die ein konkordantes Alter von 301 ± 3 Ma ergibt (Liebetrau & Poller 1996, Liebetrau et al. 1996). Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß es sich dabei um Produkte der retrograden amphibolitfaziellen Metamorphose handelt.

Maggetti & Biino (1996) deuten dagegen alle devonischen Alter als Mischalter zwischen der oberkarbonischen Metamorphose und dem ordovizischen Ereignis.

Glimmerabkühlalter

Die ersten radiometrischen Altersdaten (Jäger et al. 1961, Jäger 1962) waren Rb/Sr-Abkühlalter an Glimmern. Seit dieser Zeit haben sich zahlreiche Autoren (Grauert 1969, Thöni 1981, 1982, Kreczy 1981, Amann 1985, Spiess 1985, Flisch 1986, 1987) um die Vermehrung der Daten zur Abkühlgeschichte verdient gemacht. Die resultierende Abkühl-

geschichte als auch die alpidische Überprägung der Schließungsalter werden von Thöni (1980, 1981), Flisch (1986) und Hurford et al. (1989) detailliert dargelegt. Zusammen mit Informationen aus der Mineralverteilung während der alpidischen Metamorphose (Thöni 1982) entwickelten Maggetti & Flisch (1993) Karten zur alpidischen metamorphen Zonierung der Silvrettadecke (Abb. 13). Radiometrische Altersdatierungen an der autochthonen Sedimentauflage der Silvrettadecke (Landwassertal, Ducan-Mulde) führte Ferreiro-Mählmann (1994) durch.

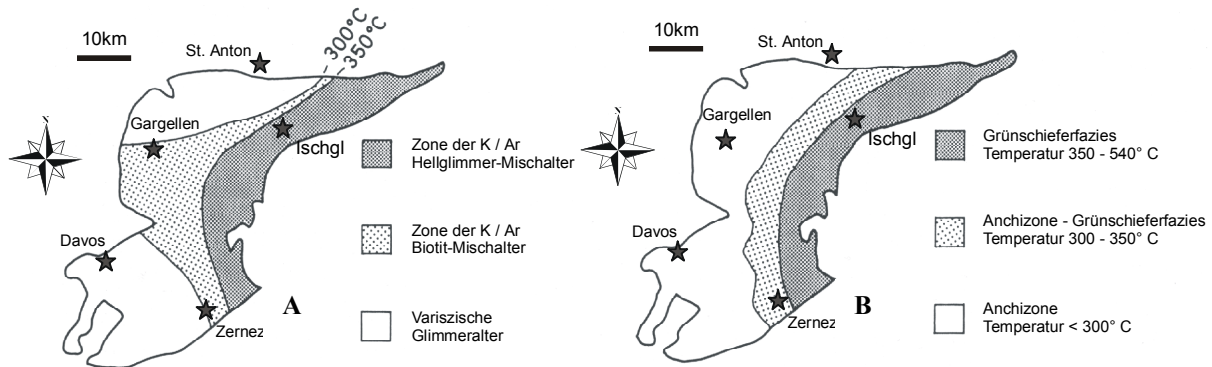


Abbildung 13 Alpidische Metamorphosezonierung der Silvrettadecke nach Maggetti & Flisch (1993). A Verteilung der Hellglimmer- und Biotit-Abkühlalter nach Hurford et al. (1989) und Maggetti et al. (1990); B Verteilung alpidischer Indexminerale nach Thöni (1981).

Generell läßt sich bei den K/Ar- und Rb/Sr-Schließungsaltern der Hell- und Dunkelglimmer eine Zunahme der Überprägung von West nach Ost, insbesondere um das Unterengadiner Fenster feststellen, was sich im Auftreten von variszisch-alpidischen Mischanalysen äußert. Die nicht verjüngten variszischen K/Ar-Alter liegen im Bereich 320 - 290 Ma.

Amann (1985) und Spiess (1985) beschäftigten sich speziell mit K/Ar-Datierungen von Hell- und Dunkelglimmern am Nordrand der Silvrettadecke. Auch hier ist von Westen nach Osten ist hier eine zunehmende Beeinflussung der Isotopensysteme zu erkennen. Der Vorarlberger Anteil der österreichischen Silvretta ist, mit Ausnahme eines verjüngten Biotits aus einem Orthogneis nahe des Vermunt Stausees, durchgehend variszisch (Thöni 1981). Im Stanzertal ist die erste alpidische Beeinflussung der Isotopensysteme bei St. Anton am Arlberg zu erkennen, im Seßladtal sind schon deutliche Mischalter mit 204 Ma gemessen worden (Spiess 1985). Der Ostteil der Silvrettadecke besitzt durchgehend Mischalter (Thöni 1981), auch die zur Silvrettadecke gehörende Samnaungruppe besitzt alpidisch-variszische Mischalter (Kreczy 1981).

Datierung der Diabasgänge

Die postvariszische aber prä-alpidische Natur der Diabasgänge war bereits frühzeitig bekannt (Reithofer 1931, Bearth 1932a). Sie durchschlagen das metamorphe und deformierte Kristallin ohne selbst in die Foliation einbezogen zu werden oder entsprechend den Nebengestein metamorph überprägt worden zu sein. Nachdem erste Ansätze einer absoluten Altersdatierung zu teilweise geologisch unmöglichen Ergebnissen führten (Hellermann-Furrer 1990), konnte Hellermann (1992) Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter ermitteln, die auf eine Intrusion um 280 Ma hindeuten.

Das Alter der alpidischen Metamorphose in der Silvrettadecke

Das Alter der alpidischen metamorphen Überprägung ist umstritten, Maggetti & Flisch (1993) gaben dafür den Zeitraum von 110-90 Ma an. Auch Ferreiro-Mählmann (1994) bestätigt eine

Konzentration der K/Ar-Altersdaten des Oberostalpins im Zeitraum um 90 Ma. Aufgrund der Häufigkeitsverteilung der Abkühlalter von Hell- und Dunkelglimmer (Thöni 1981, 1982) und Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen, gab Thöni (1988) den Zeitraum von 100-85 Ma für das Temperatur-Maximum der alpidischen Metamorphose in den ostalpinen Kristallineinheiten westlich des Tauernfensters an.

Zirkon- und Apatit-Spaltspurendatierungen

Spaltspurdatierungen an Zirkon und Apatit führten Flisch (1986) und Hurford et al. (1989) durch und leiten daraus eine komplexe Hebungsgeschichte der Silvretta ab. Aus Zirkon-Spaltspuraltern von 105 bzw. 106 Ma in der Zone der alpidisch-variszischen Biotit-Mischalter leitet Flisch (1986) ein Alter des alpidischen Metamorphosehöhepunktes von 110 Ma ab.

Abscherung der Silvrettadecke / Bildung der Pseudotachylite

Die genetische Verbindung der Pseudotachylite mit der Abscherung der Silvrettadecke von ihrem Untergrund ist nicht gesichert, aufgrund ihres Auftretens in der Umrahmung der tektonischen Fenster, dem Unterengadiner Fenster (Laubscher 1983) und auch Gargellen Fenster (Bertle 1973) allerdings wahrscheinlich.

Eine Altersdatierung von Thöni (1988) ergab ca. 75 Ma, was ca. 20 Ma vor der endgültigen Überschiebung der biostratigraphisch als Untereozän datierten penninischen Serien des Unterengadiner Fensters (Oberhauser 1983) liegt.

2.5 Die sedimentäre Entwicklung des Autochthons der Silvrettadecke

Im Ducan- und Landwassertal im Bereich der südwestlichen Silvrettadecke sind autochthone bis parautochthone permotriassische Sedimente erhalten. Die Erforschungsgeschichte begann mit den Arbeiten von Spitz & Dyhrenfurth (1913, 1914), Leupold (1920), Eugster (1923) und Staub (1924). Die Stratigraphie geht dabei auf die Arbeiten von Leupold (1920) und Eugster (1923) zurück, die sich in ihrer Triasgliederung auf Vergleiche mit den Südalpen und den Nördlichen Kalkalpen stützten. Neuere Arbeiten zur Stratigraphie der Ducankette und des Landwassergebietes stammen von Furrer (1981), Eichenberger (1986), Frank (1986), Wurster (1991) und Furrer et al. (1992). Vergleiche mit den ostalpinen Sedimenteinheiten der benachbarten Decken geben Eberli (1985) und Naef (1987). Nach Furrer (1981) erreichten die Sedimente eine Gesamtmächtigkeit von 4000 m.

Eine weitere autochthone Abfolge beschreibt Mostler (1972) vom Bartholomäberg im Montafon bei Schruns, die stratigraphisch den Zeitraum vom Oberkarbon (fraglich) bis zur Skyth/Anis-Grenze umfaßt.

Ducan- und Landwassergebiet

Die sedimentäre Auflage der Silvrettadecke im Landwassergebiet und in der Ducanmulde (Abb. 14) umfaßt Gesteine des Perm und der Trias, der Lias und höhere Schichtglieder fehlen erosiv (Leupold 1934). Fragliche karbonische dunkle Schiefer zwischen Kristallin und klastischen Sedimenten werden von Eichenberger (1986) als Mylonite gedeutet. Sie könnten in Übereinstimmung mit den insbesondere innerhalb des Verwalls verbreiteten Graphit-schiefern (phylloinitische Schiefer) stehen, die auch dort stets im Zusammenhang mit postvariszischen Scherzonen innerhalb des Kristallins auftreten (Schweinehage 1995, Riedmüller & Weiss 1977). In der Ducanmulde ist die Schichtfolge vollständig ausgebildet, im Landwassergebiet wird sie nach oben durch die Prosantoschichten begrenzt.

Die Beschreibung der Schichtfolge orientiert sich an den neueren Arbeiten von Dössegger (1974) und Eichenberger (1986), sie setzt z.T. mit einem Basiskonglomerat ein (Eichenberger 1986), um dann in eine Verrucano-Abfolge überzugehen, die in die von Dössegger (1974) für den Münstertaler Verrucano erfolgten Untergliederung, in eine Ruina-, Chazforà- und Fuorn-Formationen aufgegliedert werden kann. Die Chazforà-Formation läßt sich mit dem Oberen Verrucano und Buntsandstein nach Spitz & Dyhrenfurth (1914) bzw. Basiskonglomerat, Verrucano und Teilen des alpinen Buntsandstein nach Eugster (1923) parallelisieren. Synonym für die Fuorn-Formation verwendet Eugster (1923) in der Ducankette den oberen grobkörnigen „Buntsandstein“, den „Pflanzenquarzit“ und die „Campilerschichten“. Bei der Ruina-Formation handelt es sich um permische Vulkanite (Bellaluna-Dazit, Sandhubel-Rhyodazite und begleitende Rhyolithe), die innerhalb von Grabenbrüchen ihre größte Mächtigkeit erreichen, außerhalb dieser Gräben aber auch völlig fehlen können. Neben den in der Silvrettadecke allgemein verbreiteten Diabasen stellen sie einen weiteren Beleg für Extensionstektonik in der spätvariszischen Entwicklung dar. Zugleich sind sie ein Beleg für einen permischen Magmatismus.

Die kontinentalen Abfolgen der Chazforà-Formation umfassen Konglomerate, Fanglomerate und Sandsteine, die nach Eichenberger (1986) und Furrer et al. (1992) überwiegend in das Skyth gestellt werden. Die ebenfalls kontinentale Fuorn-Formation des unteren Anis setzt sich aus feinkörnigen, karbonathaltigen Silt- und Sandsteinen sowie grobkörnigen, gut-sortierten Sandsteinen zusammen. Aufgrund des spärlichen Fossilbeleges kann die Einordnung in die internationalen Stufen nur mit sehr großen Unsicherheiten erfolgen.

Darüber folgt die karbonatische Mitteltrias, die sogenannte Buffalora-Gruppe (Dössegger & Müller 1976), die sich in die Ducan-, S-charl- und Vallatscha-Formation aufteilt. Synonym dafür verwendete Begriffe sind „alpiner Muschelkalk“ (Gümbel 1856) oder „Arlbergkalk“ (Richthofen 1859). Leupold (1934) gliederte in Recoarokalk, Trochitendolomit, Mittlere

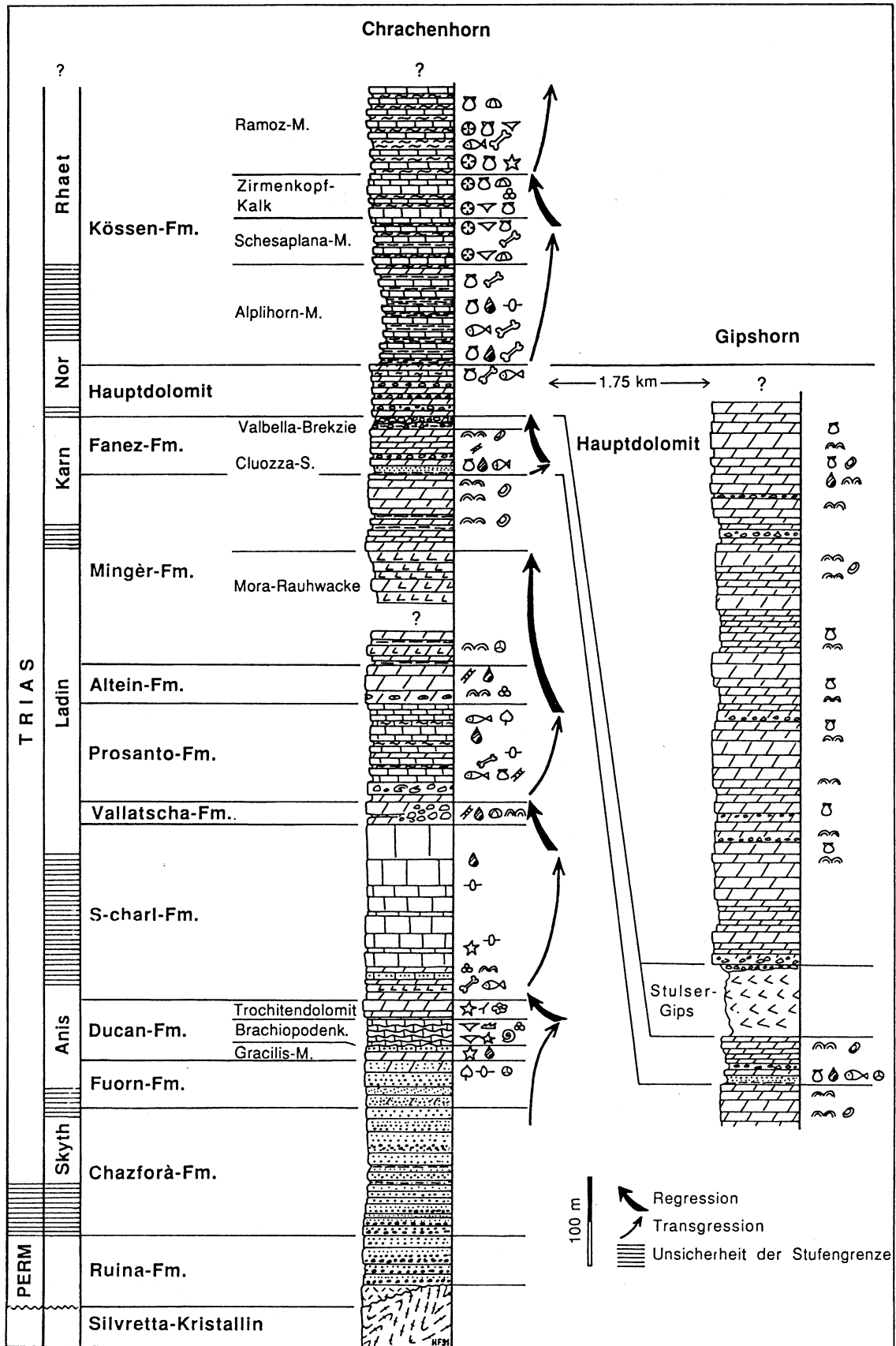


Abbildung 14 Stratigraphisches Sammelprofil der der autochthonen Sedimente der Silvrettadecke in der Ducankette vom Perm bis in die Obertrias. Aus Furrer et al. (1992).

Rauhwaacke, Arlbergkalk, Mittelladien und Arlbergdolomit auf. Die Neugliederung nach Dössegger & Müller (1976) an den Sedimentserien der Engadiner Dolomiten beruht auf deren Eigenständigkeit der Schichtfolge und Faziesentwicklung und verwendet dazu Lokalnamen. Eichenberger (1986) stellt auch die Prosanto-Formation in die Buffalora-Gruppe.

Die Ducan-Formation läßt sich auch in den Silvrettasedimenten in drei Member aufgliedern. Sie setzt mit dem Gracilis-Member ein, darüber folgen Brachiopodenkalk-Member und abschließend Trochitendolomit-Member (Eichenberger 1986). Es treten verschiedenste Karbonatgesteine flachmariner Herkunft auf, die teilweise noch siliziklastischen Detritus führen. Nach Furrer et al. (1992) ermöglichen seltene Ammonoiten und Conodonten eine biostratigraphische Einstufung ins späte Anis (Ouwehand 1984).

Die S-charl-Formation umfaßt die „Mittlere Rauhwaacke“ und den Arlbergkalk nach Eugster (1923) und Leupold (1934). Eichenberger (1986) lehnt die weitere Verwendung des Begriffes „Alpiner Muschelkalk“ ab und verwendet den Begriff S-charl-Formation aus den Unterengadiner Dolomiten (Dössegger & Müller 1976), der sich in der Silvretta-Schichtfolge in eine Untere S-charl-Formation (Ravais-ch-Rauhwaacke) und eine Obere S-charl-Formation (Sertig-Kalk) aufgliedern läßt. Die biostratigraphische Einordnung in Anis oder Ladin ist mangels Leitfossilien weiterhin offen. Lithologisch dominieren in der unteren Teileinheit Dolomite mit Siltlagen, in der oberen neritische Kalke, es erfolgte die Ausbildung einer komplexen Karbonatplattform (Furrer et al. 1992).

Die Vallatscha-Formation beinhaltet nur die tatsächlich dolomitischen Partien des Arlbergdolomits nach Eugster (1923). Es handelt sich um gebankte, graue Dolomitsparite, Algenlaminite und intraformationelle Brekzien. Auch die Vallatscha-Formation kann sowohl anisisches als auch ladinisches Alter besitzen.

Bei der Prosanto-Formation handelt es sich um feinbankige, plattige Kalke oder schwarze Kalkschiefer, Turbidite und Slump-Ablagerungen treten auf. Das Alter deutet nach der Foraminiferenfauna auf das obere Anis (Eichenberger 1986).

Aus der S-charl- und Prosanto-Formation sind Skelettreste von marinen Sauropterygiern bekannt (Kuhn-Schnyder 1952, 1959). Die Prosanto-Formation hat sich inzwischen als Fossil-Lagerstätte für diverse Nothosauriden, Knochenfische und Krebse herausgestellt (Bürgin et al. 1991).

Über der Prosanto-Formation folgt die Altein-Formation, die sich aus Dolomiten mit Zwischenschaltungen aus Kalksandsteinen, Diploporenbanken und Stromatolithen sowie häufigen vulkanischen Tufflagen aufbaut (Furrer et al. 1992).

Der regressive Zyklus erreicht in der Mora-Rauhwaacke der Mingèr-Formation seinen Höhepunkt (Furrer et al. 1992). Die Mingèr- und Fanez-Formationen gehören der Raibl Gruppe des Karn an (Eichenberger 1986), Leupold (1934) ordnet auch die Prosantoschichten und den Alteindolomit in die Raiblerschichten ein. Der Begriff Raibl Gruppe wird aufgrund der heterogenen Verwendung in bio- und lithostratigraphischer Hinsicht innerhalb des gesamten ost- und südalpinen Faziesbereiches nur als übergeordneter Gruppenname verwendet (Eichenberger 1986). In der Mingèr-Formation ist eine zyklische Wechsellagerung von peritidalen Dolomiten und Tonsteinen zu beobachten (Furrer et al. 1992), die als Folge eines oszillierenden Meeresspiegelstandes gedeutet werden (Frank 1986). Es treten Bodenbildungen und vadose Diagenese auf. Der Cluozza-Sandstein soll ein kurzfristiges Transgressions-Regression-Ereignis widerspiegeln (Furrer et al. 1992), aufgrund palynologischer Befunde und der Pelycypodenfauna ist er eindeutig in das Karn einzuordnen. Darüber folgt die Fanez-Formation mit charakteristischen Bodenbildungen. Der Stulser-Gips und die Valbella-Brekzie zeigen weitere Meeresspiegelschwankungen an (Furrer et al. 1992).

Das Nor wird überwiegend durch den Hauptdolomit bzw. dessen Transgressionshorizont, die Hauptdolomitlekzie repräsentiert (Furrer et al. 1992, Leupold 1934). Sedimentologisch handelt es sich um sub- bis intertidalen Ablagerungen eines vom offenen Meer abgetrennten Bereichs einer Karbonatplattform (Furrer et al. 1992). Der Hauptdolomit weist ganz

erhebliche Mächtigkeitsschwankungen auf, im Bereich des Gipshorns erreicht 800 m Mächtigkeit, am nur 2 km entfernten Chrachenhorn nur noch 75 m (Furrer et al. 1992), teilweise ist er bis auf wenige Meter reduziert. Die Ursachen für diese Mächtigkeitsschwankungen sind ungeklärt, sowohl für eine Emersion im Nor/Rhät (Eugster 1923) als auch für eine unterschiedliche Subsidenz (Furrer 1981) oder spätriassische bzw. jurassische Extensionsbrüche (Eichenberger 1986, Frank 1986) lassen sich Gegenargumente finden.

Die Kössen-Formation mit ihrer Ton-Karbonat-Wechselagerung (shallowing-upward-Zyklen mit zwei überlagerten größeren Transgressions-Regressionen-Zyklen) beginnt nach Furrer et al. (1992) bereits im Nor, vertritt aber überwiegend das untere Rhät. Leupold (1934) gliedert das Rhät dagegen in Contortaschichten (Kössener Schichten), Hauptlithodendronkalk und Oberrätische Kalke. Die Formation läßt sich in die Alplihorn-Member (tonig-kalkige Sedimente einer schlammigen Lagune), Schesaplana-Member (tonige Brachiopoden- und Korallenkalke), Zirmenkopf-Kalk (\cong Hauptlithodendronkalk, massiger Korallen- und Megalodontenkalk) und Ramoz -Member unterteilen (tonig-kalkige Wechselagerung) (Furrer et al. 1992). Alplihorn-Member, Schesaplana-Member und Zirmenkopfkalk bilden zusammen die Abfolge einer progradierenden Karbonatplattform. Das Ramoz-Member markiert den Beginn eines weiteren Großzyklus (Furrer et al. 1992).

Mit dem Ramoz-Member der Kössen-Formation endet die Schichtfolge in der Ducanmulde erosiv.

Die größte fazielle Übereinstimmung der Silvrettasedimente besteht zu den östlichen Engadiner Dolomiten, Analogien zum sandigen Anis der Krabachjochdecke der westlichen Nördlichen Kalkalpen, zu den westlichen Engadiner Dolomiten und zum westlichen Drauzug (Eichenberger 1986).

Montafon

Mostler (1972) beschreibt eine Sedimentfolge vom Oberkarbon (unsicher) bis an die Grenze Skyth/Anis, die autochthon auf der „Phyllitgneisdecke“ auflagert. In den basalen Konglomeraten tritt der aufgearbeitete Gesteinsinhalt des unterlagernden Kristallins auf, teilweise besitzen die Kristallingerölle eine retrograde Metamorphose, die nach Mostler (1972) Beleg für eine spätvariszisch erfolgte Diaphthorese ist. Neben Konglomeraten treten in den basalen Partien auch feinkörnigere Sedimente (Tonschiefer, Sandsteine und Kieselschiefer) auf. Auch in der Abfolge vom Bartholomäberg treten im unteren Perm saure Vulkanite und Vulkaniklastika/Epiklastika auf. Der zum stratigraphisch jüngeren folgende Sandstein besitzt nach Mostler (1972) Ähnlichkeiten mit dem Grödner Sandstein und muß vermutlich bereits z.T. in das Skyth gestellt werden. Eine genaue Einordnung mittels Leitfossilien oder auf palynologischer ist bis jetzt nicht gelungen.