

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Landeshydrologie und -geologie, BUWAL
und der
Schweizerischen Geologischen Kommission

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse

publiés par le
Service hydrologique et géologique national, OFEFP
et la
Commission Géologique Suisse

Lieferung 166
(Neue Folge)

Barbaros Gürler und Hans-Ulrich Schmutz

Basel

Zürich

Geologische Untersuchungen im SW-Teil des Unterengadiner Fensters

TEIL I

Geologie der Val Tasna und Umgebung

Barbaros Gürler

TEIL II

**Die makroskopische Geometrie der Pseudotachylite
in der Silvretta-Decke am NW-Rand des Unterengadiner Fensters**

Hans-Ulrich Schmutz

Mit 102 Textfiguren, 1 Tabelle und 3 Tafelbeilagen

1995

Vorwort der Herausgeber

Die Lieferung 166 der «Beiträge» fasst die Ergebnisse zweier Forschungsarbeiten zusammen, die im Rahmen verschiedener Nationalfonds-Projekte im Unterengadin durchgeführt wurden.

Der erste Teil enthält die Dissertation von Barbaros Gürler, welche er am Geologischen Institut der Universität Basel unter der Leitung von Prof. H.P. Laubscher erarbeitet hatte. Der Autor hat eine Fülle von Detailbeobachtungen in den Sedimenten im Liegenden der Silvretta-Decke ausgewertet, was ihn zu bemerkenswerten Interpretationen bezüglich Lithostratigraphie und Tektonik in diesem Teil des Unterengadiner Fensters veranlasste.

Von Hans-Ülrich Schmutz stammt die Arbeit des zweiten Teils. Er untersuchte die im Bereich der Überschiebungsfäche der Silvretta-Decke auftretenden Pseudotachylite. Ihre Entstehung konnte er anhand einiger Beispiele rekonstruieren und orogenetisch einordnen.

Gemeinsam liefern diese beiden Arbeiten – anhand eines klassischen Beispiels der Alpengeologie – einen äusserst wichtigen Beitrag zum Verständnis tektonischer Abläufe in Überschiebungszonen.

Beide von den Autoren überarbeiteten Manuskripte lagen Ende 1989 vor. Aber erst nach erfolgter Übersiedlung der Sektion Geologische Landesaufnahme von Basel nach Bern und personeller Verstärkung dieser Dienststelle konnten die Druckvorbereitungen an die Hand genommen werden. Die redaktionelle Bearbeitung besorgte P. Hayoz, wofür ihm bestens gedankt sei.

Für den Inhalt der Texte und der Illustrationen ist der jeweilige Autor allein verantwortlich.

Im Februar 1995

Vorwort der Verfasser

Die beiden vorliegenden Arbeiten entstanden im Rahmen des Nationalfonds-Projektes Nr. 2.940.077, welches H. P. Laubscher leitete. Die Feldaufnahmen für Teil I erfolgten während der Sommermonate der Jahre 1978 bis 1981, ihre Auswertung wurde im Sommer 1982 in Form einer Dissertation abgeschlossen. Die Feldarbeit für Teil II erstreckte sich vom Sommer 1980 bis 1984, wobei die Weiterführung der Untersuchungen an den Pseudotachyliten dank der Gewährung des Nationalfonds-Projektes Nr. 2.519.082 möglich wurde.

Die geographische Trennlinie der beiden Arbeitsgebiete ist die Silvretta-Überschiebung. Das gemeinsame Ziel der

Autoren war es, die Bewegungsabläufe im Liegenden und Hangenden dieser Überschiebung besser zu verstehen. So bearbeitet Teil I im SW-Teil des Unterengadiner Fensters die tektonischen Einheiten unter der Silvretta-Überschiebung. In Teil II wird der Schwerpunkt auf die Beschreibung der Pseudotachylite innerhalb der Silvretta-Decke am NW-Rand des Unterengadiner Fensters gelegt.

Die beiden Autoren sind erfreut darüber, dass die unabhängig voneinander entstandenen Arbeiten in einem Doppelband erscheinen können.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Herausgeber	2	4. Tektonik	42
Vorwort der Verfasser	2	4.1 Allgemeine Übersicht	43
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln	5	4.2 Aufwölbung des Unterengadins	44
Teil I: Geologie der Val Tasna und Umgebung			
1. Einleitung	7	4.3 Südvergente Phase	45
1.1 Regionale Übersicht	7	4.3.1 Tasna-Decke	45
1.2 Bisherige Arbeiten	7	4.3.2 Bürkelkopf-Zone	58
1.3 Problemstellung	8	4.3.3 Übriges Gebiet	60
		4.3.4 Zusammenfassung und Diskussion	61
2. Lithostratigraphie	9	4.4 Nordvergente Phase	61
2.1 Bürkelkopf-Zone	9	4.4.1 Tasna-Decke	61
2.1.1 Ophikarbonate, Gabbro	9	4.4.2 Bürkelkopf-Zone	67
2.1.2 Diabase	11	4.4.3 Zusammenfassung	71
2.1.3 Radiolarit, Aptychenkalk	11	4.5 Korrelation der Faltungsphasen im gesamten Untersuchungsgebiet	71
2.1.4 Schiefer-Serie	12		
2.1.5 Tuoi-Serie	14	Verdankungen (Teil I)	72
2.1.6 Helminthoiden-Flysch	16		
2.1.7 Tektonisch verschleppte Schollen	17	Teil II: Die makroskopische Geometrie der Pseudotachylite in der Silvretta-Decke am NW-Rand des Unterengadiner Fensters	
2.2 Grischans-Zone	18	5. Ausgangslage	73
2.3 Tasna-Decke	20	6. Erscheinungsformen der Pseudotachylite	74
2.3.1 Tasna-Kristallin	20	6.1 Generelle Feldbeobachtungen	74
2.3.2 Trias	21	6.2 Pseudotachylite und Nebengestein	74
2.3.3 Steinsberger Kalk	23	6.3 Pseudotachylite und Mylonite, Ultramylonite	78
2.3.4 Falknisbreccien-Formation und Calpionellenkalk-Serie	24	6.4 Pseudotachylite und Quarzlagen	78
2.3.5 «Neokom»-Serie	26	6.5 Pseudotachylite im Dünnschliff	81
2.3.6 Tristel-Schichten	26		
2.3.7 Gault-Schichten	27	7. Pseudotachylite an der Silvretta-Überschiebung	81
2.3.8 Breccien-Serie	28	7.1 Allgemeine Beobachtungen	81
2.3.9 Couches Rouges	30	7.2 Der Aufschluss am Fuss des SE-Grates des Piz Futschöl	82
2.3.10 Tasna-Flysch	30		
2.4 Nair-Zone	31	8. Geometrie der Pseudotachylite am Aufschluss SE Vadret Chalaus	83
2.4.1 Serpentine, Ophicalcite	31	8.1 Überblick	83
2.4.2 Gabbros, Diabase	32	8.2 Petrographie des Kristallins	83
2.4.3 Schwarze Schiefer	32	8.3 Struktur des Kristallins (S_1, I_2, S_2)	83
2.5 Champatsch-Schuppe	33	8.4 Struktur der Pseudotachylite und Scherflächen (S_3)	83
2.6 Fuorcla-Soèr-Zone	34	8.5 Betrachtung einer Pseudotachylit-Zone	91
2.7 Bündnerschiefer s.l.	36	8.6 Deformationen in Zwischengebieten	91
2.7.1 Soèr-Serie	36	8.7 Jüngere Klüfte und Brüche (S_5, S_6)	91
2.7.2 Bündnerschiefer	36	8.8 Verschiebungsbeträge an Scherflächen	97
2.8 Schlussfolgerungen, Paläogeographie	37	8.9 Schlussfolgerungen	101
3. Schwache Metamorphose	39		
3.1 Illit-Kristallinität	39		
3.2 Mineral-Neubildungen	40		
3.2.1 Schichtsilikate	40		
3.2.2 Stilpnomelan	40		
3.2.3 Pumpellyit, Aktinolith	41		
3.2.4 Epidot	42		
3.3 Zusammenfassung	42		

9. Regionale Variation der Silvretta-Überschiebung und der Pseudotachylite am NW-Rand des Unterengadiner Fensters	102	10. Zusammenfassende Interpretation	114
9.1 Verlauf der Silvretta-Überschiebung (S_4)	102	Verdankungen (Teil II)	115
9.2 Regionale Einordnung des Aufschlusses SE Vadret Chalaus	102	Zusammenfassung (Teil I und II)	116
9.3 Verschuppung der Silvretta-Überschiebung am Wandfuss des Piz Urschai Dadoura	105	Summary (Part I and II)	118
9.4 Das Auskeilen der Pseudotachylite in der westlichen Val Tuoi und im Ochsental.	105	Recapitulaziun (Part I e II)	119
9.5 Struktur der Silvretta-Decke (S_1, I_2, S_2)	106	Literaturverzeichnis.	121
9.6 Regionale Verteilung der S_3 -Strukturen.	107	Verwendete Karten	123
9.7 Verlauf der Planar- und Linearstrukturen nach Abwicklung der Silvretta-Überschiebung S_4 in eine Ebene	108		

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

	Textfiguren	Seite			Seite
Fig. 1	Tektonische Übersicht mit Umgrenzung des Untersuchungsgebietes (Teil I)	8	Fig. 39	Räumliche Lage der südwest-vergenten Kleinfalten in der Utschel-Schuppe	56
Fig. 2	Überprägte Diabase; SE-Fuss des Piz Cotschen	11	Fig. 40	Couches Rouges an der Basis der Utschel-Schuppe	56
Fig. 3	Radiolarienführender Kieselschiefer (Radiolarit)	12	Fig. 41	Südwest-vergente Kleinfalten im Tasna-Flysch	57
Fig. 4	Schematisches Profil durch die Störungszone NE der Alp Sampuoir	13	Fig. 42	Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten im Tasna-Flysch und in der Grischans-Zone	57
Fig. 5	Profil durch die Schiefer-Serie NNE des Piz Cotschen	14	Fig. 43	Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten im «eingewickelten» Tasna-Flysch und in der Grischans-Zone	58
Fig. 6	Turbidite (T_{c-e} , T_{de}) der Tuoi-Serie	15	Fig. 44	Südwest-vergente S-Falten im Helminthoiden-Flysch SW des Piz Chaschlogna	58
Fig. 7	Helminthoiden-Flysch; sandige Kalkturbidite (T_{b-e})	16	Fig. 45	Räumliche Lage der südwest-vergenten Kleinfalten in der Bürkelkopf-Zone	58
Fig. 8	Globotruncana und Siderolites aus den kieseligen Kalkturbiditen	17	Fig. 46	Südwest-vergente Kleinfalte in der Tuoi-Serie W von Muot da Cler	58
Fig. 9	Schematische Aufschlussprofile der Grischans-Zone	19	Fig. 47	Geologische Profile der Bürkelkopf-Zone	59
Fig. 10	Lagerung der Trias in der Ardezer Schuppe	22	Fig. 48	Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Champatsch-Schuppe und in den Bündnerschiefern	60
Fig. 11	Lithostratigraphische Abfolge in der Ardezer Schuppe	23	Fig. 49	Schematische Skizze der postulierten, nord/nordost-vergenten Utschel-Grossfalte N von Ardez	61
Fig. 12	<i>Calpionella alpina</i> aus der Calpionellenkalk-Serie	25	Fig. 50	Überprägung der nordvergenten Kleinfalten durch die Runzelschieferung der südvergenten Phase in der Grischans-Zone	62
Fig. 13	«Slumping» und «imbrication» im kieseligen Kalkturbidit (Tristel-Schichten)	27	Fig. 51	Räumliche Lage der nordvergenten Kleinfalten in der Umgebung von Ardez	62
Fig. 14	Syngenetische bis frühdiagenetische Verformung eines T_b -Intervalls (Gault-Schichten)	28	Fig. 52	Unregelmässige Interferenz der nord- und südvergenten Falten in den Kalken der «Neokom»-Serie	63
Fig. 15	Breccien-Serie NW von Greala	29	Fig. 53	Geologisches Profil der Tasna-Decke zwischen Alp Laret und Val Urschai	64
Fig. 16	Panorama Piz Champatsch–Piz Soèr	35	Fig. 54	Schematische Skizze der postulierten, nordvergenten Tschidas-Grossfalte	65
Fig. 17	Schematisches Querprofil des S- und des N-Randes der Tethys zur Zeit des späten Malms	38	Fig. 55	Schematische Skizze der Schuppenkonfiguration im Untersuchungsgebiet vor der südvergenten Phase	65
Fig. 18	Schematisches Querprofil der Unterengadiner Decken in der Oberkreide	39	Fig. 56	Blick von der Alp Laret auf die Grossstrukturen der Valmala-Schuppe	66
Fig. 19	Metamorphose-Karte der Val Tasna und Umgebung	41	Fig. 57	Ausschnitt aus Figur 56	67
Fig. 20	Räumliche Lage der Strukturelemente der Aufwölbungsphase	44	Fig. 58	Geometrie sämtlicher Kleinfalten in der Bürkelkopf-Zone	67
Fig. 21	Räumliche Lage der Kluftsysteme	45	Fig. 59	Räumliche Lage der F_{n4} - und F_{n3} -Falten in der Bürkelkopf-Zone	68
Fig. 22	Strukturkarte der oberen Grenzfläche der Ardezer Schuppe bzw. der Valmala-Schuppe	46	Fig. 60	F_{n4} -Falten mit Bruchschieferung in der Tuoi-Serie	68
Fig. 23	Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Valmala-Schuppe; Abschnitt Eingang Val Tasna–Piz Tasna	47	Fig. 61	F_{n3} -Kleinfalten in den dünnplattigen Dolomit-Chlorit-Wechselagerungen der Trias am NE-Fuss des Piz Cotschen	68
Fig. 24	Verdoppelung der Valmala-Schuppe auf der E-Seite des Piz Minschun	47	Fig. 62	Überprägung der F_{n3} -Falte durch die südwest-vergenten Falten	68
Fig. 25	Südost-vergente Scherfalte in den Gault-Schichten (SE-Fuss des Piz Minschun)	48	Fig. 63	Komplexe Verfaltung der Kalkschlieren mit den überprägten Diabasen	69
Fig. 26	Nordost-vergente Falten am E-Abhang des Piz Tasna	48	Fig. 64	Überlagerung der isoklinalen F_{n1} -Falten durch F_{n3} -Falten	70
Fig. 27	Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Valmala-Schuppe; Abschnitt Alp Valmala–Tschidas	49	Fig. 65	Tektonische Skizze der Silvretta-Decke und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes (Teil II)	73
Fig. 28	Südost-vergente Falte in den Gault-Schichten NE der Alp Valmala	50	Fig. 66	Pseudotachylit in Amphiboliten	75
Fig. 29	Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Valmala-Schuppe; Abschnitt Muot da Lais–Piz Laver	50	Fig. 67	Pseudotachylit in glimmerarmem Gneis	76
Fig. 30	Südost-vergente Z-Grossfalten in den Gault-Schichten SW des Lai da Fasch'Alba	50	Fig. 68	Pseudotachylit in verschiedenen Gneisen	77
Fig. 31	Panorama Piz Tasna–Piz Davo Lais	52	Fig. 69	Dünnschliff-Zeichnungen	79
Fig. 32	Südost-vergente Grossfalte am NE-Abhang des Piz Faschalba	53	Fig. 70	Pseudotachylit durchschlägt Flasergneis mit älterer Generation von Mylonit und Pseudotachylit	80
Fig. 33	Geologisches Profil der Tasna-Decke im Abschnitt Piz Faschalba–Piz Champatsch	53	Fig. 71	Zonierter Pseudotachylit mit Fließstrukturen	80
Fig. 34	Asymmetrische Kofferfalte der südwest-vergenten Phase im Trias-Dolomit	54	Fig. 72	Quarzmobilisate und Pseudotachylit	80
Fig. 35	Geologisches Profil der Tasna-Decke im Abschnitt Val Plavna–Sur En	54	Fig. 73	Kontakt der Silvretta-Überschiebung am Fuss des SE-Grates des Piz Futschöl	82
Fig. 36	Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Crap-Putèr-Schuppe	55	Fig. 74	Überschiebungskontakt mit abgeschnittenem Pseudotachylit	82
Fig. 37	Schematische Skizze der kinematischen Deutung des südlichen Untersuchungsgebietes	55			
Fig. 38	Z-Kleinfalte im NW-Schenkel der Crap-Putèr-Antiform	55			

Fig. 75	Geologische Skizze des Aufschlusses SE Vadret Chalaus; Pseudotachylit-Zonen A-L	84
Fig. 76	Orientierungsskizze Aufschluss SE Vadret Chalaus	85
Fig. 77	Legende zur Lithologie für die Figuren 75, 78–81	86
Fig. 78	WNW–ESE Profile durch den Aufschluss SE Vadret Chalaus	87
Fig. 79	Panorama vom Aufschluss SE Vadret Chalaus; Blick von E	88
Fig. 80	Panorama vom Aufschluss SE Vadret Chalaus; Blick von S.	89
Fig. 81	Panorama vom Aufschluss SE Vadret Chalaus; Blick von NE	90
Fig. 82	Aufschluss SE Vadret Chalaus: Gefügediagramme	92
Fig. 83	Winkelbeziehungen zwischen S_1 und S_3	94
Fig. 84	Homogenitätsbereiche am Aufschluss SE Vadret Chalaus	95
Fig. 85	Ansicht der Pseudotachylit-Zone G von SE	96
Fig. 86	Ausschnitt von Figur 85	97
Fig. 87	Ansicht der Pseudotachylit-Zone G von N	98
Fig. 88	Ausschnitt aus einer Pseudotachylit-Breccienlage. Detail von Figur 85	99
Fig. 89	Abschiebungen an Scherflächen	100
Fig. 90	Abscherung einer Pseudotachylit-Lage	100
Fig. 91	Überschiebungen an Pseudotachyliten	101
Fig. 92	Transportwege von Breccienkomponenten in eine Pseudotachylit-Zone	101
Fig. 93	Isohypsenkarte der Silvretta-Überschiebung im NW des Unterengadiner Fensters	103

Fig. 94	Panorama Piz Urschai–Augstenberg mit Verschuppung der Silvretta-Überschiebung	104
Fig. 95	Gefügebereiche im Silvretta-Kristallin am NW-Rand des Unterengadiner Fensters	106
Fig. 96	Strukturkarte der S_1 -, I_2 -, S_2 -Strukturen	107
Fig. 97	Strukturkarte der S_3 -Strukturen	108
Fig. 98	SW–NE-Profile durch die Silvretta-Decke	109
Fig. 99	NW–SE-Profile durch die Silvretta-Decke	109
Fig. 100	Gefüge-Diagramme im Silvretta-Kristallin	110
Fig. 101	Winkelbeziehungen zwischen S_1 und S_3 nach Rotation der Silvretta-Überschiebung in eine Ebene.	112
Fig. 102	Generelle Beziehung der S_1 -, S_3 -, S_4 -Strukturen vor der Verbiegung der Silvretta-Überschiebung	113

Tabellen

Tabelle	Geometrische Übersicht sämtlicher Schuppen der Val Tasna und Umgebung	10
---------	---	----

Tafeln

Tafel 1	Geologische Karte der Val Tasna und Umgebung
Tafel 2	Tektonische Karte der Val Tasna und Umgebung
Tafel 3	Geologische Profile der Tasna-Decke

TEIL I

Geologie der Val Tasna und Umgebung

Von B. Gürler

1. Einleitung

1.1 Regionale Übersicht

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im SW-Teil des Unterengadiner Fensters und umfasst die tektonischen Einheiten im Liegenden der oberostalpinen Silvretta-Decke. Die Decken des Unterengadiner Fensters werden seit langem als östliche Fortsetzung der Decken des Prättigauer Halfensters betrachtet (STAUB & CADISCH 1921, CADISCH 1951), welche gegen E unter die Silvretta-Decke abtauchen (Fig. 1). Unumstritten ist vor allem die Parallelisierung der Falknis-Decke mit der Tasna-Decke, wobei über deren paläogeographische Zordnung immer noch Uneinigkeit herrscht. Die Sulzfluh-Decke hingegen konnte bis jetzt im Unterengadin nicht nachgewiesen werden. Die Aroser Zone als höheres Rahmenelement ist in beiden Fenstern anzutreffen. Die Bündnerschiefer treten in beiden Bereichen im tiefsten Stockwerk auf. Die Bezeichnung «Bündnerschiefer» stellt im Unterengadin jedoch eher einen Sammelbegriff für verschiedene Gesteinstypen dar (s. Kap. 2.7). Versuche zur detaillierten Aufgliederung dieser Serie, insbesondere Vergleichsstudien mit dem Prättigau-Flysch, waren bisher wenig erfolgreich (THUM 1970).

Das Prättigauer Halfenster und das Unterengadiner Fenster unterscheiden sich hauptsächlich im tektonischen Aufbau ihrer Rahmenelemente. Während man im Westen fast durchwegs eine einfache Deckenkonfiguration – die südlich beheimateten Decken liegen höher – vorfindet, ist der Baustil im Unterengadin durch Deckenrepetitionen

charakterisiert, welche auf komplizierte Verschuppungen und Einwicklungen hinweisen. Diese komplexe Tektonik mit Kompressions- aber auch mit Streckungsstrukturen (*Boudinierung*) ist verantwortlich für das laterale Aussetzen vieler Einheiten. Die Hauptmasse der Tasna-Decke fällt in das Untersuchungsgebiet. Ihre stratigraphische Abfolge, wenn auch in einzelne Schuppen zerlegt, ist beinahe vollständig erhalten. Nördlich des Arbeitsgebietes (Val Fenga) wird sie nur durch dünne Linsenzüge von Trias, Lias und Dogger repräsentiert. Diese Boudins sind ihrerseits mit der Aroser Zone und dem Tasna-Flysch intensiv verschuppt, so dass eine neue tektonische und paläogeographische Zuordnung einzelner Elemente in diesem Gebiet noch vorgenommen werden muss.

Auch am SE-Rand des Unterengadiner Fensters fehlen die typischen Schichtglieder der Tasna-Decke. Sie ist hier durch die schmale Zone von Sent-Plattamala-Nauders, bestehend aus Kristallin und Dolomit, vertreten (CADISCH et al. 1968). Allerdings muss man dabei bedenken, dass diese Gesteine ebensogut dem Unterostalpin zugewiesen werden können. Wenn man diesen Gedankengang weiterführt, scheint auch die Frage berechtigt, inwieweit die Bündnerschiefer mit Diabas-Einlagerungen im Raume von Nauders wirklich nordpenninischer Herkunft sind, wie dies meist angenommen wird (CADISCH et al. 1968, THUM 1970, TRÜMPY 1972, 1980).

1.2 Bisherige Arbeiten

Die Anfänge der geologischen Untersuchungen im Unterengadin reichen bis in das 19. Jahrhundert zurück. Eine Zusammenfassung der Arbeiten vor 1921, die sich mit der stratigraphisch-tektonischen Gliederung und vor allem mit der Deckentheorie befassten, findet sich bei STAUB & CADISCH (1921). Diese beiden Autoren unterschieden im Unterengadin dieselben Einheiten wie im Prättigau, einschliesslich der Aroser Zone und der Sulzfluh-Decke. In der Folge war es dann CADISCH, der sich eingehend mit dem Unterengadin beschäftigte. Seine Arbeiten (CADISCH 1926, 1932, 1946, 1951, CADISCH et al. 1941, 1968) dienten als Grundlage für alle späteren Untersuchungen, so auch für die vorliegende Arbeit.

SPAENHAUER et al. (1940) veröffentlichten für den Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 das Blatt Nr. 14 Ardez, wo sie die neubenannte Tasna-Decke in die Serie von Ardez und die Crap-Putèr-Schuppe unterteilten. In der Serie von Ardez sah man eine zusammenhängende, vollständige stratigraphische Abfolge der Tasna-Decke. Ferner wurde die von STAUB & CADISCH (1921) ausgeschiedene Aroser Zone dem Tasna-Flysch zugerechnet. Alle mafischen und ultramafischen Gesteine im Hangenden der Tasna-Decke wurden als primäre Einlagerungen im Flysch angesehen. Weitere Kartierungen erschienen in den geologischen Atlasblättern 1:25 000 Nr. 20 Zernez (BOESCH et al. 1948) und Nr. 44 Scuol (CADISCH et al. 1963).

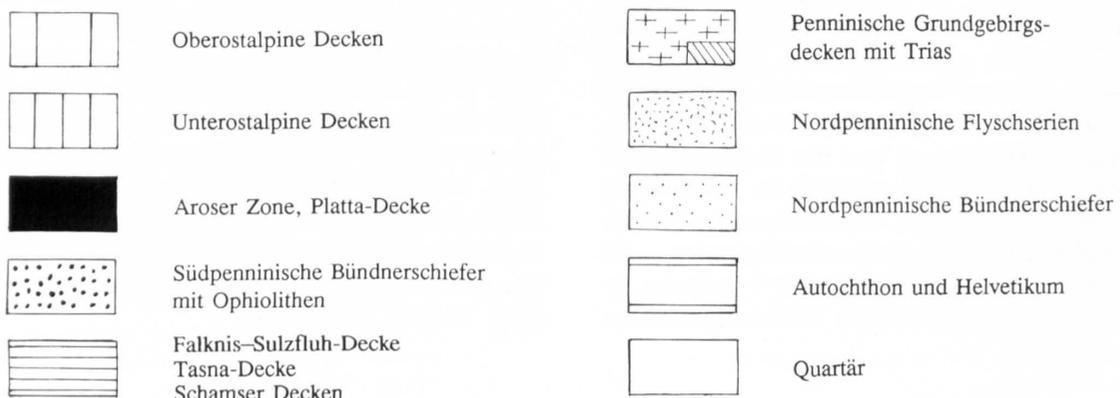
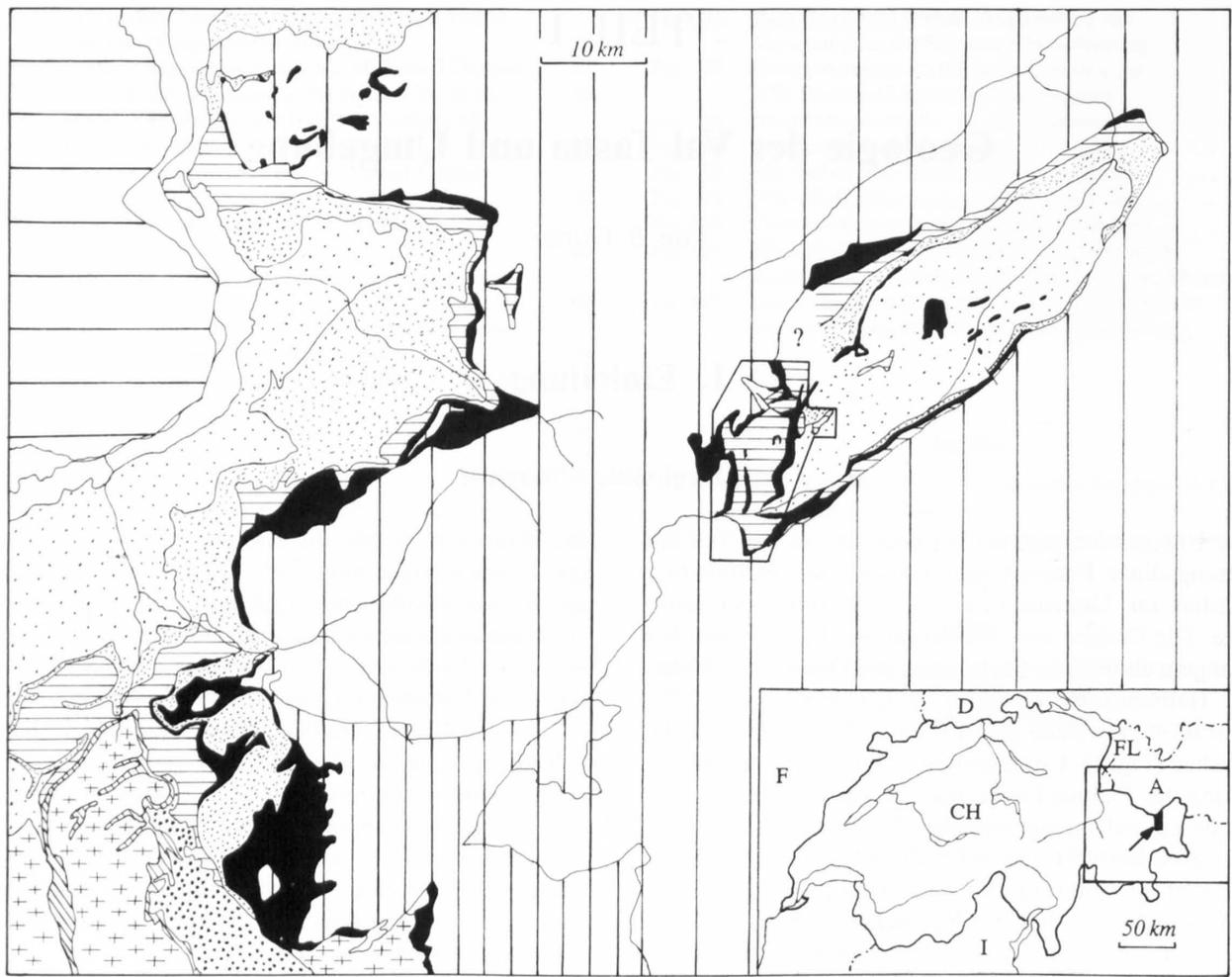


Fig. 1: Tektonische Übersicht mit Umgrenzung des Untersuchungsgebietes. Modifiziert nach SPICHER (1980).

In sämtlichen Arbeiten von CADISCH wurde die Tasna-Decke dem Unterostalpin zugewiesen. Dieser Ansicht schlossen sich auch die meisten Autoren an, die später im Unterengadin arbeiteten (KLÄY 1957, MEDWENITSCH 1962, E. WENK 1962, THUM 1970, GRUNER 1981). STREIFF (1962) und TRÜMPY (1960, 1972, 1980) sprachen sich dagegen für die mittelpenninische Stellung der Falknis-Sulzfluh-Decke und somit auch der Tasna-Decke aus.

TRÜMPY (1972) führte im Unterengadiner Fenster eine paläogeographische Neueinteilung durch und trennte die Arosar Zone von der Tasna-Decke tektonisch ab. Etwa in derselben Zeit konnte HESSE (1973) sedimentologisch nachweisen, dass die Gault-Schichten der Falknis-Tasna-Decke und der rhodanubischen Flyschzone der Ostalpen in einem einheitlichen Trog abgelagert wurden.

1.3 Problemstellung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war es zunächst, im Rahmen des Projektes Nr. 2.940.077 des Schweizerischen

Nationalfonds die tektonischen Verhältnisse unter der Silvretta-Überschiebung abzuklären. Dabei sollten Bewe-

gungsabfolgen in verschiedenen tektonischen Stockwerken studiert und miteinander verglichen werden. Der strukturelle Aufbau des Arbeitsgebietes entpuppte sich aber als weit komplizierter als anfänglich angenommen und die kleinmasstäblichen Untersuchungen reichten nicht aus, um grössere tektonische Zusammenhänge zu klären; eine Detailkartierung der Val Tasna und der näheren Umgebung wurde notwendig. Eine neue lithologische

Aufgliederung, unterstützt durch sedimentologische Untersuchungen und stratigraphische Vergleiche mit weniger tektonisierten Gebieten, ergab zusätzliche Informationen über tektonische Strukturen und Bewegungsstadien. So konnte dann auch die kinematische Bedeutung der Deformationsphasen innerhalb des Untersuchungsgebietes besser abgeschätzt werden.

2. Lithostratigraphie

Im folgenden Kapitel werden die Formationen beschrieben, wie sie bei der Kartierung des Untersuchungsgebietes unterschieden wurden. Um Wiederholungen zu vermeiden, beschränkt sich die Beschreibung der Gesteine auf Lithologie, Fazies, sedimentäre Strukturen, Mineralbestand und Lagerungsverhältnisse. Effekte, die auf schwache Metamorphose und Verformung zurückzuführen sind, werden in den betreffenden Kapiteln behandelt. Paläontologische Datierungsversuche der verschiedenen Gesteinstypen waren meistens erfolglos, was bei dem erreichten Deformations- und Metamorphosegrad nicht überraschend ist. Hinzu kommen tektonische Komplikationen, die eine lithologische Gliederung erschweren. So ist z. B. nirgends ein stratigraphisch vollständiges Profil der Tasna-

Decke aufgeschlossen. Deshalb müssen manche Serien aus mehreren Profilabschnitten zusammengesetzt werden. In der Tabelle auf Seite 10 sind sämtliche tektonischen Einheiten und ihre Schichtabfolgen nach ihrer heutigen geometrischen Anordnung von oben nach unten aufgeführt.

Altersangaben beziehen sich vielfach auf lithologische Vergleiche mit anderen Gebieten, wo das Alter der betreffenden Gesteine durch Fossilfunde gesichert ist. Von besonderem Interesse für die Tasna-Decke sind die Vergleiche mit der Falknis-Decke und, für den prä-mitteljurassischen Bereich, mit den unterostalpinen Decken. In Anbetracht der intensiven Faltung, Verschuppung und Boudinierung sind Angaben über Schichtmächtigkeiten als grobe Abschätzungen aufzufassen.

2.1 Bürkelkopf-Zone (Aroser Zone s. str.)

Zwischen die Silvretta-Decke und den monotonen Tasna-Flysch schiebt sich die Bürkelkopf-Zone mit einer Vielfalt von Gesteinstypen ein. Dank diesem Reichtum an Lithologien können verschiedene Serien unterschieden werden. Wie später genauer beschrieben wird, erlebte die Bürkelkopf-Zone mehrere Deformationsphasen. Es scheint sogar, dass ihre Deformationsgeschichte früher angefangen hat als die der Tasna-Decke. Als Folge dieser Vorgänge sind die Serien stellenweise auf engem Raum stark durchmischt und sie lassen sich weder lateral noch vertikal allzuweit verfolgen. Zudem fehlen auch sichere Altersbestimmungen, so dass auf eine tektonische Unterteilung dieser Zone verzichtet wird.

Charakteristisch für die Bürkelkopf-Zone sind bescheidene ultramafische und mafische Einlagerungen, die ohne Zweifel aus dem südpenninischen Raum stammen. Ihre heutige Nachbarschaft zu mittel- bis nordpenninischen Serien ist durch die Tektonik bedingt. Sie sind häufig vergesellschaftet mit Resten von bunter Trias. Als weitere, vermutlich ostalpine Fremdelemente treten Linsen von Dolomit und z. T. stark verschiefertem Kristallin auf. Diese sind oft unmittelbar unter der Silvretta-Überschiebung zu finden (subsilvrettide Schollen, HEIERLI 1955, OBERHAUSER 1980).

2.1.1 Ophikarbonate, Gabbro

Unter der Silvretta-Überschiebung sind nur an vier Stellen kleine Vorkommen von ultramafischen Gesteinen aufgeschlossen, nämlich 500 m NE von Alp Sampuoir (Grösse 30 m), am Osthang der Val Tuoi (20 m), 700 m SE des Piz Urezzas (15 m) und am E-Fuss des Piz Urschai, unterhalb der Gletscherzunge (6–7 m). 200 m NW von Alp Sampuoir, oberhalb des alten Weges, findet man ebenfalls etwas Serpentin, der vermutlich aus höherer Lage abgesackt ist. Ein weiteres Vorkommen wird aus dem Magnacun-Tunnel zwischen Ardez und Guarda gemeldet, wo es während der Bauarbeiten durchfahren wurde (CADISCH et al. 1941).

Es handelt sich um dunkelgrüne bis schwarze, stark zerschernte Serpentine. Meistens enthalten sie hell-graugelb herauswitternde Karbonat-Adern mit verfaltetem, schlierigem Interngefüge. Der Mineralbestand setzt sich aus Serpentin, Talk, Chlorit, Karbonat, Chromspinell, Greenalit und Magnetit zusammen.

Unter dem Mikroskop ist der Serpentin gelbgrün gefärbt und bildet grobe, faserige Blätter. Habitus und röntgenographischem Diagramm entsprechend (Peak $I/I_1 = 50$ bei $d = 4,56 \text{ \AA}$) liegt Chrysotil vor (Klinochrysotil + 16%

SILVRETTA-DECKE	
Subsilvrettide Schollen	
Bürkelkopf-Zone (=Aroser Zone s.str.)	{ Helminthoiden-Flysch Tuoi-Serie Schiefer-Serie Radiolarite, Aptychenkalke Serpentinite, Gabbro, Diabase
«Tasna-Flysch»	
Utschel-Schuppe	{ Couches Rouges Gault-Schichten Tristel-Schichten
Crap-Putèr-Schuppe	{ «Neokom»-Serie Calpionellenkalk-Serie Falknisbreccien-Formation
«eingewickelter» Tasna-Flysch	
Grischans-Zone (=Aroser Zone s.l.)	
Ardezer Schuppe	{ (Falknisbreccien-Formation, «Neokom»-Serie, Gault-Schichten, Couches Rouges)? Steinsberger Kalk Trias-Dolomite, Bunte Trias mit Evaporiten Vulkanoklastische Serie Tasna-Granit Gneis-Serie
Faschalba-Teilschuppe	
Davo-Lais-Teilschuppe	
Valmala-Schuppe	{ Couches Rouges Breccien-Serie Gault-Schichten Tristel-Schichten
Sass-Majur-Schuppe	{ Vulkanoklastische Serie Tasna-Granit Gneis-Serie
Nair-Zone (=Aroser Zone s.l.)	{ Schwarze Schiefer Gabbro, Diabase Serpentinite
Champatsch-Schuppe	{ Gault-Schichten Tristel-Schichten
Fuorcla-Soèr-Zone (=Aroser Zone s.l.)	
Bündnerschiefer s.l.	

Tabelle: Geometrische Übersicht sämtlicher Schuppen der Val Tasna und Umgebung sowie ihrer Schichtabfolgen.

Orthochrysotil; DIETRICH 1972). Er ist vom feinfilzigen Talk regellos durchadert. In Aufschlüssen am E-Fuss des Piz Urschai und am E-Hang der Val Tuoi wird der Karbonatanteil von grobkristallinem Dolomit gebildet, sonst tritt Calcit auf. An der Basis des letztgenannten Aufschlusses findet man eine m-grosse Linse aus grobkörnigem Diallag-Gabbro. In einer matt weisslich-grünen Grundmasse liegen bis zu 1 cm grosse, dunkelgrüne Diallagkristalle. Hauptgemengteile sind grosse, verzwilligte Plagioklase und Chlorit (Umwandlungsprodukt der Pyroxene). Teilweise enthält der Chlorit noch die Entmischungslamellen der Pyroxene. Der Plagioklas ist ziemlich frisch und nur wenig saussuritiert. Apatit und Calcit sind in geringen Mengen vorhanden. Weitere gabbroide Gesteine treten nur noch SE des Piz Urezzas in der Nähe von Serpentin- und Kristallinlinsen auf.

2.1.2 Diabase

Hier muss man nach der textuellen Erscheinung zwischen undeformierten und tektonisch überprägten Diabasen unterscheiden. Die starke Überprägung gewisser Diabase führte dazu, dass diese als Radiolaritschiefer angesehen wurden (CADISCH et al. 1941).

Bei den *undeformierten* Typen handelt es sich um variolithische Pillows oder um massive, dichte, strukturlose Diabase grüner oder roter Farbe. Es bestehen auch Übergänge zu überprägten Diabasen, wo leichte Paralleltextur oder zu Ellipsen gestreckte Variolen eine gewisse Deformation anzeigen, wobei sich aber vulkanische Strukturen noch makroskopisch erkennen lassen. Es scheint, dass sie dank ihrer Lagerung im Flyschpolster in grösserer Entfernung zur Silvretta-Überschiebung von starker Verformung verschont geblieben sind.

Im Dünnschliff beobachtet man stets ein divergentes, arboreszierendes Albitgefüge. Albit bildet oft auch feine Kristalle, die mit Hilfe von Röntgenaufnahmen der Pulvergemische bestimmt wurden. Weitere Gemengteile in der Grundmasse sind Chlorit und schwarze, opake Mineralien. Häufig sind runde, mit Calcit oder Chlorit ausgefüllte Entgasungsbläschen. Gelegentlich treten grössere Einsprenglinge von Plagioklas und vollständig chloritisierten mafischen Mineralien auf. Mit zunehmender Verformung steigt der Sericitgehalt und als metamorphe Neubildung erscheint das Wechsellagerungsmineral Paragonit/Muskovit.

Die Gesteine besitzen manchmal ein brecciöses Aussehen. Sie sind durchsetzt von Klüften, die mit Calcit und grobem, verzwilligtem Albit ausgeheilt sind. Am Rand der Pillows treten runde und ovale, bis zu 1 cm grosse Variolen auf. Sie sind mit feinem, radialstrahligem Albit ausgefüllt. Sie enthalten ausserdem etwas Chlorit und viele submikroskopische, isotrope sowie hochdoppelbrechende Körner (Epidot?, Titanit?). Die Grundmasse besteht aus Chlorit, zahlreichen opaken Mineralien und wenig Sericit. Grössere, gelb pleochroitische Epidotkristalle kommen in Zwickeln oder in Albit-Quarz-Chloritklüften vor, welche die Variolen durchdringen.

Die *tektonisch überprägten* Diabase sind stark geschieferte, rote und grüne Gesteine (Fig. 2). Sie bilden trotz des hohen Gehaltes an Schichtsilikaten über 10 m mächtige, kompetente Lagen. Die besten Aufschlüsse befinden sich entlang des E-Fusses des Piz Urschai direkt unter der Silvretta-Überschiebung, wo die Diabase mit Ophicarbonaten und sauren kristallinen Gesteinen assoziiert sind, sowie am SE-Fuss des Piz Cotschen auf 2600 m Höhe, 10 m unterhalb der Überschiebung. An der Basis der Silvretta-Überschiebung haben sie einen grossen Teil der Bewegung aufgenommen und weisen heute mehrere Faltungsphasen auf, die besonders an eingespiessten, verfalteten Karbonatplatten (Aptychenkalk?) augenfällig werden.



Fig. 2: Überprägte Diabase; SE-Fuss des Piz Cotschen.

Der Mineralbestand der überprägten Diabase setzt sich aus Chlorit, Muskovit, Paragonit/Muskovit-Wechsellagerungsmineralien, Albit, Epidot, Calcit, Quarz und Hämatit zusammen. Auch das Dünnschliffbild wird von den komplizierten Verfaltungen der Hauptschieferung dominiert. Diese ist charakterisiert durch Chlorit-Muskovitschlieren mit Lagen von feinkörnigem Albit und Epidot. Epidot spielt als Hauptgemengteil eine grosse Rolle. Er ist in Lagen angereichert und stark zerrieben. Die Kornverkleinerung führt manchmal zu submikroskopischer Grösse. Bei höherem Epidotgehalt besitzt das Gestein hellgrüne Farbe. Calcit ist reichlich vorhanden und völlig rekristallisiert. Er bildet «strainfreie» Körner, z.T. mit geradlinigen Korngrenzen, die sich in Tripelpunkten schneiden. Quarz kommt in geringer, wechselnder Menge als winzige Rekristallisate vor. Calcit und Quarz füllen ohne irgendeine Orientierung die Räume zwischen den Schlieren und Verfaltungen aus. Vulkanitstrukturen sind beinahe vollständig zerstört worden. Nur in zwei Dünnschliffen konnten noch Reste von feinem, divergentem Albitgefüge beobachtet werden.

2.1.3 Radiolarit, Aptychenkalk

Diese Sedimente sind eng mit den Diabasen vergesellschaftet. Daraus lässt sich schliessen, dass mafische Vulkanite, Radiolarite und Aptychenkalke, wie in der Platta-Decke (DIETRICH 1969, 1970), eine stratigraphisch zusammenhängende Abfolge bilden. Die primären Kontakte

lassen sich jedoch nicht mehr beobachten. Die Bezeichnung Aptychenkalk beruht auf dem lithologischen Vergleich. Infolge der Rekristallisation konnten weder Aptychen noch Calpionellen sicher nachgewiesen werden.

Dezimeter-dicke Kalkmarmor-Linsen treten fast in jedem Diabasaufschluss auf. Der Radiolarit hingegen konnte nur an einem Ort sicher nachgewiesen werden. Die spärlichen Reste befinden sich auf dem kleinen, N-S-verlaufenden Grat 600 m östlich des Piz da las Clavigliadas, auf 2780 m (Koord. 807.630/190.080). Rote und grüne, einige Zentimeter dicke Radiolaritbänder wechseln lagenweise mit gleich dicken und gleich farbigen Tonschiefern ab. Die Mächtigkeit beträgt etwa 5 m. Weniger verfaltete Partien zeigen im Dünnschliff in einer feinkörnigen (\varnothing 5–10 μ m) Quarzmatrix mit etwas Hämatit und Ton zahlreiche ovale Radiolarien, die als helle Flecken auffallen und ebenfalls aus feinkristallinem Quarz bestehen. In hämatitreichen Lagen (intensiv rot gefärbt) sind noch kreisrunde Radiolarien mit radialer Porenstruktur erhalten (Fig. 3). Im gleichen Dünnschliff beobachtet man, wie sie zu Ellipsen und langen Linsen gestreckt werden. In stark verformten Teilen mit Runzelschieferung lassen sich keine Radiolarien mehr erkennen. 60–200 μ m breite Mikrolithons (Radiolarien-Durchmesser <200 μ m) durchziehen das ganze Gestein. Als Neubildung erscheinen im Röntgendiagramm das Wechsellagerungsmineral Paragonit/Muskovit und Paragonit.

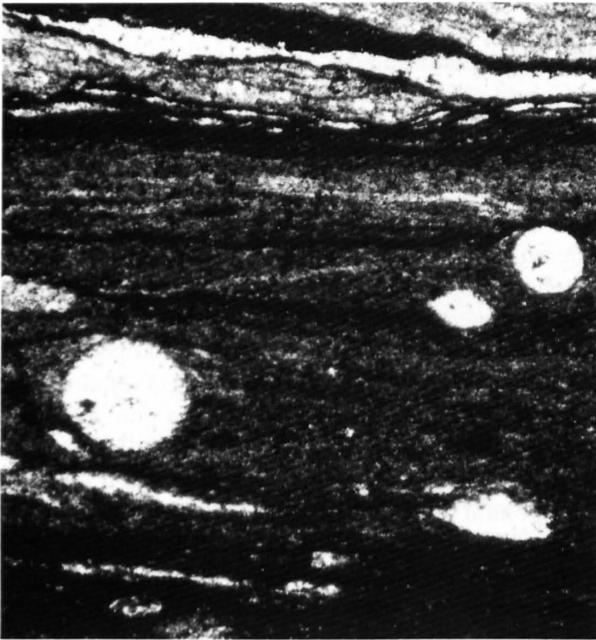


Fig. 3: Radiolarienführender Kieselschiefer (Radiolarit). Fundort auf dem Grat östlich des Piz da las Clavigliadas. Vergr. 40 \times .

Die Radiolarite sind mit hellgrauen bis weissen, dichten Kalken verfaltete, die sich am besten mit dem Aptychenkalk vergleichen lassen. Sie sind in cm-Abständen von mm-dicken, grünen Tonschiefer-Lagen durchzogen. Diese Feinschichtung wird von vielen boudinierten und verfalteten Calcitklüften durchsetzt. Die Matrix ist vollständig rekristallisiert (\varnothing 50–100 μ m). Die Schichtung wird durch dünne Chlorit-Sericit-Quarzlagen hervorgerufen. Häufig sind idiomorphe authigene Albite, die von Calcit ver-

drängt werden. Über dem Radiolarit und dem Aptychenkalk liegen einige Meter grüne, überprägte Diabase, Chloritschiefer sowie Blöcke von Dolomit und Dolomitbreccie.

Dem Aussehen nach erinnern die Aptychenkalke manchmal an Couches Rouges und wurden auch als solche kartiert (in der Val Sampuoir, CADISCH et al. 1941). Oberhalb der erwähnten Serpentine, 900 m NE von Alp Sampuoir, trifft man eine 50 m breite Störungszone, in der Kristallin, bunte Trias, Aptychenkalk und Flysch mehrfach verschuppt auftreten. Die Situation ist auf Figur 4 vereinfacht wiedergegeben. Der Aptychenkalk ist gelb und grau gebändert. Zwischen den Bänken (im Schnitt 10–20 cm dick) sind cm-dicke, grüne Tonschiefer eingelagert. Die Bänderung wird verursacht durch eine Alternanz von feinkristallinen (gelb, \varnothing 5–10 μ m) und gröber rekristallisierten (grau, \varnothing 20–40 μ m) Calcitlagen. Dünne Sericitschnüre sind dazwischengeschaltet. In feinkristallinen Lagen erscheinen Organismenreste als langgestreckte helle Flecken. Diese Kalke lassen sich am besten mit den gelben Kalkmarmoren der Platta-Decke (DIETRICH 1970) vergleichen. Im Röntgendiagramm tritt neben dem Wechsellagerungsmineral Paragonit/Muskovit merkwürdigerweise noch Kaolinit auf (s. Kap. 3).

Der nördlichste kartierbare Aufschluss von Aptychenkalk liegt 700 m SE des Piz Urezzas (Koord. 807.700/191.180), ebenfalls in Gesellschaft von Ophicalciten und gabbroiden Gesteinen. Die feinkörnigen Kalke bilden rostig anwitternde, graue, z.T. grünliche Bänke (Dicke 5–10 cm), die mit 5–30 cm dicken, grünen Tonschiefern wechsellagern. Die Mächtigkeit beträgt ca. 20 m.

Erwähnenswert ist noch eine 2 m lange Kalklinse, die an der Basis der Diabase 250 m nordwestlich des Piz Davo Dieu (Koord. 814.610/195.260) aufgeschlossen ist. Die roten, z.T. grünlichen Kalke zeigen unter dem Mikroskop in einer mikritischen Matrix einige Radiolarien, feine Molluskenfragmente, vereinzelte Phantome von Calpionelliden, Saccocomen und Calcisphaeruliden (*Stomiosphaera*). Ein lithostratigraphisches Äquivalent dieser Kalke wäre der *Rosso ad Aptici* der Südalpen, welcher hauptsächlich das Tithon repräsentiert.

Radiolarite treten erst in der Val Fenga (Piz Larain, Heidelberger Spitze) wieder in Erscheinung (BURWICK 1972, WALDE 1973). Am E-Fuss der Heidelberger Spitze sind sie mit hellen Kalkmarmoren und Kristallin unsicherer Herkunft verschuppt (s. Kap. 2.1.8). Weitere Radiolarit-Vorkommen wurden am Bürkelkopf und an der Flimspitze (Tirol) als Einlagerungen in mafischen Vulkaniten beschrieben (DAURER 1980).

2.1.4 Schiefer-Serie

(«Scisti a Palombini» und «Complexe de base»)

Diese Serie stellt eine Sammelgruppe von verschiedenen Gesteinstypen dar, welche in erster Linie von schwarzen Tonschiefern dominiert wird. Auf dem kleinen Grat NNE des Piz Cotschen scheint aufgrund der Lithologie der Hartbänke eine grobe Zweiteilung vorzuliegen (Fig. 5). Der untere Teil führt mehrheitlich Kalke, die sich z.T. mit den *Scisti a Palombini* des ligurischen Apennins vergleichen lassen. Im oberen Teil hingegen überwiegen Sand-

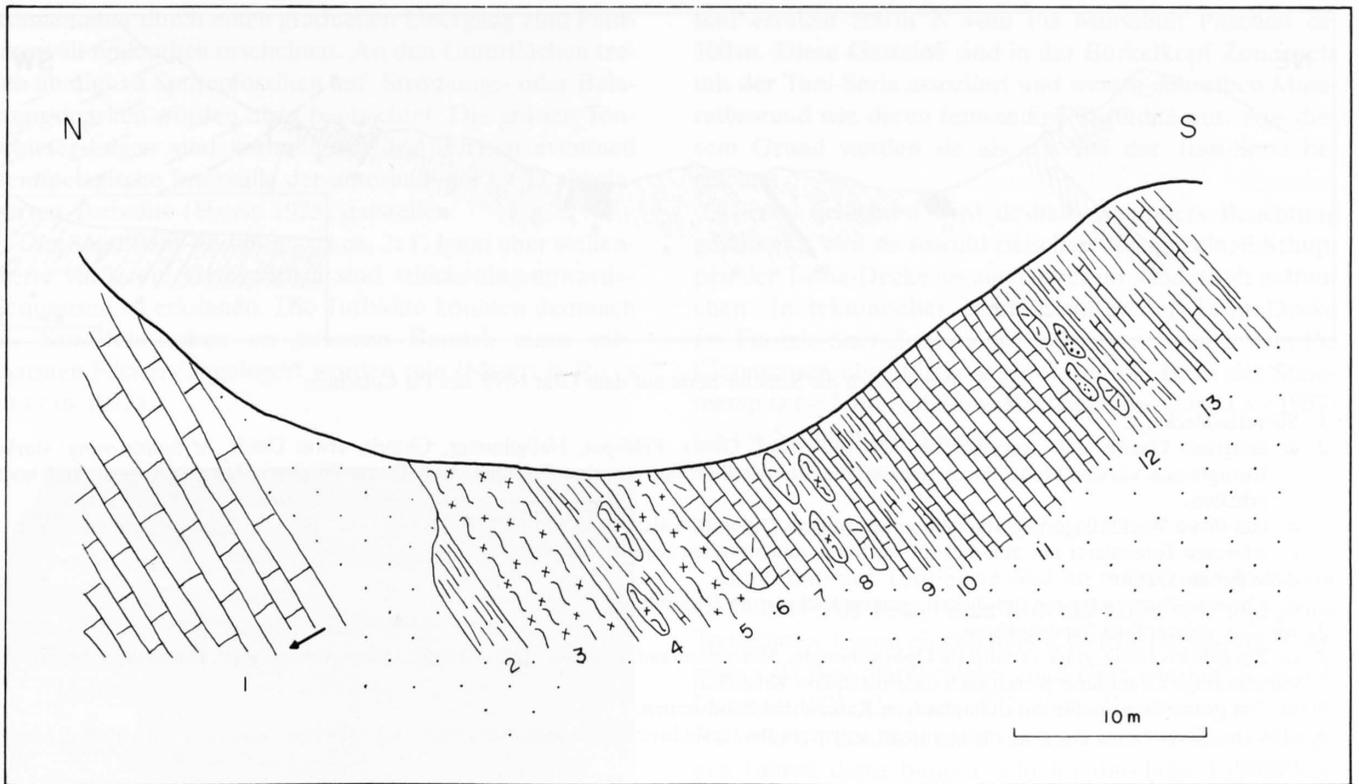


Fig. 4: Schematisches Profil durch die Störungszone NE der Alp Sampuoir.

1. Calpionellenkalke (Crap-Putèr-Schuppe, verkehrtliegend).
2. grüne und weinrote Tonschiefer (bunte Trias?).
3. stark zerschertes Kristallin.
4. grüne Tonschiefer mit dünnen Kalklagen und Kristallinlinsen.
5. wie 3.
6. grauer Dolomit.
7. Aptychenkalke.
8. Dolomit- und Kristallinlinsen.
9. wie 7.
10. dünne Wechsellagerung von schwarzen Tonschiefern und Sandsteinen (Schiefer-Serie der Bürkelkopf-Zone).
11. wie 7.
12. schwarze Tonschiefer mit Linsen von Dolomit und grünem Quarzit (bunte Trias).
13. wie 10.

steine, welche durch olistolith-artige Einlagerungen auf-fallen.

Schwarze Schiefer mit palombini-ähnlichen Kalcken (Nr. 3 in Fig. 5)

Kalke vom Typ der *Scisti a Palombini* wittern grau an und bilden durchschnittlich 10 cm dicke, parallellaminierte Bänke. Vollständige Bouma-Intervalle sind selten. Unter dem Mikroskop wird die leicht rekristallisierte Calcit-grundmasse (mittlerer Kristalldurchmesser $10\ \mu\text{m}$) von feinen Quarz-Sericitlagen durchzogen. Vereinzelt sind noch Reste von fraglichen planktonischen Foraminiferen vor-handen. Sandig-kieselige Bänke sind sporadisch einge-schaltet.

Bunte Schiefer mit dünnplattigen Kalcken und Sandsteinen

Im weiteren treten gelbbraun bis leicht rosa anwittern-de, kieselige Kalke mit grünen Tonschiefer-Lagen auf. Sie bilden vorwiegend cm-dicke Plättchen. Die meist mikriti-schen Kalke sind im Bruch hellgrau bis graugrün und

erinnern an den Aptychenkalk. Die Matrix ist leicht rekri-stallisiert (Kristallgröße $10\ \mu\text{m}$). Diese Kalke finden sich entlang der Strasse wieder, die von Ardez zur Innbrücke führt (Grischans-Zone, vgl. Fig. 11c). Etwas weniger häu-fig kommen auch Arenitbänke vor. Diese sind dm-dick und führen reichlich Dolomit, Chloritschlieren und *Chromspinell*.

Meterdicke grüne, seltener rote Tonschiefer sowie dünnbankige Wechsellagerungen von rostbraun anwittern-den Sandsteinen und Tonschiefern lagern regellos zwis-chen den beschriebenen Gesteinen (vermutlich ver-schuppt; Nr. 5, 8, 10, 11 in Fig. 5). Auch das wiederholte Auftreten von Dolomit und Dolomitbreccien bei Fil da Tuoi spricht für die intensive tektonische Durchmischung dieser Serie.

Turbiditische Sandsteine (Nr. 6 in Fig. 5)

Der Hauptanteil der Hartbänke besteht aus grau bis rostbraun anwitternden, teilweise metallisch glänzenden Sandsteinen. Sie sind feinsandig und bilden dm-dicke Bän-ke, die öfters Parallellamination aufweisen. Spurenfossi-

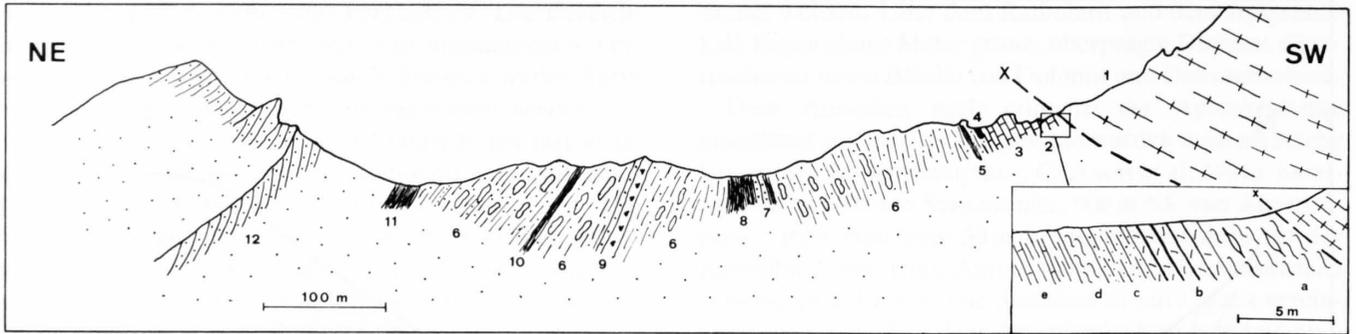


Fig. 5: Profil durch die Schiefer-Serie auf dem Grat NNE des Piz Cotschen.

1. Silvretta-Decke.
2. a: hellgrüne Gneise, z.T. Augengneise. *Mineralbestand*: Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Chlorit, etwas Calcit. *Mylonitisierung*: starke Korngrößen-Verkleinerung durch dynamische Rekristallisation; einzelne Feldspat- und Quarz-Porphyroblasten (Augen) sind noch erhalten.
b: mm-dicke Wechsellagerung von gelb anwitterndem Dolomit, Calcit und Chlorit (Trias?).
c: schwarze Tonschiefer mit mm-dicken, rostbraun anwitternden Sandsteinlagen.
d: hellgrüne Gneise.
e: schwarze Tonschiefer mit dm-dicken, grauen Kalkplatten (Palombini).
3. wie 2. e, gelegentlich Sandsteinbänke.
4. ca. 2 m gelb bis rostig, stark verwitterte Ophicarbonate. *Mineralbestand*: Dolomit, Talk, Chlorit, Quarz, wenig Calcit. Daneben 50 cm grosse, mittelkörnige Granitlinse (vermutlich unterostalpinen Kristallin).
5. ca. 7 m grüne Tonschiefer mit dünnplattigen Kalken und Sandsteinen.
6. schwarze Tonschiefer mit grau bis rostbraun anwitternden, turbiditischen Sandstein-Bänken und -Blöcken. Zuweilen auch Kalk-Einlagerungen.
7. grüne Tonschiefer und mittelsandige Bänke.
8. grüne Tonschiefer mit dünnplattigen Sandsteinen.
9. Grobsandsteine, Konglomerate. *Komponenten* (bis 5 mm): Quarzit, Dolomit, Quarz-Einkristalle, Chert mit unterschiedlichem Sericit-Gehalt, untergeordnet feinkörnige Kalke, Bryozoen, Molluskenreste und Diabas.
10. grüne, z.T. rote Tonschiefer.
11. grüne Tonschiefer mit dünnplattigen Sandsteinen.
12. Tuoi-Serie.

lien (*Zoophycos* sp.) sind selten. Auf dem Grat Fil da Tuoi treten auch mehrere m-dicke, massive Lagen auf. Diese Sandsteine führen hauptsächlich Quarz in einer kieselig-karbonatischen Matrix. Weitere Bestandteile sind Feldspat, Muskovit und Chlorit. Fe-reiche Dolomit- und Dedolomitrhomboeder sind zahlreich vertreten. Grobsandig-konglomeratische Bänke sind untergeordnet (Nr. 9 in Fig. 5).

Häufig beobachtet man bis zu 2 m grosse, sedimentär eingelagerte Sandstein-Blöcke, daneben auch boudinierte Schichtpakete, die aus der Tonschiefer-Matrix herausragen und der Serie *Mélange-Habitus* verleihen. Einige Konglomeratblöcke führen Komponenten, die aus mikrokristallinem Quarz mit hellen, elliptischen Flecken (Radiolarit) bestehen. Ophiolith-Detritus ist in den Dolomit-Calcit-Chloritlagen ebenfalls anwesend. Hier umschliesst der Chlorit (Mg-reich) viel Erz und grössere Chromspinnkörnchen.

Alter

Aufgrund des Vergleichs mit dem ligurischen Apennin und der Simmen-Decke s.l. kann für die Schiefer mit palombini-ähnlichen Kalken ein unterkretazisches Alter angenommen werden. Wie in den Vergleichsgebieten wären die flyschartigen Bildungen als Anzeichen für den

Beginn der orogenen Phase am Ende der Unterkreide zu deuten.

2.1.5 Tuoi-Serie

Auf dem Grat Fil da Tuoi, zwischen dem Piz Cotschen und dem Piz da las Clavigliadas, wird die Schiefer-Serie gegen N abrupt von einer Schichtabfolge abgelöst, in welcher terrigene Turbidite dominieren; sie wird im folgenden Tuoi-Serie genannt.

Mittelbankige Serie

Die Hauptmasse der Abfolge besteht aus hell-gelbbraun bis rostbraun anwitternden, im Bruch graugrünlichen, lithischen Sandsteinen mit untergeordneten grünen, teilweise schwarzen Tonschiefer-Lagen. Die einzelnen Turbidite bestehen aus unvollständigen Zyklen. Vorherrschende Typen sind T_{b-e} , T_{c-e} und T_{de} (Fig. 6). Gradierung ist eher selten. Die Bankmächtigkeit beträgt 2–20 cm, die Korngrösse bewegt sich im Bereich von Mittelsand bis Silt. Seltener sind grobsandige Bänke, welche eine Mächtigkeit von bis zu 1 m erreichen können. Sie sind gradiert und werden von dünnen Pelitintervallen begrenzt. Die Bänke sind im allgemeinen scharf begrenzt. Die Oberflächen

können aber durch einen graduellen Übergang zum Pelitintervall undeutlich erscheinen. An den Unterflächen treten ab und zu Spurenfossilien auf. Strömungs- oder Belastungsmarken wurden nicht beobachtet. Die grünen Tonschiefer-Lagen sind karbonatfrei und dürften eventuell hemipelagische Intervalle der unterhalb der CCD abgelagerten Turbidite (HESSE 1975) darstellen.

Das Sand/Pelit-Verhältnis ist ca. 2:1, kann aber stellenweise variieren. Gelegentlich sind «thickening-upward»-Sequenzen zu erkennen. Die Turbidite könnten demnach als Sandstein-Loben im äusseren Bereich eines submarinen Fächers abgelagert worden sein (MUTTI & RICCI LUCCHI 1972).

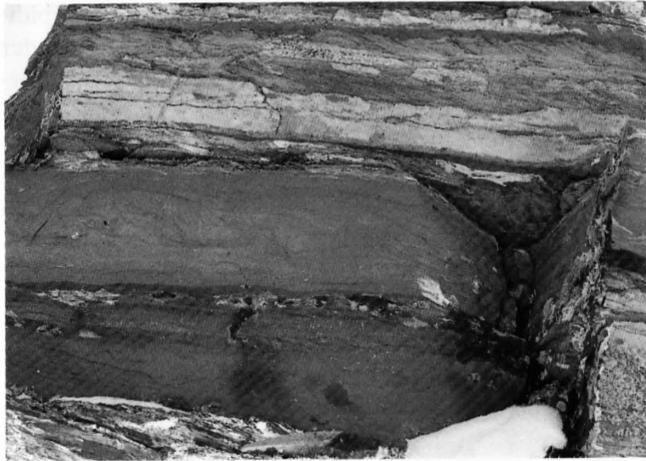


Fig. 6: Turbidite (T_{c-e} , T_{de}) der Tuoi-Serie. Die Hauptschieferung in den Tonschiefer-Lagen (oben) ist schräg zur Schichtung. Fil da Tuoi, 200 m NE P. 2814. Bankdicke 20–30 cm (vgl. Hammer am unteren Bildrand).

Unter dem Mikroskop sind Feinsandsteine und Siltsteine aus Quarz, Dolomit, Muskovit, Chlorit und etwas Calcit zusammengesetzt. Parallellamination wird durch quarz-glimmerreiche Lagen hervorgerufen. Mittel- und Grobsandsteine zeigen dichte Kornpackung.

Fe-reicher Calcit ist als Zwickelfüllung in kleinen Mengen vorhanden. Hauptkomponenten sind Quarz, Dolomit und Chert. Ferner treten als Komponenten mikritische Kalke mit Fossilresten, feinkörnige Quarzsandsteine, Feldspat, Hellglimmer, Chlorit, Reste von Echinodermen und Molluskenschalen (Inoceramen?) auf. Hinzu kommen je nach Probe zahlreiche Diabaskomponenten, welche intersertale oder divergente Strukturen aufweisen. Sie bestehen hauptsächlich aus feinem Albit (der z.T. auch grössere, tafelige Kristalle bildet), etwas Chlorit sowie opaken Mineralien. Chromspinell taucht sporadisch auf.

Dünnplattige Serie

Beachtenswert ist eine Teilserie, die aus einer Alternanz von rostigbraun anwitternden Sandstein-Plättchen und schwarzen, z.T. graugrünen Tonschiefern besteht. Die Bankmächtigkeit beträgt meist 0,5–2 cm. Ausser leichter Parallellamination sind keine Sedimentstrukturen ausgebildet. Das Sand/Pelit-Verhältnis ist 2:1 bis 1:1. Die Gesamtmächtigkeit beläuft sich auf durchschnittlich 20–50 m

und erreicht 500 m N vom Piz Minschun Pitschen ca. 100 m. Diese Gesteine sind in der Bürkelkopf-Zone stets mit der Tuoi-Serie assoziiert und weisen denselben Mineralbestand wie deren feinsandige Turbidite auf. Aus diesem Grund werden sie als ein Teil der Tuoi-Serie betrachtet.

Diesen Schichten wird deshalb besonders Beachtung geschenkt, weil sie sowohl zwischen den einzelnen Schuppen der Tasna-Decke als auch unter ihr wiederholt auftauchen. In tektonischer Position unter der Tasna-Decke (= Fuorcla-Soèr-Zone, Kap. 2.6) lassen sie sich vom Piz Champatsch über Piz Soèr, Mot und die Basis des Stammerspitz (= Unterostalpine Basalschuppe von KLÄY 1957) bis ins Samnaun verfolgen.

Bunte Tonschiefer

Innerhalb der Tuoi-Serie sind an mehreren Orten, vor allem am Fil da Tuoi, bis zu 10 m mächtige, rote und grüne Tonschiefer-Lagen eingeschaltet, welche in bisherigen Arbeiten als Radiolaritschiefer angesehen wurden (STAUB & CADISCH 1921, CADISCH 1932, 1946, CADISCH et al. 1941). Radiolarien konnten nicht nachgewiesen werden. Hingegen führen diese bunten Schiefer dm-dicke Linsen von feinkörnigen, grünen Quarzsandsteinen. Unter dem Mikroskop beobachtet man in einer feinstkörnigen (5–10 μm) Quarzmatrix vorwiegend detritischen Quarz (Korngrösse 50–100 μm) und feine Chlorit-Muskovitaggregate. Daneben sind etwas Dolomitrhomboeder und Plagioklas anwesend. Das Schwermineralspektrum wird eindeutig vom zahlreich auftretenden Chromspinell dominiert. Auch Zirkon und Turmalin sind gegenwärtig. Sowohl detritischer Turmalin, oft mit Anwachssaum, als auch neugebildete Turmalin-Nädelchen sind anzutreffen.

Alter

Über das Alter der Tuoi-Serie liegen nur indirekte Hinweise vor. Aufgrund von Chromspinell und Diabaskomponenten möchte man ihr ein postorogenes Alter (bezüglich der Albien Orogenese) zuweisen. Es ist auch möglich, besser datierte Schichtabfolgen in anderen Decken zum Vergleich heranzuziehen. Zu diesem Zweck bietet sich die Simmen-Decke s.str. an. Nach Beschreibungen von FLÜCK (1973) weist die Puntel-Serie (*Série de la Manche, niveau moyen*; CARON 1972) mit hohem Mergelanteil, Dünnbankigkeit (5–20 cm), Turbiditstrukturen (T_{b-e} , T_{c-e}), Korngrössen von Fein- bis Mittelsand, häufigen Dolomit-, Chert- (Radiolarit)-, Diabaskomponenten und Chromspinellführung eine gewisse Ähnlichkeit mit der Hauptmasse der Tuoi-Serie auf. Auch mergelreiche, dünnplattige Partien (Bankdicke 10 cm) haben ein Äquivalent im Mittelteil der Puntel-Serie. FLÜCK (1973) gibt aus der Puntel-Serie Faunen von oberem Cénomaniens bis Santonien an.

Bunte Tonschiefer treten in der Simmen-Decke in einem tieferen Niveau auf (*Série du Fouyet = Série de la Manche, niveau inférieur*). Sie enthalten ebenfalls grünliche, «ölquarzitische» Sandstein-Einlagerungen mit Chromspinell (FLÜCK 1973). Die *Série de la Manche* ist datiert als Albien

(CARON & WEIDMANN 1967) bis Cénomaniens–Turonien (TSCHACHTLI 1941). Wenn diese Korrelation stimmt, so sind die bunten Schieferintervalle des Fil da Tuoi zeitliche Äquivalente der bunten Schiefer der Schiefer-Serie. In diesem Fall wären sie mit der Tuoi-Serie lediglich verschuppt.

2.1.6 Helminthoiden-Flysch

Typischer Helminthoiden-Flysch

Nur auf dem kleinen Hügel (P. 2730) 200 m ESE des Piz Chaschlogna kann der typische Helminthoiden-Flysch mit zahlreichen Helminthoiden beobachtet werden. Die Serie besteht aus gutgebankten Kalkturbiditen, zuweilen mit sandsteinreichen Partien. Die helminthoiden- und fucoidenführenden Kalke wittern gelbbraun oder bläulich-grau, seltener rostigbraun an. Die Bänke erreichen meist Mächtigkeiten von 5–50 cm, gelegentlich von 1 m. Sie sind durch cm- bis dm-dicke, graugrünliche Tonschiefer voneinander getrennt. Häufig sind die Bouma-Intervalle T_{b-e} und T_{de} . Auch vollständige Zyklen lassen sich beobachten. Die Kalke fallen grösstenteils in den Bereich von Mittelarenit bis Silt und zeigen einen unterschiedlichen Anteil von lithischen Partikeln. Oft entwickeln sich aus den gelbbraun anwitternden, arenitischen Sandkalken graduell bläulich-grau anwitternde, siltig–pelitische Kalkintervalle (Fig. 7).



Fig. 7: Helminthoiden-Flysch; sandige Kalkturbidite (T_{b-e}). 250 m östlich des Piz Chaschlogna.

Unter dem Mikroskop führen die leicht kieseligen Kalkturbidite neben Quarz noch geringe Mengen von Feldspat, Hellglimmer und Dolomithomboedern. Pelagische Foraminiferen sind nur noch als Phantome zu erkennen.

Sandsteine mit Korngrössen von Mittel- bis Grobsand sind prozentual schwächer vertreten. Sie sind gradiert und bilden Bänke von 30–100 cm Mächtigkeit. In einer arenitischen Calcitmatrix beobachtet man Quarz-, Feldspatkörner, Muskovit-Biotit-Chloritaggregate, Echinodermenreste, Schalenfragmente (Rudisten?, Inoceramen?), Mikrite, Chert und Dolomit. In der gesamten Serie fehlt jede Spur von Ophiolith-Detritus.

Der typische Helminthoiden-Flysch findet in der Val Fenga (E-Abhang von Zahnspitze und Piz Larain) eine

etwas grössere Verbreitung (s. a. WALDE et al. 1977). Diese Vorkommen im Unterengadin können als östliche Fortsetzung des praealpinen Helminthoiden-Flysches betrachtet werden.

Dem Helminthoiden-Flysch ähnliche Bildungen

An verschiedenen Stellen finden sich Flyschserien, vor allem an der Basis der Bürkelkopf-Zone, die dem Helminthoiden-Flysch ähnlich sind, aber keine Helminthoiden führen und auch keine grobkörnigen Sandsteine enthalten, sondern zumeist als *kieselige Kalkturbidite* entwickelt sind. Der hohe Kieselgehalt und das Fehlen der grobkörnigen Sandsteine unterscheiden diese Sedimente vom eigentlichen Helminthoiden-Flysch. Diese kieseligen Kalkturbidite erscheinen manchmal auch zwischen den Schuppen der Tasna-Decke und sie sind dementsprechend stärker verformt worden, was zur Zerstörung der Weidespuren geführt hat. Die ursprünglichen Beziehungen zum Helminthoiden-Flysch sind unklar; insbesondere bleibt offen, ob sie zur gleichen stratigraphischen Serie gehören. Auf jeden Fall möchten wir sie im Südpenninikum beheimaten.

Alter und Paläogeographie

Eine Probe aus den kieseligen Kalkturbiditen (No. BG459, 700 m W des Marangun d'Urschai, Koord. 810.840/192.100) lieferte nicht spezifisch bestimmbare Globotruncanen sowie eine offensichtlich resedimentierte, benthonische Foraminifere der Gattung *Siderolites* (s. Fig. 8, Bestimmung: M. Caron, Fribourg), welche ein Campanien- bis Maastrichtien-Alter anzeigt.

Helminthoiden-Flysches der Oberkreide gibt es sowohl im Südpenninikum (wo «Helminthoiden-Flysch» auch als Formationsname gebraucht wird, CARON 1972) als auch im Nordpenninikum (D. TRÜMPY 1916, NÄNNY 1948, HESSE 1973). Zu einiger Verwirrung hat der Vergleich der bayerischen (rhenodanubischen) Flyschzone mit den südpenninischen Helminthoiden-Flysches geführt (CARON et al. 1981). Die rhenodanubische Flyschzone gilt allgemein als nordpenninisch (vgl. OBERHAUSER 1980), und ausserdem hat HESSE (1973) plausibel dargelegt, dass sie in der höheren Unterkreide (Gault) mit der Falknis–Tasna-Decke ein zusammenhängendes Ablagerungsgebiet bildete. Nach CARON et al. (1981) wäre also zu folgern, dass sich Süd- und Nordpenninikum östlich des Untersuchungsgebietes vereinigen und somit die Briançonnais-Schwelle nach Osten ausläuft. Bei näherer Betrachtung kann jedoch der rhenodanubische Flysch nur mit den nordpenninischen Flysches, nicht aber mit dem südpenninischen Helminthoiden-Flysch korreliert werden; noch im Rätikon führt der cenomane Verspala-Flysch des Südpenninikums reichlich Chromspinell, der gleichaltrige Reiselberger Sandstein des rhenodanubischen Flysches jedoch nur in geringer Menge (SCHNABEL 1971, PREY 1973, FAUPL 1975; s. a. WOLETZ, in OBERHAUSER 1980, p. 43). Sie entstammen also sicher verschiedenen Ablagerungsräumen. In Anbetracht aller Umstände drängt sich die Folgerung auf, dass diese Ablagerungsräume im Nord- bzw. Südpenninikum zu suchen sind und durch eine (evtl. kompliziert gebaute)

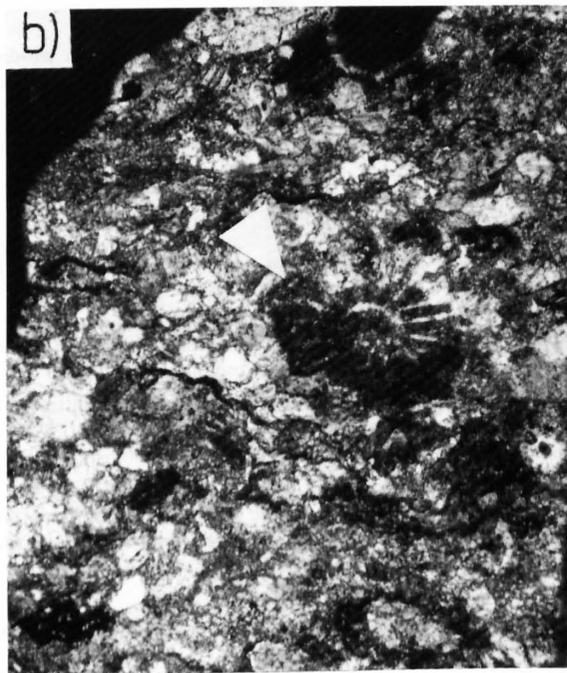
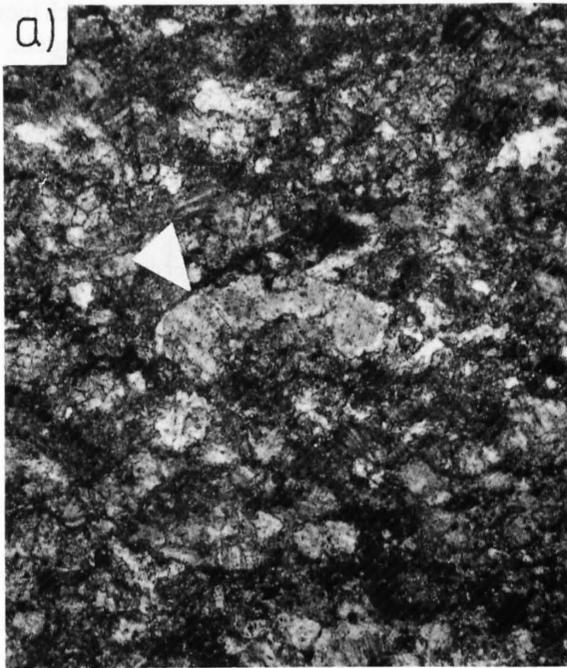


Fig. 8: *Globotruncana* (a) und *Siderolites* (b) aus den kieseli- gen Kalkturbiditen (Helminthoiden-Flysch). Fundort westlich Marangun d'Urschai. Vergr. 40 \times .

mittelpenninische Schwelle getrennt waren. Dementsprechend gibt es keine Anhaltspunkte für ein Aussetzen der Briançonnais-Schwelle in der westlichen Hälfte des Unterengadiner Fensters und des Vorarlbergs.

2.1.7 Tektonisch verschleppte Schollen

Dicht unterhalb der Silvretta-Überschiebung findet man meistens Kristallin- und Dolomitlinsen. Mit stark wech-

selnder Mächtigkeit (1–50 m) sind sie über das ganze Untersuchungsgebiet und weiter bis ins Tirol verteilt. Sie werden von HEIERLI (1955) und OBERHAUSER (1980) als «subsilvrettide Schollen» bezeichnet. Sie können als Teil der Aroser Zone s.l. betrachtet werden, sind jedenfalls von dieser nicht scharf abtrennbar (vgl. Fig. 4). Der Dolomit kann als das Überbleibsel des ausgeriebenen Unterostalpins (Err-, Bernina-Decke) angesehen werden (*Traineau écraseur*, TERMIER 1903). Bei den Kristallinlinsen ist eine Zuordnung vor allem bei starker Verschieferung noch fraglicher. Deshalb werden im folgenden die wichtigsten Linsen zunächst einfach beschrieben und dann erst Überlegungen über ihre Herkunft angestellt.

Etwa 200 m östlich von Alp Sampuoir beginnt unter den Augengneisen und Myloniten der Silvretta-Decke eine 400 m lange Kristallinlinse, welche die Mächtigkeit von 40 m erreicht. Sie besteht aus hellgrünem Quarz-Feldspatgneis und dunkelgrünem, dioritischem Kristallin (Mineralbestand: Amphibol, stark saussuritierter Feldspat, Chlorit, wenig Quarz). Diese Gesteine entsprechen lithologisch sowohl dem Tasna-Kristallin (Gneis-Serie) als auch dem Kristallin der Err-Bernina-Decke (E. WENK 1962), deren Ähnlichkeit schon lange bekannt ist. Das dioritische Kristallin zeigt aber im Gegensatz zu den Vorkommen im Tasna-Kristallin keine Paralleltexur, und um die Tektonik nicht noch mehr zu komplizieren, wird diese Scholle dem Unterostalpin zugewiesen. Gegen N schiebt sich zwischen dieser Kristallinlinse und dem Silvretta-Kristallin grauer Dolomit ein.

Auch Späne der Silvretta-Decke wurden aus der Überschiebungsbasis abgelöst und mit dem Liegenden verschuppt. Sie lassen sich am E-Abhang des Piz Urschai beobachten. Die hellen, gebänderten Gneise und Amphibolite der Silvretta-Decke treten mit den überprägten Diabasen der Bürkelkopf-Zone in mehrfacher Wiederholung auf. Von der Überschiebungsbasis abgesplitterte Blöcke des Silvretta-Kristallins werden auch vom tirolischen Anteil des Unterengadiner Fensters (N des Bürkelkopfs) beschrieben (DAURER 1980).

Am häufigsten sind aber die hell- bis dunkelgrünen Gneise und Schiefer, welche als einige m-dicke Linsen mit den überprägten Diabasen und der Schiefer-Serie verschuppt auftreten. Am E-Fuss des Piz Cotschen sind auch Augengneise zu beobachten (s. Fig. 5). Alle diese Gesteine besitzen weitgehend denselben Mineralbestand und weisen je nach der Entfernung zur Silvretta-Überschiebung unterschiedlich intensive Schieferung auf. Hauptgemengteile sind Quarz, Muskovit-Sericit, Plagioklas (Albit), Chlorit. Akzessorien sind Titanit, Turmalin, Erz und Calcit. Der Quarz zeigt stets undulöse Auslöschung und suturierte Korngrenzen, an welchen feine Rekristallite entstehen. Er enthält vielfach Deformationsbänder (parallel zur *c*-Achse), manchmal auch Deformationslamellen (senkrecht zur *c*-Achse), welche eine Deformation bei mässiger Temperatur anzeigen. Der Plagioklas verhält sich im allgemeinen spröde. Mit zunehmender Verformung nimmt der Anteil an feinkörnigen (Kristallgrösse 20 μ m) Quarzrekristalliten zu. Auch der Plagioklas beginnt undulös auszulöschen und bekommt suturierte Korngrenzen. Als Endprodukt liegt dann eine feinkörnige, von Muskovit-Chloritlagen durchzogene Matrix vor, in der

vereinzelt grössere Quarz- und Feldspatkörner noch als Porphyroklasten zu erkennen sind. Die Schieferung ist nachträglich verfaultet. Die Herkunft dieser Gesteine lässt

sich nicht mit Sicherheit bestimmen. Es könnte sich hierbei um stark umgewandeltes Silvretta-Kristallin handeln.

2.2 Grischans-Zone

Zwischen den tektonischen Untereinheiten der Tasna-Decke sind an verschiedenen Stellen diverse mit der Bürkelkopf-Zone vergleichbare Gesteine aufgeschlossen. Für diese Art der tektonischen Durchmischung wird hier lose der Begriff «Einwicklung» gebraucht, obwohl auch Verschuppungen eine grosse Rolle spielen (s. Kap. 4.4). Die wichtigsten Vorkommen lassen sich im Hangenden der Ardezer Schuppe von der Innbrücke S von Ardez bis in die Val Tasna verfolgen. Sie wurden in den bisherigen Arbeiten (CADISCH 1932, CADISCH et al. 1941, GRUNER 1981) als Aptychenkalke angesehen und als fazielle Äquivalente der Calpionellenkalke der Tasna-Decke zugerechnet. Gegenargumente für diese Auffassung werden bei der Beschreibung des Malm der Tasna-Decke ausführlicher besprochen. Um einen Eindruck der lithologischen Zusammensetzung dieser Zone zu vermitteln, werden im folgenden drei Profile beschrieben, die in Figur 9 schematisch dargestellt sind.

Bach-Profil Pra da Punt (Val Tasna)

Südlich von P. 1696.6 (Koord. 811.110/185.840, Fig. 9a). Dieses Profil bildet die Fortsetzung der Figur 11c.

1. Unterhalb des Wanderwegs graue Tonschiefer, dunkle Sandkalkplättchen. Auf der Höhe des Weges grüne, rote Tonschiefer. Diese bunten Tonschiefer enthalten an vielen Stellen grüne, feinkörnige Quarzsandstein-Linsen, die Chromspinell führen. Sie lassen sich von den bunten Tonschiefern der Tuoi-Serie (*Série du Fouyet*) nicht unterscheiden.
2. Ca. 25 m hellgraue, cm-dicke, feinkörnige Kalkplättchen, mit mm-dicken, graugrünlichen Tonlagen (aptychenkalk-ähnlich).
3. 1 m Feinbreccien (Komponenten: Quarz, Plagioklas, fein- und grobkristalliner Dolomit, grobe Muskovit-Biotit-Chloritaggregate, Reste von Echinodermen, Bryozoen und Mollusken).
4. Nach einer Lücke von 30 m folgen 5 m grüne Tonschiefer.
5. 5 m dünnplattige, dunkle Sandkalke.
6. 20 m grüne, z.T. rote Tonschiefer.
7. 10 m sandige Kalkarenite, rostbraun anwitternd, quarzitisches Sandsteine mit Tonschiefer-Lagen (Schiefer-Serie?). Die Kalkarenite führen reichlich Chromspinell. Sie enthalten ferner Fragmente von Bryozoen, Echinodermen und fraglichen Rudisten sowie mikritische Kalkkomponenten.
8. 1 m dicke, hellbraun anwitternde, graugrünliche Sandstein-Bank, Chromspinell führend.
9. Schwarze Tonschiefer mit einigen 50 cm dicken Sandstein-Linsen.
10. 20 m plattige bis dünnplattige Wechsellagerung von Sandkalken und Tonschiefern. Eine 15 cm dicke Breccienlage, welche hauptsächlich schwarzen, parallelaminierten Dolomit führt. Im Dach einige braun anwitternde, graugrünliche Sandstein-Bänke mit Chromspinell.
11. In der südlichen Runse auf 1980–2010 m grüne Tonschiefer; im oberen Teil dünnplattige, helle Kalke und dunkle Sandkalke.
12. 50 m Tasna-Flysch («eingewickelt»).
13. 2 m grünes, stark verschiefertes Kristallin (unter dem Mikroskop: evtl. vulkanoklastisches Kristallin der Tasna-Decke).
14. Ca. 3 m hellgraue, dichte Kalke mit isoklinal verfalteten Calcit-Adern (Malm?). Matrix vollständig rekristallisiert (Kristall-

grösse 20 μm). 13 und 14 kennzeichnen hier die Basis der Utschel-Schuppe.

15. 15 m kieselige Kalke der Tristel-Schichten.

16. Auf 2080 m Gault-Schichten.

Profil Fasten dals Grischans

(Koord. 811.250/186.110, Fig. 9b)

1. Über dem vulkanoklastischen Kristallin 1 m hellgraue, spätige Kalke (Lias).
2. 5 m parallellaminierte, graue Kalkplatten von 30 cm Dicke, abwechselnd mit schwarzen Tonschiefern (*Scisti a Palombini?*).
3. Ca. 20 m grüne Tonschiefer, gelegentlich Lagen von hellen Kalkplättchen.
4. 10 m graubraun anwitternde, dunkle Sandkalke mit schwarzen Tonschiefer-Lagen.
5. 5 m graugrüne Tonschiefer.
6. 15 m hellbraun anwitternde, graue, dichte Kalke in cm-dicker Wechsellagerung mit den Tonschiefern (aptychenkalk-ähnlich).
7. 20 m grüne Tonschiefer, zuweilen Kalkplättchen.
8. 1 m gelbgrau anwitternde Breccien, vorwiegend Dolomitkomponenten (\varnothing 5 mm).

Inn-Profil

Südlich von Ardez, beginnend an der Innbrücke, flussaufwärts, Figur 9c.

1. Am Brückenfuss hellgrüne Sericitschiefer (vulkanoklastische Serie der Ardezer Schuppe, siehe Abschnitt 2.3).
2. Ca. 30 m graubraun anwitternde, dunkle, dünnplattige Kalke (parallellaminiert) mit dünnen, schwarzen Ton- und Mergellagen. Auch sandige Einschaltungen, die Chromspinell führen. Nach einer Bachrunse folgt eine Unterbrechung von 50 m.
3. Westlich des Bachs, an der Strasse ein 5 m hoher Block von Lias-Spatkalk, welcher sicherlich tektonisch in das Profil eingespiesst ist. Kleinere Blöcke sind auch unterhalb der Strasse am Inn anzutreffen.
4. Grüne Tonschiefer, gelbbraun, rostig anwitternde Sandkalkplättchen.
5. 3 m Gips.
6. 4 m hellgraue, dichte Kalke mit kieseligen Lagen. Platten von 10–20 cm Mächtigkeit. Zahlreiche fast isoklinal verfaltete Calcitklüfte, die herauswittern. Grosse Übereinstimmung mit den Kalkplatten (Aptychenkalk?), welche am E-Fuss des Piz Urschai mit den überprägten Diabasen intensiv verschuppt auftreten.
7. 10 m grüne und schwarze Tonschiefer mit dunklen Kalk- und graugrünlichen Sandstein-Linsen. Die Sandsteine führen Chromspinell.
8. 10 m Wechsellagerungen von bräunlich anwitternden, dünnplattigen Sandkalken und schwarzen Tonschiefern.
9. Grüne Tonschiefer mit im cm-Bereich hellgrün-grau gestreiften Kalk- und graugrünlichen Sandstein-Linsen. Die Sandsteine enthalten Chromspinell. Die Kalke wittern manchmal hellbraun bis leicht rosa an und enthalten mm-dicke, grüne Tonschiefer-Lagen. Sie sind entlang der Strasse, die nach Ardez hinauf führt, häufig anzutreffen. Solche Kalke wurden aus dem unteren Teil der Schiefer-Serie beschrieben.
10. Tasna-Flysch («eingewickelt»), der auf einer Länge von 1 km die Steilfelsen am Innufer bildet.

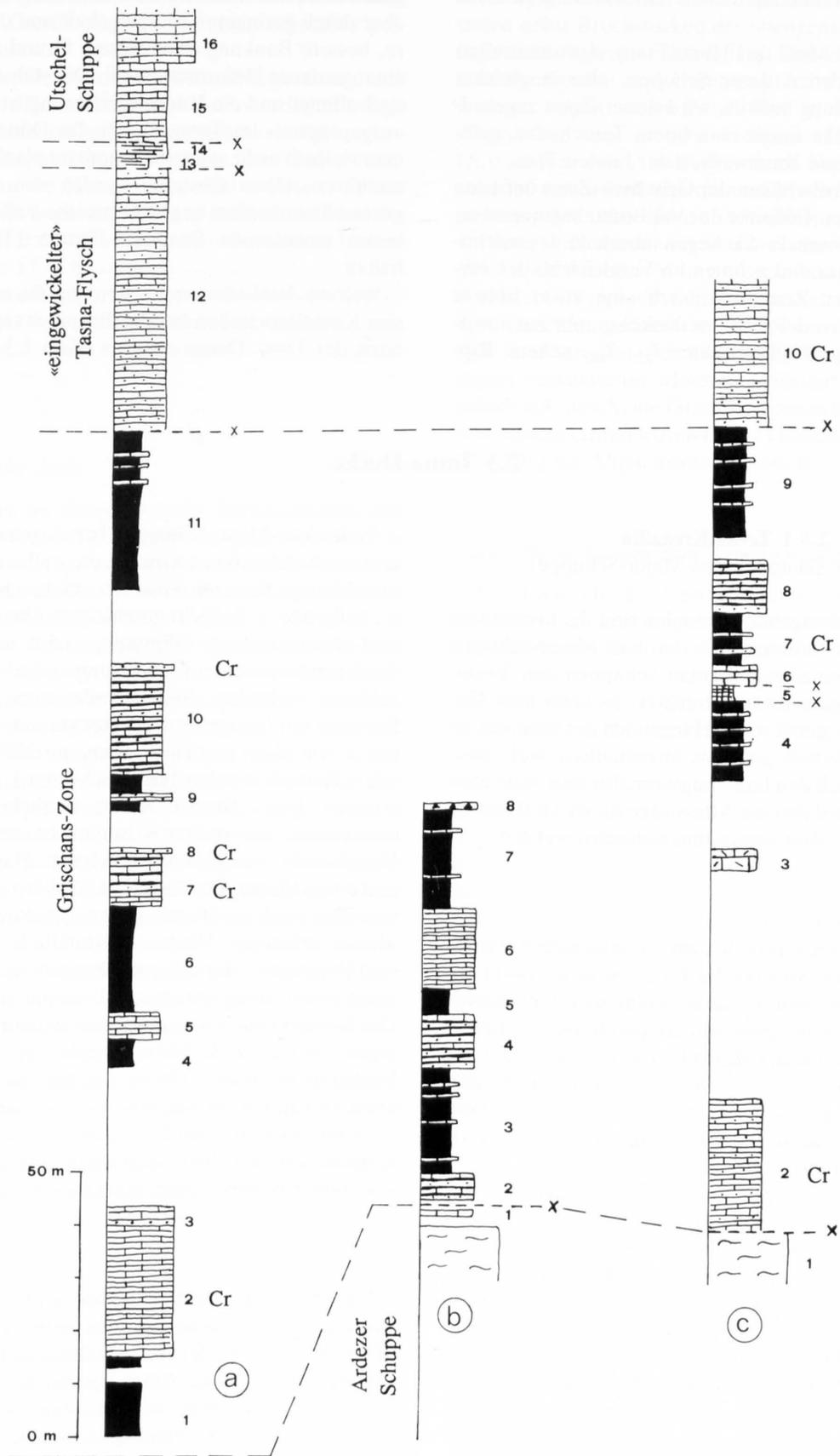


Fig. 9: Schematische Aufschlussprofile der Grischans-Zone. Cr = Chromspinell, X---X = tektonische Kontakte, Nummern siehe Text.

Bedingt durch tektonische Durchmischung wechselt die Lithologie ziemlich rasch. Trotzdem lässt sie sich teilweise mit den oben definierten Serien der Bürkelkopf-Zone parallelisieren.

Der Diabas bei Muot da l'Hom (Ftan), der unmittelbar im Hangenden der Ardezer Schuppe, also in gleicher tektonischer Stellung auftritt, wird dieser Zone zugeordnet. In seiner Nähe findet man bunte Tonschiefer, gelb-beigen Dolomit und Rauhwacken der bunten Trias.

Die nächsten Aufschlüsse der Grischans-Zone befinden sich auf der rechten Talflanke der Val Tasna, beginnend ca. 1 km S von Alp Valmala. Sie liegen innerhalb des mächtigen Tasna-Flysches und nehmen im Vergleich zu der vorher beschriebenen Zone tektonisch eine etwas höhere Position ein. Es handelt sich um dunkel-graubraun anwitternde feinkörnige Kalkturbidite (T_{ab} , T_{de} , seltene Rip-

pehn), die sich lithologisch sowohl mit dem kieselligen Helminthoiden-Flysch wie auch mit dem Tasna-Flysch vergleichen lassen. Von dem Letzteren unterscheiden sie sich aber durch geringeren Mergelgehalt und durch die dickere, bessere Bankung. Aus diesem Grund zeigen sie auch einen anderen Deformationsstil. Die südvergente Falten sind offener und die Runzelschieferung ist viel schwächer ausgeprägt als im Tasna-Flysch. Im Dünnschliff erkennt man vielfach nicht näher bestimmbare planktonische Foraminiferen. Diese Gesteine werden von schwarzen und grünen Tonschiefern begleitet, welche stellenweise dünne, braun anwitternde Sandstein-Platten (Tuoi-Serie) enthalten.

Weitere Vorkommen werden im Zusammenhang mit den Kristallinschollen bei der Besprechung der Breccien-Serie der Tasna-Decke erwähnt (Kap. 2.3.8).

2.3 Tasna-Decke

2.3.1 Tasna-Kristallin

(Ardezer Schuppe, Sass-Majur-Schuppe)

Als zusammenhängender Komplex sind die kristallinen Gesteine in der Ardezer und der Sass-Majur-Schuppe anzutreffen. Wenn man in beiden Schuppen den Tasna-Granit als Bezugshorizont betrachtet, so kann man Gesteinstypen im Liegenden und Hangenden des Granites als kartierbare Einheiten getrennt ausscheiden. Auf diese Weise können nach den Lagerungsverhältnissen von unten nach oben – ohne dabei die Altersfrage dieser Gesteine zu berücksichtigen – drei Serien unterschieden werden:

Gneis-Serie

Diese Gneise entsprechen dem migmatitischen Tasna-Kristallin von SPAENHAUER (in CADISCH et al. 1941) auf Blatt Ardez (SPAENHAUER et al. 1940) und dem dioritischen sowie teilweise psammitisch-psephitischen Tasna-Kristallin, das von E. WENK (in CADISCH et al. 1968) auf Blatt Scuol (CADISCH et al. 1963) ausgeschieden worden ist. TARNUZZER & GRUBENMANN (1909) deuteten diese Gesteine als leukokrate und melanokrate (oder lamprophyrische) Differentiate des Granites.

In der Ardezer Schuppe finden sich im Liegenden des Granites hauptsächlich helle Gneise granitischer Zusammensetzung und dunkelgrüne, deutlich paralleltexturierte Gesteine, die aus Quarz, sericitisiertem Feldspat und groben Muskovit-Chloritlagen bestehen. Auch hornblende-reiche, dioritische Varietäten kommen gelegentlich vor (Strasse Ardez-Ftan, ca. 100 m W von P. 1563). Sie setzen sich unter dem Mikroskop vorwiegend aus grüner Hornblende und einer feinschuppigen Sericitmatrix (Umwandlungsprodukt der Plagioklase) zusammen. Weitere Minerale sind Mg-reicher Chlorit und reliktsche Plagioklase. Akzessorien sind Epidot und Titanit. An der Strasse Ardez-Ftan beobachtet man subparallel zur Schieferung orientierte, pegmatitische Gänge, welche nachträglich von Epidot-Äderchen durchsetzt werden.

In der Sass-Majur-Schuppe überwiegen ebenfalls leukokrate und melanokrate Gneise, die stellenweise gebänderte, schlierige Texturen aufweisen. Gebänderte Amphibolite, hellgrüne, z.T. leicht geschieferte Quarz-Feldspatfelse sind untergeordnet. Glimmerquarzite und quarzitisches Gneise mit basischen Einlagerungen sind in der Clemgia-Schlucht verbreitet. Selten findet man grüne, massige Breccien mit faustgrossen, kantengerundeten Komponenten (S von Muot da l'Hom, Ftan, auf 2390 m, im tektonischen Kontakt mit den Tristel-Schichten). Die Hauptkomponente dieser Breccie ist ein dunkelgrünes, paralleltexturiertes, dioritisches Kristallin, bestehend aus grüner Hornblende, weitgehend zersetztem Plagioklas, Chlorit und etwas Quarz. Der Quarz ist feinkörnig rekristallisiert, lässt aber noch ein älteres, grobpolygonales Korngrenzen-Muster erkennen. Weitere Bestandteile dieser Breccien sind Fragmente, die sich vor allem aus stengeligem Klinozoisit sowie wenig Quarz und Feldspat zusammensetzen. Die Komponenten liegen in einer saussuritischen Grundmasse, welche viele kleine Partikel der obengenannten Bestandteile enthält. Ob es sich hier um die Injektionsbreccien handelt, welche von SPAENHAUER (in CADISCH et al. 1941) erwähnt werden, lässt sich nicht klären. Am Kontakt mit den Tristel-Schichten sind diese vermutlich voralpinen Breccien alpin nochmals brecciiert.

Tasna-Granit

Das mit einer Mächtigkeit von mehreren 100 m grösste Vorkommen des Tasna-Granites befindet sich in der Sass-Majur-Schuppe. In der Ardezer Schuppe hingegen beträgt die Mächtigkeit max. 100 m. Es handelt sich um grüne, grob- bis mittelkörnige, massige, stellenweise porphyrisch aussehende Granite. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Nebengemengteile Chlorit, Muskovit, Sericit, Stilpnomelan. Akzessorien sind Titanit, Zirkon, Apatit, Pyrit und Epidot.

Das Dünnschliffbild wird von einer starken Kornzertrümmerung dominiert. Bei fortgeschrittener Zersetzung

der Plagioklase entsteht eine feinschuppige, sericitische Grundmasse, in der vor allem helle Gemengteile als Porphyroklasten eingebettet sind. Diese beiden Phänomene verleihen dem Granit gebietsweise einen scheinbar porphyrischen Charakter.

Die Kalifeldspäte weisen oft Mikroklingitterung und/oder perthitische Entmischung auf. Ader- und filmförmige Entmischungslamellen werden vielfach von frisch rekristallisiertem Albit und Quarz begleitet. Der Quarz löscht undulös aus und die Korngrenzen sind suturiert. Epidot tritt meistens als feine Kluftfüllung oder Einschlüsse im Chlorit auf. Der Biotit ist vollständig in Fe-reichen Chlorit (intensiv grüner Pleochroismus) umgewandelt.

Lokal wurden auch aplitische und pegmatitische Körper beobachtet. Der Granit ist von zahlreichen kataklastischen Scherbahnen durchsetzt, insbesondere an Schuppen-grenzen.

Vulkanoklastische Serie

Diese Serie ist im Hangenden des Tasna-Granites und zwar hauptsächlich in der Ardezer Schuppe vertreten. In der Sass-Majur-Schuppe konnte sie nur beim W-Portal des Eisenbahntunnels am Tasna-Bach und N davon an der Strasse nach Ftan nachgewiesen werden.

Im Feld lassen sich verschiedene Typen unterscheiden. Der Hauptanteil wird von grauen, hell- bis dunkelgrünen, massigen bis geschieferten Gesteinen gebildet. Gelegentlich sind auch konglomeratische Bildungen anzutreffen. Weniger häufig sind hellgrüne, silberglänzende, z.T. rostig anwitternde Varietäten, die eine starke Schieferung aufweisen (Sericitphyllite nach SPAENHAUER, in CADISCH et al. 1941). Das Gestein spaltet blättrig. Einzelne, kleine Quarz- und Feldspatkörner lassen sich noch von bloßem Auge erkennen. Die Mächtigkeit variiert zwischen 1 und 20 m. Es fällt auf, dass diese Schiefer häufig an Bewegungs-bahnen vorkommen. Entweder sind sie im direkten Kontakt mit dem Trias-Dolomit (Strasse Ardez–Scuol, Ardez–Ftan) oder sie bilden dort, wo das Mesozoikum fehlt, die Grenze zur nächsthöheren Schuppe (an der Innbrücke S von Ardez und bei Muot da l'Hom, Ftan). Der hohe Sericitgehalt ist vermutlich auf starke Verformung entlang dieser Störungszone zurückzuführen, denn im Dünnschliff lassen sich, abgesehen von der intensiveren Paralleltextur, keine Unterschiede zu benachbarten Gesteinen erkennen. Die Mächtigkeit der gesamten Serie schwankt zwischen 100 m (S von Ardez) und 10 m (bei Craista).

Unter dem Mikroskop zeigen alle Gesteine dieser Serie einheitlich zusammengesetzte Grundmasse. Sie besteht aus Quarz, Plagioklas, Sericit und z.T. etwas Chlorit. In dieser Grundmasse treten idiomorphe Einsprenglinge oder/und Gneiskomponenten auf. Deshalb muss hier zwischen rein vulkanischen und vulkanoklastischen Gesteinen unterschieden werden. Im ersten Fall bestehen die Einsprenglinge aus idiomorph-tafeligem Plagioklas, magmatisch rundlich korrodiertem Quarz und tafeligen, mafischen Mineralen (Biotit?), die vollständig in Chlorit und Hellglimmer umgewandelt sind. Karbonat-Imprägnationen sind nicht selten. Nur in einer Probe konnte reichlich Stilpnomelan in büschelig-radialstrahliger Ausbildung

nachgewiesen werden. Makroskopisch sind diese Gesteine massig bis leicht paralleltexturiert.

In den geschieferten und konglomeratischen Bildungen treten nebst Bruchstücken der obengenannten Einsprenglinge auch Aggregate von Quarz, Quarz-Feldspat-Muskovit-Chloritgneise und Glimmerquarzite auf. Die letztgenannten zeigen zudem Paralleltextur, die durch planare Anordnung von grobem Hellglimmer im verzahnten Quarzgefüge zum Ausdruck kommt. Weitere Komponenten sind grober Hellglimmer und Bruchstücke von Quarzporphyr. Granitkomponenten wurden nicht beobachtet.

Diese Serie wurde von SPAENHAUER (in CADISCH et al. 1941) als klastisches Abtragungsprodukt einer alten Landoberfläche interpretiert. Es besteht aber auch die Möglichkeit, dass hier vulkanische Breccien vorliegen, die während der Extrusion auch älteres Kristallin und schon verfestigtes vulkanisches Material gefördert haben. Es fällt jedoch auf, dass keine Granitkomponenten vertreten sind. Aus diesem Grund wurden diese Gesteine von CADISCH et al. (1941) ins Altpaläozoikum gestellt.

Einige Bemerkungen zum Tasna-Kristallin

Das Liegende des Tasna-Granites besteht vorwiegend aus (variscisch metamorphen?) Gneisen, die als Zeugnis der präalpinen Deformation eine Paralleltextur aufweisen. Sie sind offenbar älter als der Tasna-Granit und kommen deshalb als sein Differentiat (TARNUZZER & GRUBENMANN 1909) nicht in Betracht. Dann aber sollte man einen Intrusivkontakt feststellen können. Ein solcher lässt sich nicht mit Sicherheit erkennen (vgl. auch CADISCH et al. 1941, 1968). Dies könnte durch oft intensiv ausgebildete alpine Scherungen bedingt sein. So ist der Granit gegen das Hangende wie das Liegende häufig von zahlreichen Scherflächen durchsetzt. Südlich von Alp Laret, unterhalb der Strasse auf 2120 m (Koord. 812.325/186.970), ist der gebänderte Gneis nahe am Kontakt zum Granit tektonisch brecciiert. Auffallend ist ferner die bedeutend geringere Mächtigkeit des Granites in der Ardezer Schuppe (20–100 m) im Vergleich zur Sass-Majur-Schuppe (mehrere 100 m), bei lithologisch gleichbleibender Unterlage.

2.3.2 Trias

Die Trias ist im Untersuchungsgebiet unvollständig erhalten. Die Schichtglieder der unteren und mittleren Trias scheinen zu fehlen. Die (vermutlich) obere Trias besteht zusammengefasst aus folgenden Gesteinen:

- graue Dolomite
- graue, grobsandige Arkosen, Konglomerate
- bunte (rote, grüne) Tonschiefer
- bunte Dolomite (meistens gelb)
- grüne, dünnplattige, dolomitische Quarzite
- grüne, z.T. hellgraue, massige Quarzite
- Gips, Rauhwacke

Die Gesteinsassoziation, bestehend aus bunten Tonschiefern, Dolomiten und Quarziten, wird in der vorliegenden Arbeit als «bunte Trias» bezeichnet, da sie oft mit Gips und Rauhwacke auftritt. Diese Gesteinstypen werden nun anhand von einigen Aufschlüssen etwas näher beschrieben.

Graue Dolomite

Die Hauptmasse der Trias wird von Dolomit gebildet. In der Umgebung von Ardez zeigt er die grösste Verbreitung, und zwar von der Hauptstrasse Ardez–Scuol bis zum Eingang der Val Tasna. Ausserhalb dieses Gebietes sind infolge der Tektonik nur noch isolierte Vorkommen vorhanden. Der Dolomit bildet hellgrau anwitternde, kompetente Bänke von 1–2 m Mächtigkeit. Die Schichtung ist im allgemeinen schlecht ausgebildet. Nur in den basalen Teilen findet man relativ gut geschichtete Bänke von 10–20 cm Dicke. Das Gestein ist von unregelmässig orientierten Klüften durchsetzt. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt ca. 30 m.

Die Dolomite werden bei Ardez direkt von Sericitschiefern (Vulkanoklastische Serie) unterlagert. Da die Schichten der unteren Trias fehlen, ist anzunehmen, dass es sich hier um einen tektonischen Kontakt handelt. Die Zuweisung dieser Dolomite ist unsicher; sie werden mit Vorbehalt in die obere Trias gestellt.

Grobsandige Arkosen, Konglomerate

In der Val Urschai, ca. 500 m NW von Alp Urschai (Koord. 810.560/191.400) beobachtet man folgende Situation (Fig. 10):

An der Basis der Kristallin-Umbiegung (verbogene nordvergente Scherflächen) sind etwa 2 m Oberkreide-Konglomerate und -Breccien aufgeschlossen, die zwei gutentwickelte Schieferungen (nord- und südwest-vergent) aufweisen. Als Komponenten sind Dolomite, braun anwitternde Gault-Sandsteine und dunkle Tristel-Kalke zu erkennen. Weiter gegen N folgen ca. 10 m rostigbraun anwitternde

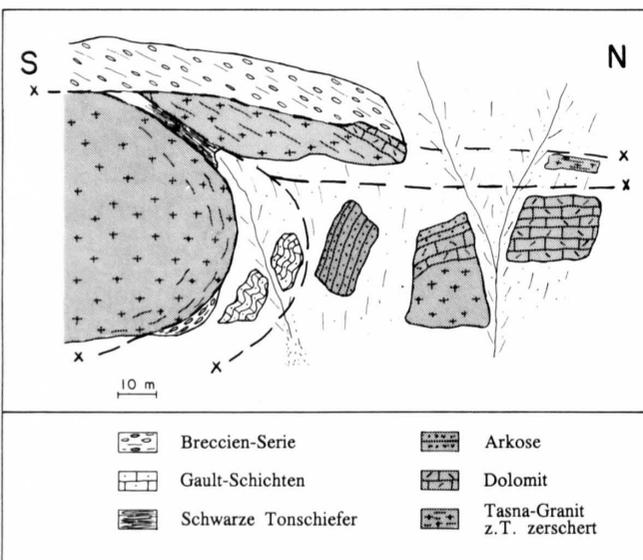


Fig. 10: Lagerung der Trias in der Ardezer Schuppe, ca. 500 m NW der Alp Urschai (Koord. 810.560/191.400).

Gault-Sandsteine mit ihren typischen Sedimentstrukturen. Anschliessend, nach einem kurzen Unterbruch, stehen gutgebankte (Bankmächtigkeit 50 cm), hellgraubraun anwitternde, mittel- bis grobkörnige (Komponentendurchmesser 1–2 mm) Sandsteine an. Die Bänke sind scharf begrenzt und zeigen ausser einer leichten Gradierung keine Sedimentstrukturen. Auch eine Konglomeratbank mit bis zu 2 cm grossen, subangularen bis gerundeten Komponenten ist eingeschaltet. Die makroskopisch erkennbaren Komponenten sind dunkelgraue, gelbbraune Dolomite, Quarz und Feldspat als Aggregate und Einkristalle sowie hellgrüne Gneise.

Unter dem Mikroskop beobachtet man ein dicht gepacktes Korngefüge mit relativ geringem Matrixanteil, bestehend aus Quarz, Sericit und wenig Calcit. Den Hauptanteil der Komponenten bilden in etwa gleichen Mengen Quarz und Feldspat, gefolgt von detritischem Glimmer, polykristallinen Aggregaten und Dolomit. Unter den Feldspäten überwiegt Plagioklas. Alle Kalifeldspäte sind in Schachbrett-Albit umgewandelt. Porphyrisches Tasna-Kristallin und teilweise chloritisierte Biotite sind in kleinen Mengen vertreten. Nach dem Mineralbestand ist dieser Sandstein als Arkose bis lithische Arkose (FOLK 1968) zu bezeichnen.

Die Mächtigkeit dieser Arkosen beträgt maximal 25–30 m. Wie an diesem Aufschluss werden sie häufig von Linsen von Dolomit und Tasna-Kristallin begleitet. In der Serpentinzone der Nair-Schuppe (SSE des Piz Nair) sind sie mit Rauhwacken vergesellschaftet. Aus diesem Grund werden diese Arkosen der Trias zugewiesen. Solche Arkosen sind von FREY (1969) aus grobdetritischen Schichten (*Stubensandstein?*) in den *Quarten-Schiefern* des Helvetikums beschrieben worden.

Bunte Schiefer, bunte Dolomite, grüne Quarzite (bunte Trias)

Der bestzugängliche Aufschluss befindet sich am Bach von Valdez, ca. 1 km westlich von Ardez (Koord. 809.650/184.110). Direkt an der Strassenbrücke sind dunkelgrüne Gneise (Mineralbestand: Quarz, Feldspat, Muskovit, Chlorit) in tektonischem Kontakt mit weinroten und grünen Tonschiefern, welche Linsen von buntem (graugelb, gelbrosa) Dolomit und grünem Quarzit führen. CADISCH et al. (1941) betrachteten diese Gesteine als Radiolarit-schiefer.

Unter dem Mikroskop lässt der mikrokristalline Dolomit noch einige undeutliche Umrisse von Pellets und biogenen Komponenten erkennen. Quarz kommt ziemlich häufig vor. Plagioklase sind hingegen selten und leicht sericitisiert. Authigener Albit und detritischer Turmalin sind in Spuren vorhanden.

Die grünen Quarzite wechseln in dünnen Lagen mit Tonschiefern und spalten in cm-dicke Plättchen. Sie sind z.T. dolomitisch und fühlen sich im Handstück etwas «erdig» an. Unter dem Mikroskop beobachtet man ein fein- bis mittelsandiges, dichtgepacktes Quarz-Korngefüge. Die Grünfärbung des Gesteins wird von reichlich vorhandenem Chlorit verursacht. Biotit ist in ausgebleichter Form noch erhalten. Plagioklas ist eher selten. Etwas Dolomit erscheint als idiomorphe Rhomboeder. Akzessorien sind Turmalin, Zirkon, Titanit und Erz. In einem anderen Dünnschliff beobachtet man einen höheren Dolo-

mitgehalten. Neben grösseren Rhomboedern bildet der Dolomit zunächst mit Chlorit und Illit feine Kränze um Quarz bis schliesslich ein Dolomitzement entsteht, so dass die Quarzkörner einander nicht mehr berühren.

Der Aufschluss setzt sich unterhalb der Strassenbrücke fort, wo sich neben bunten Tonschiefern und gelbem Dolomit noch einige Meter dunkle Dolomite (Plattendicke 15 cm) und hellgraue, kompetente Quarzitplatten finden. Auch diese Quarzite haben einen Dolomitzement. Im Vergleich zum grünen Quarzit ist der Gehalt an Feldspat höher.

Die Schichtglieder der unteren und mittleren Trias werden aus der *Prutzer Serie* im tirolischen Anteil des Unterengadiner Fensters beschrieben (MEDWENITSCH 1962) und treten nach OBERHAUSER (1980) noch im nördlichen Fimbertal auf. Allerdings ist die paläogeographische Zugehörigkeit der einzelnen Bestandteile dieser Schuppenzone problematisch. Die Trias ist in der *Prutzer Serie* durch *Ladiser Quarzite*, Gips, Rauhacke (Permo-Skyth, 100–300 m), Tonschiefer, dolomitische Kalke (Anisien, 25–48 m), hellbraune Tonschiefer (Carnien, 2–5 m), helle Kalke und Dolomite (Norien, 20–60 m) vertreten. Der Gips und die Rauhacke dürften teilweise das Carnien repräsentieren, denn sie sind nach MEDWENITSCH (1962) nicht nur an die *Ladiser Quarzite* gebunden. Sie treten auch im Hangenden und in den liegenden Bündnerschiefern auf, vor allem in den sogenannten «bunten Bündnerschiefern» (= Fuorcla-Soèr-Zone?), welche als einzige Serie Diabase (MEDWENITSCH 1962) und chromspinellführende Sandsteine (THUM 1970) enthalten. Die *Prutzer Serie* wird von MEDWENITSCH (1962), trotz gewissen Analogien zur Tasna-Decke, mit der «Aroser Schuppenzone» parallelisiert. THUM (1970) hingegen setzt sie der Tasna-Decke gleich.

Die Trias der Tasna-Decke und der *Prutzer Serie* findet Parallelen sowohl im Unterostalpin (Ett-Bernina-Decke, CORNELIUS 1935, ROESLI 1946) als auch in der Klippen-Decke, der Préalpes und der Zentralschweiz (VONDER-SCHMITT 1923, ARBENZ 1947, STAUB 1958). Sie kann daher über die paläogeographische Beheimatung der Tasna-Decke keine Auskunft geben.

Dass die Trias im Unterengadin nicht in ihrem stratigraphischen Verband zu beobachten ist, stellt in den Alpen keinen Einzelfall dar. Ähnliche Verhältnisse findet man auch in den Schamser Decken, wo Mitteltrias (Gurschus-Kalkberg-Decke) und Obertrias (Gelbhorn-Decke) getrennt vorkommen.

graue, grobkörnige, belemnitenführende Spatkalke auf. Der ganze Hügel besteht aus diesem massigen, schlecht geschichteten Spatkalk, der z.T. bunte, brecciöse Einlagerungen führt. Die Mächtigkeit beläuft sich an dieser Stelle auf ca. 40 m, dürfte aber ursprünglich etwas höher gewesen sein, denn etwa 1 km NNE von Ardez, S von P. 1743, sind gutgebankte (Bankmächtigkeit 0,3–1 m), dunkle Spatkalke mit sandigen Lagen anzutreffen, die wahrscheinlich den oberen Teil des Lias verkörpern.

Unter dem Mikroskop besteht der Spatkalk hauptsächlich aus Echinodermenresten, deren Skelettstrukturen oft durch intensive Verzwilligung verwischt worden sind. Die

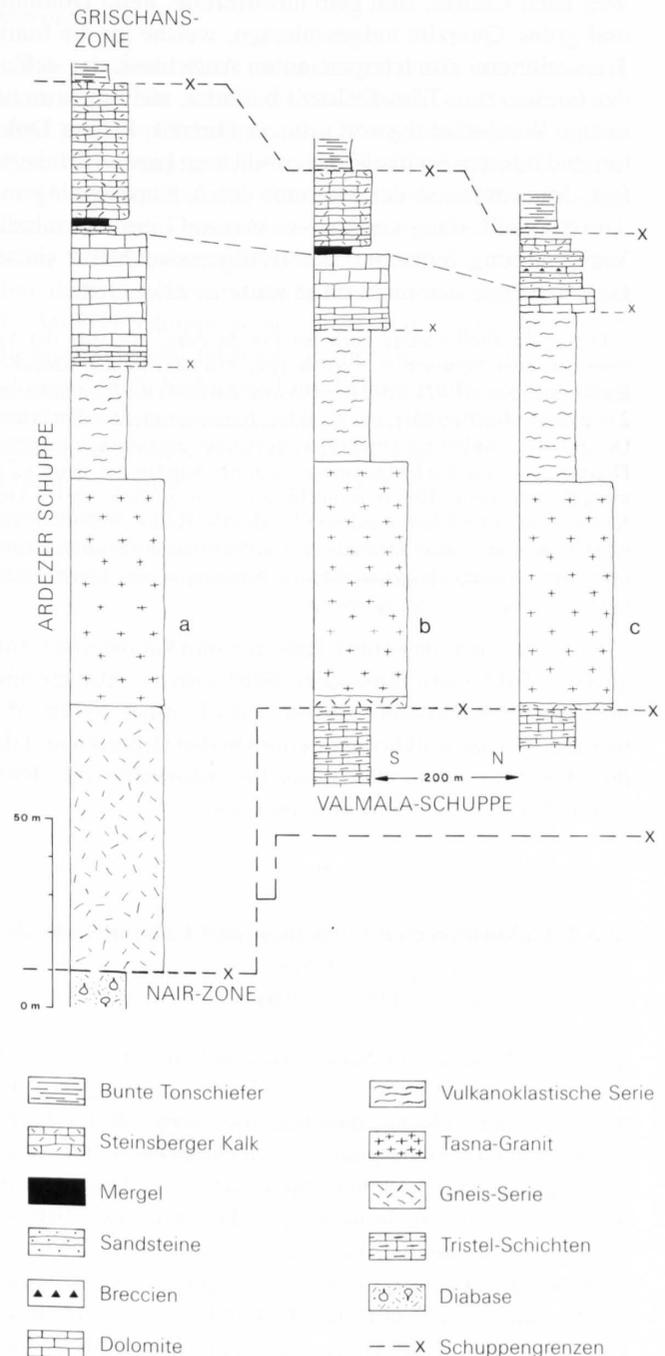


Fig. 11: Lithostratigraphische Abfolge der Ardezer Schuppe.

a: Umgebung von Ardez.
b, c: Pra da Punt (Val Tasna).

2.3.3 Steinsberger Kalk

Der Lias in Steinsberger Fazies gilt als typisch für den unterostalpinen Sedimentationsraum. Er ist jedoch, wie die Trias der Tasna-Decke, nicht nur auf das Unterostalpin beschränkt. Spatkalke vom Typ Steinsberg kommen auch in diversen mittelpenninischen Decken vor (STREIFF 1939, ELTER 1954, ZULAUF 1963, BADOUX 1965).

An der Typlokalität, dem Burghügel der Ruine Steinsberg bei Ardez, treten hellgrau anwitternde, im Bruch

Zwischenräume sind mit feinkörnigem Calcit ausgefüllt. Quarz, Feldspat und authigene, idiomorphe Albitkristalle sind in wechselnder Menge vorhanden.

An der Basis des Lias findet man an verschiedenen Orten einige Meter klastische Sedimente, welche von CADISCH et al. (1941) als Transgressionsbreccien gedeutet wurden. Südlich der Ruine Steinsberg, an der Hauptstrasse, folgen über dem Trias-Dolomit 2 m gelbbraun anwitternde, mittelkörnige Sandsteine und 1 m graugrüne Mergel (Fig. 11a). Die von CADISCH et al. (1941) erwähnten Granitkomponenten konnten nicht beobachtet werden. Der Sandstein enthält vor allem Quarz und etwas Glimmer in einer stark umgewandelten Quarz-Sericit-Calcitmatrix. Am NE-Fuss des Burghügels und 200 m östlich davon, am Weg nach Craista, sind gelb anwitternde, helle Dolomite und grüne Quarzite aufgeschlossen, welche an die bunte Trias erinnern. Am letztgenannten Aufschluss, der sich an der Grenze zum Trias-Dolomit befindet, stellt man mehrmalige Wiederholung von grünem Quarzit, hellem Dolomit und buntem Spatkalk mit cm-dicken, bunten Tonlagen fest. Manchmal ist der Dolomit durch Einspiessung mit dem Spatkalk innig verbunden, was auf eine tektonische Verschuppung hinweist. Die transgressive Natur dieser Gesteine lässt sich nicht ohne weiteres erkennen.

Dieser Basalteil konnte auch bei Pra da Punt, eingangs der Val Tasna, wieder beobachtet werden (Fig. 11b, c). In der südlichen Bachrunse (Koord. 811.420/185.660) wird die Basis der Spatkalke von 2 m dicken, dunklen Mergeln gebildet. In der nördlichen Bachrunse (Koord. 811.350/185.850) hingegen folgen über dem stark reduzierten Dolomit zunächst 4 m hellgraue, grobkörnige Sandsteine, dann 1,5 m mergelige polygene Breccien mit bis zu 50 cm grossen, gestreckten Komponenten (gelblich anwitternde, dunkle Kalke, hellbräunliche Sandsteine und Kristallintrümmer). Darüber liegen 4 m kompetente, hellbraun anwitternde, graugrünliche Sandsteine und einige Meter bunte, knollige, sandige Spatkalke.

Es ist möglich, dass diese Breccien und Sandsteine transgressive Bildungen darstellen. Eine erosive Auflagerung auf den Trias-Dolomit konnte jedoch nicht beobachtet werden. Ob die Kalkkomponenten in den Breccien und die dunklen Mergel an der Basis der Spatkalke das Rhät repräsentieren, ist nicht auszumachen.

2.3.4 Falknisbreccien-Formation und Calpionellenkalk-Serie (Jes-Formation)

Die Gesteine dieser Serien wurden von GRUNER (1981) sedimentologisch untersucht, welcher sich hauptsächlich mit der Falknis-Decke, daneben aber auch mit der Tasna-Decke befasste. Im folgenden wird öfters auf seine Arbeit zurückgegriffen. Eindeutig nachgewiesener Dogger fehlt im ganzen Untersuchungsgebiet. Die unteren 20 m am Strassenprofil, an der Innbrücke S von Ardez (Fig. 9c) werden von GRUNER (1981) aus Gründen der lithologischen Ähnlichkeit mit der *Panier-Formation* (Falknis-Decke) in den Lias-Dogger gestellt. Die betreffenden Gesteine enthalten jedoch Chromspinell (Picotit), welcher häufig in der Bürkelkopf- und der Grischans-Zone (= Aroser Zone s.l.) vorkommt, in sicher der Tasna-Decke zugeordneten Gesteinen jedoch nicht beobachtet wurde.

Die massigen Malmgesteine sind hauptsächlich auf die Südseite des Inns beschränkt. Die besten Aufschlüsse befinden sich auf der Gipfelpartie des Crap Putèr, bei Motta Jüda und Mottana. Die Serie kann in zwei Formationen unterteilt werden. Der untere Teil (ca. 100 m) ist charakterisiert durch hellgrau anwitternde, bis zu 5 m mächtige Breccienbänke, welchen gutgeschichtete Kalkarenit-Platten (Mächtigkeit 20–40 cm) zwischengelagert sind. Die Breccienbänke sind öfters gradiert und gehen im oberen Teil in ein pelitisches Kalkintervall über. Hauptbestandteil der Komponenten sind vor allem diverse Kristallintrümmer und Kalke. Ähnliches Aussehen zeigen auch die Breccienbänke der Tristel-Schichten. In Übereinstimmung mit CADISCH et al. (1941) und GRUNER (1981) werden die Breccien der Tasna-Decke als Falknisbreccien-Formation bezeichnet und analog zu den Vorkommen im Rätikon in das obere Kimmeridgien–untere Tithon gestellt.

Über der Falknisbreccien-Formation folgen hell anwitternde, im Bruch hell- und dunkelgraue, dichte Kalke, die mit dünnen Mergeln und Kalkschiefern lagenweise abwechseln. Die Kalkbänke sind durchschnittlich 10–30 cm mächtig und stellenweise fein parallellaminiert. Gelegentlich treten an der Basis und innerhalb der Bänke leicht gradierte, sandige Lagen auf. Relativ häufig sind cm-dicke Hornstein-Lagen.

Unter dem Mikroskop beobachtet man in der mikritischen Matrix zahlreiche bis zu 180 μm grosse, calcifizierte Radiolarien, deren kieseliges Material die Bildung von Hornstein-Lagen ermöglicht hat. Zwischen diesen pelagischen Kalken sind untergeordnet Kalkarenite und Feinbreccien eingeschaltet. Daneben sind sparitischer Zement und, neben wenigen Intraklasten, hauptsächlich Exoklasten, die aus einer Karbonat-Plattform stammen, zu beobachten. Als Exoklasten treten auf: Pellets, Ooide und Bioklasten (Foraminiferen: Textularien, Ophthalmididen; Algen: *Thaumatoporella*; Ostracoden; Echinodermenbruchstücke). Als Intraklasten bezeichnen wir radiolarienführende Mikritklumpen. Terrigene Komponenten sind bis zu 3 mm grosse Quarz- und Plagioklasindividuen, Quarz-Glimmeraggregate, grober Muskovit und Dolomit. Eine Probe aus den pelagischen Kalken 400 m W von Arsüra (Koord. 809.750/183.110) lieferte ausser Radiolarien auch *Crassicollaria* sp. und *Calpionella alpina* (Fig. 12). Diese Calpionelliden gehören in die Zonen A und B der Calpionellenzonierung nach REMANE (1974) und zeigen somit oberes Tithon- und unteres Berriasienalter an. In Analogie zur Falknis-Decke (ALLEMANN 1957) werden diese Gesteine als Calpionellenkalk-Serie bezeichnet. Sie entspricht der Jes-Formation von GRUNER (1981).

Die Gesamtmächtigkeit des oberen Malms beträgt etwa 200 m. An dieser Stelle ist zu erwähnen, dass die Serie im Gebiet der Val Sampuoir verkehrt liegt (s. Fig. 35 und Fig. 37).

Profile im Malm

Nördlich des Inns sind die Malmkalke nur an zwei Stellen wieder zu finden. Der *erste Aufschluss* ist ca. 20 m

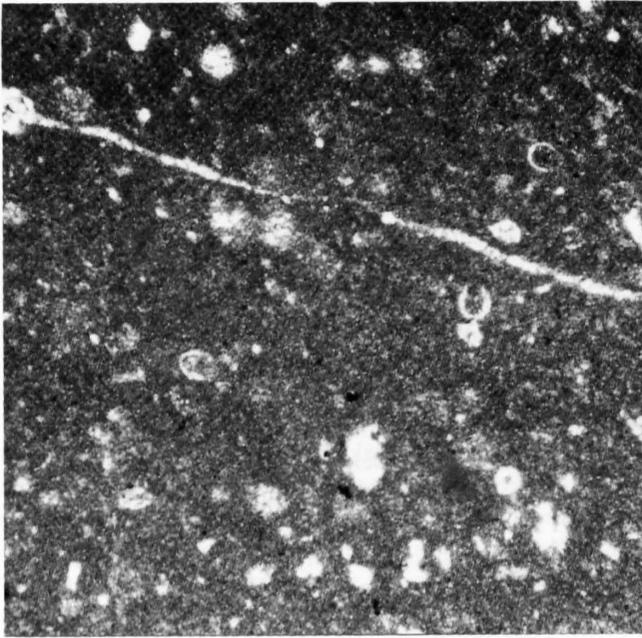


Fig. 12: *Calpionella alpina* aus der Calpionellenkalk-Serie. Fundort westlich Arsüra in den pelagischen Kalken. Vergr. 40×.

mächtig und befindet sich am Wanderweg, der zum Muot da l'Hom (Ardez) führt, auf 2030 m Höhe (Koord. 810.750/185.330), also an der Überschiebungsbasis der Utschel-Schuppe, wo auch Schürflinge verschiedener Formationen (melanokrates Tasna-Kristallin, Dolomit, Couches Rouges, Flysch?) anzutreffen sind. Das Ganze wird von Sandsteinen des Tanter Sassa (Neokom? nach CADISCH et al. 1941) unterlagert.

Wenn man dem Wanderweg hinauf folgt, trifft man zunächst am Südende des Aufschlusses graue, dünnplattig verschieferte, kompetente Mikrite. Gegen N findet man die erste Breccienbank mit langgezogenen, grünen Kristallinkomponenten. Danach folgen hell anwitternde, graue Feinbreccien, die durch Gradierung in einen Kalkarenit übergehen. Komponenten: Biopelsparit und -mikrit, Mikrite mit Radiolarien, zuckerkörniger Dolomit, Quarz und Feldspat als Einkristalle oder Aggregate sowie Hellglimmer-Chlorit-Biotit-schlieren. Spätestens im Dünnschliff sieht man, dass alle diese Gesteine paralleltexturiert sind. Die mikritischen Komponenten der Biopelsparite zeigen eine deutliche Streckung.

Der zweite Aufschluss, der ebenfalls bereits von CADISCH et al. (1941) erwähnt wurde, befindet sich 500 m SSE von Alp Tasna etwas oberhalb des Wanderwegs (Koord. 810.030/186.920).

Am Wegrand sieht man zunächst ca. 2 m stark zerschertes, grünes Kristallin, verschuppt mit schwarzen Tonschiefern, grauem Dolomit und gault-ähnlichen Standsteinen. Darüber folgen auf den nächsten 50 m z.T. gut gebankte, hell anwitternde, graue Kalkarenite, Breccien mit mehreren cm-grossen Kristallin- und Dolomitkomponenten, die auf komplizierte Weise mit Trias-Dolomit, Gault-Sandsteinen und Couches-Rouges-Kalken verfalzt und verschuppt sind. Diese Breccien und Kalkarenite dürften die Falknisbreccien-Formation repräsentieren.

STAUB & CADISCH (1921) teilten zum ersten Mal einen Fazieswechsel im Malm der Tasna-Decke mit. Nach ihren Beschreibungen werden die Falknisbreccien-Formation und Calpionellenkalk-Serie des oberen Malm N des Inns

faziell durch Aptychenkalke abgelöst. Diese Ansicht wurde in späteren Arbeiten wiederholt und in jüngster Zeit auch von GRUNER (1981) geteilt. Diese vermeintlichen Aptychenkalke befinden sich in einer Zone, die sich von der Innbrücke S von Ardez bis in die Val Tasna (Fasten dals Grischans) erstreckt und Gesteine zwischen dem Lias-Kalk der Ardezer Schuppe und dem fraglichen «Neokom» bei Tanter Sassa umfasst. Altersbestimmende Fossilien wurden nicht gefunden, somit erfolgte die Zuordnung zum Malm auf Grund der lithologischen Ähnlichkeit mit dem Aptychenkalk des Oberengadins und Mittelbündens. Die Detailprofile dieser Zone wurden im Kapitel 2.2 besprochen.

Interpretation

Die erwähnte Serie wird hier der Aroser Zone s.l. zugewiesen. Sie wurde wahrscheinlich durch «Einwicklung» zwischen Schuppen der Tasna-Decke plaziert. Für diese Auffassung spricht das häufig auftretende Schwermineral Chromspinell, das sicherlich aus einer ultrabasischen Quelle stammt. Dieses Mineral wurde in der Tasna-Decke bisher nicht festgestellt. Weiterhin ist die Auflagerung über dem Lias bzw. vulkanoklastischen Tasna-Kristallin der Ardezer Schuppe gewiss nicht stratigraphisch bedingt. Die Kontaktfläche läuft schräg zur Schichtung der Ardezer Schuppe. Im N bildet der Lias die unmittelbare Unterlage und S von Ardez grenzt die Serie an Trias-Dolomit und an vulkanoklastisches Tasna-Kristallin. Lias liegt nur noch als verschleppte Blöcke vor (Nr. 3 in Fig. 9c). Auch das kleine Gipsvorkommen in diesem Profil am Inn zeugt von tektonischen Komplikationen. Im Hangenden sind die Lagerungsverhältnisse ebenfalls nicht primärer Natur. Die turbiditischen Sandsteine über der Serie, die von CADISCH et al. (1941) als «Neokom» angesehen wurden, zeigen eher lithologische Übereinstimmung mit dem Tasna-Flysch. Die lithologischen Probleme des «Neokoms» werden im nächsten Kapitel behandelt. Schliesslich folgt über diesem «eingewickelten» Tasna-Flysch die Utschel-Schuppe. Sie besteht aus einer normalen Folge von Tristel-Schichten, Gault-Schichten und Couches Rouges. Die Basis der Schuppe wird durch Linsen von Kristallin, Dolomit, Falknisbreccien-Formation und Couches Rouges gekennzeichnet. Das Gebiet von Ardez–Tanter Sassa–Muot da l'Hom (Ardez) ist somit eine von Tektonik geprägte Zone, wo mehrere Schuppen erkennbar sind. Es existiert hier kein stratigraphisch zusammenhängendes Profil der Tasna-Decke, wie dies früher angenommen wurde (vgl. GRUNER 1981).

Wie aus den Detailprofilen ersichtlich ist (Fig. 9), wird ein grosser Teil der Serie aus klastischen Gesteinen gebildet. Auch aptychenkalk-ähnliche Vorkommen sind vorhanden. Hingegen wird in den Arbeiten aus den ostalpinen Decken und der Aroser Zone der Aptychenkalk im allgemeinen als dünnbankiger, dichter, pelagischer Kalk ohne klastische Bildungen beschrieben. Auch der Chromspinell in den Sandsteinen und fragliche Rudistenreste in Kalken dieser Serie weisen darauf hin, dass aptychenkalk-ähnliche Bildungen (Malm?) mit jüngeren Sedimenten (Oberkreide?) vermischt sind, was bei der bekannten Schuppentektonik in der Aroser Zone nicht ungewöhnlich ist.

2.3.5 «Neokom»-Serie

Vorkommen verschiedener Gesteinstypen wurden von CADISCH et al. (1941) in das «Neokom» gestellt. Dazu schreiben sie auf Seite 23:

«Untere Kreide lässt sich im Unterengadin, wie auch in Mittelbünden (Rätikon, Weissfluhgruppe, Gürgaletsch), nicht unmittelbar identifizieren. Die ins „Neokom“ gestellten, meist flyschartigen Gesteine können nur auf Grund ihrer Lagerung zwischen Oberem Jura und Tristelschichten (Urgo–Aptien) als Unterkreide bezeichnet werden.»

Gemeint sind damit vor allem die Aufschlüsse W und NW von Ardez (Tanter Sassa). In den vorhergehenden Kapiteln wurde jedoch gezeigt, dass diese Aufschlüsse gegen das Hangende durch eine Scherzone und gegen das Liegende durch «eingewickelte» Arosier Zone (= Grieschans-Zone) begrenzt sind. Die betreffenden Gesteine lassen sich lithologisch am besten mit dem Tasna-Flysch vergleichen. Aus diesem Grund werden sie als «eingewickelter» Tasna-Flysch behandelt.

CADISCH et al. (1941) zählten ferner auch die graugrünen bis schwarzen Tonschiefer über den Serpentiniten ESE des Piz Tasna zum «Neokom». Diese Tonschiefer enthalten jedoch mafische und ultramafische Blöcke und sind deshalb von der Tasna-Decke abzutrennen. Sie werden zur Nair-Zone gerechnet.

Als eigentliches «Neokom», im folgenden «Neokom»-Serie genannt, sind die Kalke und Sandsteine der Val Sampuoir zu betrachten, welche beide Talflanken aufbauen. Diese Gesteine zeigen unverkennbare lithologische Unterschiede zu den oben erwähnten bei Ardez. Sie liegen zudem unter dem gesicherten oberen Malm (verkehrtliegende Serie), so dass man mit relativ ungestörtem, stratigraphischem Verband rechnen kann. Ebenso wie bei den Malm-Kalken ist das Vorkommen der «Neokom»-Serie hauptsächlich auf die Südseite des Inns beschränkt.

Der untere Teil der Serie besteht hauptsächlich aus bräunlich anwitternden, grauen Sandsteinen. Die Bankmächtigkeit beträgt durchschnittlich 30–60 cm, gelegentlich erreicht sie einen Meter. Gradierung und Parallellamination sind die häufigsten Sedimentstrukturen, selten sieht man Strömungsmarken auf der Bankunterseite. Diese Sandsteine wechsellagern mit schwarzen, kalkigen Tonschiefern und dunklen kieseligen Kalken. Unter dem Mikroskop enthalten die Sandsteine in einer kieselig-karbonatischen Matrix Quarz, Feldspat, Echinodermereste und Dolomit.

Die Hauptmasse der «Neokom»-Serie wird von gutgebankten, dunklen, spätigen Kalkareniten gebildet. Die Kalkplatten sind meistens 10–30 cm mächtig und wechsellagern häufig mit gleich dicken, schwarzen Mergellagen. Die Bänke sind, soweit dies bei der starken Versinterung sichtbar ist, selten gradiert oder parallellaminiert. Im Dünnschliff erweisen sich die Kalke als dichte, biogene Trümmersmasse, vorwiegend bestehend aus Echinodermen und zuweilen Bryozoen. Brauchbare Fossilien konnten nicht gefunden werden. Organisches Pigment ist häufig an schwach ausgebildeten Schieferungsflächen angereichert. Terrigenes Material ist in wechselnder Menge vorhanden. Bei Mottana treten im oberen Teil bis zu 3 m dicke, schwar-

ze, z.T. graugrünliche Tonschiefer-Lagen zwischen den Kalkbänken auf.

Die Mächtigkeit der Serie ist schwer abzuschätzen. Sie erreicht infolge polyphasiger Faltung bis zu 400 m.

2.3.6 Tristel-Schichten

Am mächtigsten entwickelt sind die Tristel-Schichten am E-Fuss des Piz Tasna (Koord. 815.200/193.190), direkt über der Nair-Zone; dort sind auch die besten Aufschlüsse anzutreffen. Von diesem Punkt aus lässt sich die Formation, bei stetiger Mächtigkeitsabnahme gegen S, bis Muot da l'Hom (Ftan) verfolgen. Lithologisch können von unten nach oben zwei Teile unterschieden werden: Die typischen Tristel-Schichten, in dieser Region vor allem als graue Kalkturbidite verbreitet, setzen erst im oberen Abschnitt ein. Der untere Abschnitt dagegen ist lithologisch den kieseligen Kalkturbiditen der Bürkelkopf-Zone (Helminthoiden-Flysch) ähnlich. Aus diesem Grund wurde der untere Abschnitt zunächst als ein besonderes, nicht zur Tasna-Decke gehöriges tektonisches Element angesehen. Da aber ausser diesem Vergleich kein zwingendes Kriterium vorliegt und da beide mit Breccienbänken von identischer Zusammensetzung beginnen, werden beide Teile als Tristel-Schichten zusammengefasst.

Am Ostabfall des Piz Tasna folgt über schwarzen und grünen Tonschiefern (*Complexe de base*) der Nair-Zone mit tektonischem Kontakt zunächst eine 10 m mächtige Breccienabfolge, die beim Betrachten aus der Ferne besonders gut hervortritt. Insgesamt sind 10 Breccienbänke bis zu 2 m Dicke auszumachen. Die einzelnen Bänke sind durch max. 10 cm dicke, graugüne Tonschiefer-Lagen voneinander getrennt. Eine ausgeprägte Gradierung ist nicht festzustellen. Die dünnen Pelitlagen keilen lateral aus (Amalgamation der Breccienbänke), wodurch eine kumulative Mächtigkeit bis zu 5 m entsteht. An dieser Stelle verdeutlichen die Breccien als kompetenter Horizont den Verlauf der Grossfalten (Fig. 26). Entsprechend der Lagerung an der Schuppenbasis sind die Komponenten stark gelängt. Dicht an der Überschiebung kam es durch starke duktile Verformung zur Bildung von Kalkmyloniten. Die Grösse der Komponenten variiert stark (5–20 cm). Meistens liegt aber eine Feinbreccie mit etwa 5 mm grossen Komponenten vor. Ihr Hauptanteil wird von grauen, dichten Kalken und diversen Kristallintrümmern gebildet, die unten genauer beschrieben werden. Gegen Süden sind diese Breccien infolge der Abscherung nicht mehr vorhanden. Nach Norden lassen sie sich noch 1 km weiterverfolgen.

Über diesen Breccien liegt eine 50 bis 70 m mächtige Abfolge von gelbbraun anwitternden Feinsanden und grauen Kalken. Sie bilden meistens dünne Platten von 10 bis 30 cm Dicke. Gegen oben sind vermehrt dunkle Mergellagen zwischengeschaltet. Die einzelnen Platten zeigen folgende Sedimentstrukturen:

Die Feinsande sind parallellaminiert, z.T. innerhalb der Laminationen leicht gradiert und gehen in ein graues, feinarenitisches Kalkintervall über, welches wiederum von

der nächsten parallellaminierten Feinsand-Lage überdeckt wird. Die laterale Entwicklung der Kalklagen ist recht abwechslungsreich gestaltet; oft keilen sie aus, manchmal sind sie nicht nur tektonisch, sondern auch syngenetisch boudiniert und zeigen ferner syngenetische Faltungsstrukturen (Fig. 13). Sie können auch als runde oder unregelmässige Körper im Feinsand eingeschlossen vorkommen. Einzelne grobsandige, gradierte Bänke bis zu 1 m Dicke sind ebenfalls anzutreffen.

Unter dem Mikroskop zeigen die grauen Kalke eine dichtgepackte Masse von Calcit-Einkristallen (Kristallgrösse 0,3 mm). Die Einkristalle haben oft einen klaren Anwachssaum und sind intensiv verzwilligt. Es dürfte sich hierbei um Echinodermenreste handeln. Daneben finden sich auch kleinere Kreisschnitte, die wahrscheinlich calcitisierte Radiolarien oder Spongien abbilden. Die Feinsande erweisen sich im Dünnschliff als ein Gemisch von Karbonat und mikrokristallinem Quarz, in dem detritische Quarzkörner in sehr geringer Menge eingestreut sind. Jegliche organische Spuren sind verwischt. Diese Feinsande stellen offenbar verkieselte Partien eines Kalkturbidites dar, in dem gewisse Abschnitte von der selektiven Verkieselung verschont geblieben sind.

Diese kieseligen Kalkturbidite werden gegen oben durch eine 2 m dicke Breccienbank begrenzt. Erst darüber folgen die charakteristischen Tristelkalke. Diese Breccienbank tritt als markanter Horizont auf der ganzen E-Seite der Valmala-Schuppe in Erscheinung. Sie wird stellenweise bis zu 4 m mächtig und liegt als Fein- oder Grobbreccie vor. Die groben Komponenten sind schlecht sortiert und z.T. in Lagen angereichert. Sie bestehen aus Tasna-Kristallin und dunklen Kalken. Tasna-Kristallin ist vertreten durch leukokrate Gneise, paralleltexturierte Glimmerquarzite, Tasna-Granit und vulkanoklastisches Kristallin. In den Granitfragmenten fehlen Perthitbildungen, Mikroklin und Stilpnomelan. Das Fehlen des in den grösseren Granitvorkommen häufigen Stilpnomelans deutet darauf hin, dass die Gerölle durch das einbettende Sediment vor dem Einfluss der alpinen Metamorphose teilweise geschützt wurden. Hingegen sind Albit- und Quarzneubildungen häufig. Die Zwillingslamellen der grossen Plagioklas-Einkristalle sind durch spröde Verformung geknickt. Als Besonderheit tritt ein Bruchstück eines mesokraten



Fig. 13: «Slumping» und «imbrication» im kieseligen Kalkturbidit (Tristel-Schichten). 1 km SW des Piz Tasna.

Vulkanits auf, welcher sonst nirgends beobachtet worden ist. In einer extrem feinkörnigen Grundmasse sind idiomorph-tafelige Plagioklas-Einsprenglinge (kein Quarz) und etwas chloritisierte mafische Minerale eingebettet. Die dunklen Gemengteile machen weniger als 35 % aus. Da dies einem Andesit entspricht, handelt es sich hier möglicherweise um vulkanoklastisches Tasna-Kristallin.

Die Kalkkomponenten stammen vorwiegend aus dem oberen Malm der Tasna-Decke. Es sind calpionellen- und radiolarien-führende Mikrite sowie vor allem Biopelsparite, die gelegentlich ebenfalls Calpionellen enthalten (zweimalige Resedimentation). Mikroskopisch lassen sich die Biopelsparite schwer von Tristelkalken unterscheiden, lediglich die Milioliden sind in letzteren zahlreicher. Die Komponenten sind dicht gepackt («grain-supported»). Nur in kleinen Zwickeln finden sich feinkörnige, quarzreiche Tonschiefer.

Über dieser Breccienbank folgen zunächst ca. 25 m Wechsellagerungen von dünnbankigen (Bankmächtigkeit um 20 cm) Tristelkalken und schwarzen Tonschiefern. Das Ton/Kalk-Verhältnis beträgt etwa 2:1. In den restlichen 100 m bis zum Gault sind die Kalke etwas dicker gebankt (0,3–1 m) und die Tonschiefer-Lagen treten zurück (5–10 cm). Die typischen Tristelkalke sind hell anwitternd, im Bruch dunkelgrau, etwas spätig und gut gebankt. Sie enthalten oft unvollständige Bouma-Zyklen. Vorherrschend sind T_a - und $T_{b,d}$ -Intervalle. Convolutlaminationen oder Rippeln sind weniger häufig anzutreffen. Die Korngrösse wechselt zwischen Arenit und Feinrudit. Gelegentlich erscheint an der Bankbegrenzung eine 5 cm dicke, hellbraun anwitternde, sandig-kieselige Lage.

Die Gesamtmächtigkeit der Tristel-Schichten beträgt, wenn man beide Abschnitte zusammenzählt, etwa 200 m. Das ist etwa doppelt soviel wie in der Falknis-Decke (ca. 100 m). Im übrigen Untersuchungsgebiet sind Tristel-Schichten nur reliktsch erhalten.

2.3.7 Gault-Schichten

(Aptien-Albien-Cénomanien; ALLEMANN 1957)

Der Gault stellt eine Abfolge von resedimentierten Quarz-Grauwacken mit Tonschiefer-Lagen dar. Eine detaillierte sedimentologische Untersuchung dieser Formation wurde von HESSE (1973) durchgeführt. Anhand der Gliederung in lithologische Zonen, Petrographie der Leit Horizonte, Grauwacke/Ton-Verhältnis, Korngrösse, Sedimentstrukturen usw. korrelierte er die Gault-Schichten der Falknis-Decke, der Tasna-Decke und der rhenodanubischen Flyschzone der Ostalpen. Nach HESSE lässt sich der Gault vertikal über die genannten Einheiten hinweg in 5 lithologische Zonen gliedern, wobei die Bankdicken als Unterscheidungsmerkmal eine grosse Rolle spielen. Im Falknis-Tasna-Gault differenziert er von unten nach oben:

- untere dünnbankige Zone (ca. 25 m): Bänke von 10–30 cm
- Zone von Bänken mittlerer Dicke (30 m): Bänke von 0,5–2 m
- mittlere dünnbankige Zone (30 m): Bänke von 0,3–1 m
- dickbankige Zone (100 m): Bänke von 1–7 m
- Schieferzone (ca. 30 m): Bänke von 10–30 cm
- Totale Mächtigkeit 215 m

Ein gut aufgeschlossenes Profil befindet sich bei Plan da Mattun in der Val Urschai (Koord. 812.900/192.750; HESSE 1973). Die dünnbankigen Zonen bestehen aus Wechsellagerungen von etwa gleich mächtigen Grauwacken und Tonschiefern, d. h. das Sand/Pelit-Verhältnis liegt bei 1: 1. Auffallend ist besonders die dickbankige Zone, in der mehrere Bänke 4–5 m mächtig werden. Die Tonschiefer-Lagen treten hier zurück und das Sand/Pelit-Verhältnis nimmt stark zu. Weitere augenfällige Merkmale des Gaults sind seine hellbraune bis rostbraune Anwitterungsfarbe (im Bruch grau), gute Schichtung, seine typischen *Turbiditstrukturen* und die frühdiagenetische (fast syngenetische) Verformung der Sedimentstrukturen.

Die dicken Bänke beginnen meistens mit grobsandigem T_a -Intervall. Gegen oben sind sie entweder massig oder enden mit einem dünnen $T_{b,c}$ -Abschnitt (Fazies *CI*, MUTTI & RICCI LUCCHI 1972). Auf der Bankunterseite findet man gelegentlich Strömungs- und Belastungsmarken. Die gradierten Partien zeigen manchmal zusätzlich eine Parallelstreifung. Amalgamierung, «Slump»-Strukturen und grobsandige Kanalfüllungen bis zu 2 m Tiefe sind ebenfalls zu beobachten. Die dünnen Bänke enthalten mehrheitlich die oberen Intervalle (T_{b-c}) des Bouma-Zyklus. Nur die Bänke intermediärer Dicke weisen z.T. vollständige Bouma-Sequenzen auf.

Die mächtigsten Bänke führen vielfach 20 cm dicke Lagen von dunkel oder hell anwitternden, elliptischen bis rhombischen Fragmenten von Kalkbänken frühdiagenetischer Entstehung, die infolge der Verwitterung im feinsandigen, quarzreichen Muttergestein als Einbuchtungen auffallen. Die noch wenig verfestigten Bänke wurden duktil verformt, während die schon verfestigten in rhombenförmige Körper zerbrochen sind. Ähnliche Verformungsstrukturen sieht man auch bei cm-dicken Kiesellagen. Sie sind oft auseinandergerissen und bilden Ansammlungen von unregelmässig orientierten, tabularen Fragmenten. Ferner beobachtet man in den dünneren Bänken, welche keinen wesentlichen Korngrößen-Unterschied aufweisen, auseinandergebrochene Turbiditintervalle ($T_{b,c}$; Fig. 14). Bei all diesen Verformungen waren die zwischengelagerten Sande offenbar mobil genug, um in die Lücken fließen zu können. Eine Erklärungsmöglichkeit besteht darin, dass zuerst diese Sande durch die Erhöhung des Porendruckes (z. B. infolge anaerober bakterieller Tätigkeit) instabilisiert wurden und anschliessend die Verformung der Kalkbänke und Sedimentstrukturen durch eine geringfügige Resedimentation (Gleiten) erfolgte (vgl. LAUBSCHER 1961).

Die grobsandigen Bänke setzen sich unter dem Mikroskop aus Quarz, Feldspat, Kristallinrümmern, Bioklasten (Echinodermen, Bryozoen, Algen, Orbitolinen), Dolomit, Kalk-Bruchstücken (darunter auch Calpionellenkalk) und arenitischer Calcitmatrix zusammen. Typisch für den Gault sind vollständig verkieselte Ooide, deren Schalen oft zu kleineren Quarzkörnern umgebildet sind. Von den ursprünglich karbonatischen Schalen sind nur noch Reste mit konzentrisch angeordnetem Pyrit und Tonstaub übriggeblieben. Als Ooidkerne erscheinen Quarze, Feldspäte oder Karbonatfragmente.

Die feinsandigen $T_{b,c}$ -Intervalle führen vorwiegend detritischen Quarz in einer kieselig-karbonatischen Matrix.



Fig. 14: Syngenetische bis frühdiagenetische Verformung eines $T_{b,c}$ -Intervalls. Gault-Schichten, NE der Alp Valmala.

Rhomboeder von Dedolomit und Fe-Dolomit (Ankerit) sind reichlich vorhanden. Das feine Korngefüge erweist sich als prädestiniert für die Bildung von Drucklösungsschieferung. Diese ist gekennzeichnet durch eine die Quarzkörner umhüllende, schwarze, organisch-tonige Substanz und vor allem durch rötlichbraune Schlieren (Hämatit?, Goethit?), welche die rostbraune Anwitterungsfarbe des Gesteins bewirken. Als metamorphe Mineral-Neubildung erscheint radialstrahlig-büschelig ausgebildeter Stilpnomelan. Glaukonit, der im Gault der Falknis-Decke und im Flysch-Gault der Ostalpen stets vorkommt, wurde in keinem Dünnschliff beobachtet. Es ist anzunehmen, dass er für die Stilpnomelan-Blastese völlig aufgebraucht worden ist (FREY 1974).

Die $T_{b,c}$ -Intervalle enthalten z.T. auch biogen-karbonatisches Material mit zahlreichen Resten von Echinodermen, Radiolarien, Spongien und Resten von pelagischen Foraminiferen (*Globigerinelloides?*, *Hedbergella?*). Sie alternieren mit den oben beschriebenen Feinsand-Lagen. Die karbonatischen Anteile wittern grau an.

Die Mächtigkeit, die von HESSE (1973) für den Gault der drei Decken (Falknis-Decke, Tasna-Decke, rhenodanubische Flyschzone) angegeben wurde (ca. 200 m), wird in der Tasna-Decke nicht überall erreicht. Bei Faschalba und der Breiten Krone beläuft sie sich ungefähr auf diese Grössenordnung. Hingegen misst in der Utschel-Schuppe und in der Valmala-Schuppe das Intervall zwischen den Tristel-Schichten und der Oberkreide nur 100–150 m, und dies trotz der polyphasigen Faltung. Obwohl Abscherungen und Boudinage innerhalb der Formationen häufig sind und so mit tektonischen Anhäufungen und Ausdünnungen zu rechnen ist, sind primäre Mächtigkeitsschwankungen in einem kanalisiertem submarinen Fächer, welcher als Ablagerungsort für den Gault in Frage kommt, nicht auszuschliessen.

2.3.8 Breccien-Serie (Oberkreide und Tertiär?)

Die Oberkreide ist in den verschiedenen Schuppen der Tasna-Decke faziell unterschiedlich ausgebildet. In der Utschel-Schuppe wird der Gault mit einer scharfen Grenze direkt von Couches Rouges überlagert. In der Valmala-

Schuppe hingegen beobachtet man unmittelbar im Hangenden des Gaults stets grobe Breccien. Erst gegen oben treten typische Couches Rouges auf. Die Mächtigkeit der Breccien ist erheblichen Schwankungen unterworfen. Die grösste Anhäufung trifft man in Tschidas NE der Alp Valmala und S des Piz Minschun an. Gegen SW nimmt sie innerhalb von 1,5 km rapid ab.

Es handelt sich um grobe, polymikte Breccien und Konglomerate, die aus Komponenten älterer Formationen zusammengesetzt sind. Hauptkomponenten sind grünes Tasna-Kristallin, Tristel-Kalke und Gault-Sandsteine. In den unteren Partien dominieren eher Sedimentgesteinskomponenten. Wenig häufig treten Malm-, Lias-, Couches-Rouges-Kalke und Trias-Dolomite auf. Die Komponentengrösse schwankt zwischen Dezimetern und einigen Metern; im Durchschnitt beträgt sie 20 cm. Die Komponenten, oft zu Ellipsen gestreckt, liegen in einer deutlich geschieferten Grundmasse, die meistens aus grobsandig-feinsephitischen Kristallintrümmern mit unterschiedlichem Karbonatanteil oder aus dichtem, z.T. buntem Couches-Rouges-Kalk besteht. Durch starke Deformation sind jegliche Sedimentstrukturen verwischt. Die Komponenten zeigen keine Sortierung («disorganized pebbly sandstones/mudstones»). Selten lässt die feinsephitische Matrix eine Gradierung erkennen (Fig. 15). Eine primäre Schichtung oder Bankung, sofern sie überhaupt vorhanden war, ist ebenfalls nicht festzustellen. Besonders im Gebiet von Tschidas beobachtet man an vielen Stellen Couches-Rouges-Einlagerungen unterschiedlicher Mächtigkeit und Erscheinungsform. Komponenten von Couches Rouges in üblicher Grösse sind relativ selten. Häufig sind mehrere Meter dicke, brecciöse Lagen, welche stellenweise aus groben Breccien mit Couches-Rouges-Matrix



Fig. 15: Breccien-Serie NW von Greal. Der feinkörnige Anteil ist gradiert und besteht aus Kristallin-Trümmern.

hervorgehen. Es lässt sich nicht immer entscheiden, ob es sich dabei um pelagische Einschaltungen oder resedimentierte Schichtpakete handelt. Vorkommen bis zu 40 m Mächtigkeit, bestehend aus reinen Couches Rouges, werden als stratigraphisch Hangendes von den polygenen Breccien abgetrennt.

ALLEMANN (1957) beschreibt aus der basalen Schuppenzone der Falknis-Decke «Transgressionsbreccien» (mit Gault- und Couches-Rouges-Komponenten), welche im oberen Teil in brecciöse Couches Rouges übergehen. Auf Grund der Globotruncanen-Fauna in der Matrix dieser Breccien wird für das Alter oberes Campanien–unteres Maastrichtien angegeben. In Analogie zu diesen Bildungen stellen wir die Breccien-Serie der Tasna-Decke in die Oberkreide. Dabei wäre anzumerken, dass die Entstehung dieser Breccien nicht auf die Transgression (nach vorhergehender subaerischer Erosion) der Oberkreide bis auf das Kristallin zurückzuführen ist, sondern eher auf Prozesse in einem submarinen «Canyon», in dem sowohl ältere Schichten (Couches Rouges, evtl. Gault) erodiert als auch Breccien abgelagert wurden. Als Geröllquelle müsste ein Hinterland existiert haben, das nicht nur aus Kristallin bestand, sondern auch eine Sedimentbedeckung besass.

An dieser Stelle ist zu den Kristallinschollen, die zusammen mit der Breccien-Formation auftreten, einiges zu bemerken. CADISCH et al. (1941, 1968) deuteten sie als submarine Rutschungen an Kristallinschwellen, auf die Oberkreide und sämtliche andere Formationen transgredierte. Einiges spricht jedoch dafür, dass diese Schollen durch tektonische Vorgänge in diese Position gelangten (vgl. auch STAUB & CADISCH 1921). Es handelt sich vorwiegend um Massen von Tasna-Granit, welche meistens im Dach der Valmala-Schuppe anzutreffen sind. Sie liegen zwischen Breccien-Serie und Tasna-Flysch, die normalerweise stratigraphisch aufeinanderfolgen würden. Sie stammen höchstwahrscheinlich aus der Ardezer Schuppe, denn erstens befinden sie sich im gleichen tektonischen Niveau und zweitens sind noch Sedimentreste der Ardezer Schuppe an diesen Kristallinspänen haften geblieben. So findet man 800 m SW von Alp Valmala, an der topographischen Basis des verkehrtliegenden Granites, einige Meter gelblich anwitternde Trias-Dolomite. In gleicher Stellung auf der östlichen Talseite bilden Dolomite, grobkörnige Arkosen der bunten Trias, grobspätige Steinsberger Kalke und Tasna-Granit die Abgrenzung gegen den Tasna-Flysch. Dieselben Verhältnisse sind auch 1 km N von Alp Laret anzutreffen. Wenn man diese Schuppengrenze gegen N weiterverfolgt, so findet man dieselbe Gesteinsassoziation 1 km W des Piz Minschun wieder. Auch Granit und Trias NW der Alp Urschai sind dazu zu zählen. Als weiterer Faktor kommt hinzu, dass diese Kristallinlinsen von Gesteinen der Grischans-Zone, also von Fremdkörpern begleitet werden, die nicht in die stratigraphische Abfolge der Umgebung passen. So sind SW von Alp Valmala und WNW von Alp Urschai isolierte Vorkommen von Oberkreide-Kalkturbiditen (Helminthoiden-Flysch) und Sand-Ton-Wechselagerungen (Schiefer-Serie) zwischen Tasna-Flysch und Breccien-Serie eingeschuppt (eingewickelt?). Damit kommt man auch zum Schluss, dass der Tasna-Flysch offenbar abgeschert und als eigene Einheit weiterverfrachtet wurde.

Diese der Ardezer Schuppe zugerechneten Kristallinspäne mit dem begleitenden Mesozoikum sind in ihrem Erscheinungsbild ähnlich der Sass-Majur-Schuppe, welche sich gegen N auf über 5 km als Boudins und Linsen verschiedener Grösse entlang der Basis der Tasna-Decke fortsetzt. Diese Ähnlichkeit ist ein weiteres Argument für die tektonische Natur der Kristallinspäne. Im übrigen sind die der Ardezer Schuppe zugerechneten Linsenzüge im Dach der Valmala-Schuppe mit dieser intensiv verfaltet oder verschuppt. Diese Komplikationen sind besonders gut an zwei Orten in Tschidas zu erkennen. Im nördlichen Aufschluss (Koord. 811.800/190.800) beobachtet man in einem schmalen Streifen von 200 m Länge Linsen von Granit, vulkanoklastischem Kristallin, Lias-Kalk und Dolomit. Hinzu kommt als wichtiger Bewegungsindikator bunte Trias (bunte Schiefer, Quarzite, gelber Dolomit, Rauhwacke) und Fetzen der Grischans-Zone (grüne Schiefer, rostbraun anwitternde Sandsteine, graugrünliche Mikrite [Aptychenkalk?] und feine Sand-Ton-Wechsellaagerungen). Im südlichen Aufschluss (Koord. 811.450/190.400) trifft man im Bachbett ebenfalls Kristallin, Teile der bunten Trias (grüne Schiefer, grüne Quarzite, Dolomite) und der Grischans-Zone (grün-schwarze Schiefer mit Sandstein, Kalk- und Diabas-Einlagerungen) an. Der Kristallinzug N davon wird zur selben Schuppe gerechnet.

Im Gegensatz dazu sind die sedimentär eingelagerten Kristallinspäne viel dünner und weniger ausgedehnt. Meistens enthalten sie dünne Breccienlagen, die in Meterabständen immer wieder auftreten. Von weitem erwecken sie manchmal den Eindruck einer reinen Kristallinscholle. Beim näheren Betrachten stellt man aber fest, dass sie vielfach aus Kristallintrümmern bestehende Psephite sind, in denen hie und da auch Sedimentgesteinskomponenten zu sehen sind.

In jüngster Zeit wurde aus der obersten Val Fenga (Foppa Trida) der Fund einer Foraminiferen-Fauna (*Acarinina* sp. und *Morozovella* sp.) bekanntgegeben, welche einem Alter zwischen Mittelpaleocaen und Untereocaen entspricht (RUDOLPH 1982). Sie wurde in der roten und graugrünen, tonigen Zwickelfüllung einer groben Breccie gefunden, deren Komponenten (mm- bis m-gross) aus der gesamten Schichtabfolge der Tasna-Decke stammen. Sie wird von RUDOLPH (1982) dem Tasna-Flysch (Wild-Flysch) zugerechnet. Es ist jedoch anzunehmen, dass es sich hier um die Breccien-Serie handelt, die als Matrix neben Kristallintrümmern auch rote und grünliche Mergelkalke der Couches Rouges enthält. Die von RUDOLPH (1982) als Olistholithe interpretierten Blöcke von mehreren Dekametern Durchmesser sind eher als tektonische Linsen der Ardezer Schuppe anzusehen, welche in dieser Gegend die Grenzen der Schuppen kennzeichnen (Davo-Lais- und Faschalba-Teilschuppe, s. Kap. 4).

Aus den Altersangaben und Lagerungsverhältnissen der Breccien-Serie und der Couches Rouges kann für den Falknis-Tasna-Raum zur Zeit der Oberkreide folgende Situation rekonstruiert werden:

In gewissen Abschnitten des Mittelpenninikums (Utschel-Schuppe der Tasna-Decke und grosse Teile der Falknis-Decke) folgen direkt über den Turbiditen des Gaults die pelagischen Kalke der Couches Rouges, die sich von

Cénomaniens bis ins Paleocaen fortsetzen. In anderen Gebieten hingegen (Valmala-Schuppe der Tasna-Decke und die basale Schuppenzone der Falknis-Decke) wird die pelagische Sedimentation von den Breccienschüttungen unterbrochen und überlagert. Die Auflagerung der im oberen Campanien (ALLEMANN 1957) einsetzenden Breccien über dem Gault und die Couches-Rouges-Komponenten in diesen Breccien, welche nach ALLEMANN (1957) Globotruncanen des Turonien-Campanien enthalten, deuten auf Erosion der schon abgelagerten pelagischen Kalke hin. Ferner ist durch das Auftreten der Couches Rouges als Matrix und als m-dicke brecciöse Einlagerungen innerhalb der Breccien-Serie angezeigt, dass die pelagische Sedimentation weiterging. Erst gegen die Kreide-Tertiär-Grenze nimmt die pelagische Sedimentation überhand. Sie wird in der Falknis-Decke ab dem oberen Paleocaen vom Falknis-Flysch abgelöst. Ob dieser dem Tasna-Flysch des Unterengadins entspricht, ist eine offene Frage (s. u.). Für einzelne Gebiete muss jedoch angenommen werden, dass die Breccienschüttungen bis zur Ablagerung des Falknis-Flysches, d. h. bis Mittelpaleocaen-Untereocaen (RUDOLPH 1982), gedauert haben. Sie weisen auf tektonische Bewegungen während der Oberkreide und des Alttertiärs hin.

2.3.9 Couches Rouges

Die Couches Rouges bilden meistens Wechsellaagerungen von cm-dicken Kalken und mm-dicken grünen Tonschiefern. Selten sind sie vorwiegend mergelig (z. B. bei Spiaina, N von Marangun d'Urschai). Die mikritischen Kalke sind hellgrau, grünlich oder rötlich gefärbt und manchmal flaserig. Das Gestein zeigt stets eine ausgezeichnete Runzelschieferung und spaltet sich nach dieser in cm-dicke Platten. Besonderheiten der Auflagerung werden im nächsten Kapitel erwähnt.

Infolge der Rekristallisation konnten keine bestimmbar Oberkreide-Foraminiferen gefunden werden. Nach der Literatur dürften die Couches Rouges vom Cénomaniens (*Rotalipora appenninica* [RENZ], CADISCH et al. 1941) bis in das Paleocaen (Globorotalien, ALLEMANN 1957) reichen. Die grünen Mergel- und Tonschiefer an der Basis des Tasna-Flysches im NW-Zipfel der Utschel-Schuppe könnten den Globorotalien-Schichten bzw. Senonmergeln von D. TRÜMPY (1916) entsprechen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 20 bis 40 m.

2.3.10 Tasna-Flysch

Zwischen dem Tasna-Mesozoikum und der Silvretta-Decke ruht ein mächtiges Flyschpolster, das sicher aus verschiedenen Serien zusammengesetzt, aber bis jetzt nicht unterteilt worden ist. Zwar sind von CADISCH et al. (1941) wichtige lithologische Unterschiede festgestellt worden, eine detaillierte Auskartierung wurde aber nicht durchgeführt. Ausserdem wurden all diese Vorkommen

der Tasna-Decke zugeordnet. Die Neukartierung hat gezeigt, dass dies nur für einen Teil dieser Flysche zutrifft. Als Tasna-Flysch wird in der vorliegenden Arbeit die monotone, bündnerschiefer-ähnliche Serie bezeichnet, die, abgesehen von gewissen Stellen, im Hangenden des Tasna-Mesozoikums auftritt und gegen oben von abwechslungsreicheren Gesteinen der Bürkelkopf-Zone abgelöst wird. Die ganze Serie besteht aus feinkörnigen, turbiditischen, sandig-kieseligen Kalken. Sie bilden stets parallel-laminierte dünne Bänke von 10–20 cm Dicke und zeigen selten leichte Gradierung. Sandig-kieselige Laminationen wittern oft heraus und gehen gegen oben in massiven, grauen Kalk über. Das Gestein ist im Bruch dunkelgrau und wittert grau bis hellbraun an. Zwischen den Bänken sind oft dünne Ton- oder Mergelschiefer eingeschaltet.

Der Tasna-Flysch ist dem Anschein nach am meisten deformiert worden. In allen Aufschlüssen zeigt sich ein komplexes Muster von engen, südvergenten Kleinfalten mit Achsenebenschieferung. Die einzelnen Bänke lassen sich nicht allzuweit verfolgen. Typisch sind zahlreiche Calcit-Adern und subparallel zur Schichtung verlaufende, ebenfalls südvergent verfaltete Calcitklüfte, welche in einer früheren Deformationsphase (nordvergent) angelegt wurden.

Die starke Beanspruchung ist auch im mikroskopischen Bereich abgebildet. Der Karbonatanteil ist weitgehend rekristallisiert. Die feinarenitische Grundmasse enthält feine Lagen von mikrokristallinem Quarz, Hellglimmer und organischer Substanz. Detritischer Quarz und Feldspat sind mengenmässig untergeordnet. Der kieselige Anteil variiert stark. Eisenreiche Calcit- und Dolomithom-

boeder sind häufig. Oft beobachtet man in Faltenkernen Rekristallisate von gröberen Quarzfasern und Calcitkörnern, die deutliche Kornform-Regelung in der Faltenachsen-Ebene aufweisen. Ausser einigen calcifizierten Spongien, die kieseliges Material geliefert haben, konnte kein Fossil gefunden werden. Dies ist umso bedauerlicher, als die paläogeographische Zuordnung des Tasna-Flysches wegen seiner tektonischen Selbständigkeit Probleme aufwirft (vgl. auch OBERHAUSER 1980). Die Lithologie des Tasna-Flysches entspricht nicht ganz genau jener des geringmächtigen Falknis-Flysches (ALLEMANN 1957, p. 202), und eine Beziehung zu den Oberkreide-Flyschen des nordpenninischen Troges ist nicht auszuschliessen. Über präpiemontesische Serien, evtl. Flysche, ist in diesem Bereich der Alpen überhaupt nichts bekannt; auch sie können nicht ausser Betracht gelassen werden.

Der Tasna-Flysch erscheint auch, wie schon erwähnt, in tektonisch tieferem Niveau innerhalb des Tasna-Deckenkomplexes. Es sind dies vor allem die Aufschlüsse, welche vom Inn über Ardez und Tanter Sassa bis in die Val Tasna reichen und von CADISCH in CADISCH et al. (1941) in das «Neokom» gestellt wurden. Auf Seite 27 schreibt er:

«Viele dieser Flyschgesteine können oft von Gesteinen des Neokoms überhaupt nicht unterschieden werden.»

Die Identifizierung dieser Gesteine als Tasna-Flysch beruht mangels Fossilien auf lithologischem Vergleich.

In der Umgebung von Alp Valmala, Val Urezzas und Val Urschai zeigt der Tasna-Flysch etwas bessere und dickere Bankung. Die Mächtigkeit der Serie schwankt aus tektonischen Gründen. Sie beträgt 100–400 m.

2.4 Nair-Zone

Diese aus ultramafischen und mafischen Gesteinen zusammengesetzte Einheit ist nördlich des Inns stets im Liegenden der Tasna-Decke anzutreffen. Sie entspricht der Ramoz-Schuppe von TRÜMPY (1973). In dieser Position setzt sie sich gegen N bis Val Davo Lais durchgehend fort. Nördlich davon sind nur noch einige Relikte erhalten (KLÄY 1957), die sich etwa im gleichen tektonischen Niveau befinden. Im südlichen Untersuchungsgebiet ist die geologische Situation komplizierter. Die Serpentinite und Diabase erscheinen hier, topographisch gesehen, an der Basis und mit geringer Mächtigkeit auch im Dach der verkehrtliegenden Crap-Putèr-Schuppe. Sie lassen sich von dort gegen ENE mit stetig abnehmender Mächtigkeit vorerst bis S von Sent weiterverfolgen, während die Schuppen der Tasna-Decke (Crap Putèr, Clüsa–Plattamala) stark reduziert auftreten (s. CADISCH et al. 1963; Geologischer Atlas 1 : 25000, Blatt Nr. 44 Scuol). Der Serpentinzug, welcher von Plattamala bis Nauders reicht, gehört ebenfalls zu einer weiteren Zone im Liegenden der Plattamala-Schuppe. Die verschiedenen Ophiolithe treten also wohl durch intensive Verschuppung in unterschiedlichen tektonischen Lagen auf. Obwohl hier alle diese Vorkommen der Nair-Zone zugeordnet werden, so ist doch augen-

scheinlich, dass eine einfache Verbindung mit den nördlichen Vorkommen der Nair-Zone den tektonischen Verhältnissen nicht ganz gerecht wird. Ob es sich bei den Kristallinlinsen, welche ESE des Piz Nair auftreten, um eingewickelter Tasna-Kristallin oder ostalpines Kristallin handelt, lässt sich vorderhand nicht klären. Sie wurden als «tektonisch isolierte Massen ungewisser Zugehörigkeit» auskartiert. Die Gesteine der Nair-Zone sind von den früheren Autoren (TARNUZZER & GRUBENMANN 1909, VUAGNAT 1946, 1965, VAN LOON 1960) petrographisch untersucht worden. Im folgenden wird vor allem von ergänzenden Beobachtungen berichtet, welche bei der Kartierung gesammelt wurden.

2.4.1 Serpentinite, Ophicalcite

Die Hauptmasse der Nair-Zone wird vom Serpentinit gebildet. Die mächtigsten Aufschlüsse von mehreren 100 m finden sich am Piz Nair. Die massiven Serpentinite wittern braunrötlich an und lassen makroskopisch noch Diallagkristalle erkennen. Gegen die tektonischen Kontakte hin werden sie zunehmend schiefriger. Sie sind von

zahlreichen, feinen Klüften durchzogen und zerbrechen in cm-grosse Scherben. Die Klüfte sind z.T. mit feinfaserigem Serpentin ausgefüllt. Die Ophicalcite treten entlang diesen Bewegungszonen auf. Der Serpentin wird meistens von weissgrauen, unregelmässig orientierten Calcit-Adern durchsetzt. Der Calcit bildet auch dickere, schlierige Lagen, die herauswitternde Serpentinstücke enthalten. In einer Probe wurden neben Serpentin und Calcit auch grössere Individuen eines farblosen Amphibols (Tremolit?) beobachtet. Dicht am Kontakt zur hangenden Tasna-Decke wird an einigen Stellen der Karbonatanteil von Dolomit gebildet. Diese Gesteine mit gelblich anwitternden Dolomitlagen sind von den Ophicarbonaten in der Val Tuoi nicht zu unterscheiden. Sie zeigen auch denselben Mineralbestand, der sich aus grobkristallinem Dolomit, feinfilzigem Talk, Serpentin (Chrysotil) und etwas Calcit, Greenalit (hellgelbgrüner Pleochroismus, gelbe Interferenzfarben) sowie Magnetit zusammensetzt.

In den Serpentinitten beobachtet man auch Rodingite, die von VUAGNAT (1965) eingehend beschrieben wurden.

2.4.2 Gabbros, Diabase

Gabbros und Diabase sind im Vergleich zum Serpentinitt volumenmässig ziemlich schwach vertreten. Als isolierte Blöcke treten sie meistens am Rand, gelegentlich aber auch innerhalb der Serpentinittmassen auf. Nur bei Mot da Ri (Champatsch) und am E-Fuss des Piz Tasna sind die beiden Gesteinstypen zusammen anzutreffen. Der oberste Teil des Vorkommens bei Mot da Ri besteht aus massivem, fein- bis mittelkörnigem Gabbro. Die dunkelgrünen, feinkörnigen Varietäten enthalten zahlreiche gut erhaltene Pyroxene in einer stark saussuritisierten Plagioklasmasse. Bei hellgrünen, mittelkörnigen Gabbros erreichen die Feldspäte Grössen von 4–8 mm. Weitere Gemengteile sind Pumpellyit, Chlorit, Seladonit, Titanit, Epidot und Rutil. Der Pumpellyit zeigt zwei verschiedene Erscheinungsformen. Meistens bildet er als Kluft- und Zwickelfüllung blassgrün pleochroitische, stengelige Kristalle, die subvertikal zur Kluftwand stehen. Die Interferenzfarben sind anomal grau-blau. Innerhalb der Feldspäte erscheint er mit intensiv flaschengrünem Pleochroismus. Die unregelmässigen Körner weisen hier anomale blauviolette bis braune Interferenzfarben auf. Der optische Nachweis wurde auch auf röntgenographischem Wege bestätigt. Seladonit bildet grüne, feinschuppige Aggregate.

Im Gegensatz zu dem oben beschriebenen Vorkommen, das in den Serpentinittmassen eingebettet ist, liegen die restlichen Gabbros am tektonischen Kontakt zwischen den Serpentinitten und schwarzen Schieferen (am SW- und E-Fuss des Piz Tasna) und sind schwach paralleltexturiert. Es handelt sich um feinkörnige Gabbros. Unter dem Mikroskop zeigen die leicht geplätteten Hauptgemengteile unterschiedlich starke Umwandlungserscheinungen. Die Plagioklase sind stets saussuritisiert. Die Pyroxene zeigen häufig einen Reaktionssaum, der aus grüner Hornblende oder stengelig bis feinfilzigem Aktolith besteht. Sie sind z.T. vollständig durch Hornblende ersetzt. Als weiteres Umsetzungsprodukt sind öfters Chlorit-Epidot-Titanitag-

gregate zu beobachten. Der Pumpellyit zeigt eine stengelige Kristallform; er bildet feine Kränze um Chloritaggregate und füllt die Zwischenräume aus.

Der Hauptanteil der mafischen Gesteine wird von grünen, z.T. roten (hämatitreichen), entsprechend der Feinkörnigkeit häufig verschieferten Diabasen gebildet. Relativ oft erkennt man noch zu Ellipsen gestreckte Pillows mit Variolithstrukturen (z. B. an der Strasse Ardez–Scuol). Im Zentrum der Pillows beobachtet man intersertales Albitgefüge oder eine feinkörnige Albit-Chloritmasse, in der einzelne Plagioklas-Einsprenglinge auftreten. Die Ränder enthalten aus Albit und Chlorit bestehende Variolen in einer fast isotropen, chloritisierten Masse (umgewandeltes Glas), welche viele kleine opake und hochdoppelbrechende Körner (Epidot, Titanit) führt. Sericit ist je nach Schieferigkeit in wechselnden Mengen vorhanden. Calcit tritt häufig als Mandelfüllung auf. Pumpellyit konnte in den Diabasen bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise ist dies auf die Verformung zurückzuführen. Nach Beobachtungen von HEUGEL (1974) in den Diabasen des Piz Mundin verschwindet Pumpellyit mit zunehmender Verformung, und zugleich wächst der Anteil von Epidot. Eine ausführlichere Beschreibung dieser Gesteine findet sich bei VUAGNAT (1946).

Das isolierte Auftreten und die geringe Mächtigkeit der Diabase sowie die Vorkommen der bunten Trias (Rauhacke, Arkose, Dolomit) bei Champatsch deuten auf nicht primäre Kontaktverhältnisse mit den Serpentinitten hin. Als mafischer Anteil der Nair-Zone könnten die mächtigen Diabase des Piz Mundin angesehen werden, allerdings ist deren tektonische Position noch abzuklären.

2.4.3 Schwarze Schiefer

Zwischen den Serpentinitten und der Valmala-Schuppe sind maximal 30 m mächtige, schwarze, z.T. grüne Tonschiefer aufgeschlossen, welche von CADISCH et. al (1968) und KLÄY (1957) wegen ihrer Lage an der Basis der Tristel-Schichten in die untere Kreide gestellt wurden. Sie sind aus verschiedenen Gründen, die nachfolgend aufgezählt und erläutert werden, der Nair-Zone zuzuordnen:

1. Die Aufschlüsse lassen sich vom Piz Davo Lais gegen Süden über eine Distanz von 6 km bis Piz Minschun mehr oder weniger kontinuierlich verfolgen. Sie befinden sich stets in der erwähnten Position – unabhängig von der Mächtigkeit der Tristel-Schichten –, die wegen der basalen Abscherung von 200 m im Norden bis auf 30–40 m im Süden abnimmt. Bei einer stratigraphischen Zusammengehörigkeit dieser Schichten würde man das Verschwinden der schwarzen Schiefer gegen Süden erwarten, wie dies z. B. mit den Basisbreccien der Tristel-Schichten geschieht. Der Kontakt ist also tektonisch und verläuft schräg zur Schichtung in den Tristel-Schichten bei gleichbleibender Unterlage.
2. Am S-Abhang des Piz Tasna, dicht an der Basis der Tristel-Schichten treten mit den Tonschiefern gelegentlich dm- bis m-grosse, grüne, verschieferte Kristallinseln auf, die als Reste der gegen N auskeilenden Sass-

Majur-Schuppe anzusehen sind (vgl. auch CADISCH et al. 1963; Geologischer Atlas 1:25 000, Blatt Nr. 44 Scuol).

3. Die Tonschiefer sind karbonatfrei und setzen sich aus Muskovit, Chlorit, Quarz sowie etwas Albit zusammen. Sie sind weitgehend homogen, enthalten aber an wenigen Stellen Einlagerungen, die für die stratigraphische Zuordnung dieser Schiefer von Bedeutung sind:

Aufschluss I

Etwa 1 km SW des Piz Tasna, unterhalb von P. 2703 (Koord. 813.710/193.030) findet man einige Meter oberhalb des Kontaktes zu den Serpentiniten bis zu 1 m grosse Blöcke, welche folgende Gesteinstypen aufweisen:

- a) Gelbgrau anwitternde Ophicarbonate, bestehend aus Talk, Serpentin, Chlorit, Calcit, Dolomit, Greenalith und Magnetit.
- b) Diabas-ähnliche Gesteine, dunkelgrün bis schwarz, feinkörnig und paralleltexturiert. Unter dem Mikroskop beobachtet man eine leicht grünliche, isotrope Grundmasse (vulkanisches Glas?), die viele kleinere (5–10 μm) und grössere (50–100 μm) Quarz-, Feldspatkörner, Sericit, Chlorit- und Muskovit-Chloritaggregate enthält. Die hellen Gemengteile sind kantig, z.T. leicht rund und häufig in der Schieferungsebene gestreckt. Diese Masse wird von hellgrünen, isotropen Bändern unterbrochen, welche Chlorit- und ausgebleichte Biotitlagen sowie zerissene Schnüre von feinkörnigen, gelbgrünlichen, hochdoppelbrechenden Mineralien führen. Die Schieferung ist von einer leichten Crenulation überlagert. Dieses Gestein lässt sich am ehesten als umgelagerter, mit detritischem Material vermischter Vulkanit, also als *Tuffit* bezeichnen.
- c) Daneben erscheint ein mittelkörniges, leicht paralleltexturiertes Grüngestein mit hellen, cm-grossen Quarz-Feldspataggregaten. Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine inhomogene Zusammensetzung und starke Kataklyse. Man beobachtet viele den oben beschriebenen Tuffiten ähnliche Komponenten. Die groben Aggregate setzen sich aus Quarz, Feldspat, Biotit und Chlorit zusammen und erinnern an die Vorkommen in der Gneis-Serie des Tasna-Kristallins. Die bis zu 5 mm grossen Körner, bestehend aus feinen Chlorit-Hellglimmer-Erz-Aggregaten, könnten umgewandelte basische Minerale darstellen. Die Komponenten liegen in einer hellgrünen, isotropen Grund-

masse, die teilweise aus Chlorit und braunen, halbisotropen Schlieren (Leukoxen?) zusammengesetzt ist. Sie füllt auch Spalten in den zerbrochenen Körnern aus. Diese aus sauren Kristallinkomponenten und basischen Vulkanitklasten zusammengesetzte Breccie ist vermutlich tektonisch. Sowohl diese Breccie als auch der erwähnte Ophicarbonat-Block sind wahrscheinlich tektonisch in die Tonschiefer eingespiesst. Beim Tuffitblock hingegen sollte auch eine sedimentäre Einlagerung in Betracht gezogen werden, da solche Bildungen bis jetzt nur in den schwarzen Schiefen angetroffen wurden.

Aufschluss II

Weitere tuffit-ähnliche Gesteine sind 650 m SSE des Piz Tasna, am W-Abhang unterhalb P. 3040 anzutreffen. Inmitten der hellgrünen Tonschiefer findet sich eine dm-dicke Lage von dunkelgrünen, kompetenten, z.T. kieseligen Schiefen. Die kieseligen Partien zeigen unter dem Mikroskop eine feine Bänderung von feinkristallinem (Kristallgrösse 10–20 μm) Quarz und dunkleren Lagen, vermutlich vulkanischen Ursprungs. Sie sind hellgrün gefärbt, z.T. isotrop, z.T. bestehen sie aus feinem, meist Fe-reichem Chlorit und enthalten viel Erz. Calcit ist in Form isolierter Rhomboeder und vor allem als Klüftfüllung in geringeren Mengen vorhanden. Die nicht kieseligen Partien dieser Schiefer bestehen aus grobem, Fe-reichem Chlorit, Calcit und grösseren Erzkörnern, welche eine schlierige, verfaltete Textur aufweisen. Die Erzkörner sind oft von feinem, Mg-reichem Chlorit umgeben. Es ist anzunehmen, dass diese nicht kieseligen Partien das Umwandlungsprodukt eines ultramafischen Gesteins sind. An dieser Stelle enthalten die Tonschiefer einige dm-dicke, hellgrüne Hornsteinlagen.

Aus diesen schwarzen Schiefen sind auch Manganknollen beschrieben worden (KLÄY 1957), die auf den Ozeanböden, aber auch auf den abgesenkten Kontinentalrändern (BONATTI et al. 1972) gebildet werden.

4. Mit diesen schwarzen Schiefen vergleichbare Serien finden sich in der Platta-Decke (DIETRICH 1970); sie treten dort innerhalb der Serpentinitschuppen auf. Die Phyllite der Platta-Decke werden aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse in den Jura (Mazzaspitz-Marmorerschuppen) oder ins Aptien-Albien (Obere-Platta-Schuppen) gestellt.

2.5 Champatsch-Schuppe

Die hier neu definierte Champatsch-Schuppe entspricht nur zu einem kleinen Teil der «Zone von Champatsch» (CADISCH 1934 a, b; CADISCH et al. 1968) oder der «Schuppenzone Roz-Champatsch» (TRÜMPY 1972), welche sich am NW-Rand des Unterengadiner Fensters bis in die Gegend von Prutz (MEDWENITSCH 1962, THUM 1970) fortsetzt. Die Champatsch-Schuppe umfasst nur jene Glieder der oben genannten Zonen, die fazielle Ähnlichkeit mit der Tasna-Decke haben. Die «Zone von Champatsch» dagegen besteht aus mehreren Schuppen und enthält nebst dem tasna-ähnlichen auch bündnerschiefer-ähnliche Serien und sogar chromspinellführende Gesteine (THUM 1970), die aufgrund ihrer Lagerung im Liegenden der Tasna-Decke dem Nordpenninikum zugeordnet wurden. Bei den Schwermineralanalysen von THUM (1970) fällt auf, dass der Chromspinell nur in den sogenannten «Bunten Bündnerschiefern» der «Zone von Champatsch» und der tektonisch tieferen *Pfundser-Serie* vorkommt, welche an die häufig bunten Gesteine der Aroser Zone erinnern. Wie

später noch genauer beschrieben wird, sind solche bunte Schiefer mit chromspinellführenden Sandsteinen auch im Untersuchungsgebiet im Liegenden der Tasna-Decke aufgeschlossen. Weiterhin treten in der gleichen tektonischen Stellung dünnplattige Partien der Tuoi-Formation (Fuorcla-Soèr-Zone) auf, die schon von KLÄY (1957) als «unterostalpine Basalschuppe» – womit die Tasna-Decke gemeint ist – abgetrennt, von TRÜMPY (1972) dagegen wiederum der «Zone von Champatsch» zugeordnet wurden. Alle diese Vorkommen deuten auf grossräumige «Einwicklung» oder Verschuppung der südpenninischen mit mittel- bis nordpenninischen Einheiten hin, so dass sich eine detaillierte Aufgliederung der «Zone von Champatsch» aufdrängt (für Piz Champatsch s. Fig. 16).

Die geographische Ausdehnung der Champatsch-Schuppe ist auf den gleichnamigen Berg begrenzt. Ausserhalb davon ist sie in diesem tektonischen Niveau nicht nachweisbar. Ähnliche Schichten lassen sich aber innerhalb der liegenden Bündnerschiefer wieder beobachten

(s. u.). Die Champatsch-Schuppe setzt sich aus mehreren kleinen Teilschuppen zusammen, welche auf Figur 16 dargestellt sind.

Tristel- und Gault-Schichten

Die Gesteine zeigen unübersehbare lithologische Übereinstimmung mit den Tristel- und Gault-Schichten der Tasna-Decke. Diese enge Verwandtschaft wurde auch schon von CADISCH et al. (1968) und TRÜMPY (1972) betont. Der einzige Unterschied liegt in der stark reduzierten Mächtigkeit der Serie.

Die Tristel-Schichten weisen dieselbe Zweiteilung auf. Der untere Teil besteht aus dünnbankigen (10–30 cm), gelbbraun bis grau anwitternden kieseligen Kalkturbiditen mit dünnen, schwarzen Mergellagen. Die feinsandigen Bänke sind meistens parallellaminiert, z. T. leicht gradiert. Die Verkieselung ist selektiv, so dass nicht verkieselte Partien als grau anwitternde Kalklagen und -linsen innerhalb der Bänke mehrfach auftreten. Einzelne grob-

körnige, gradierte Sandstein-Bänke lassen sich gelegentlich beobachten. Auf dem S-Grat des Piz Champatsch, auf einer Höhe von 2810 m und 2820 m, sind hellgrau anwitternde Feinbreccien-Blöcke aufgeschlossen. Der obere Teil der Tristel-Schichten ist wie am Piz Tasna dicker gebankt (50–150 cm). Die spätigen Kalke treten mit ihrer hellgrauen Anwitterungsfarbe besonders gut hervor. Sie sind im Bruch dunkelgrau und zeigen die gleichen Turbiditintervalle ($T_{a, b, e}$).

Die Gault-Schichten bilden 0,5–2 m mächtige, braun bis rostig anwitternde, mittel- bis feinsandige Bänke. Dazwischen sind cm-dicke Pelitlagen eingeschaltet. Die Bänke sind häufig nur parallellaminiert und manchmal gradiert. Sie enthalten hell oder dunkel anwitternde, dm-dicke Kalklagen, welche als lange Ellipsen oder als durchgehende Bänder innerhalb einer Bank mehrfach auftreten. Die maximale Mächtigkeit beträgt 20–25 m. Nach dem grossen Sand/Pelit-Verhältnis zu urteilen, dürfte es sich hier um einen Teil der dickbankigen Zone (obere Hälfte des Gaults) handeln.

2.6 Fuorcla-Soèr-Zone

Die besten Aufschlüsse finden sich am SE-Abhang des Piz-Champatsch zwischen den Gault- und den unteren Tristel-Schichten der Champatsch-Schuppe (Fig. 16). Die Mächtigkeit beträgt hier maximal 60–70 m. Bezeichnend ist wiederum der hohe Gehalt an schwarzen bis grünen Tonschiefern, welche z. T. einige m-dicke, sterile Lagen bilden. Die Schichten sind, wie in der Grischans-Zone bei Ardez, tektonisch intensiv durchmischt, so dass im folgenden topographisch von unten nach oben ein repräsentativer Querschnitt der auftretenden Gesteine gegeben wird.

Über dem Gault folgen grüne und schwarze Tonschiefer mit dm-dicken, gelbbraun–rostig anwitternden Sandsteinen und gelegentlich grauen Kalken. In der Tonschiefer-Matrix sind die einzelnen Schichtplatten zerrissen und verfaltet. Die mittelkörnigen Sandsteine führen Chromspinell. Sie enthalten in einer kieseligen Calcitmatrix Dolomit, Quarz, Muskovit, Feldspat und viel Erz. Danach treten cm-dicke Wechsellagerungen von rostig anwitternden Sandstein-Plättchen und schwarzen Tonschiefern auf. Diese Schichten entsprechen der dünnplattigen Partie der Tuoi-Serie. Im mittleren Teil der Zone findet man einige Meter hellbraun–rosa anwitternde, chromspinellführende, sandige Kalkarenite (Schiefer-Serie) und grüne, parallellaminierte, kieselige Kalke mit fraglichem Chromspinell. Die Lamination wird durch Chlorit-Pyrit-Lagen hervorgerufen. Die m-dicken grünen Tonschiefer-Lagen enthalten dm-dicke Linsen von grünen, feinkörnigen, chromspinellhaltigen Quarz-Sandsteinen, welche sich von denjenigen in den bunten Schiefern des Fil da Tuoi nicht unterscheiden lassen. Der obere Teil der Zone besteht aus grünen Tonschiefern mit bis zu 50 cm grossen Sandstein-Blöcken, die sich mit den olistolith-artigen Bildungen der Schiefer-Serie vergleichen lassen.

Zwischen der Nair-Zone und der Champatsch-Schuppe eingeklemmt lässt sich die Fuorcla-Soèr-Zone auf dem

NW-Grat des Piz Champatsch wieder beobachten (Fig. 16). Zur Basis der Nair-Zone hin ist eine Vermischung mit den bunten Schiefern der Trias möglich, wenn auch nicht direkt beobachtbar, da in dieser Gegend Rauhwaacke, Arkose und Dolomit mehrfach auftreten (s. geologische Karte, Taf. 1).

Genen N kann die Fuorcla-Soèr-Zone, mit einigen Unterbrechungen bedingt durch Schuttbedeckung, weiter verfolgt werden. So taucht sie ca. 2 km weiter nördlich bei Mot wieder auf. Zwischen die Fuorcla-Soèr-Zone und die Nair-Zone schiebt sich – nebst einer engen Zone von Trias-Gesteinen – ein schmaler Streifen von Kalkturbiditen. Diese sind lithologisch dem Tasna-Flysch ähnlich. Über der Fuorcla Laver hängen sie auch mit diesem zusammen und erreichen gegen N grössere Mächtigkeiten. Die Kalkturbidite wurden in früheren Arbeiten (KLÄY 1957, TRÜMPY 1972) als «Roz-Schiefer» der Zone von Roz-Champatsch zugeordnet. Die Fuorcla-Soèr-Zone besteht hier aus dünnplattigen Sandstein-Tonschiefer-Wechsellagerungen, welche der dünnplattigen Partie der Tuoi-Serie entsprechen. Die feinsandigen Bänke wittern braunrostig an und sind im Bruch hellgrau. Die Bankdicke bewegt sich im mm- bis cm-Bereich. Hauptkomponenten sind Quarz, Fe-reiche Dolomitrhomboeder und Muskovit-Chloritaggregate, Feldspäte sind untergeordnet. Die Matrix setzt sich aus fein rekristallisiertem Quarz zusammen (Kristallgrösse 10 μm) und hat unterschiedlichen Calcitgehalt. Die dazwischengelagerten Tonschiefer sind meist schwarz, weniger häufig graugrün und karbonatfrei. Bei Mot enthalten sie auch Späne von Pillowlaven und -breccien (KLÄY 1957 rechnete diese dem «Wildflysch» zu).

Diese Fuorcla-Soèr-Zone setzt sich in dieser tektonischen Stellung bis in die Basis des Stammerspitz und ins Samnaun fort. Sie wurde von KLÄY (1957) als ein fremdes Element erkannt und mit der Bezeichnung «Unterost-

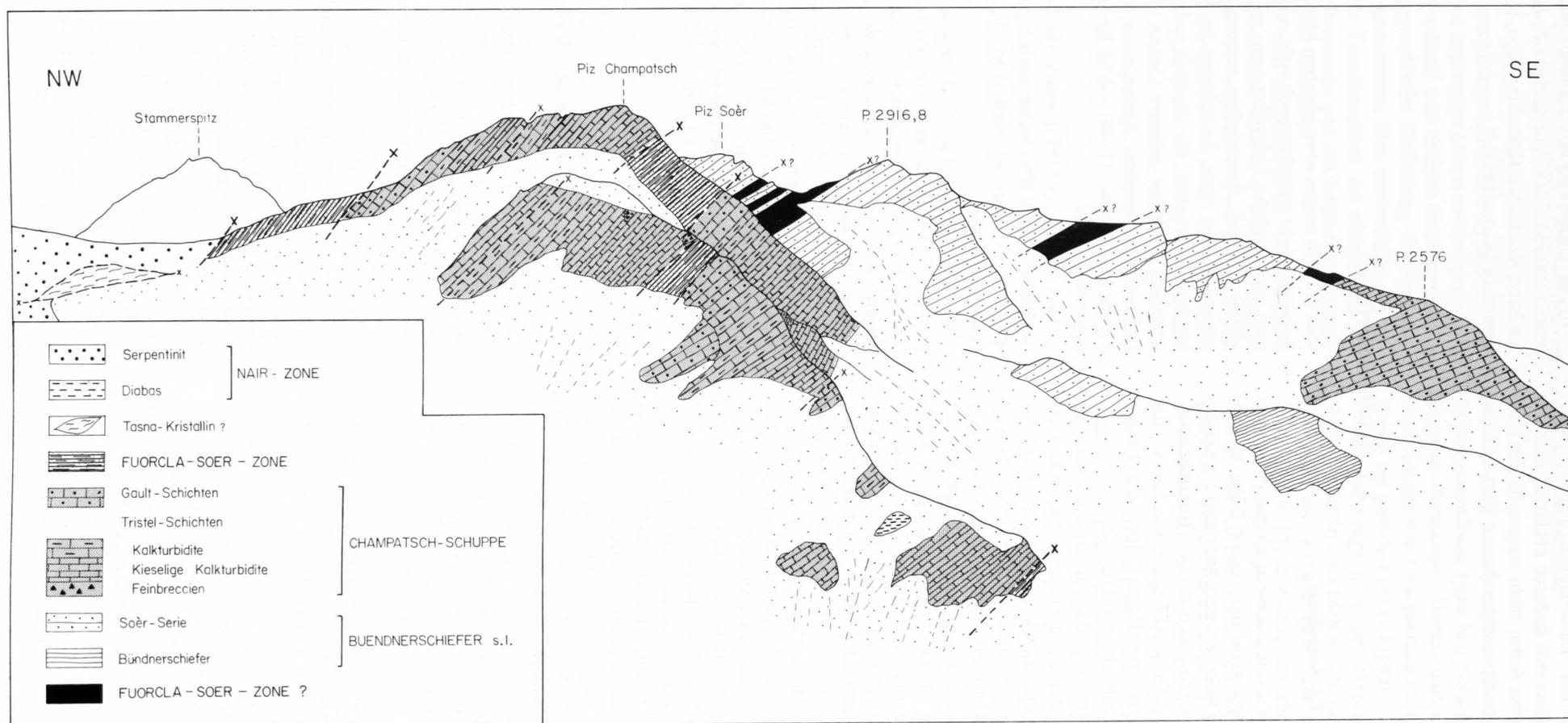


Fig. 16: Panorama Piz Champatsch-Piz Soèr; Ansicht von Chamanna da Schlivera.

alpine Basalschuppe» der Tasna-Decke angeschlossen. Diese Interpretation lässt sich dadurch erklären, dass die Aroser Zone von diesem Autor nicht ausgeschieden sondern zu der als unterostalpin angesehenen Tasna-Decke gezählt wurde.

2.7 Bündnerschiefer s.l.

2.7.1 Soèr-Serie

Die Bündnerschiefer s.l. wurden nur an der Peripherie des Arbeitsgebietes etwas näher untersucht. Dabei konnte in der Gegend von Piz Soèr, Fuorcla Soèr und Fil Spadla eine grobklastische Serie von den übrigen Bündnerschiefern abgegrenzt werden. Diese Abfolge, für welche wir die Bezeichnung Soèr-Serie vorschlagen, löst die Champatsch-Schuppe gegen NE ab (vgl. Fig. 16).

Sie besteht aus hellbraun-gelbbraun anwitternden, im Bruch grauen Sandsteinen, welche bis zu 1,5 m dicke Bänke bilden. Sie werden von cm-dicken, schwarzen Tonschiefer-Lagen voneinander getrennt. Die Korngrösse bewegt sich im Bereich von Mittel- bis Grobsand. Bei Fil Spadla sind auch Konglomerate eingeschaltet. Innerhalb der Sandstein-Bänke treten ab und zu dm-dicke, graue Kalkbänder auf. Die Sandsteine zeigen ausser Gradierung keine erkennbare Sedimentstrukturen. Sie sind oft parallel zur Schichtung geschiefert und spalten in cm-dicke Platten.

Unter dem Mikroskop setzen sich die Komponenten aus Körnern von Quarz, Feldspat (Schachbrett-Albit, Plagioklas), grobem Muskovit und Muskovit-Chloritaggregaten zusammen. Die Matrix besteht aus arenitischem Calcit und feinkristallisiertem (Kristallgrösse $20\ \mu\text{m}$) Quarz. Als Fossilien sind nur noch die Calcitreste von verkieselten Echinodermen und fraglichen Corallinaceen zu erkennen. Die organische Substanz ist in schwarzen Schlieren angereichert. Das Schwermineralspektrum wird von Turmalin dominiert. Die Schieferung ist massgeblich auf Drucklösung zurückzuführen. Die groben Quarzkomponenten zeigen so gut wie keine plastische Verformung. Sie löschen normal bis leicht undulös aus. Dagegen enthalten fast alle Komponenten im Druckschatten bis zu 0,5 mm lange Fasern von Quarz, Calcit und feinem Hellglimmer. Der Faserquarz ist nach der Drucklösung z.T. zu feinen ($10\text{--}20\ \mu\text{m}$ grossen), polygonalen Körnern umkristallisiert.

Die Hauptkomponenten (Durchmesser 1–2 cm) der Konglomerate sind gelbgraue, zuckerkörnige Dolomite, Plagioklas-Einkristalle, Feldspat-Chlorit-Muskovitaggregate und spätige Kalke.

Über das Alter und die laterale Ausdehnung der Soèr-Serie können vorläufig mangels ausreichender Informationen keine genaueren Angaben gemacht werden. Gewisse Ähnlichkeiten – aber auch Unterschiede – bestehen mit den grobsandig-feinbrecciösen, dickbankigen Sandsteinen im Steinbruch südlich von Seraplana (2 km NE von Ramosch). Dort wurden diese feinbrecciösen Sandsteine von TORRICELLI (1956) anhand von benthonischen Foraminiferen (*Siderolites*) in das Campanien-Maastrichtien gestellt. Einige grobsandige Proben aus diesem Steinbruch

in der Umgebung des Stammerspitz und im Samnaun treten innerhalb der Fuorcla-Soèr-Zone auch Diabase und an ihren Kontakten Kristallin, Gips, Rauhwanke und Dolomit auf (KLÄY 1957).

(bei P. 1113) zeigen etwa gleichen Mineralbestand wie die Soèr-Serie und enthalten auch viele verkieselte Echinodermen und fragliche Lithothamnen, welche von SCHILLER (1906) erstmals beschrieben wurden. Folgende Unterschiede stehen einer Korrelation im Wege: Die viel geringere Mächtigkeit, die deutlich sedimentäre Parallellamination sowie der grössere Gehalt an Calcitmatrix und Dolomitkomponenten. Andererseits treten im Prättigau-Flysch nach NÄNNY (1948) solche Breccien in verschiedenen Niveaus auf.

Auch von KLÄY (1957) wurde die Serie beim Piz Soèr beobachtet, nicht aber weiter östlich gegen den Stammerspitz zu, wo man sie nach dem allgemeinen Streichen erwarten würde.

Der Soèr-Serie sind an der Typlokalität mehrfach dünnplattige Wechsellagerungen von Sandsteinen und schwarzen bis graugrünen Tonschiefern eingelagert (s. Fig. 16). Sie sind lithologisch der Tuoi-Serie der Fuorcla-Soèr-Zone ähnlich und stellen vermutlich verschuppte Pakete dar. Die Schuppengrenzen wurden auf Figur 16 deshalb mit Fragezeichen versehen, weil sie nicht wie sonst durch exotische Linsen gekennzeichnet sind. Ferner lassen sie sich lateral sehr begrenzt verfolgen. Gegen NE sind sie von Sandsteinen der Soèr-Serie umgeben. Gegen SW wird die ganze Einheit von der Champatsch-Schuppe abgelöst.

2.7.2 Bündnerschiefer

Östlich der Tasna-Mündung sind die Bündnerschiefer entlang der Hauptstrasse Ardez–Scuol aufgeschlossen. Etwa bis zu den Südhängen des Piz Champatsch befinden sie sich direkt im Liegenden der Nair-Zone. Es handelt sich in diesem Abschnitt vorwiegend um feinkörnige, parallelamierte, graue Kalke, weniger häufig um mittel- bis grobkörnige Sandsteine. Die Bankdicke bewegt sich im cm- bis dm-Bereich. Öfters sind einige cm-dicke, schwarze Tonschiefer zwischengelagert. Dementsprechend zeigen die Gesteine, ähnlich wie der Tasna-Flysch, stets Kleinverfaltungen. Die Aufschlüsse sind häufig mit Magnesiumsulfat überzogen. Unmittelbar vor der Ortschaft Scuol steht an der Strasse eine bunt anwitternde, tonschiefer-reiche Serie an. Die cm-dicken, gutgeschichteten Sandkalk-Platten wechseln mit gleich dicken, grünlichen Tonschiefern ab. Die gleiche Serie wurde auf dem Feldweg Sent–Alp Spadla auf 1700 m Höhe wieder beobachtet. In einer Probe aus der letztgenannten Stelle wurde bei einer Illit-Kristallinität von 5,2 merkwürdigerweise noch Kaolinit identifiziert (s. Kap. 3).

2.8 Schlussfolgerungen, Paläogeographie

Ohne die bisher geschilderten Ergebnisse dieser Arbeit mit allzu weitläufigen regionalen Daten zu konfrontieren, wird im folgenden anhand von einigen Grundgedanken kurz eine paläogeographische Aufteilung des Untersuchungsgebietes vorgenommen. Das methodische Vorgehen basiert auf dem Faziesvergleich mit einigen alpinen Decken sowie der Geometrie und der möglichen Kinematik der Unterengadiner Einheiten.

Das Unterostalpin wird möglicherweise von spärlichen Kristallin- und Dolomitlinsen vertreten, welche unmittelbar an der Basis der oberostalpinen Silvretta-Decke auftreten. Grössere Mächtigkeiten erreicht das vermutliche Unterostalpin am Stammerspitz. Allerdings ist nicht auszuschliessen, dass in diesen «Subsilvrettiden Schollen» auch überfahrenes und dann ausgeriebenes Oberostalpin vertreten ist (TRÜMPY & HACCARD 1969, OBERHAUSER 1980).

Analog zum Rätikon und zu Mittelbünden lässt sich die Aroser Zone s. str. (= Bürkelkopf-Zone) auch im Unterengadin im Liegenden der ostalpinen Decken nachweisen. Das Charakteristikum dieser südpenninischen Einheit sind die stark zerstückelten Ophiolithe mit dazugehörigen Sedimenten (Radiolarit, Aptychenkalk, Palombini), die beim Bürkelkopf im normalen Verband beträchtliche Massen bilden (DAURER 1980). Die spät-unterkretazischen, chaotischen Olistholithe der Tethys (CARON 1972, ELTER 1973, HALDIMANN 1975), welche auf orogene Einflüsse zurückzuführen sind, finden im oberen Teil der Schiefer-Serie ihre Parallele. Der postorogene Oberkreide-Flysch (Tuoi-Serie) ist wie andernorts (GASSER 1967, OBERHAUSER 1968, FLÜCK 1973) ebenfalls durch Ophiolith-Detritus (Chromspinell, Diabas) gekennzeichnet und setzt sich mit dem Helminthoiden-Flysch bis in das Maastrichtien fort.

Die Tasna-Decke ist dem Mittelpenninikum zuzuweisen. Sie wurde in den früheren Arbeiten (CADISCH et al. 1941, 1968, STAUB 1958, THUM 1970, MEDWENITSCH 1962) aber auch in neuerer Zeit von GRUNER (1981) ins Unterostalpin gestellt. Dagegen sprechen vor allem die faziellen Unterschiede zum wirklichen Unterostalpin (Err-, Bernina-Decke), und zwar im entscheidenden Zeitraum nach der Öffnung der Tethys im Lias–Dogger (LAUBSCHER & BERNOULLI 1977), sowie die geometrische Lagerung der Tasna-Decke unter der südpenninischen Aroser Zone. Die oft als Argument für eine unterostalpine Stellung angeführte fazielle Verwandtschaft dieser Decken trifft nur für das Kristallin (E. WENK 1962) und z.T. für die Trias sowie den Lias zu, also für jenen Zeitabschnitt, in welchem das Mittelpenninikum und das Unterostalpin noch vor der Öffnung der Tethys in enger Nachbarschaft standen. Diese Verwandtschaft sollte jedoch nicht für eine Paläogeographie verwendet werden, deren Gestaltung erst später einsetzte. Dafür müssen jüngere Sedimente zum faziellen Vergleich herangezogen werden. Dabei zeigen sich erhebliche Unterschiede.

Die unterostalpine Schichtabfolge mit mächtigen, groben *Saluver-Breccien* im Dogger (FINGER 1978), sowie Radiolarit und Aptychenkalk im oberen Malm erscheint weder in der Tasna-Decke noch in der Falknis-Decke

wieder. Den unterostalpinen Decken fehlen die für das Mittelpenninikum typischen Schichtreihen, wie Falknisbreccien-Formation, Tristel- und Gault-Schichten, Couches Rouges von Cénomani bis Untereocaen sowie ein unter- bis mitteleocaener Flysch.

Was die Frage nach der Herkunft der Champatsch-Schuppe betrifft, so bieten sich zwei *Interpretationsmöglichkeiten* an. *Erstens* kann mit Hilfe der Korrelation Tasna-Gault–Flysch-Gault der rhenodanubischen Zone (HESSE 1973) der Champatsch-Schuppe paläogeographisch eine vermittelnde Stellung zwischen den beiden genannten Bereichen zugewiesen werden. Dann wäre sie vermutlich ursprünglich mit den liegenden Bündnerschiefern stratigraphisch verknüpft (heute allerdings tektonisch von ihnen getrennt) und während der alpinen Orogenese zuerst von der südpenninischen Aroser Zone s.l. und dann von der mittelpenninischen Tasna-Decke überfahren worden. Nach dieser Interpretation müsste man Tristel- und Gault-Schichten zusammen mit den Bündnerschiefern erwarten.

Im Unterengadin lassen sich im Liegenden der Champatsch-Schuppe innerhalb der Bündnerschiefer vergleichbare Bildungen beobachten. Die gault-ähnlichen Sandsteine ziehen aus der Innschlucht über Station Ftan in die Val Corganca. Sie erscheinen wieder oberhalb von Clozza und am SE-Fuss von Piz Soèr. Am Piz Spadla sind tristel-ähnliche Kalke aufgeschlossen. Weiter gegen NE streicht diese Zone in die «pseudounterostalpine Serie» von KLÄY (1957), welche zwischen Muttler und Piz Arina ebenfalls inmitten der Bündnerschiefer auftaucht. Auch hier wird die lithologische Ähnlichkeit der Sedimente mit den Tristel- und Gault-Schichten betont. Von besonderem Interesse sind zudem die manganknollenführenden, schwarzen Schiefer (KLÄY 1957), welche diese Serie im Norden und Süden gegen die Bündnerschiefer abgrenzen. Obwohl sich diese Zone tektonisch in tieferer Position als die Champatsch-Schuppe befindet, ist eine paläogeographisch ähnliche Lage und sogar eine tektonische Verbindung aufgrund der komplexen Verschuppungs- und Rückfaltungstektonik denkbar. Zu bemerken ist noch, dass die Mächtigkeit des Gaults 100 m nicht übersteigt, und dass alle diese Schichten gegenüber den Bündnerschiefern volumenmässig kaum ins Gewicht fallen.

Als *zweite Interpretation* bleibt die direkte Angliederung der Champatsch-Schuppe an die Tasna-Decke. Diese setzt zwar wiederum komplizierte tektonische Vorgänge voraus, doch sind solche in der Gegend ja die Regel, und es sprechen einige Argumente dafür. Das Wichtigste ist natürlich die lithologische Übereinstimmung, trotz der reduzierten Mächtigkeiten. Wie in den vorangegangenen Seiten mehrmals dargelegt wurde, ist der geologische Aufbau des Untersuchungsgebietes durch eine komplexe Tektonik gekennzeichnet, und es überrascht nicht, wenn ursprünglich höherliegende Einheiten in tieferen Stockwerken wieder auftauchen. Dies wird am Beispiel der Aroser Zone besonders deutlich. So treten deren Gesteine nicht nur als «eingewickelte» Aroser Zone von Ardez (= Grischans-Zone) ein zweites Mal in tieferer Lage auf, sie lassen sich

auch am Piz Champatsch wieder beobachten, also in einem tektonisch nochmals tieferen Niveau. Dabei handelt es sich um bunte Schiefer mit chromspinnellführenden Sandsteinen (= Fuorcla-Soèr-Zone), welche mit der Champatsch-Schuppe verschuppt sind. Das Auftreten der Aroser Zone an dieser Stelle spricht eher für die zweite Interpretation. Nach dieser Hypothese wurde die Champatsch-Schuppe aus der Tasna-Decke abgelöst und zusammen mit Fetzen der Aroser Zone in eine weit im Norden gelegene, durch spätere Überfaltung heute tiefere Region verfrachtet. Ob die noch tieferen, innerhalb der Bündnerschiefer auftretenden tristel- und gault-ähnlichen Schichten mit den Unterengadiner Bündnerschiefern eine stratigraphische Abfolge bilden oder eine mit der Champatsch-Schuppe zu parallelisierende Schuppe darstellen, bedarf noch weiterer Untersuchungen. Vorläufig lassen die manganknollen-führenden, schwarzen Schiefer südlich des Mittlerer eher an die zweite Interpretation denken. KLÄY (1957) bezeichnet diese schwarzen Schiefer als «Neokom» der Tasna-Decke; in der vorliegenden Arbeit wurde dieses «Neokom der Tasna-Decke» zur Nair-Zone gezählt.

Die Fuorcla-Soèr-Zone und konsequenterweise auch die Nair-Zone werden hier dem Südpenninikum zugeordnet. Die häufig, u. a. auch von TRÜMPY (1980) vorgenommene Zuweisung der Nair-Zone (= «Schuppe von Ramosch») ins Nordpenninikum gründet auf der Lagerung der Nair-Zone unter der Tasna-Decke. Die bei dieser Interpretation befolgte übliche Regel «je tiefer die Position im Deckenstapel, desto nördlicher das Ablagerungsgebiet» ist für das Unterengadin sicher nicht völlig zutreffend. Die reichliche Chromspinnellführung in den Kreidesequenzen der Grischans- und der Fuorcla-Soèr-Zone ist dem Nordpenninikum fremd (THUM & NABHOLZ 1972, OBERHAUSER 1980). Nach dieser Auffassung wurde sowohl die Fuorcla-Soèr-Zone wie auch die Nair-Zone durch grossräumige «Einwicklungen» und/oder Verschuppungen

in das Liegende der Tasna-Decke verfrachtet (vgl. auch LAUBSCHER 1970).

Auf Figur 17 (nach LAUBSCHER & BERNOULLI 1977) wurde der Querschnitt der östlichen Bündner Decken zur Zeit des oberen Malm schematisch dargestellt. Dabei wurden die Schamser Decken unter Berücksichtigung der Hypothese von HAUG (1925) und STREIFF (1962) in die Skizze miteinbezogen. Für den unterostalpinen Sedimentationsraum können ähnliche Verhältnisse wie in der «Canavese-Zone» angenommen werden. Das Oberostalpin ist ebenfalls durch gekippte Schollen charakterisiert (EUGSTER in CADISCH et al. 1968, BALLY et al. 1981). Die Ortler-Aela-Decke mit mächtigem Lias (*Allgäu-Schichten*) dürfte eine Stellung zwischen dem Unterostalpin und dem Oberostalpin (nicht im Sinne von TOLLMANN 1960) einnehmen. Zu beachten bei dieser paläogeographischen Skizze ist vor allem die faziell unterschiedliche Entwicklung des S- und des N-Randes der Tethys im oberen Malm.

Auf Figur 18 ist die Situation zur Zeit der Oberkreide schematisch wiedergegeben. Aufgrund des Fehlens der Breccien-Serie in der Utschel-Schuppe und ihrer geometrischen Nachbarschaft mit der Crap-Putèr-Schuppe wird für diese beiden Einheiten am N-Abhang des Mittelpenninikums etwas südlichere Beheimatung als die übrigen Schuppen der Tasna-Decke angenommen. Die Kreide-Orogenese in den Ostalpen ist durch die diskordante Auflagerung der Gosau-Schichten, welche von Coniacien bis in das Obereocæn reichen, dokumentiert (OBERHAUSER 1968, 1973). Das Fehlen post-cenomaner bis post-turonen Alter in den ostalpinen Decken der Umgebung (z. B. CARON et al. 1982) ist ein weiterer Hinweis auf die Kreide-Gebirgsbildung am Südrand der Tethys (vgl. a. THÖNI 1980). Darin einbezogen war auch eine Ophiolith-Decke, welche Detritus in die Kreideflysche vom Nordapennin bis zur Schiefer-Serie und der Tuoi-Serie der Bürkelkopf-Zone lieferte.

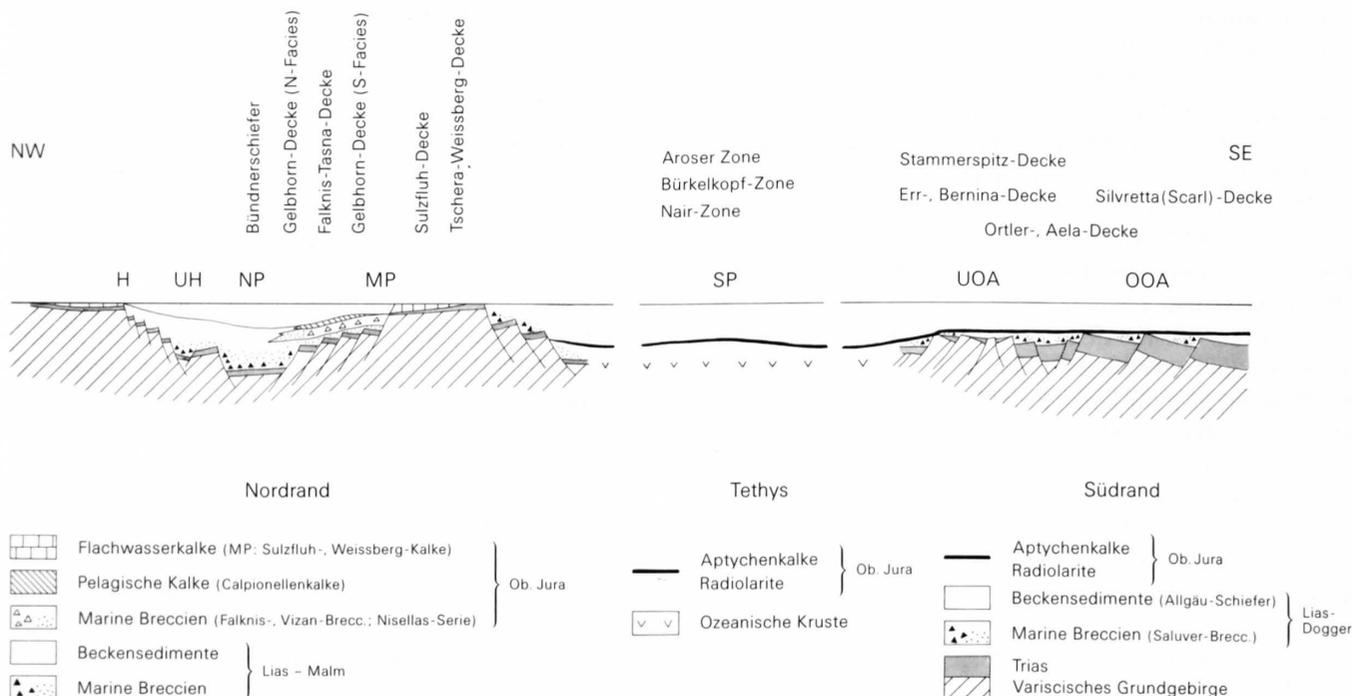


Fig. 17: Schematisches Querprofil des S- und des N-Randes der Tethys zur Zeit des späten Malm. H = Helvetikum; UH = Ultrahelvetikum; NP = Nordpenninikum; MP = Mittelpenninikum; SP = Südpenninikum (Tethys); UOA = Unterostalpin; OOA = Oberostalpin.

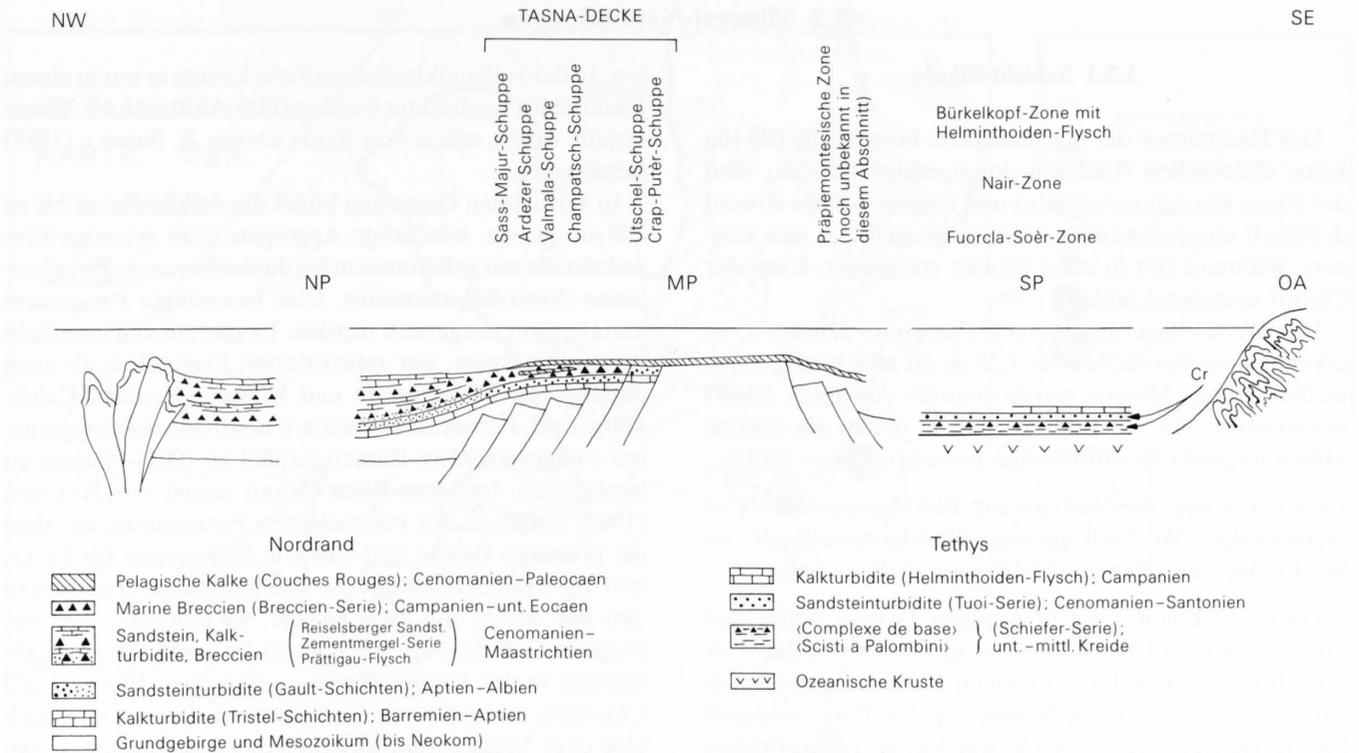


Fig. 18: Schematisches Querprofil der Unterengadiner Decken in der Oberkreide. Legende wie Fig. 17; OA = Orogene Front der ostalpinen Decken; Cr = Chromspinell-Vorkommen. Linke Figurseite (NW): schematische Andeutung erster alpiner Kompressionsphänomene.

3. Schwache Metamorphose

Dieses Kapitel soll dazu dienen, einen groben Eindruck vom Metamorphosegrad im Arbeitsgebiet zu vermitteln. Die Untersuchungen umfassen die Messung der Illit-Kristallinität in unterschiedlichen Gesteinstypen und die Be-

stimmung der Mineral-Neubildungen unter dem Mikroskop oder mit dem Röntgendiffraktometer. Sämtliche Resultate sind auf der Figur 19 wiedergegeben.

3.1 Illit-Kristallinität

Die Bestimmung der Illit-Kristallinität (= IK) wurde nach KÜBLER (1967) durchgeführt. Die Proben (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) wurden lufttrocken mit einem Philips-Diffraktometer ($\text{CuK}\alpha$ -Strahlung) bei üblichen Aufnahmebedingungen für IK (40 kV, 30 mA, Goniometer-Geschwindigkeit $2^\circ/\text{Min.}$, $\text{TC} = 1$) gemessen. Für die Eichung der Werte stand eine Standardprobe von Prof. B. Kübler, Neuchâtel, zur Verfügung. Die Grenzen Diagenese/Anchizone und Anchizone/Epizone entsprechen den IK-Werten von 7,5 bzw. 4,0.

Bei den 25 Proben handelt es sich um Tonschiefer, Kalke und Sandsteine, welche verschiedenen tektonischen Ein-

heiten entnommen wurden. Mit wenigen Ausnahmen fallen sämtliche IK-Werte in den Bereich der Anchizone (im allg. > 5). Sie variieren zwischen 4,8 und 8,6. Auf eine Unterteilung innerhalb der Anchizone wird verzichtet, da in vielen Aufnahmen schwache Peaks auf geringe Paragonitgehalte hinweisen. Damit ist angezeigt, dass die IK-Werte zum grössten Teil etwas verfälscht (vergrössert) wurden. Der Einfluss der Lithologie und der Deformation auf die IK-Werte kann bei der bescheidenen Probenzahl nicht abgeschätzt werden.

3.2 Mineral-Neubildungen

3.2.1 Schichtsilikate

Der Hauptanteil der Schichtsilikate besteht aus *Illit* (da keine chemischen Analysen durchgeführt wurden, wird der Name Phengit vermieden) und *Chlorit*, welche sowohl detritisch eingeschwemmt als auch neugebildet sein können. Während Illit in allen Proben vorkommt, kann der Chlorit manchmal fehlen.

Das Wechsellagerungsmineral *Paragonit/Muskovit*, zu erkennen am Basisreflex bei 3,25 Å, ist sehr häufig anzutreffen. Dieses Mineral wurde erstmals von FREY (1969) beschrieben. Für die Bildung wird in einem Na-reichen Milieu folgende Reaktionsreihe postuliert (FREY 1970):

Unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit →
regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit →
Wechsellagerung Paragonit/Muskovit → Paragonit.

Paragonit konnte nur in wenigen Proben durch den dritten Basisreflex bei 3,19 Å nachgewiesen werden. Der erste Basisreflex bildet bei kleinen Gehalten gewöhnlich eine Schulter am ersten Basisreflex des Illits, wodurch höhere IK-Werte vorgetäuscht werden. In vielen Proben werden aufgrund des schwachen Peaks bei 3,19 Å und der symmetrischen Form des ersten Basisreflexes des Illits kleine *Paragonit*gehalte vermutet. In solchen Fällen wurden die Angaben über *Paragonit*vorkommen mit Fragezeichen versehen. Das Auftreten des Wechsellagerungsminerals *Paragonit/Muskovit* mit dem *Paragonit* spricht für die hohe Anchizone bis Epizone (FREY 1970, 1974, 1978, BREITSCHMID 1980).

Zu erwähnen ist noch das Vorkommen von *Kaolinit* in zwei Proben (BG 443: Aptychenkalk SW vom Crap Putèr – s. Fig. 4 – und BG 387: Bündnerschiefer NE von Sent). Der Nachweis erfolgte durch die Aufnahme mit dem Röntgendiffraktometer. Wegen der Feinkörnigkeit konnte er im Dünnschliff nicht eindeutig identifiziert werden, so dass die Beziehung dieses Minerals zur Deformation vorläufig unbekannt bleibt. Sein erster Basisreflex bei 7 Å fällt mit dem (002)-Peak des Chlorits zusammen. Erst der zweite Basisreflex bei 3,6 Å erlaubt eine Unterscheidung von Chlorit. Beide Proben enthalten das Wechsellagerungsmineral *Paragonit/Muskovit* (*Paragonit* fraglich). Mit einem IK-Wert von 5,2 fallen sie in die Anchizone. Bei der progressiven Metamorphose verschwindet der *Kaolinit* normalerweise bereits während der starken Diagenese, und in der Anchizone tritt an seiner Stelle *Pyrophyllit* auf (FREY 1970, 1974, 1978). Zwar wurde ein *Kaolinit*-Vorkommen in epimetamorphen Gesteinen beschrieben (KRAMM 1971), dennoch bleibt dieses Überleben gegenwärtig unerklärlich (FREY 1979). Aus diesem Grunde ist zu vermuten, dass es sich hier nicht um primären *Kaolinit* handelt. Wahrscheinlicher ist, dass er postmetamorph durch die Zufuhr von sauren Lösungen neugebildet wurde.

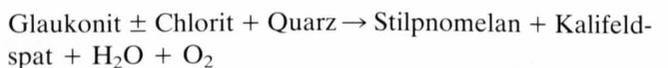
3.2.2 Stilpnomelan

Das Vorkommen des Stilpnomelans beschränkt sich hauptsächlich auf den Tasna-Granit und die Gault-Schich-

ten. In der vulkanoklastischen Serie konnte er nur in einem Dünnschliff beobachtet werden. Das Auftreten im Tasna-Granit wurde schon von STRECKEISEN & NIGGLI (1958) beschrieben.

In kristallinen Gesteinen bildet der Stilpnomelan bis zu 200 µm grosse, büschelige Aggregate oder spiessige Einzelkristalle mit gelbbraunem bis dunkelbraunem Pleochroismus (Ferri-Stilpnomelan). Eine bevorzugte Paragenese konnte nicht festgestellt werden. Er tritt sowohl innerhalb der Kalifeldspäte, der sericitisierten Plagioklase als auch entlang von Korngrenzen und Klüften (Epidot-, Calcitklüfte) auf. Ferner ist er auch in Chlorit-Muskovitaggregaten (umgewandelter Biotit) parallel zu (001)-Flächen zu beobachten. Im Mont-Blanc-Granit nimmt VON RAUMER (1969) aufgrund der beobachteten Paragenesen an, dass die primären Biotite und Chlorite Lieferanten für Fe₂O₃ und MgO waren, während der Kalifeldspat K₂O und einen Teil des Al₂O₃ und SiO₂ lieferte. Er bemerkt, dass der Stilpnomelan deswegen vor allem im perthitischen Kalifeldspat in der Umgebung von reliktschen Biotiten und Chloriten zu finden ist. Im Tasna-Granit konnte jedoch eine enge Verknüpfung zwischen den Ader-Perthiten und dem Stilpnomelan nicht festgestellt werden. Daher ist anzunehmen, dass hier der Stofftransport durch den starken Abbau der Kalifeldspäte (Neubildung von Albit) und durch die kataklastische Kornzertrümmerung besonders begünstigt worden war, so dass der Stilpnomelan im Dünnschliffbereich homogen verteilt gebildet werden konnte.

In den Gault-Schichten beobachtet man häufig braunen, seltener grünen Stilpnomelan. Die Kristalle sind wesentlich kleiner (Länge 20–30 µm). Der Nachweis erfolgte zusätzlich röntgenographisch mit Hilfe des starken Basisreflexes bei 12 Å. Der Stilpnomelan tritt meistens in feinkörnigen Quarz-Grauwacken entlang den Korngrenzen von Quarz und Calcit auf. Er liegt manchmal in der Ebene der Drucklösungs-Schieferung, z.T. im Druckschatten der Körner. Die Kristalle sind jedoch mehrheitlich regellos orientiert. Dies spricht für syn- bis postkinematische Bildung des Stilpnomelans. Aus der Literatur (D. TRÜMPY 1916, ALLEMANN 1957, HESSE 1973) ist bekannt, dass die Gault-Schichten in Gebieten mit schwächerer Metamorphose reichlich Glaukonit enthalten. Deshalb ist anzunehmen, dass der Stilpnomelan nach folgender Reaktion gebildet worden ist (FREY et al. 1973):



Kalifeldspat konnte nicht nachgewiesen werden. Nach FREY et al. (1973) deutet das Auftreten des Stilpnomelans entlang Korngrenzen von Quarz und Calcit auf die Anwesenheit einer fluiden Phase hin, wodurch die Mobilität des Kaliums wesentlich erleichtert wird. Ferner ist auch denkbar, dass das Kalium von neugebildetem Hellglimmer aufgenommen wurde.

Glaukonit liess sich trotz zahlreicher Dünnschliffe nicht auffinden. Das Verschwinden dieses Minerals nach obiger Reaktion fällt in den Zentralschweizer Alpen (BREITSCHMID 1980) und in der Ostschweiz (FREY et al. 1973) in die Mitte der Anchizone (definiert mit IK-Werten). In der

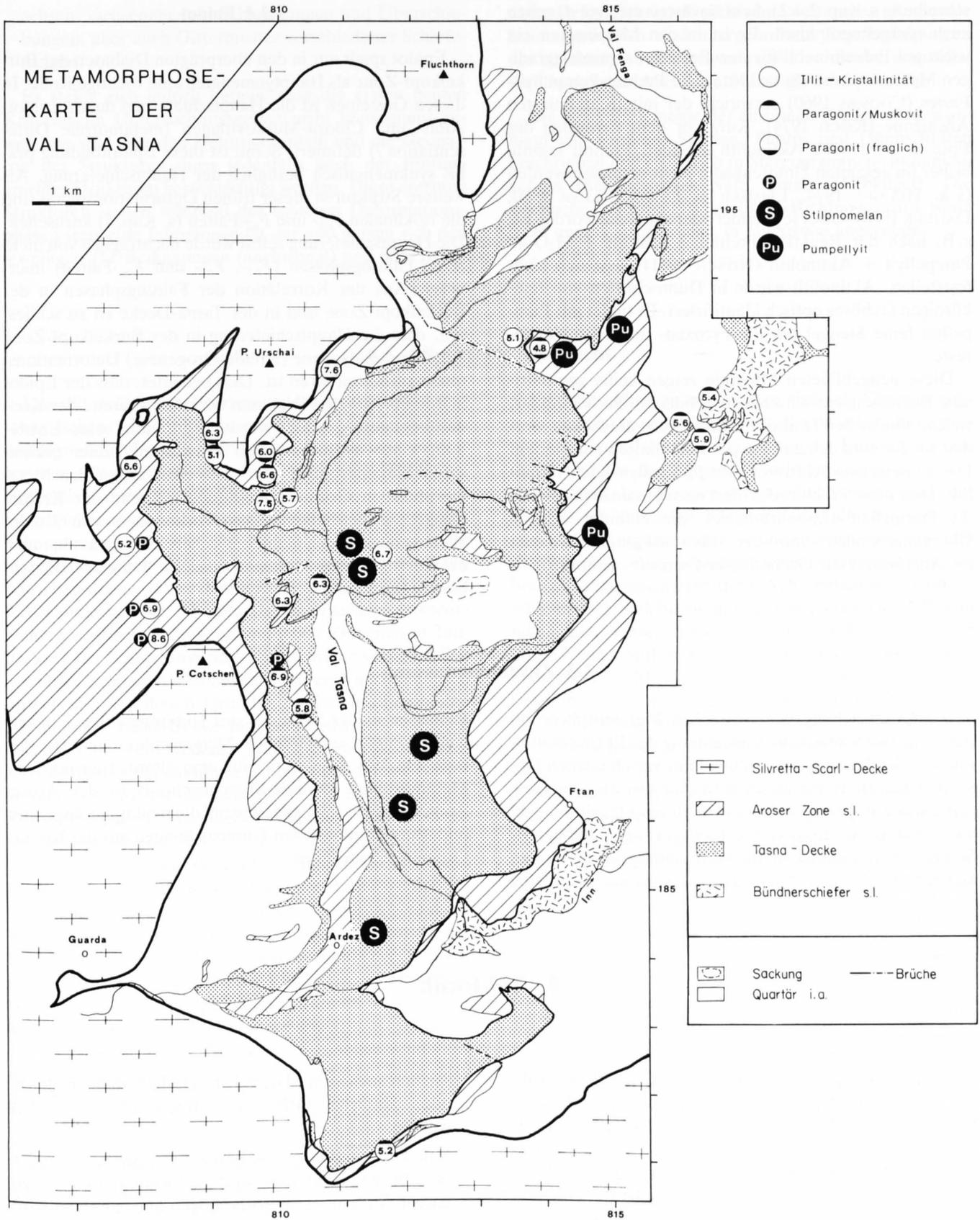


Fig. 19: Metamorphosekarte der Val Tasna und Umgebung.

letzten genannten Arbeit wird angenommen, dass der erste Stilpnomelan bei etwa 200–300°C und der erste grüne Biotit bei etwa 300–400°C auftritt. Im Untersuchungsgebiet wurde bis jetzt kein neugebildeter Biotit festgestellt.

3.2.3 Pumpellyit, Aktinolith

Pumpellyit wurde nur in den fein- bis mittelkörnigen Gabbros der Nair-Zone beobachtet (mikroskopische Be-

schreibung s. Kap. 2.4.2). Sein Nachweis erfolgte daneben auch röntgenographisch. Er ist in den Metabasiten ein wichtiges Indexmineral für den Bereich der niedriggradigen Metamorphose (SEKI 1961). Die Prehnit-Pumpellyit-Fazies (COOMBS 1960) entspricht der mit IK definierten Anchizone (KISCH 1974). Kurz vor dem Erreichen der Epizone wird noch Aktinolith gebildet. Prehnit konnte bisher im gesamten Unterengadin nicht gefunden werden (s. a. HEUGEL 1974, LEIMSER & PURTSCHELLER 1980, DAURER 1980). Ob er je gebildet oder abgebaut worden ist, z. B. nach der Reaktion $\text{Prehnit} + \text{Chlorit} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Pumpellyit} + \text{Aktinolith}$ (NITSCH 1971), lässt sich nicht feststellen. Aktinolith wurde in Dünnschliffen von feinkörnigen Gabbros optisch identifiziert. Er bildet mit Pumpellyit feine Stengel um die Pyroxen- und Hornblende-reste.

Diese neugebildeten Minerale zeigen keine geometrische Beziehung zur schwach ausgebildeten Paralleltextur, welche nur in den feinkörnigen Gabbros entwickelt worden ist. Sie sind demzufolge postkinematisch entstanden. Das gemeinsame Auftreten von Pumpellyit und Aktinolith, aber ohne Prehnit, definiert nach HASHIMOTO (1966) die Pumpellyit-Aktinolith-Fazies. Sie befindet sich im Übergangsbereich von der Prehnit-Pumpellyit-Fazies (\approx Anchizone) zur Grünschiefer-Fazies (\approx Epizone).

3.3 Zusammenfassung

Die Untersuchung der schwachen Metamorphose im Arbeitsgebiet umfasst die Bestimmung der Illit-Kristallinität und der Mineral-Neubildungen in verschiedenen Gesteinstypen. IK-Werte zwischen 4,8 und 8,6 (etwas vergrößert durch Paragonitgehalte) sowie Mineral-Neubildungen wie Paragonit/Muskovit-Wechselagerung, Paragonit, Stilpnomelan, Pumpellyit und Aktinolith sprechen für den Bereich der starken Anchizone bis Epizone. Sämtliche

4. Tektonik

In diesem Kapitel werden die Tektonik und Innenstruktur der verschiedenen Einheiten, gruppiert nach ihrer Deckenzugehörigkeit, beschrieben. Aufgrund von Feldaufnahmen werden mehrere Deformationsphasen unterschieden. Es wurde dabei versucht, nach folgenden Kriterien, welche in der Strukturgeologie geläufig sind, die verschiedenen Strukturen den einzelnen Phasen zuzuordnen:

- Jede Deformationsphase findet unter bestimmten Druck- und Temperatur-Bedingungen und mit bestimmten Verformungsraten statt. Demzufolge zeigen die Strukturen einen geometrischen Stil, der für die betreffende Phase charakteristisch ist. Natürlich hängt der Deformationsstil (z. B. der Faltenstil) einer Phase zu-

3.2.4 Epidot

Epidot spielt nur in den überprägten Diabasen der Bürkelkopf-Zone als Hauptgemengteil eine wichtige Rolle. In diesen Gesteinen ist die Hauptschieferung durch Epidot-Albit- und Chlorit-Muskovitlagen (metamorphe Differentiation?) definiert. Somit ist diese Epidotbildung prä- bis synkinematisch bezüglich der Hauptschieferung. Als weitere Strukturen dieser frühen Deformationsphase sind die isoklinalen F_{n1} - und F_{n2} -Falten (s. Kap. 4) anzusehen. Die Hauptschieferung selbst wurde nachträglich von mehreren Faltungsphasen (F_{n3} -, F_{n4} - und F_{sw} -Falten) überprägt. Aus der Korrelation der Faltungsphasen in der Bürkelkopf-Zone und in der Tasna-Decke ist zu schließen, dass die Hauptschieferung in der Bürkelkopf-Zone auf die prä-paläogene (Kreide-Orogenese) Deformationsphase zurückzuführen ist. Dies bedeutet, dass der Epidot in den überprägten Diabasen vor oder während der Kreide-Orogenese gebildet wurde. Er könnte seine Entstehung einer hydrothermalen Einwirkung, einer ozeanischen Metamorphose oder auch einer regionalen Metamorphose in Grünschiefer-Fazies während der Kreide-Orogenese verdanken. Das Vorkommen von Epidot allein genügt jedoch nicht, um sichere Aussagen über eine eventuelle Kreide-Metamorphose im Untersuchungsgebiet zu machen.

Einheiten in der SW-Ecke des Unterengadiner Fensters wurden einer einheitlichen Metamorphose unterworfen (vgl. Fig. 19). Argumente für eine ältere, transportierte Metamorphose (Kreide-Metamorphose) in der Arosar Zone sind nicht schlüssig, obwohl die strukturgeologischen und sedimentologischen Untersuchungen auf die Kreide-Orogenese hinweisen.

sätzlich auch vom Material ab. Deshalb müssen gleiche oder ähnliche Lithologien miteinander verglichen werden.

- Jede Deformationsphase besitzt ein eigenes, besonders orientiertes Spannungs- und Verformungsfeld, das zunächst versuchsweise als homogen angenommen wird. Somit haben die Strukturen einer Phase im ganzen Gebiet eine kennzeichnende geometrische Orientierung. Im Poldiagramm liefern die Strukturelemente ein deutliches, für die Phase typisches Maximum. Eine Streuung im Diagramm ist zu verzeichnen, wenn eine Phase von einer neuen überprägt wird.
- Die aufeinanderfolgenden Deformationsphasen erzeugen ein Interferenzmuster: z. B. Verfaltung von Falten-

achsen, -achsebenen, Schieferungen und Überschiebungen, aber auch Gittermuster verschiedener Schieferungen.

Es stellte sich jedoch heraus, dass die ersten beiden Kriterien im Untersuchungsgebiet nicht konsequent anwendbar sind. Für den Deformationsstil und die Geometrie der Strukturen muss jedenfalls noch der Einfluss ererbter Strukturen berücksichtigt werden. Diese ererbten Strukturen stellen während der späteren Deformationsphasen stets eine Inhomogenität dar und passen sich den jeweiligen *P-T*-Bedingungen (anchizonal) und dem regio-

nal deformationsfeld nicht ohne weiteres an. Regionale Inhomogenitäten sind übergeordnete Randbedingungen des Spannungs- und Verformungsfeldes, die sich dem lokalen überlagern. Auch damit muss gerechnet werden.

Die Strukturelemente der einzelnen Phasen werden anhand von Profilen, Skizzen, Photos und Dünnschliffen beschrieben und statistisch in Stereogrammen zusammengefasst (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel). Die räumliche Lage von Flächen (ihre «Richtung») wird, wenn nicht anders ausgedrückt, in *Fallazimut* angegeben.

4.1 Allgemeine Übersicht

Um die detaillierte Erörterung der strukturellen und tektonischen Verhältnisse zu erleichtern, werden hier die wichtigsten Strukturelemente in den Grundzügen wiedergegeben. Die Decken als grösste tektonische Einheiten sind paläogeographisch definiert.

Bezeichnend für das Arbeitsgebiet ist zunächst eine Schuppentektonik, die im Kapitel Lithostratigraphie mehrfach erwähnt und an einigen Stellen eingehend beschrieben wurde. Unter dem im allgemeinen recht starren Kristallindeckel der Silvretta-Decke (*Traîneau éraseur*) wurden sämtliche paläogeographischen Einheiten in Teildecken oder Schuppen zerlegt und mehrfach verfalzt. Die einzelnen Schuppen sind allseitig begrenzt und lösen sich seitlich ab. Aus diesen Gründen ist die stratigraphische Abfolge der Tasna-Decke nirgends vollständig erhalten und muss aus verschiedenen Aufschlüssen zusammengesetzt werden. Über sämtliche Schuppen und ihre Schichtabfolgen orientieren die geologische und die tektonische Karte (Taf. 1 u. 2). Besonders zu beachten sind dabei die Deckenrepetitionen. So taucht die Aroser Zone s.l. in vier verschiedenen Stockwerken auf: im Hangenden der Tasna-Decke erstreckt sie sich über das ganze Arbeitsgebiet; als Grischans-Zone erscheint sie wieder innerhalb und als Nair-Zone und Fuorcla-Soèr-Zone unterhalb der Tasna-Decke. Auch diese selbst zeigt einen ähnlichen tektonischen Aufbau. Beispielsweise wurde die Champatsch-Schuppe von den übrigen, einigermaßen im Verband stehenden Schuppen der Tasna-Decke abgetrennt und befindet sich nun unter der Nair-Zone und sogar – falls die zwischen Muttler und Piz Arina befindliche Serie dazu gehört – inmitten der Bündnerschiefer.

Die Deformation kann grundsätzlich in drei Hauptphasen unterteilt werden. Diese sind, in zeitlicher Folge, die *nordvergente Phase*, die *südvergente Phase* und die *Aufwölbung des Unterengadins*, wobei die beiden Erstgenannten noch Teilphasen aufweisen. Entsprechend den Feldbeobachtungen werden sie im Text in der umgekehrten Reihenfolge, von den jüngeren zu den älteren, besprochen. Ein Grossteil der Schuppen befindet sich auf dem NW-Schenkel der NE–SW streichenden Unterengadiner Aufwölbung und dementsprechend fallen die planaren Strukturen mehrheitlich nach NW ein. Klammert man die eindrückliche Aufwölbung des Unterengadins aus, so erweist sich die südvergente Phase, deren Strukturelemente an

jedem Aufschluss zu beobachten sind, als Charakteristikum des Untersuchungsgebietes. Sie ist erkennbar an einer intensiven Faltung mit einer von der Lithologie sowie der Bankdicke abhängigen Runzelschieferung.

Bei den Falten können hauptsächlich nach räumlicher Lage der Faltenachsen, weniger nach Faltenstil, zwei Typen, südost-vergente (ältere?) und südwest-vergente (jüngere?) Falten, unterschieden werden. Beide Falten Typen besitzen etwa gleich orientierte Achsebenen (= Runzelschieferung), welche mit geringer Streuung nach NW einfallen. Die Achsen der südost-vergenten Falten streichen NE–SW und bilden mit der Achse des Unterengadiner Fensters ($230^\circ/10-15^\circ$) einen spitzen Winkel ($10-30^\circ$). Sie fallen mit $0-20^\circ$ nach NE oder SW ein und wurden durch die Aufwölbung nicht allzusehr verstellt; die NW-streichenden Achsen der südwest-vergenten Falten fallen, bedingt durch die grössere Rotation um die Fensterachse, mit $10-40^\circ$ etwas steiler ein. Eine auffällige Eigenschaft all dieser Falten Typen ist ihre bevorzugte Verbreitung, wodurch mögliche Interferenzstrukturen im Kleinbereich schwer zu beobachten sind. Beispielsweise finden sich in der Valmala-Schuppe vorwiegend südost-vergente Falten und im hangenden Tasna-Flysch ausschliesslich südwest-vergente Falten. Ob die unterschiedliche Orientierung der Falten auf einen zweiphasigen Bewegungsvorgang – wofür im Hektometer-Bereich deutliche Anzeichen gegeben sind – oder auf eine einzige Deformationsphase zurückzuführen ist, wird später diskutiert.

Die Bezeichnung «nordvergente Phase» gründet sich auf die allgemein bekannte Transportrichtung der alpinen Decken von S/SE nach N/NW während des Paläogens. Sie ist im Untersuchungsgebiet wohl die wichtigste Phase für die Entstehung des Deckenstapels und der Schuppentektonik. Sie bewirkte eine durchdringende Schieferung (parallel bis subparallel zur Schichtung) sowie viele Überschiebungen, Abscherungen und Boudinierungen sowohl in den Sedimenten wie auch im Kristallin. Die Falten der nordvergenten Phase sind selten der Beobachtung zugänglich. Sie lassen sich manchmal im Dekameter-Bereich durch den engeren Faltenstil von den umgebenden Strukturen abtrennen. Nordvergente Grossfalten, die sich in dieser Abscherungs- und Überschiebungsphase auch gebildet haben dürften, können hingegen lediglich aufgrund des Kartenbildes postuliert werden. Die geometrische

Konfiguration der Decken und Schuppen, einschliesslich «Einwicklungen», wurde hauptsächlich während dieser Phase angelegt. Alle tektonischen Trennflächen, ausgenommen späte Brüche, sind nachträglich südost- bzw.

südwest-vergent verfaultet worden. In der Bürkelkopf-Zone sind die Kleinstrukturen der nordvergenten Phase besser erhalten; zudem finden sich die Relikte eines frühen, wohl der Kreide-Orogenese zugehörigen Stadiums.

4.2 Aufwölbung des Unterengadins (Unterengadiner Fenster)

Während dieser jüngsten Bewegungsphase wurde das bereits vorliegende verschuppte und verfaultete Deckengebäude um die NE-SW streichende Achse verbogen. Diese Verbiegung stellt eine 55 km lange, maximal 17 km breite Antiklinale dar. Sie ist im SW-Teil (Ardez-Ramosch) etwas asymmetrisch aufgebaut. Dem flach einfallenden NW-Schenkel ($20-30^\circ$) steht der steilere SE-Schenkel ($40-70^\circ$) gegenüber. Aus den Bündnerschiefern des Fensterinnern wurden ausserdem Teilalten beschrieben (CADISCH 1951, KLÄY 1957). Für die graphische Ermittlung der Antiklinalachse eignen sich die Bündnerschiefer am besten, da sich die meisten Schuppen der Tasna-Decke im NW-Schenkel oder in der Scheitelregion (Crap-Putèr-Schuppe) befinden. In Figur 20a wurden die Schichtflächen-Pole in den Bündnerschiefern zwischen Ardez und Scuol aufgetragen. Daraus ergibt sich eine Achse von ca. $250^\circ/10^\circ$. KLÄY (1957) bestimmte in der Gegend des Stammerspitz ein Achsenazimut von 230° , welches besser dem regionalen Streichen des Unterengadiner Fensters entspricht.

Im Aufschlussbereich sind die Effekte der Aufwölbung, abgesehen von der Steilstellung der Schichten, von geringer Bedeutung. Gelegentlich beobachtet man in den Tonschiefern sowie in den tonigen, dünngeschichteten Gesteinen leichte Wellungen und z.T. Schleppungen entlang den Klufflächen. Die räumliche Lage dieser Strukturen ist in Figur 20b abgebildet. Die Messungen umfassen die Bündnerschiefer und die gesamte Tasna-Decke. Allgemein sind gewisse Beziehungen zur Grossantiklinale erkennbar. Die Achsenebenen der Wellungen streichen ungefähr gleich wie das Unterengadiner Fenster; im NW-Schenkel fallen sie relativ steil nach SE, im SE-Schenkel nach NW ein, d.h. sie konvergieren gegen den Gewölbekern. Auch die Achsen der Wellungen zeigen etwa die gleiche Orientierung wie die graphisch ermittelte Antiklinalachse. Sie werden als parasitäre Wellungen der Grossantiklinale im cm-dm-Bereich interpretiert.

Vermutlich sind ausserdem Kluftsysteme, die vor allem in kompetenten Formationen gut entwickelt sind, teilweise als Begleiterscheinung der Aufwölbung anzusehen. Die Messungen im Tasna-Kristallin und im Trias-Dolomit streuen sehr stark. Es ist anzunehmen, dass hier auch ältere, möglicherweise z.T. auch jüngere Kluftsysteme vorliegen, da sich diese Gesteine während der gesamten Deformation insgesamt spröde verhalten haben. In Figur 21 wurden die Kluftsysteme in den Gault-Schichten bei Valmala und in der Val Urschai, in den überprägten Diabasen der Bürkelkopf-Zone sowie im Silvretta-Kristallin dargestellt. Ferner sind die Kluftsysteme aufgetragen, die sich durch die Silvretta-Überschiebung in die Bürkelkopf-Zone fortsetzen und alle Strukturen durchschneiden. Trotz einer gewissen Streuung lassen sich aus den Messungen,

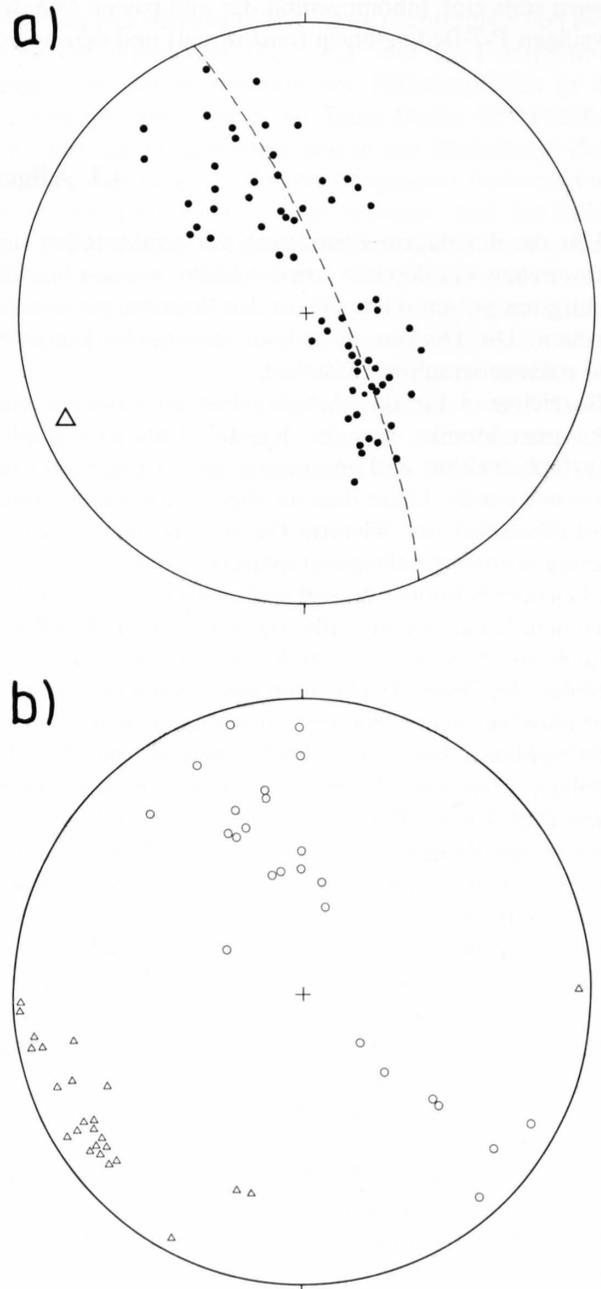


Fig. 20: Räumliche Lage der Strukturelemente der Aufwölbungsphase.

- a: Punkte = Schichtungspole, Dreieck = Pol des Grosskreises (Achse der Aufwölbung).
 b: Dreiecke = Wellungsachsen, Kreise = Achsenebenen-Pole der Wellungen und Klufflächen-Pole.

die in den schattierten Feldern zusammengefasst sind, zwei konjugierte Kluftsysteme ableiten, deren Streichen (ca. $0-180^\circ$ und $125-305^\circ$) mit der Achse des Unterengadiner Fensters ($70-250^\circ$) die Winkel von etwa 55° und 70° bilden. Die Geometrie dieser konjugierten Kluftsysteme entspricht – unter der Annahme, dass σ_1 senkrecht zur Grossantiklinal-Achse liegt – dem Scherkluftmuster, das häufig in triaxialen Experimenten (HOBBS et al. 1976) und in der Natur (WOHLNICH 1967, STEARNS 1968, HECKENDORN 1974) beobachtet wird. Sie bilden nach dem Mohr-Coulomb-Kriterium mit σ_1 einen Winkel von weniger als 45° . Angewandt auf das Unterengadin würden diese Kluftsysteme in erster Linie die Orientierung des statischen Spannungsfeldes während der Aufwölbungsphase (σ_1 : senkrecht, σ_2 : vertikal und σ_3 : parallel zur Antiklinalachse des Unterengadiner Fensters) widerspiegeln. Sie könnten aber auch irgendeinem anderen nach NW gerichteten divergierenden Schub zugeordnet werden (vgl. LAUBSCHER 1972). Über die Bedeutung dieser konjugierten Kluftsysteme im Verlaufe der eigentlichen Bewegung kann nichts genaues ausgesagt werden. Dazu sind die Messungen von Bewegungsspuren an diesen Klüften nicht zahlreich genug. Die übrigen Kluftsysteme auf Figur 21 lassen sich teilweise als *bc*-, seltener als *ac*-Klüfte (Trennklüfte) bezeichnen. Ergänzend sei noch bemerkt, dass sich wie im Tasna-Kristallin und im Trias-Dolomit (s. o.) auch unter diesen Messungen ältere (besonders im Silvretta-Kristallin) und wohl auch jüngere (z. B. bei der Entlastung durch die Erosion entstandene) Kluftsysteme befinden, die ein deutlicheres Maximum verwaschen.

Einige Brüche mit vertikalen Versetzungsbeträgen bis zu 50 m sind am Berggrat N des Piz Minschun zu beobachten. Sie streichen NW–SE und werden dem in Figur 21 mit $125-305^\circ$ streichenden Kluftsystem zugeordnet. Dieselbe Orientierung wie die *bc*-Klüfte zeigt ein Bruch (vertikaler Versatz 70 m) 700 m westlich von Alp Valmala.

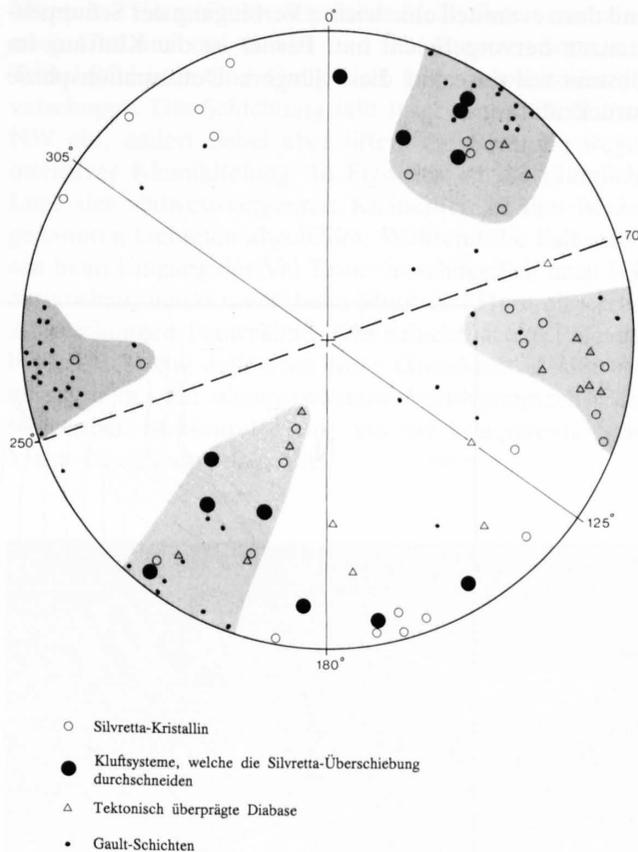


Fig. 21: Räumliche Lage der Kluftsysteme. Erläuterungen im Text.

4.3 Südvergente Phase

Um eine gewisse Übersicht zu wahren, werden die Strukturelemente der südvergenten Phase für jede einzelne Decke getrennt besprochen. Zuerst wird mit der Tasna-Decke begonnen. Ihre Teilschuppen werden nach ihrer heutigen Lage von unten nach oben einzeln beschrieben und mit Stereogrammen illustriert, wobei die seitliche Ausdehnung und der geometrische Vergleich der Schuppen eingehend erörtert werden. Anschliessend folgt die Besprechung der Bürkelkopf-Zone und schliesslich die der Bündnerschiefer.

4.3.1 Tasna-Decke

4.3.1.1 Sass-Majur-Schuppe

Diese ausschliesslich aus Tasna-Kristallin bestehende Einheit befindet sich stets im Hangenden von Serpentin-

ten der Nair-Zone (s. Taf. 3). Sie ist die tiefste Schuppe der Tasna-Decke, abgesehen von der Champatsch-Schuppe, die sich aus dem Verband vollständig gelöst hat. Die Sass-Majur-Schuppe verkörpert in ihrer Hauptmasse ein Riesenboudin, das eine Mächtigkeit von mehreren 100 m erreicht und gegen Süden und Norden allmählich verschwindet. Im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes erscheinen die Reste als kleinere Boudins. Die Streckung der gesamten Schuppe ist auf die nordvergente Phase zurückzuführen. Im Verlauf der südvergenten Phase wurden besonders die Boudinzüge verfaltet, während die Hauptmasse als eher starrer Block die Verformung der hangenden Sedimente beeinflusste. Die Figur 22 verdeutlicht, wie die obere Grenzfläche der Ardezer Schuppe bzw. der Valmala-Schuppe sich diesem Block angeschmiegt hat und um ihn verbogen worden ist; die Verbiegungsachse dieser Fläche fällt mit $20-25^\circ$ nach NW gegen Pra da Tasna ein.

Die ursprüngliche Abscherung der Sass-Majur-Schuppe insgesamt sowie der Grossteil ihrer zahlreichen internen Scherzonen und der kataklastischen Verformung bis in den

mikroskopischen Bereich sind sicherlich während der älteren, nordvergente Phase entstanden. Es ist aber anzunehmen, dass die südvergente Phase z.T. ähnliche Strukturen und dazu eventuell eine leichte Verbiegung der Schuppen-
 grenzen hervorgebracht hat. Ferner ist die Klüftung im Gestein teilweise auf diese jüngere Deformationsphase zurückzuführen.

4.3.1.2 Valmala-Schuppe

Abschnitt Eingang Val Tasna–Alp Laret–Piz Minschun–Piz Tasna

Diese komplex aufgebaute Schuppe umfasst die Abfolge Tristel-Schichten, Gault-Schichten, Breccien-Serie und Couches Rouges. Sie taucht im Süden erstmals eingangs

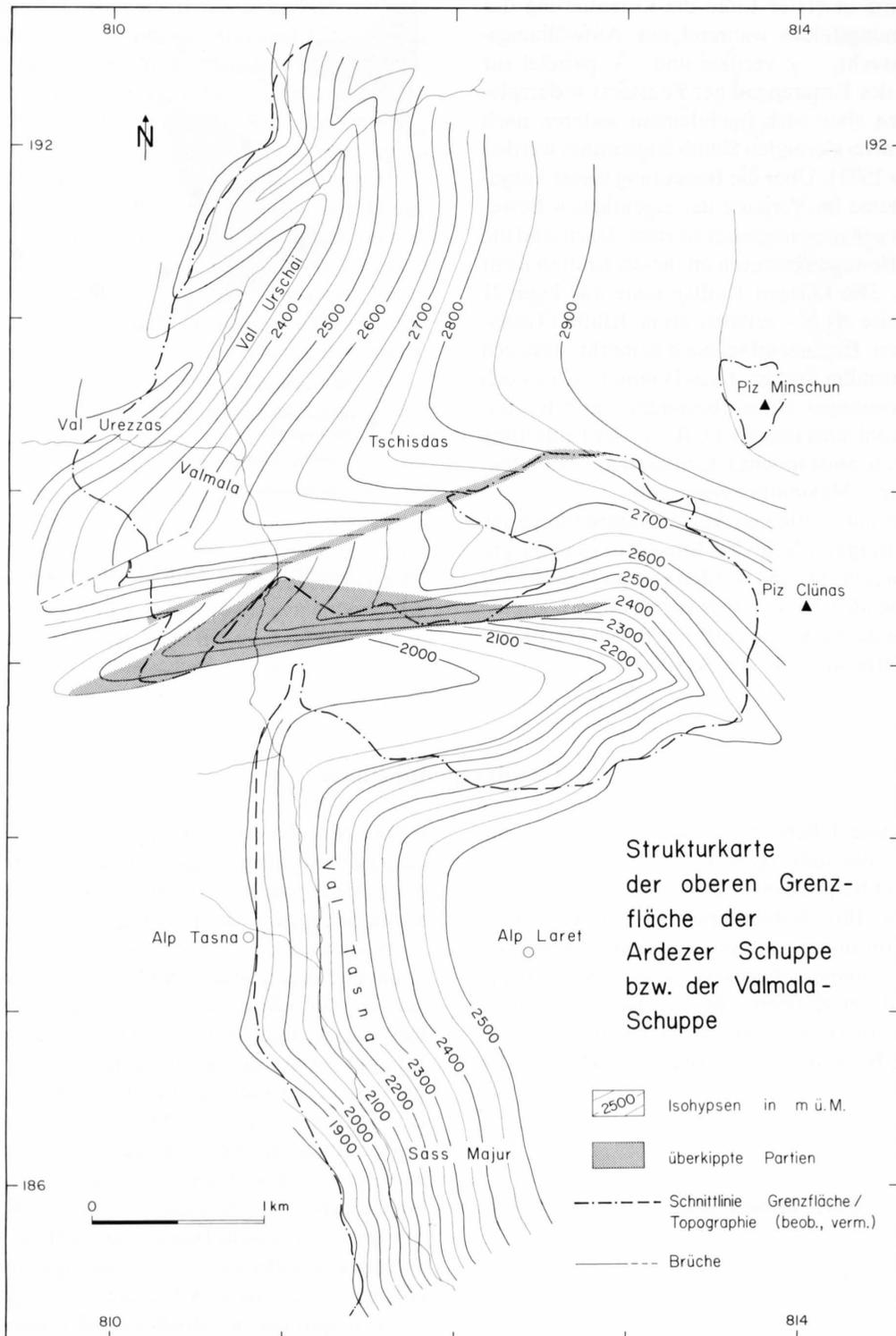


Fig. 22: Strukturkarte der oberen Grenzfläche der Ardezer Schuppe bzw. der Valmala-Schuppe.

der Val Tasna zwischen der Sass-Majur-Schuppe (unten) und der Ardezer Schuppe (oben) auf (s. Taf. 3). Man findet hier ca. 20 m mächtige, spätige, z.T. kieselige Kalkturbidite der Tristel-Schichten, welche auf einer Länge von 500 m aufgeschlossen sind. Entsprechend ihrer Lage am SW-

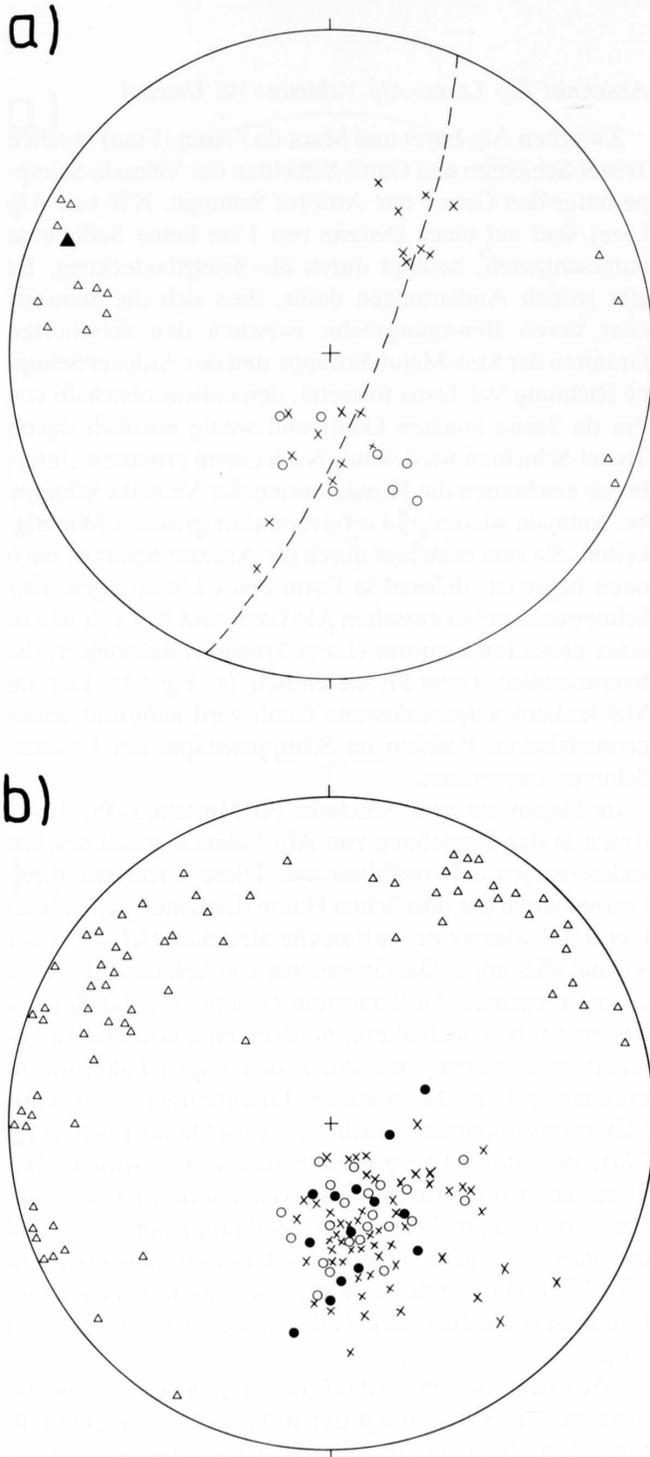


Fig. 23: Räumliche Lage der südvergente Kleinfalten in der Valmala-Schuppe. *Kreuze* = Schichtungspole; *Punkte* = Runzelschieferungspole der Falten; *Kreise* = Achsenebenen-Pole der Falten; *Dreiecke* = Faltenachsen.

- a: Abschnitt Eingang Val Tasna–Alp Laret–Muot da l’Hom (Ftan),
schwarzes Dreieck = Pol des Grosskreises (= Verbiegungsachse).
 b: Abschnitt Piz Clünas–Piz Minschun–Piz Tasna.

Abhang der Sass-Majur-Schuppe fallen die Schichten nach SW ein. In der gleichen tektonischen Position erscheinen die Tristel-Schichten dann wieder zwischen Alp Laret und Muot da l’Hom (Ftan). An dieser Stelle treten zusätzlich noch Gesteine des Gaults und der Breccien-Serie auf. Tristel-Schichten und Gault sind mehrfach miteinander verschuppt. Die Schichtung fällt insgesamt nach N bzw. NW ein, ändert dabei aber öfters die Richtung wegen intensiver Kleinfältelung. In Figur 23a ist die räumliche Lage der südwest-vergente Kleinfalten in den beiden genannten Gebieten abgebildet. Während die Faltenachsen beim Eingang der Val Tasna ausschliesslich nach NW eintauchen, machen sich beim Muot da l’Hom die ersten Abweichungen bemerkbar. Die Schichtflächen-Pole der beiden Bereiche definieren einen Grosskreis, dessen Pol ungefähr mit der oben erwähnten Verbiegungsachse der hangenden Strukturelemente um die kompetente Sass-Majur-Linse zusammenfällt.

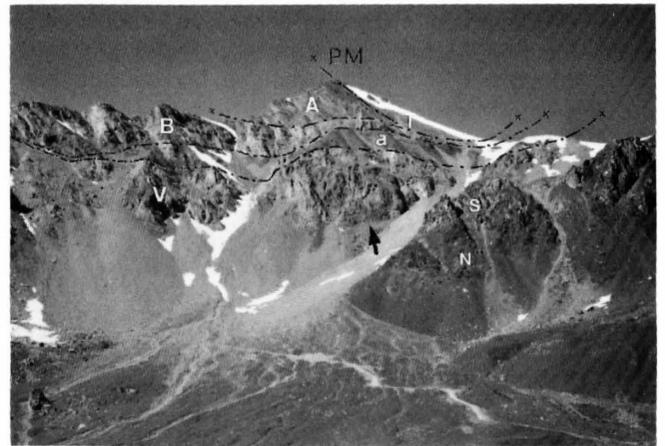


Fig. 24: Verdoppelung der Valmala-Schuppe auf der E-Seite des Piz Minschun (siehe Taf. 3b). Blick gegen WSW. *A* = Bürkelkopf-Zone, *T* = Tasna-Flysch, *B* = Breccien-Serie, *a* = Grischans-Zone, *V* = Valmala-Schuppe, bestehend aus Tristel-Schichten, Gault-Schichten, Breccien-Serie und Couches Rouges, *S* = Kristallin der Sass-Majur-Schuppe, *N* = Serpentinite der Nair-Zone, *PM* = Piz Minschun, *Pfeil* = südwest-vergente Grossfalte in den Gault-Schichten.

Nach einer kurzen Aufschlusslücke lässt sich die Valmala-Schuppe von den Südhängen des Piz Clünas bis zum Piz Tasna und zum Piz Laver ziemlich kontinuierlich verfolgen (s. Taf. 2 u. 3). Dabei nimmt sie an Mächtigkeit zu, während die Sass-Majur-Schuppe nur noch als Zug unterschiedlich grosser Linsen sporadisch auftritt. Unterhalb des Piz Minschun stellt man eine Deckenrepetition fest (Fig. 24). Über Couches Rouges der Valmala-Schuppe folgen schwarze Tonschiefer mit dünnplattigen Sandsteinen (Schiefer-Serie und/oder Tuoi-Serie). Diese «eingewinkelte» Arosen Zone (= Grischans-Zone) lässt sich über den N-Grat in die W-Seite des Piz Minschun verfolgen (s. Taf. 1) und keilt dann gegen S wieder aus. Darüber liegt wiederum die Breccien-Serie, die gegen S grössere Mächtigkeiten erreicht. Die Schuppenkontakte auf der E-Seite sind südvergent verfaltet. An der W-Seite des Piz Minschun sind die Verhältnisse etwas komplizierter. Hier schiebt sich zwischen die Oberkreide der Valmala-Schuppe und die Grischans-Zone noch eine Linse, die aus Gault-

Schichten und Breccien-Serie besteht. Die Tatsache, dass diese kleine Teilschuppe auf der E-Seite des Piz Minschun gar nicht auftritt, verdeutlicht, wie die Strukturelemente auch seitlich innerhalb kurzer Distanzen aussetzen können.

Alle Grossfalten der südvergenten Phase am Berggrat Piz Minschun–Piz Tasna weisen die gleiche Orientierung auf; ihre Achsen fallen gegen NW (ca. 300°) ein. Im Kleinbereich beobachtet man jedoch zwei verschieden orientierte Faltenssysteme. In Figur 23b ist die gegenseitige räumliche Lage dieser Falten wiedergegeben. Aufgrund der Orientierung von Faltenachsen werden sie als *südwest-vergente Falten* (mit nach NW gerichteten Achsen) und *südost-vergente Falten* (mit nach NE bzw. SW gerichteten Achsen) bezeichnet. Den beiden Falten typen gemeinsam ist die Lage der Achsenebene und die von der Lithologie und der Bankdicke abhängige Runzelschieferung, die einer Achsenebenen-Schieferung entspricht. Die Achsen der südwest-vergenten Falten sind infolge Rotation im NW-Schenkel der Unterengadiner Aufwölbung im allgemeinen steiler. Eine Interferenz der beiden Falten systeme wurde nicht beobachtet; somit lassen sich vorläufig keine



Fig. 25: Südost-vergente Scherfalte in den Gault-Schichten (SE-Fuss des Piz Minschun).

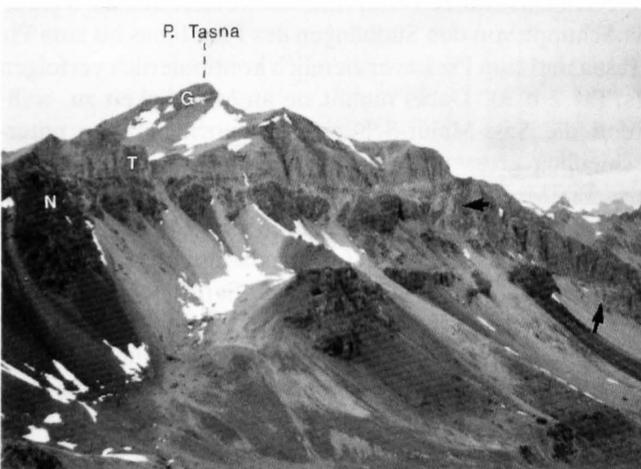


Fig. 26: Nordost-vergente Falten (Pfeile) am E-Abhang des Piz Tasna, erkennbar in den Basisbreccien der Tristel-Schichten (siehe Taf. 3c). Blick gegen NW. G = Gault-Schichten, T = Tristel-Schichten, N = Nair-Zone (vorwiegend Serpentinite).

Aussagen über eine Abfolge machen. Im Stil sind auch keine wesentlichen Unterschiede festzustellen. Die Figur 25 gibt einen Eindruck von südost-vergenten Falten.

Eine abweichende Vergenz zeigen die Grossfalten am E-Abhang des Piz Tasna (Fig. 26). Obwohl sie anscheinend während der südvergenten Phase angelegt wurden, weisen sie eine Nordost-Vergenz auf. Sie bilden diesbezüglich die einzige Ausnahme im gesamten Arbeitsgebiet.

Abschnitt Alp Laret–Alp Valmala–Val Urschai

Zwischen Alp Laret und Muot da l'Hom (Ftan) tauchen Tristel-Schichten und Gault-Schichten der Valmala-Schuppe unter den Granit der Ardezer Schuppe. NW von Alp Laret sind auf einer Distanz von 1 km keine Sedimente aufgeschlossen, bedingt durch die Schuttbedeckung. Es gibt jedoch Andeutungen dafür, dass sich die Schuppe oder deren Bewegungsbahn zwischen den zerscherten Graniten der Sass-Majur-Schuppe und der Ardezer Schuppe Richtung Val Tasna fortsetzt, denn etwas oberhalb von Pra da Tasna tauchen Gault und wenig nördlich davon Tristel-Schichten wieder auf. Nach einem erneuten Unterbruch erscheinen die Kreide-Serien der Valmala-Schuppe bei Valmala wieder und erreichen dort grössere Mächtigkeiten. Sie sind auch hier durch die Ardezer Schuppe nach oben begrenzt, diesmal in Form eines Linsenzuges. Der Schuppenstapel ist zwischen Alp Laret und Alp Valmala zu einer grösseren Synform (*Laret-Synform*) deformiert, die hauptsächlich Tasna-Flysch enthält (s. Fig. 53). Der im Muldenkern aufgeschlossene Gault wird aufgrund seiner geometrischen Position im Schuppenstapel der Utschel-Schuppe zugeordnet.

Im Gegensatz zum Abschnitt Piz Minschun–Piz Tasna treten in der Umgebung von Alp Valmala ausschliesslich südost-vergente Grossfalten auf. Diese Grossstrukturen bestimmen in der nördlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes das allgemeine tektonische Streichen (NE–SW) der Valmala-Schuppe. Die Grossfalten von Valmala bilden ein südost-vergentes Antiklinorium (s. Fig. 28, Taf. 3a), an dessen Aufbau auch ältere, nordvergente Grossfalten beteiligt sind, welche sich durch den engen Faltenstil zu erkennen geben. Die räumliche Orientierung dieses Antiklinoriums dominiert auch im Aufschlussbereich (Fig. 27a); die südwest-vergenten Falten treten zurück. Bei Tschidas, wo die mächtige Breccien-Serie und die Couches Rouges in mehrfacher Wiederholung auftreten, sind die südwest-vergenten Falten wieder öfters zu beobachten (Fig. 27b). Die mit diesen Falten assoziierte Runzelschieferung ist vor allem in den Kalken der Couches Rouges gut ausgebildet.

Wie oben erwähnt, verläuft das Streichen der Valmala-Schuppe NE–SW, geprägt durch die südost-vergente Faltung. Innerhalb dieser generellen Orientierung gibt es jedoch Unterschiede. Bei Valmala weisen die korrelierbaren Anti- und Synformen auf beiden Talflanken ein Achsenstreichen von 60–70° auf, und aus der Kartierung lässt sich gegen den Piz Minschun sogar eine Umbiegung nach Osten vermuten. Dagegen zeigen die Gross- und Kleinfalten in der oberen Val Urschai, beim Piz Tasna und Piz Faschalba ein Achsenstreichen von 30–40°. Die Abwei-

chung bei Valmala mag damit zusammenhängen, dass hier durch die starke Anhäufung von Oberkreide-Sedimenten während der nordvergenten Phase eine besondere, ererbte Geometrie vorlag. Von Bedeutung ist ferner der schon erwähnte Einfluss der Sass-Majur-Schuppe auf die Geometrie der umgebenden Schuppen.

In der oberen Val Urschai lässt sich die Valmala-Schuppe mit einem Streichen von 40° bis Muot da Lais kontinuierlich verfolgen. An dieser Stelle erscheint ein ESE–WNW verlaufendes Lineament, welches sich von der Futschöl-Passhöhe über Plan da Mattun bis zu den Hängen des Piz Nair erstreckt. Entlang dieser Linie stellt man Veränderungen im Baustil und eine Verstellung der Strukturelemente fest. Sie bildet W des Piz Nair die Schuppengrenze zwischen der Valmala-Schuppe und der Nair-Zone. Die Tristel-Schichten streichen hier gegen NE in die Serpentinite der Nair-Zone und setzen an dieser Linie abrupt aus. Erst 600–700 m weiter im NW, sinistral versetzt, tauchen sie wieder auf und ziehen mit unverändertem Streichen gegen NE. Auch die Lagerung der Breccien-Serie, die eine enge Synform bildet (Fig. 33), deutet auf eine sinistrale Versetzung hin. Das Lineament hat hier möglicherweise eine horizontale Verschiebungskomponente; die Versetzungen können aber auch durch eine Hebung der NE-Flanke erklärt werden (syn- oder post-südvergente Phase). Zwischen dem Plan da Mattun und dem Futschöl-Pass wird diese Störung bedeutender: Auf ihrem NE-Flügel wird die Basis der Silvretta-Decke um mindestens 500 m gehoben, und zugleich taucht eine neue Teilschuppe auf, die Faschalba-Teilschuppe der Valmala-Schuppe. Diese Situation lässt sich am einfachsten so erklären, dass hier schon in einem Frühstadium der Entstehung des Tasna-Schuppenkomplexes eine Diskontinuität vorhanden war, die ihren Ursprung in einer Diskontinuität des *Traineau écraseur* der Silvretta-Decke hatte. Ein solcher Bruch in der Silvretta-Decke ist allerdings wegen der Erosion nicht mehr zu sehen, aber die alternative Deutung – eine abrupte Flexur ohne Bruch – ist wenig wahrscheinlich, weil sie sich während der ganzen Deformationsgeschichte der Tasna-Decke spröde verhielt. Daneben zeigt die Basis der Silvretta-Decke grossräumige, relativ sanfte Verbiegungen (s. SCHMUTZ, Kap. 9.1 dieses Bandes). Es ist aus all diesen Gründen denkbar, dass die laterale Ausdehnung der Faschalba-Teilschuppe von dieser Störung bestimmt wurde, auch wenn es gewisse Anzeichen gibt für ein allmähliches Abtauchen Hand in Hand mit der südwest-vergenten Faltung (z. B. die Lage der untergeordneten südwest-vergenten Kleinfalten in dieser Teilschuppe und die Schnittlinie der Schichten mit der Topographie oberhalb Plan da Mattun) und somit für eine eventuelle Fortsetzung der Faschalba-Teilschuppe gegen SW. Die südwest-vergenten Falten zeigen aber normalerweise kleinere Faltenradien (z. B. am Piz Minschun, Piz Tasna, Piz Davo Lais), die für einen vertikalen Versatz der Strukturen um 500 m in einem ziemlich engen Raum nicht genügen. Die Entstehung des Jämtal-Halbfensters ist vermutlich auf diese Störung zurückzuführen. Zusammenfassend ergibt sich aus dieser Situation die Schlussfolgerung, dass die älteren Strukturen (Prä-Obereocaen) in der Basis der Silvretta-Decke für die Verformung des Liegenden eine wichtige Randbedingung darstellen, welche von der Tasna-Decke Anpassung forderten. Solche Strukturen sind vermutlich ein Grund für den nicht planaren Verlauf der Silvretta-Überschiebung (s. SCHMUTZ, Kap. 9.1 dieses Bandes). Inwieweit die unterschiedliche Orientierung der Falten im Liegenden (Süd-

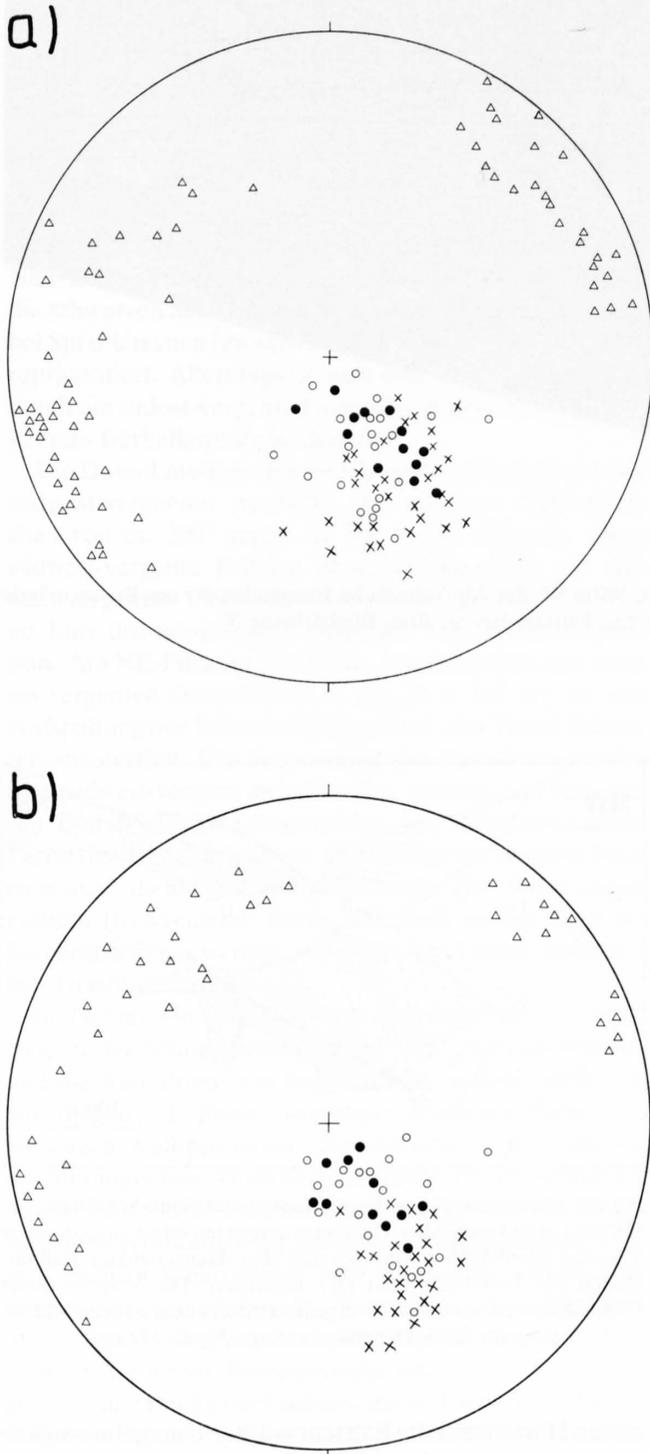


Fig. 27: Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Valmala-Schuppe (Legende siehe Fig. 23).

- a: Die Umgebung der Alp Valmala.
- b: Tschisdas.

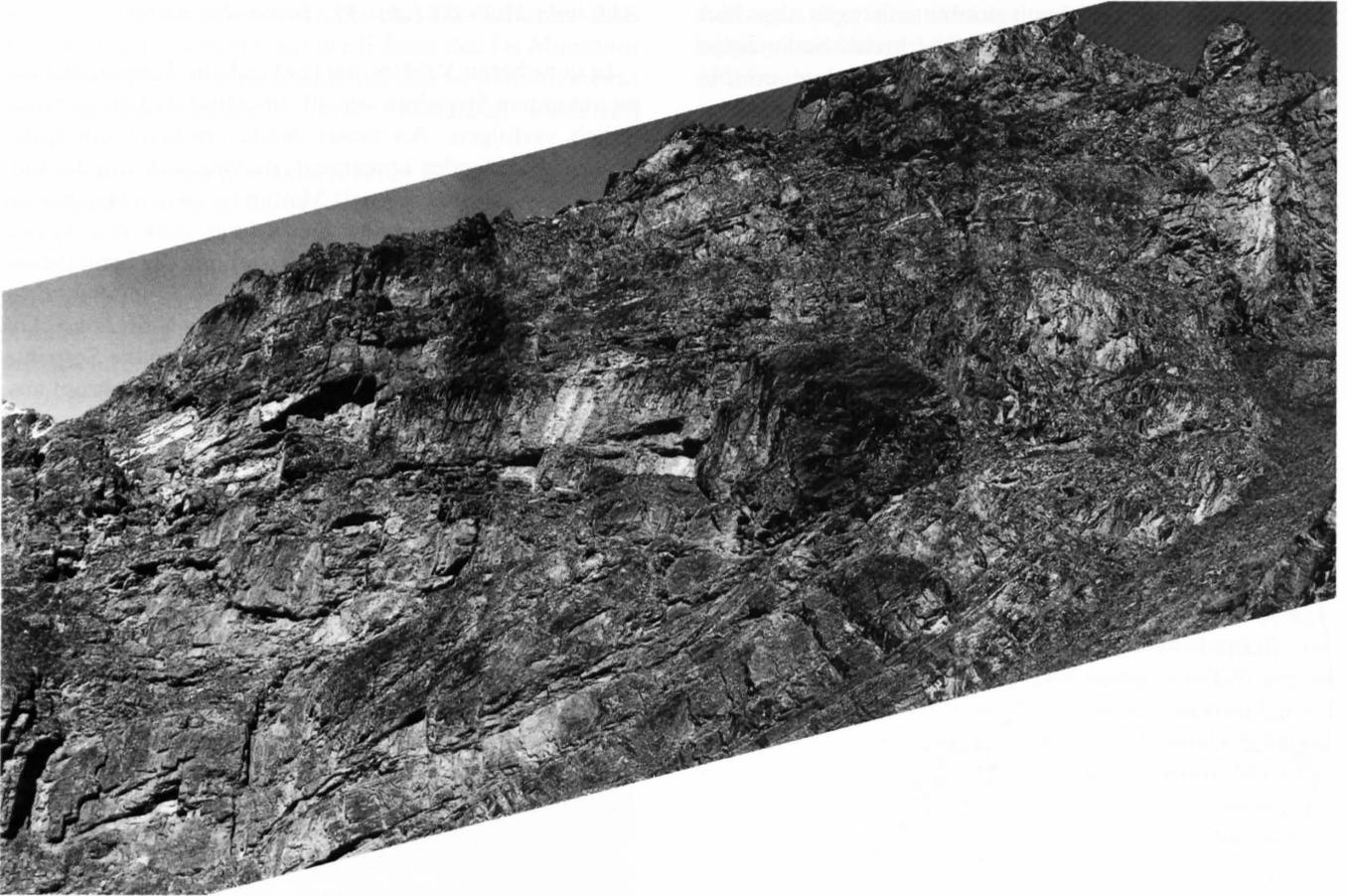


Fig. 28: Südost-vergente Falte in den Gault-Schichten (dickbankige Zone), 500 m NE der Alp Valmala im Hangenden der aus Breccien-Serie bestehenden Synform (Valmala-Synform, siehe Fig. 53). Faltenradius ca. 20 m, Blickrichtung N.

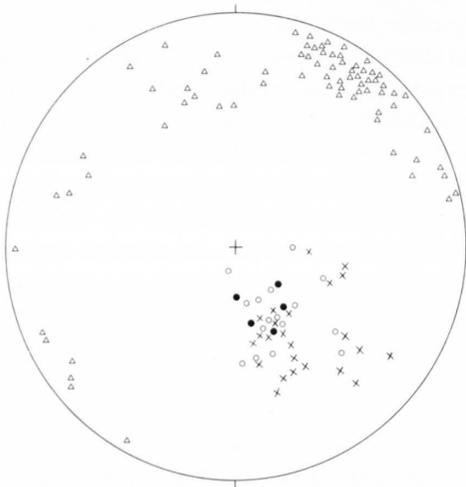


Fig. 29: Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Valmala-Schuppe. Abschnitt Muot da Lais–Piz Tasna–Piz Laver (Legende siehe Fig. 23).

west- und Südost-Vergenz) mit der Geometrie dieser vorgegebenen Unregelmässigkeiten an der Basis der Silvretta-Decke im Zusammenhang steht, lässt sich schwer ermitteln. Jedenfalls kann der Vergenzwechsel im engen Raum, wie z. B. zwischen der Alp Valmala (Kreide-Serien der Valmala-Schuppe) und dem Muot da Cler (Tasna-Flysch),

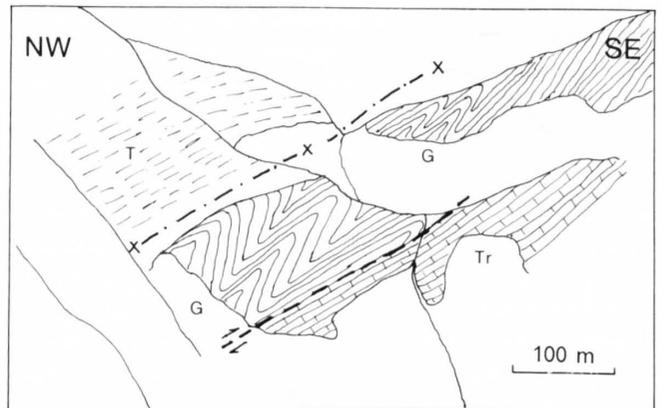


Fig. 30: Südost-vergente Z-Grossfalten in den Gault-Schichten (G), SW des Lai da Fasch'Alba. Die Falten zeigen nur einen ausgedünnten Schenkel (Bankdicke 3–4 m). Sie sind über dünnbankten Kalkturbitiden der Tristel-Schichten (Tr) abgesichert. Die Vergenz dieser Falten deutet auf eine südost-vergente Synform oder auf eine südost-vergente Überschiebung im Tasna-Flysch (T) hin.

als ein Hinweis auf die Existenz solcher Unregelmässigkeiten schon während der Platznahme der Silvretta-Decke gedeutet werden.

Auf der SSW-Seite des Piz Tasna treten ausnahmslos südost-vergente Grossfalten auf, die bis in den Kleinbereich die Geometrie der Strukturelemente diktieren

(Fig. 29). Die südwest-vergenten Kleinfalten sind wie bei Valmala untergeordnet. In der auf Figur 32 dargestellten Profils pur (Blick nach NNE) sind die Z-Falten in den Gault-Schichten auffallend, welche einen durch Scherung ausgedünnten und einen normal mächtigen Mittelschenkel aufweisen (Fig. 30). In der Gegend des Piz Tasna zeigt das Streichen der Kleinfaltenachsen ein Maximum bei 20–40°. Beim Piz Laver dagegen streichen sie 50–70° (Fig. 29). Dieser Unterschied in der Orientierung beim Piz Laver scheint mit der südwest-vergenten Faltung der Davo-Lais-Teilschuppe im Zusammenhang zu stehen (s. unten).

4.3.1.3 Davo-Lais-Teilschuppe

Sie umfasst dieselben Schichtglieder wie die Valmala-Schuppe und befindet sich wie diese über der Nair-Schuppe; sie ist deshalb als ein vom Verband abgelöster Teil der Valmala-Schuppe zu betrachten (s. Fig. 31 u. Taf. 2). Die Nair-Zone wird auf der E-Seite des Piz Davo Lais durch die schwarzen Schiefer und ein kleines Diabasvorkommen bei Spi d'Ursanna (zwischen dem P. 2885 und dem P. 2887) repräsentiert. Allerdings ist auch eine Verbindung mit der durch die südost-vergente Faschalba-Antiform «eingewickelten» Bürkelkopf-Zone denkbar.

Die Davo-Lais-Teilschuppe hat die Gestalt einer grossen südwest-vergenten Antiform, die mit dem Achsenstreichen von ca. 290° gegen die Val Fenga abtaucht. Diese südwest-vergente Faltung ist vergesellschaftet mit südwest-vergenten Überschiebungen und deformiert bei Davo Lais die nordvergent angelegte Schuppenkonfiguration. Am NE-Fuss des Piz Tasna, etwas nördlich der nordost-vergenten Grossfalte (s. a. Fig. 26 u. Taf. 3c), ist eine Aufspaltung der Valmala-Schuppe bzw. der Tristel-Schichten anzutreffen. Die Serpentine der Nair-Zone wurden hier südwest-vergent zwischen den unteren und den oberen Tristel-Schichten eingespießt. Die tonschiefer-reiche Partie der Tristel-Schichten, direkt über der zweiten Breccienbank, diente als Ablösehorizont. Die Reste dieser zweiten Breccienbank finden sich noch an der Basis der Serpentine; sie werden von Gips und bunten Schiefen der Trias unterlagert.

Im Gebiet von Davo Lais tritt eine tiefgreifende Änderung in der Schuppenstruktur ein. Die Valmala-Schuppe und die Nair-Zone verschwinden und an ihrer Stelle tritt eine gegen NE immer mächtiger werdende Folge von kieseligen Kalkturbiditen (Roz-Schuppe), die aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit als Tasna-Flysch auskartiert wurde. KLÄY (1957) betrachtete diese Gesteine als Tristel-Schichten (vermutlich die unteren Tristel-Schichten). Diese kieseligen Kalkturbidite sind feinsandig, wittern hellbraun-grau an und bilden 10–20 cm dicke, oft parallellaminierte Bänke. Trotz grosser Mächtigkeit liessen sich in dieser Serie weder Breccienbänke noch bis zu 1 m dicke, grobsandige Bänke beobachten, die in den unteren Tristel-Schichten gelegentlich auftreten. Ferner ist der Mergelanteil geringer. Diese kieseligen Kalkturbidite lassen sich entlang der Basis der Davo-Lais-Teilschuppe gegen Norden bis in die Val Fenga verfolgen. Zwischen diesen beiden Serien befindet sich ausser den schwarzen Schiefen der Nair-Zone auf Spi d'Ursanna noch ein Span der dünnplat-

tigen Serie der Tuoi-Serie. Ein weiteres Zeichen dafür, dass die kieseligen Kalkturbidite nicht den Tristel-Schichten an der Basis der Davo-Lais-Teilschuppe angehören, sondern eine nordvergente, unter die Davo-Lais-Teilschuppe «eingewickelte», selbständige Schuppe darstellen. Gegen Süden erstreckt sie sich an der Basis der Nair-Zone bis SW von Mot.

Die NW-Seite des Piz Davo Lais zeigt einen anderen Baustil. KLÄY (1957) stellt die Davo-Lais-Teilschuppe als eine relativ flachliegende, südost-vergente Antiform mit einem Kern von Tristel-Schichten dar, deren Scheitel sich in der Val Fenga befindet. Diese Antiform findet im südlich anschliessenden Gebiet keine Parallele. Man trifft aber auch in dieser Gegend südost-vergente Strukturen (v. a. Synformen), deren Verlauf hier eine Aussage über die Phasenabfolge erlaubt. Die auf Figur 33 dargestellte südost-vergente Synform zwischen dem Piz Faschalba und dem Piz Tasna zieht mit einem Streichen von 50° bis Fuorcla d'Laver. Hier vollzieht sich eine Zweiteilung. An dieser Stelle erscheinen mehrere Schollen von Lias-Spatkalk der Ardezer Schuppe sowie bunte Schiefer, gelber Dolomit und grüne, massige Quarzite der bunten Trias. Der NE-Ast dieser Synform, bestehend aus schwarzen Schiefen, Sandsteinen mit einzelnen Diabaslinsen und gelegentlichen Mikriten (Schiefer-Serie der Bürkelkopf-Zone), erstreckt sich vom Bergrat Piz Davo Dieu (P. 2889)–Fuorcla Davo Dieu (P. 2807) bis zum Gipfel des Piz Davo Lais (P. 3026). Diese kleine Mulde überwindet also innerhalb von 500 m einen Höhenunterschied von 200 m, was auf die Verbiegung dieser südost-vergenten Struktur durch die südost-vergente Davo-Lais-Antiform hinweist. Auch der NW-Ast zeigt dieselbe Verformung. Die oben erwähnten Lias-Schollen der Ardezer Schuppe tauchen zuerst NW des Piz Davo Dieu (Foppa Triada, wo auch die Sandsteine des Doggers [= *Idalp-Sandsteine*] erstmals aufgeschlossen sind; RUDOLPH 1982) und dann bei der Heidelberger Hütte wieder auf. Wenn man das allgemeine Streichen der Strukturen (SW–NE) berücksichtigt, entspricht dieser Verlauf einer Verbiegung um eine nordwestgerichtete Achse. Ferner lässt sich ein dem Diabasblock SW des Piz Davo Dieu entsprechender weiterer Diabasblock im NW-Ast, und zwar im Talboden (bei P. 2542, KLÄY 1957) beobachten. Aus diesen Anzeichen kann im Gebiet zwischen dem Piz Davo Dieu und der Fuorcla d'Laver die nachträgliche, südwest-vergente Verfallung der südost-vergenten Strukturen gefolgert werden.

4.3.1.4 Faschalba-Teilschuppe

Sie besteht hauptsächlich aus Gault-Schichten. Auf der SE-Seite des Piz Faschalba sind noch Breccien-Serie und Couches Rouges anzutreffen. Diese Teilschuppe ist insgesamt eine südost-vergente, ziemlich enge Antiform, die im Gelände an der Umbiegung der dickbankigen Zone des Gaults besonders gut zu erkennen ist (Fig. 32). Im Kern sind die dünngebankten Partien disharmonisch verfallt. Die Tonschiefer-Lagen weisen häufig eine zweite Schieferung auf. Die Faltenachsen streichen 45° und fallen gegen NE ein. Auch südwest-vergente Falten sind gelegentlich anzutreffen.

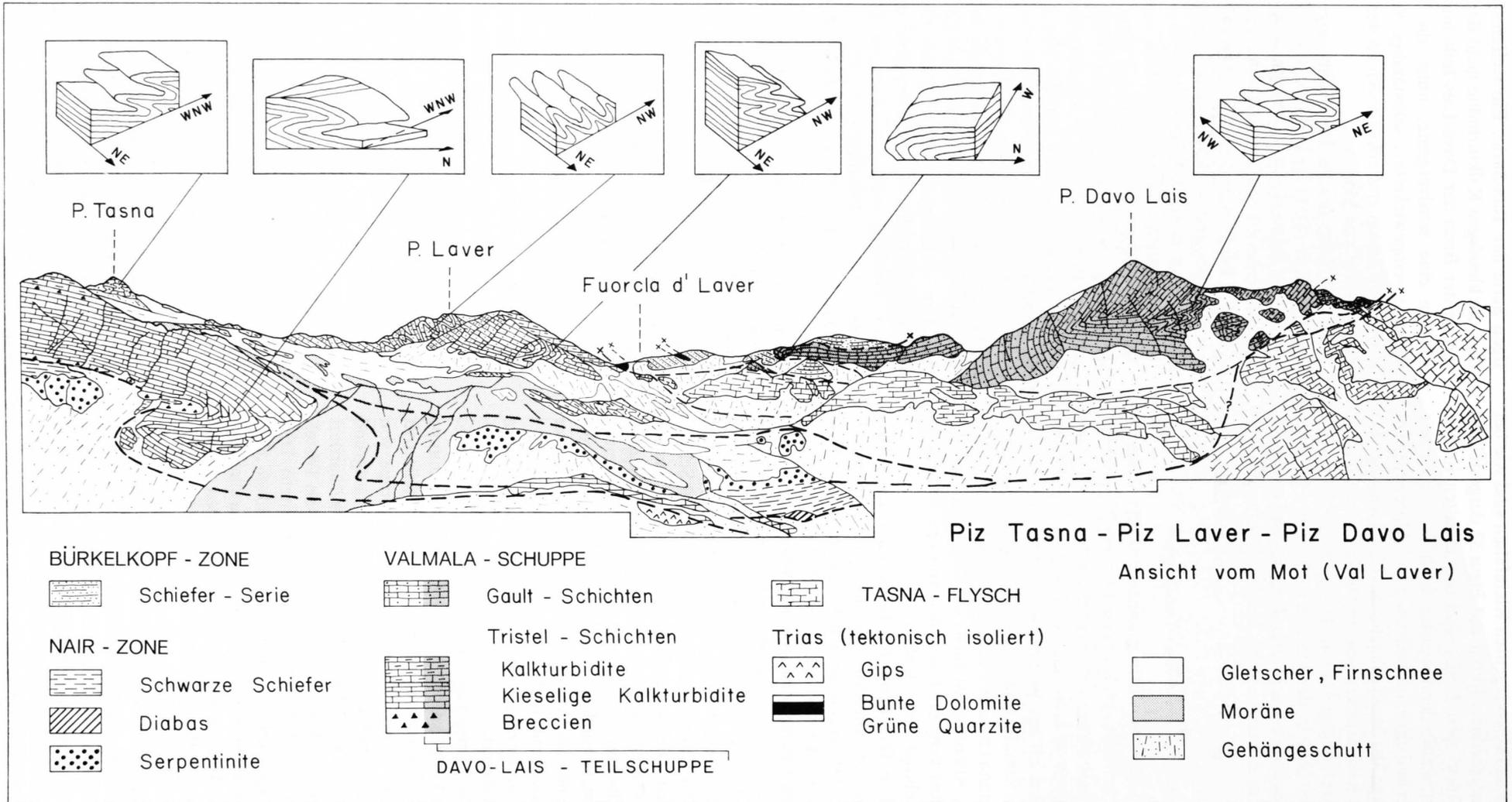


Fig. 31: Geologische Skizze des Piz Tasna, Piz Laver und Piz Davo Lais mit der Geometrie der Grossfalten. Ansicht vom Mot (Val Laver). Blick nach W.

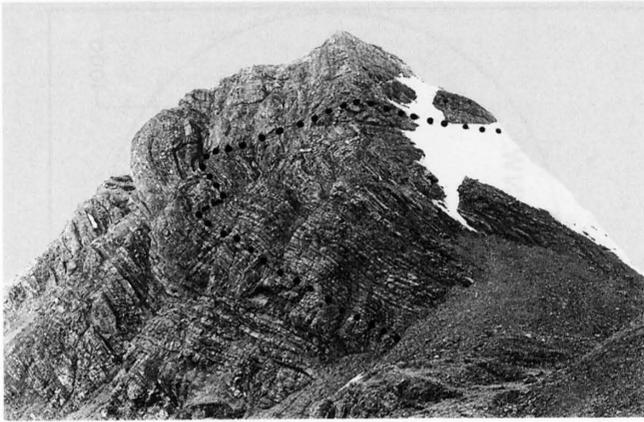


Fig. 32: Südost-vergente Grossfalte am NE-Abhang des Piz Faschalba. *Punktiert* = Basis der dickbankigen Zone der Gault-Schichten (Bankdicke 3–5 m). Blick nach SW.

Die Faschalba-Teilschuppe ist vermutlich, wie auf Figur 33 dargestellt, unter der Tasna-Flysch-Mulde mit der Valmala-Schuppe direkt verbunden. Die Vergenz der Grossfalten im Gault (Z-Falten, vgl. Fig. 30) SW des Lai da Fasch'Alba deutet auf eine Synform hin. Da sie aber in der Landschaft isoliert auftritt und, wie weiter oben erörtert, gegen SW verschwindet, nimmt sie eine besondere Stellung ein. Der Tasna-Flysch und die Bürkelkopf-Zone in der genannten Synform wurden durch die südost-vergente Faltung der Faschalba-Teilschuppe «eingewickelt». Sie werden jedoch auf der tektonischen Karte (Taf. 2) nicht zu den «eingewickelten» Schuppen gezählt, da diese ihre Position der nordvergenten Faltung verdanken. Gegen NE beobachtet man das Ausklingen dieser Teilschuppe (bei Vadret da Fenga). Zu vermuten ist jedoch, dass sie sich nach der oben erwähnten, südwest-vergenten Verfallung bis in die Val Fenga fortsetzt. Denn die Reste der Tristel- und der Gault-Schichten in der Val Fenga (bei Las Gondas und E des Fuorcla Larain) dürften entweder aus der Faschalba-Teilschuppe oder aus der Davo-Lais-Teilschuppe stammen.

4.3.1.5 Ardezer Schuppe

Sie setzt sich aus Tasna-Kristallin (Gneis-Serie, Tasna-Granit, vulkanoklastische Serie), oberer ? Trias (Dolomit, bunte Schiefer, Quarzit, Gips, Rauhwacke) und Lias-Spatkalken zusammen. Das kleine Vorkommen von Falknisbreccien, Gault-Schichten und Couches Rouges 500 m SE von Alp Tasna kann als Überbleibsel der hangenden Formationen der Ardezer Schuppe angesehen werden. Bei Ardez, wo die Schuppe am mächtigsten entwickelt ist, liegt der Trias-Dolomit direkt auf der stark verschiefernten vulkanoklastischen Serie; auffälligerweise fehlen die Schichtglieder der unteren Trias. Obwohl also dieser Kontakt tektonisch ist, wird die ganze oben genannte typische Gesteinsabfolge, da sie immer wieder auftritt, als eine Einheit behandelt.

Die Ardezer Schuppe ist im nördlichen Untersuchungsgebiet, wie die Sass-Majur-Schuppe, nur noch als Folge von Boudins oder Linsen unterschiedlicher Grösse entlang ihrer südvergent verfallten Scherbahn zu finden. Diese Linsen sind stets in der gleichen Position im Hangenden der Valmala-Schuppe und weisen stets Teile der typischen Schichtabfolge auf. Sie lassen sich bis in die Val Fenga verfolgen. Die Boudinierung ist massgebend für die laterale Verbreitung und Mächtigkeit der Schuppen. Die Ardezer Schuppe verliert an Mächtigkeit, sobald die Sass-Majur-Schuppe auftaucht (Eingang der Val Tasna). Etwa 1 km NE von Alp Laret besteht das Mesozoikum der Ardezer Schuppe nur noch aus spärlichen Resten von Dolomit und Spatkalk, sowie in deren Hangendem aus grünen Quarziten und bunten Schiefen der Trias (150 m NW von P. 2351). Mit zunehmender Mächtigkeit der Valmala-Schuppe verschwinden die Ardezer Schuppe und die Sass-Majur-Schuppe bis auf die erwähnten Linsenzüge.

Die wenigen Kleinfalten, die bei Pra da Punt (Eingang der Val Tasna) im Dolomit und in den Spatkalken gemessen wurden, zeigen Südwest-Vergenz (Fig. 34). Die Faltenachsen streichen ca. 100° . Aus dem Verlauf des Schichtstreichens ergibt sich gegen Ardez ein Abdrehen der Faltenachsen nach Westen, das auch in den hangenden Schuppen zu beobachten ist.

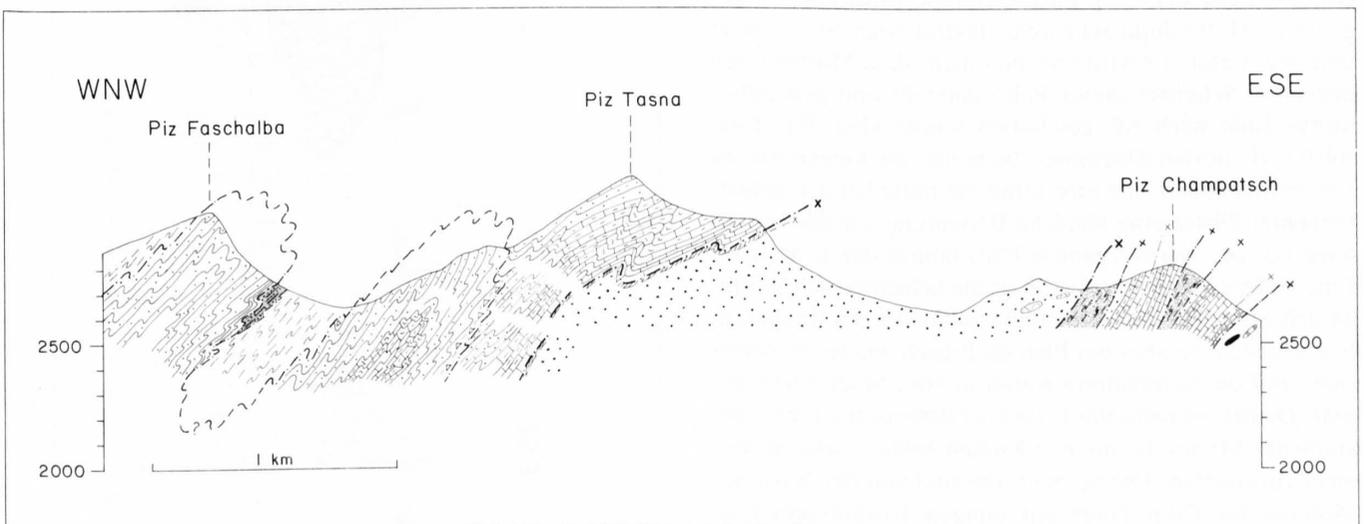


Fig. 33: Geologisches Profil der Tasna-Decke im Abschnitt Piz Faschalba–Piz Champatsch (Legende siehe Taf. 3).

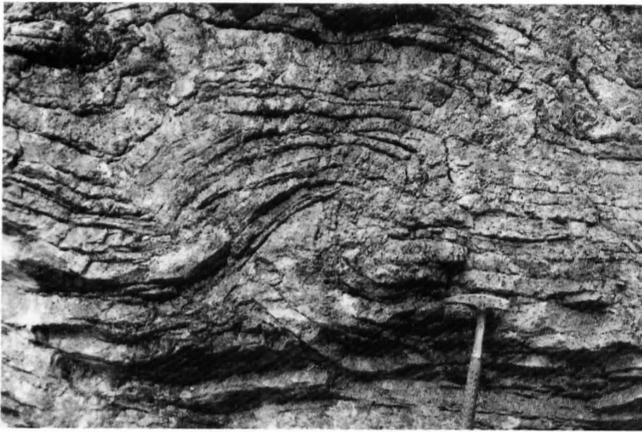


Fig. 34: Asymmetrische Kofferfalte der südwest-vergenten Phase in der basalen Partie des Trias-Dolomits (Pra da Punt). Der Nord-schenkel (rechts) zeigt durch leichte Überkipfung eine Nordvergenz, während im Kern eine Süd-Überschiebung zu beobachten ist. Orientierung der Faltenachse: $280^{\circ}/10^{\circ}$.

4.3.1.6 Crap-Putèr-Schuppe

Sie besteht aus Malm und Neokom. Ihre Hauptmasse beschränkt sich auf die rechte Seite des Inns. N davon ist sie nur an der Basis der Utschel-Schuppe durch einen 20 m mächtigen Aufschluss von Falknisbreccien-Formation vertreten. Die Crap-Putèr-Schuppe liegt verkehrt. Beim Crap Putèr bildet die Falknisbreccien-Formation die obere Grenze der Schuppe, während auf der W-Seite der Val Sampuoir hauptsächlich Calpionellenkalke über den Neokom-Kalken anzutreffen sind.

Die ganze Schuppe wird als eine gegen NW geneigte, relativ offene, südost-vergente Antiform interpretiert. Ihre SE-Stirn befindet sich beim Crap Putèr. Man beobachtet hier in der dickgebankten Breccien-Formation eine südost-vergente Grossfalte (S-Falte, Blick gegen SW), die Richtung Motta Jüda hinunterzieht (Fig. 35) und gegen oben an eine Überschiebungszone grenzt. Die Kleinfalten-Achsen tauchen flach gegen SW ab ($210-230^{\circ}/10^{\circ}$). Die nächstgrössere Umbiegung in der Falknisbreccien-Formation findet man bei Motta Jüda. Die Faltenachsen sind mehrheitlich nach NE gerichtet ($20-30^{\circ}/10-20^{\circ}$, Fig. 36). Die NE-Ecke der Crap-Putèr-Schuppe (Mottana) ist gegenüber Motta Jüda scheinbar dextral nach SE versetzt und liegt tiefer. Es wird angenommen, dass Mottana den liegenden Schenkel dieser Falte darstellt und gegenüber Motta Jüda nach SE geschoben wurde (Fig. 35). Eine solche «Unterverschiebung» bedeutet im Gegensatz zu Überschiebungen eine Streckung; sie hätte bei der südost-vergenten Phase eine ähnliche Bedeutung wie die Boudinage bei der nordvergenten Platznahme der Schuppen. Eine andere Möglichkeit ist, dass die Schichten des Mottana sich gegen SE über die Val Plavna fortsetzen. In diesem Fall müssten sie aber bei Plan da Frusch wieder zu sehen sein, und die Serpentinite wären in zwei Stockwerke geteilt. Da die Serpentinite E dieses Gebietes bis zur Clemgia-Schlucht eine homogene Einheit bilden, scheint dies nicht zuzutreffen. Die Serpentinite sind von der Basis des Mottana bis Crap Putèr mit einigen Unterbrüchen zu verfolgen. Sie grenzen an die SE-Schenkel der oben genannten Falten. Es ist nicht auszuschliessen, dass sie mit

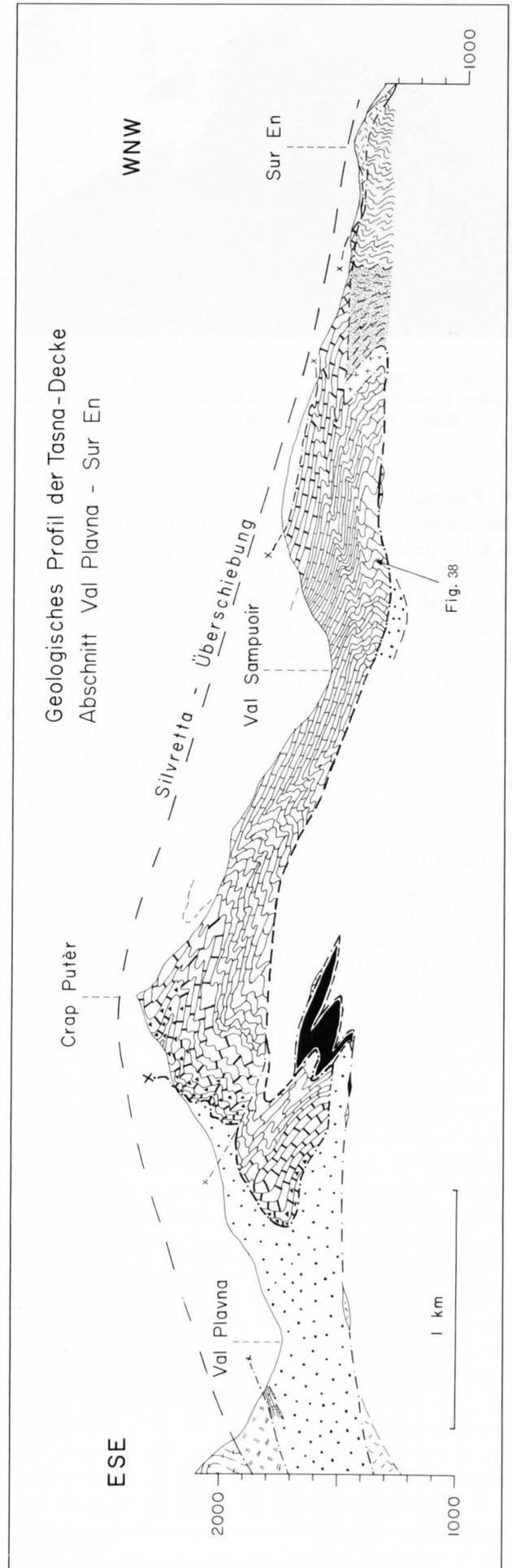


Fig. 35: Geologisches Profil der Tasna-Decke im Abschnitt Val Plavna-Sur En (Legende siehe Taf. 3).

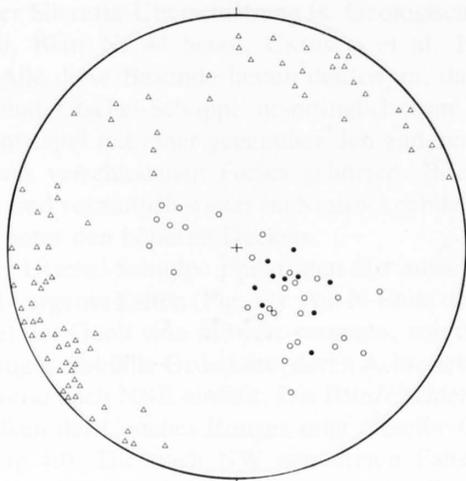


Fig. 36: Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten in der Crap-Putèr-Schuppe (Legende siehe Fig. 23).

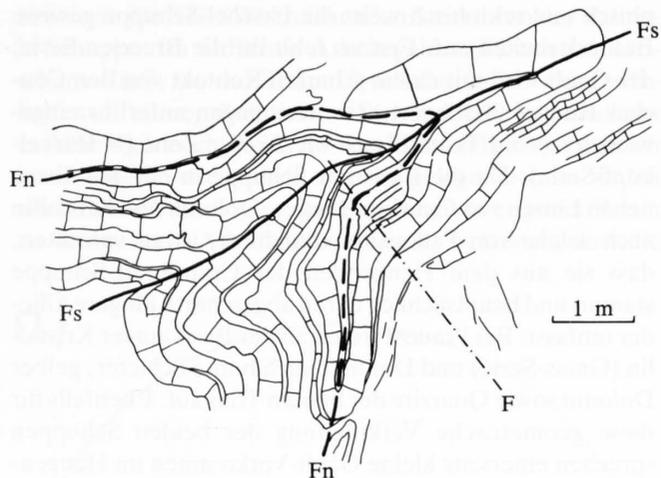


Fig. 38: Z-Kleinfalte im NW-Schenkel der Crap-Putèr-Antiform (siehe Fig. 35), «Neokom»-Serie bei Ruinas; Kalke (Bänke mit Signatur) mit Mergellagen. F_n = Achse der nordvergenten Falte ($260^\circ/2^\circ$); F_s = Achsenebene ($110^\circ/30^\circ$) der südvergenten Falte (Achse f_s der Falte = $210^\circ/16^\circ$); F = Achsenebene der Wellung (Aufwölbungsphase).

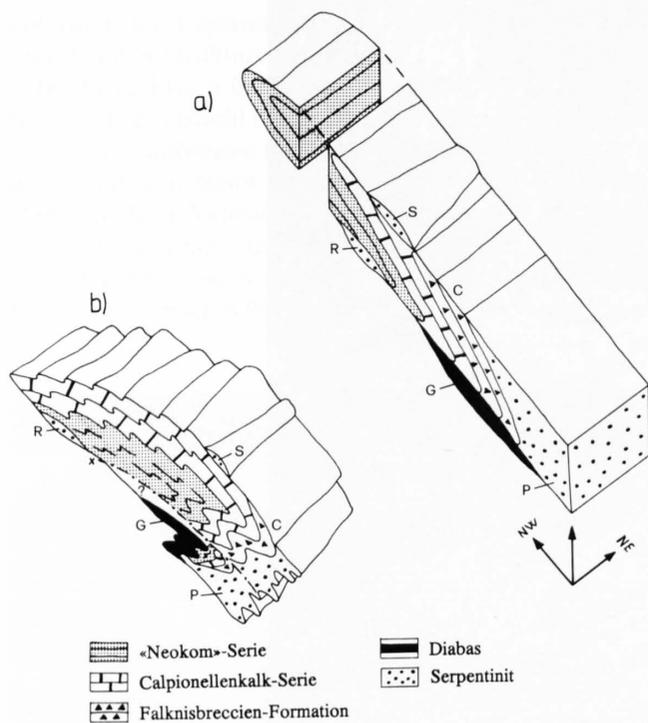


Fig. 37: Schematische Skizze der kinematischen Deutung des südlichen Untersuchungsgebietes. S = Serpentinite NE von Alp Sampuoir; C = Crap Putèr; P = Serpentinite der Val Plavna; G = Diabase bei Gondas; R = Serpentinite bei Ruinas.

- a) Nordvergente «Einwicklung» der Serpentinite (Ruinas) und der Diabase (Gondas). Die Serpentinite der Val Plavna befinden sich im Hangenden der verkehrt liegenden Crap-Putèr-Schuppe und lösen sie gegen S ab. Die Crap-Putèr-Schuppe kann als verkehrter Mittelschenkel einer stark zerscherten nordvergenten Grossfalte (evtl. Utschel-Grossfalte, siehe Abschnitt nordvergente Phase) angesehen werden.
- b) Südost-vergente Faltung: Die Serpentinite der Val Plavna gelangen in das Liegende der Crap-Putèr-Schuppe. Gerastert = Bünderschiefer? im Kern des Mottana.

den Serpentiniten NE von Alp Sampuoir in direktem Zusammenhang stehen und durch die südost-vergente Faltung in das Liegende «eingewickelt» wurden. Wenn man dabei beobachtet, dass die Nair-Schuppe NW von Mottana die Crap-Putèr-Schuppe umgibt (Diabase bei Gondas) und im Kern der Antiform (Serpentinite bei Ruinas) wieder erscheint, so können hier zwei «Einwicklungs»-Vorgänge postuliert werden. Diese Interpretation ist auf Figur 37 schematisch wiedergegeben.

Im NW-Schenkel der Crap-Putèr-Antiform beobachtet man an vielen Stellen Z-Falten (Blick gegen SW), deren Achsenebenen flach nach NW und z.T. nach SE einfallen (Fig. 36). Die Verdickung dieses Schenkels ist sicherlich auf die nordvergente Phase zurückzuführen (Fig. 38). In diesem Gebiet streut die Orientierung der Kleinfalten-Achsen ziemlich stark. Ähnlich wie im nördlichen Untersuchungsgebiet findet man auch hier südwest-vergente Kleinfalten mit steil nach NW eintauchenden Achsen.

4.3.1.7 Utschel-Schuppe

Sie setzt sich in erster Linie aus Gault-Schichten und Couches Rouges zusammen. Südlich von Fasten dals Grischans sind an der Basis der Schuppe noch ca. 20 m Kalkturbidite der Tristel-Schichten aufgeschlossen. Die Utschel-Schuppe ist gegen Süden auf der rechten Talflanke der Val Tasna bis Tanter Sassa kontinuierlich zu verfolgen. Es ist anzunehmen, dass sie sich durch die südwest-vergente Faltung, welche in den liegenden Schuppen auftritt, bis nördlich von Praust fortsetzt (s. Taf. 3a). Gegen Norden erstreckt sie sich bis westlich von Alp Tasna und verschwindet dort im Tasna-Flysch. Besonders erwähnenswert ist das nördlichste Vorkommen südlich von Toffai auf der linken Talseite. Hier tritt inmitten der Flyschmassen der Laret-Synform (Fig. 53) ein isoliertes Paket von Gault auf. Darunter finden sich, wie auf der rechten Talseite, die kiesigen Kalkturbidite des Helminthoiden-Flysches. Stratigra-

phisch und tektonisch weist die Utschel-Schuppe gewisse Besonderheiten auf. Erstens fehlt ihr die Breccien-Serie; der Gault wird mit einem scharfen Kontakt von den Couches Rouges überlagert. Zweitens liegen unter ihr eingewickelt sowohl Tasna-Flysch wie Aroser Zone (= Bürkelkopf-Serie). Da die Basis der Schuppe in der Val Tasna neben Linsen von Couches Rouges, Dolomit und Kristallin auch solche von Falknisbreccien führt, ist zu vermuten, dass sie aus dem Hangenden der Crap-Putèr-Schuppe stammt und hauptsächlich deren abgescherte jüngere Glieder umfasst. Bei Prauost treten an der Basis ausser Kristallin (Gneis-Serie) und Dolomit auch bunte Schiefer, gelber Dolomit sowie Quarzite der bunten Trias auf. Ebenfalls für diese geometrische Verknüpfung der beiden Schuppen sprechen einerseits kleine Gault-Vorkommen im Hangenden der Crap-Putèr-Schuppe SW vom Crap Putèr, von dieser getrennt durch Linsen von Kristallin und bunter Trias, andererseits der von Couches Rouges begleitete Gault, Kristallin-Linsen und Gips bei Plan da Frusch dicht

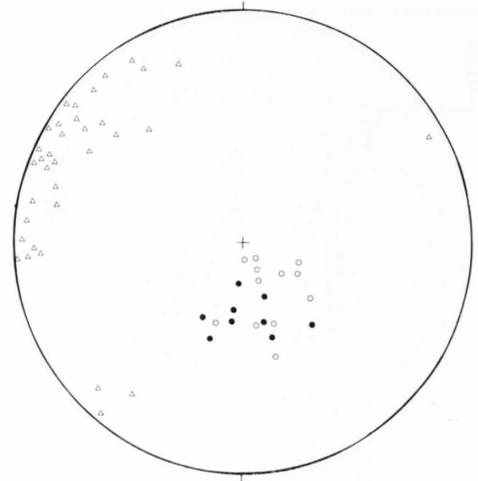


Fig. 39: Räumliche Lage der südwest-vergenten Kleinfalten in der Utschel-Schuppe. (Legende siehe Fig. 23.)

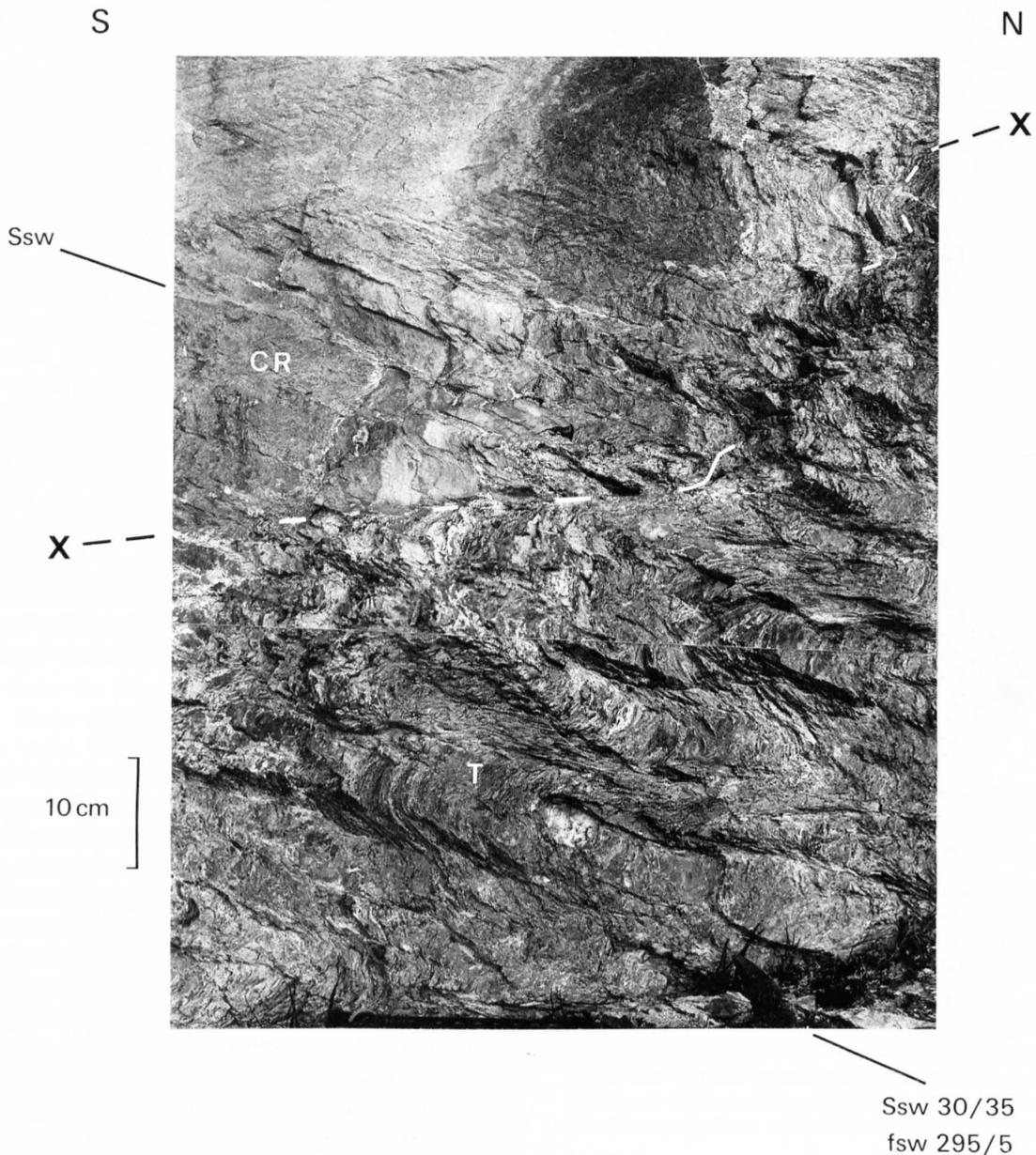


Fig. 40: Couches Rouges (CR) an der Basis der Utschel-Schuppe im tektonischen Kontakt mit dem «eingewickelten» Tasna-Flysch (T). Die Grenzfläche (X---X) ist südwest-vergent verfault und wird von der Runzelschieferung (S_{sw}; 30°/35°) durchzogen. f_{sw}: Kleinfalten-Achsen (295°/5°). Aufnahme 400 m N von Cuvel dals Utschels.

unter der Silvretta-Überschiebung (s. Geologischer Atlas 1:25 000, Blatt Nr. 44 Scuol, CADISCH et al. 1963 und 1968). Alle diese Besonderheiten deuten an, dass Crap-Putèr- und Utschel-Schuppe ursprünglich zum gleichen Sedimentstapel mit einer gegenüber den anderen Schuppen etwas verschiedenen Fazies gehörten. Ihre älteren Anteile sind vermutlich weiter im S zurückgeblieben, verborgen unter den höheren Decken.

In der Utschel-Schuppe findet man fast ausschliesslich südwest-vergente Falten (Fig. 39). Am N-Ende der Schuppe bildet der Gault eine südwest-vergente, von den Couches Rouges umhüllte Grossfalte, deren Achsenebene ausnahmsweise nach NNE einfällt. Die Runzelschieferung in den Kalken der Couches Rouges zeigt dieselbe Orientierung (Fig. 40). Die nach NW gerichteten Faltenachsen drehen im südlichen Teil der Schuppe gegen Westen um. Die wenigen SW-NE orientierten Faltenachsen könnten evtl. der nordvergenten Phase zugehören.

4.3.1.8 Tasna-Flysch

Wie weiter oben begründet ist er als eine selbständige tektonische Einheit aufzufassen. Da leicht erkennbare Leitschichten fehlen und er im Aufschluss stets intensive Kleinverfältelung zeigt (Fig. 41), ist es nur selten möglich, die Grossstrukturen zu erkennen. Diese werden vielmehr aufgrund der Lagerung der gesamten Einheit und der umgebenden Strukturen postuliert.

Im Tasna-Flysch herrschen die südwest-vergenten Falten vor. Dies obwohl die liegenden Schuppen häufig Südost-Vergenz aufweisen (z. B. bei Valmala). Die Geometrie der Kleinfalten bleibt von Val Urezzas und Val Urschai (Fig. 42a) über Valmala bis zum Eingang der Val Tasna (Fig. 42b) konstant, und auch innerhalb der Laret-Synform (Fig. 53) sowie N des Piz Minschun Pitschen fallen die Faltenachsen nach NW ein. Mit dieser Orientierung gren-



Fig. 41: Südwest-vergente Kleinfalten im Tasna-Flysch, im Hangenden der Utschel-Schuppe, 500 m NNE von Muot da l'Hom (Ardez). Blick nach W. Die Falten sind häufig mit einer Runzelschieferung assoziiert, welche auch im mikroskopischen Bereich sichtbar ist. Der Calcit bildet verformungsfreie mikroskopische Fasern, die parallel der Faltenachsen-Ebene in der Streckungsrichtung (etwas senkrecht zur Faltenachse) gewachsen sind. In den feinkörnigen, kieseligen Partien beobachtet man ebenfalls orientierte Fasern von Quarz. Die klastischen Quarzkörner sind in der Achsenebene gestreckt und löschen undulös aus.

zen sie an die NE-SW-streichenden Strukturen der Valmala-Schuppe. Im südlichen Arbeitsgebiet (Fasten dals Gris chans-Inn), wo der Tasna-Flysch durch den «eingewickelten» Teil repräsentiert wird, sind die Faltenachsen mehrheitlich nach W bis SW gerichtet (Fig. 43), obgleich auch NW-SE-streichende Achsen gelegentlich zu finden sind. Diese Variationen sind manchmal in engstem Raum zu beobachten. Alles in allem scheint es jedoch, dass die

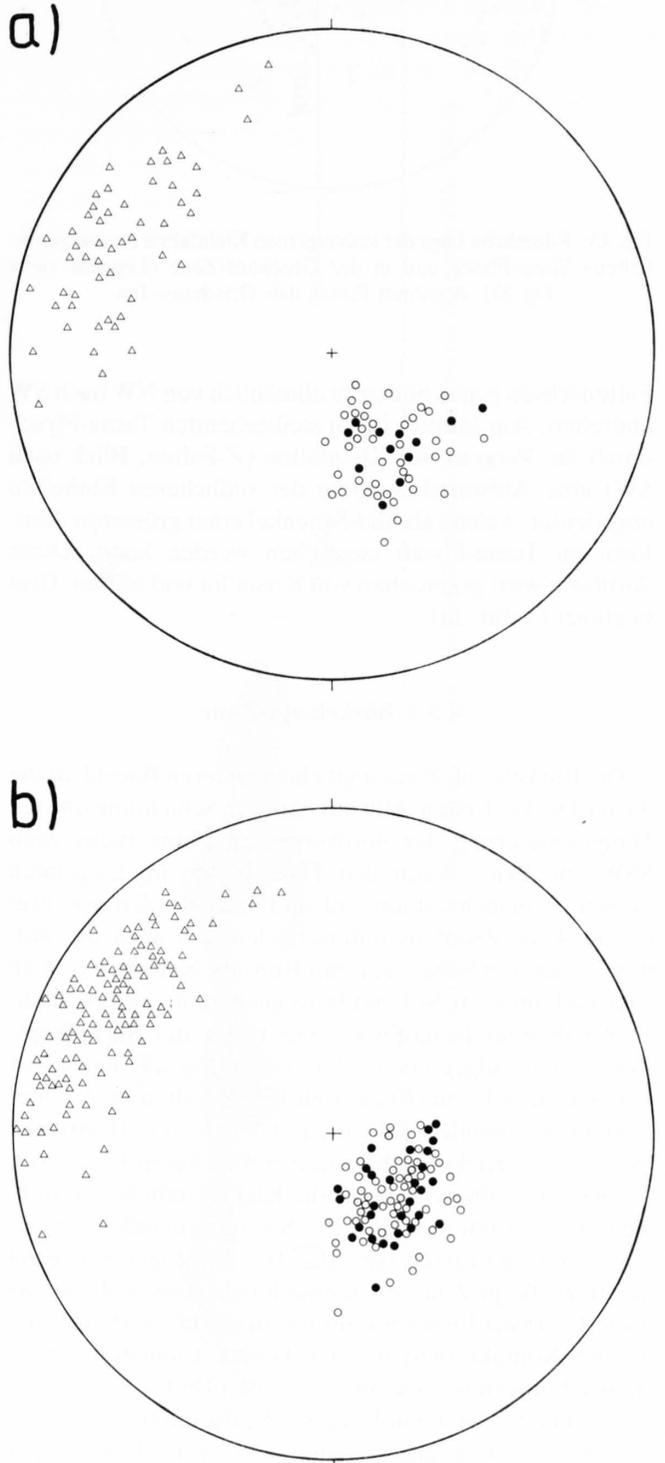


Fig. 42: Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten (Legende siehe Fig. 23).

a: Tasna-Flysch; Abschnitt Val Urezzas-Val Urschai.

b: Tasna-Flysch und Gris chans-Zone; Abschnitt Valmala-Fasten dals Gris chans.

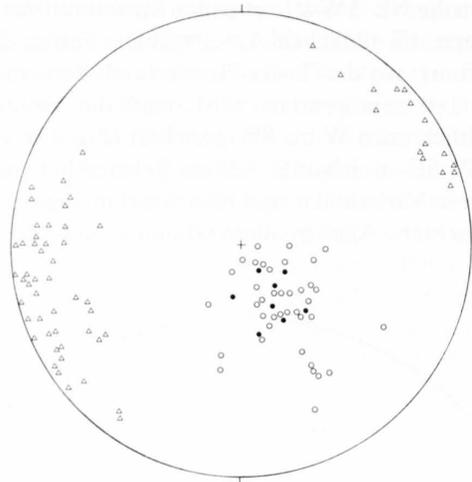


Fig. 43: Räumliche Lage der südvergenten Kleinfalten im «eingewickelten» Tasna-Flysch und in der Grischans-Zone (Legende siehe Fig. 23). Abschnitt Fasten dals Grischans-Inn.

Faltenachsen gegen Süden zu allmählich von NW nach SW abdrehen. Am Innufer ist im steilstehenden Tasna-Flysch durch die Vergenz der Kleinfalten (Z-Falten, Blick nach SW) eine Aufwärtsbewegung der südlicheren Einheiten angedeutet, welche als Süd-Schenkel einer grösseren Antiform im Tasna-Flysch angesehen werden kann. Diese Antiform wird gegen oben von Kristallin und bunter Trias begrenzt (s. Taf. 3a).

4.3.2 Bürkelkopf-Zone

Die Bürkelkopf-Zone zeigt einen anderen Baustil als die Tasna-Decke. Erstens fällt auf, dass die Schichtung und die Hauptschieferung der nordvergenten Phase meist nach SSW einfallen. Gegen den Tasna-Flysch im Liegenden biegen sie manchmal um und sind nach Norden gerichtet (s. Fig. 47a). Zweitens unterscheiden sich auch die südwest-vergenten Falten, z.T. mit Runzelschieferung (v. a. in tonigen Lagen), in Stil und Bewegungssinn von den ähnlichen Falten im Tasna-Flysch. Die Falten der Bürkelkopf-Zone sind im allgemeinen relativ offen (Fig. 44) und zeigen vorwiegend S-Form (Blick nach W); Z-Falten beobachtet man in N-fallenden Schichten. Obwohl die Hartbänke (Sandsteine, Kalkturbidite) stets mit dickeren Lagen von Tonschiefern abwechseln, ist die Kleinverfältelung durchwegs weniger intensiv als z. B. im vergleichsweise kompetenteren Tasna-Flysch (vgl. Fig. 41). Die Eigenbewegung der Bürkelkopf-Zone ist offensichtlich, da sowohl sie als auch der Tasna-Flysch jeweils intern stärker verfaltet sind als der Kontakt zwischen den beiden Einheiten. Diese Beobachtungen führen zum folgenden Bild:

Es scheint, dass die südvergente Verformung der Gesteine von oben nach unten zunimmt (Silvretta-Decke alpin nicht deformiert, Bürkelkopf-Zone schwächer und Tasna-Flysch stärker deformiert). Einen ähnlichen Deformationsgradienten, akzentuiert durch Deformationsränge, beobachtet man auch innerhalb der Tasna-Decke, wo die Grischans-Zone (kieselige Kalkturbidite des Helminthoiden-Flysches) 800 m SW von Alp Valmala im Hangenden



Fig. 44: Südwest-vergente S-Falten im Helminthoiden-Flysch, 500 m SW des Piz Chaschlogna, bei P. 2730. Aufschlusslänge ca. 100 m. Diese Falten entsprechen sehr häufig dem Hangend-Schenkel einer Grossfalte, der an der Silvretta-Überschiebung abrupt aufhört. Blick nach NW.

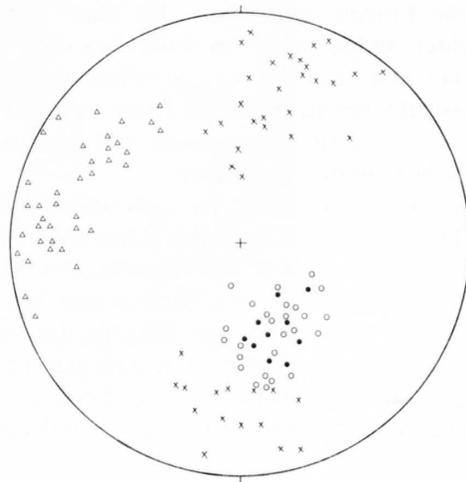


Fig. 45: Räumliche Lage der südwest-vergenten Kleinfalten in der Bürkelkopf-Zone (Legende siehe Fig. 23). Abschnitt Muot da Cler-Fil da Tuoi.



Fig. 46: Südwest-vergente Kleinfalte in der Tuoi-Serie, 200 m W von Muot da Cler. Die Runzelschieferung ist nur in der Tonschiefer-Lage ausgebildet. Die Dicke der Sandstein-Platte beträgt 8 cm.

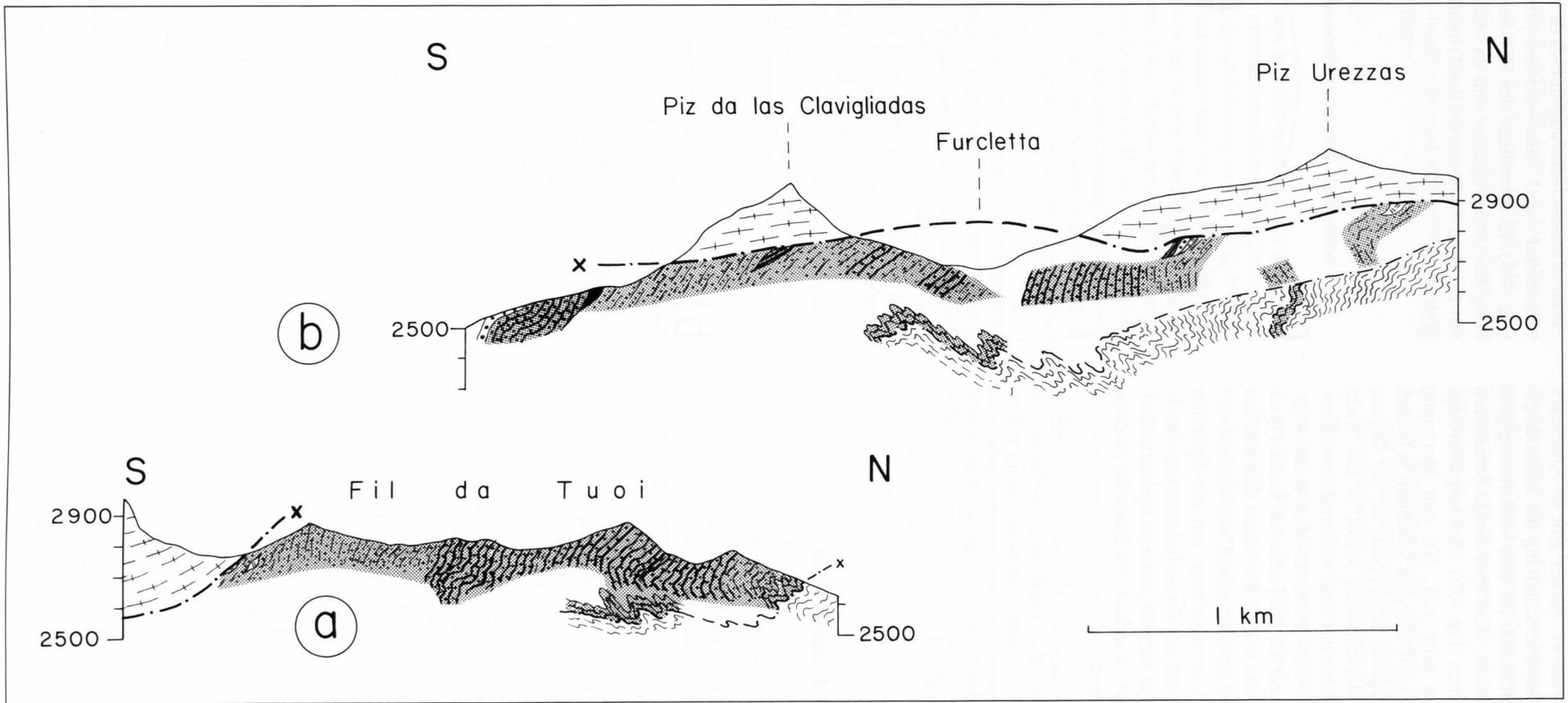


Fig. 47: Geologische Profile der Bürkelkopf-Zone im Abschnitt Piz Cotschen-Piz Urezzas (Legende siehe Taf. 3).

der Valmala-Schuppe auftritt. Ferner gibt es Anzeichen dafür, dass zwar die Basisüberschiebung der Bürkelkopf-Zone eine klare Diskontinuität für den Verformungsgrad der südvergente Phase ist, dass aber einige Strukturen diese Grenze durchbrechen (Fig. 47b). Dies mag allerdings ein zufälliger Eindruck sein; z. B. NE von Marangun d'Urezzas, wo die steil nordfallenden Schichten in beiden Einheiten durch südvergente Schlepplage an der Grenze erklärbar sind. Die Überschiebung selbst ist nur leicht verfaultet, was auf ihre Aktivität auch während der südvergente Phase hinweist. Dies bedeutet aber keineswegs, dass sie gesamthaft jünger als die Falten im Tasna-Flysch ist. Dass die Trennung der beiden Einheiten während der südvergente Phase nur unvollkommen war, erweist sich auch daran, dass die Überschiebung von der Spur der Faltenachsen-Ebenen und der Runzelschieferung durchschnitten wird. Derartige unvollkommene Diskontinuitäten beobachtet man auch innerhalb der Bürkelkopf-Zone öfters im Aufschlussbereich.

Die beschriebenen Phänomene sind nicht nur auf das Untersuchungsgebiet beschränkt. Bei einer Exkursion in die Gegend von Arosa-Parpan konnte ich beobachten, dass die Schichtung und die Hauptschieferung in der Arosener Zone stets monoton nach Süden einfallen, während die Falknis-Decke im Liegenden (Gürgaletsch, Tschingel) intensiv verfaultet ist (GRUNAU 1947, CADISCH et al. 1919; Geologische Spezialkarte, Blatt Nr. 94A: Arosa).

4.3.3 Übriges Gebiet

4.3.3.1 Champatsch-Schuppe

Die Schichtabfolge der Champatsch-Schuppe besteht nur aus Tristel- und Gault-Schichten. Sie setzt sich beim Piz Champatsch aus vier kleinen Teilschuppen zusammen, welche ihrerseits mit der Fuorcla-Soèr-Zone verschuppt sind (s. Fig. 16 u. Fig. 33). Alle planaren Strukturen (Schichtflächen, Achsenebenen) streichen NE-SW und fallen nach NW ein. Im Kleinbereich sind sowohl südost- als auch südwest-vergente Falten zu beobachten (Fig. 48a). Die Champatsch-Schuppe wird gegen NE, d. h. im Streichen, mehr oder weniger abrupt von der Soèr-Serie abgelöst (der Übergang ist nicht aufgeschlossen). Gault-ähnliche Schichten tauchen nach einem Unterbruch auf dem NW-Abhang des Fil Spadla wieder auf (Laubscher, mündl. Mitt.). Ihre Beziehung zur Champatsch-Schuppe ist aber noch herauszuarbeiten.

Die restlichen Tristel- und Gault-Vorkommen befinden sich in einer schmalen Zone, welche sich von der Inn-schlucht bei Station Ftan über Piz Soèr und Piz Spadla bis zum Piz Nair südlich des Muttler («pseudounterostalpine Serie» von KLÄY 1957) erstreckt. Diese Zone liegt zwar heute tektonisch tiefer als die Champatsch-Schuppe, dennoch wird sie vorläufig aufgrund des identischen Schichtinhaltes dazu gerechnet.

4.3.3.2 Bündnerschiefer s. l.

Die dünngebankten Partien (Aufschlüsse am Inn) zeigen im Aufschlussbereich stets intensive Kleinfältelung,

oft mit Runzelschieferung ähnlich dem Tasna-Flysch. Vorherrschend sind die südwest-vergente Kleinfalten (Fig. 48b). Entsprechend der Rotation durch die Aufwölbung des Unterengadins sind die Achsen dieser Kleinfalten auf dem Südschenkel der Grossantiklinale gegen SE gerichtet.

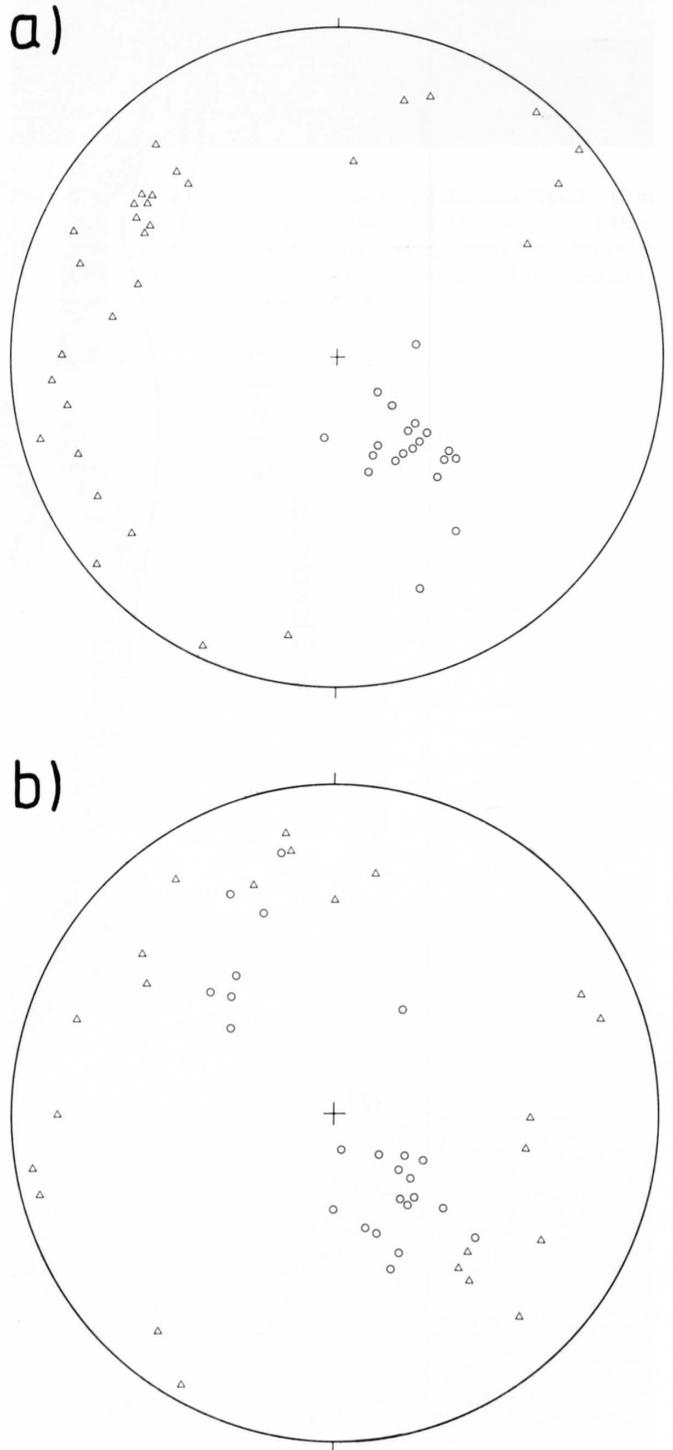


Fig. 48: Räumliche Lage der südvergente Kleinfalten in der Champatsch-Schuppe und in den Bündnerschiefern (Legende siehe Fig. 23).

- a: Champatsch-Schuppe.
- b: Bündnerschiefer s. l.

In der Soèr-Serie treten die südost- und südwest-vergenten Falten etwa mit gleicher Häufigkeit auf. Das allgemeine Streichen der planaren Strukturen ist NE–SW. Die dicken Sandstein-Bänke zeigen vor allem eine deutliche, schichtparallele Schieferung, welche während der nordvergenten Phase entstanden ist, und sie spalten sich nach dieser in cm-dicke Platten.

4.3.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die südvergente Phase bewirkt in erster Linie die *Verfallung* der nordvergent entstandenen Strukturen (Schuppen, Überschiebungen, Hauptschieferung usw.). In Sedimentgesteinen geringer Bankdicke (mm- bis dm-Bereich) sind die südvergenten Falten durch eine *Runzelschieferung* gekennzeichnet. Kleinere *Überschiebungen* dieser Deformationsphase können im Dekameter-Bereich direkt beobachtet werden (Fig. 31). Überschiebungen mit grosser Transportweite, welche für die Schuppenkonfiguration von Bedeutung wären, sind zwar nicht nachzuweisen, aber auch nicht auszuschliessen.

Für eine Unterteilung der südvergenten Faltungsphase in zwei Teilphasen (südost- und südwest-vergente Phase) – diese müssen definitionsgemäss durch Interferenzmuster eine zeitliche Abfolge aufzeigen – sind die Anzeichen nicht ausreichend. Einzig im Gebiet Piz Davo Lais–Piz Davo Dieu erkennt man im Hektometer-Bereich eine Interferenz zwischen südost- und südwest-vergenten Falten. Sonst sind solche Überlagerungsstrukturen im gesamten Untersuchungsgebiet nicht zu beobachten. Die beiden Faltenarten können in kleinem Raum nebeneinander existieren, ohne dass sie sich gegenseitig beeinflussen. Sehr

oft wird aber ein Gebirgsabschnitt vom einen Falten Typ dominiert, während man im benachbarten Gebiet vorwiegend Falten des anderen Typs vorfindet. Für diese Variationen in der Faltengeometrie kommen verschiedene Möglichkeiten in Frage:

1. Die Annahme eines regional homogenen Spannungsfeldes stellt einen Idealfall dar, der die natürlichen Verhältnisse vereinfacht.
2. Die ererbten Strukturen, wie z. B. die starre Hauptmasse der Sass-Majur-Schuppe oder Unregelmässigkeiten an der Basis der Silvretta-Decke, spielen in einem homogen angenommenen regionalen Spannungsfeld als Störfaktoren eine wichtige Rolle für die lokale Ausgestaltung.
3. In einer Scherzone, wie sie das Liegende der Silvretta-Decke repräsentiert, werden vorwiegend nichtzylindrische Falten gebildet, deren Achsen unterschiedliche Orientierung auf dem Grosskreis der Achsenebene zeigen (COBBOLD & QUINQUIS 1980). In einigen Stereogrammen lässt sich diese Situation ablesen (Fig. 23 u. Fig. 27). So können Interferenzstrukturen auch während einer einzigen Deformationsphase entstehen, sofern diese als kontinuierlicher Prozess verstanden wird, bei dem sich in jedem Stadium neue Strukturen bilden, welche im nächsten wieder verformt werden. Die Unterteilung in einzelne Stadien oder Teilphasen ist dann eine etwas fragwürdige statistische Angelegenheit.

Aus den genannten Gründen sind die Ausdrücke «südost-» bzw. «südwest-vergente Falten» als eine geometrische Klassifikation und nicht als Strukturen zweier Deformationsphasen aufzufassen.

4.4 Nordvergente Phase

Die sichtbaren Grossstrukturen dieser Deformationsphase sind Abscherungen, Überschiebungen und Boudinierungen, welche im vorangehenden Kapitel mehrfach erwähnt wurden. Sie kommen in vielen Profilen deutlich zum Ausdruck. Die Grossfalten der nordvergenten Phase hingegen sind nicht direkt zu beobachten, vor allem, weil sie von den Strukturen der südvergenten Phase überprägt sind. Es gibt aber einige Hinweise auf ihre Existenz. Im folgenden Abschnitt wird versucht, anhand von Kartierung und Kleinstrukturen die Annahme solcher Grossfalten zu begründen.

4.4.1 Tasna-Decke

Innerhalb der Tasna-Decke werden zwei nordvergente Grossfalten postuliert:

Die erste, südlicher gelegene lässt sich durch die Schuppenrepetition in der Umgebung von Ardez vermuten. Die Utschel-Schuppe wird strukturell als der Kern einer liegenden, nordvergenten Grossfalte gedeutet (Fig. 49); sie wird im folgenden Utschel-Grossfalte genannt. Dafür spricht

die verkehrte Lagerung der Schuppen im Liegenden (Tasna-Flysch oben, Arosler Zone unten, Couches Rouges an der Basis der Utschel-Schuppe). Diese Geometrie lässt sich am besten durch eine «Einwicklung» um die Stirn dieser Grossfalte erklären. Die stark angehäuften Couches

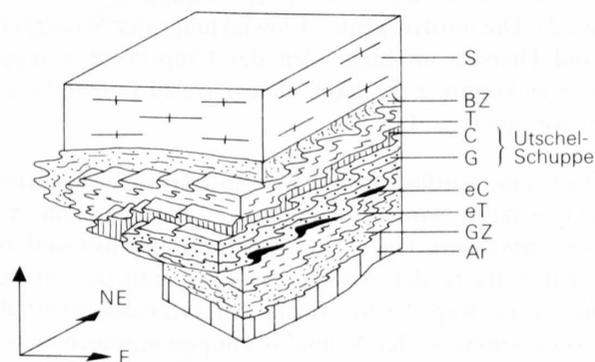


Fig. 49: Schematische Skizze der postulierten, nord/nordost-vergenten Utschel-Grossfalte N von Ardez. S = Silvretta-Decke; BZ = Bürkelkopf-Zone; T = Tasna-Flysch; C = Couches Rouges; G = Gault-Schichten; eC = «eingewickelte» Couches Rouges; eT = «eingewickelter» Tasna-Flysch; GZ = Grischans-Zone; Ar = Ardezer Schuppe.

Rouges an der NNW-Ecke der Utschel-Schuppe dürften der Stirnpartie entsprechen. Das Schliessen der Grossfalte im NNW (Nordvergenz) steht in Zusammenhang mit der allgemeinen Transportrichtung in den Alpen während des Paläogens. Somit muss die Fortsetzung der Utschel-Schuppe weiter im Süden gesucht werden. Weiter oben wurde begründet, dass sie vermutlich aus dem Hangenden der Crap-Putèr-Schuppe stammt. Im anderen Fall (Stirn im Süden, folglich Südvergenz) müsste die Fortsetzung der Utschel-Schuppe im nördlichen Untersuchungsgebiet zu finden sein. Nördlich des kleinen Vorkommens bei Toffai (linke Talseite) lässt sich jedoch die Utschel-Schuppe nicht mehr nachweisen. Wenn man die nördlichsten Vorkommen der Utschel-Schuppe auf beiden Talflanken verbindet, kann für diese Grossfalte ein ungefähres SW-NE Achsenstreichen angenommen werden. Die Stirn dieser nordvergenten Antiform liegt also im Kern der südvergenten Laret-Synform. Der liegende Schenkel der Grossfalte ist über der Ardezer Schuppe abgeschert. Man beobachtet ihn auch auf der linken Talseite. Bei Muot da l'Hom (Ftan) liegen bunte Schiefer und Sandsteine (Schiefer-Serie) sowie die Diabase der Grischans-Zone direkt über dem Kristallin der Ardezer Schuppe (Taf. 3b). Die bunten Schiefer sind in gleicher Position bei Russonch (1,2 km NNW Alp Laret) wieder aufgeschlossen. Der weitere Verlauf der Strukturen lässt sich auf dieser Talseite mangels Aufschlüssen nicht genauer verfolgen.

Falten älterer Generationen beobachtet man eher im Kleinbereich; sie können als parasitäre Strukturen auf eine Grossfalte hinweisen. Wenige davon sind in der Valmala-Schuppe (Pra da Punt), im Trias-Dolomit der Ardezer Schuppe und in der Grischans-Zone («eingewickelte» Aroser Zone, Fig. 50) erhalten. In den Tristel-Schichten der Valmala-Schuppe sind die Faltenachsen wie das Schichtfallen nach SW gerichtet (Fig. 51). In der Grischans-Zone fallen sie bei gleicher Lagerung der Schichten nach S bis SW, sonst, bedingt durch die südvergente Faltung, nach Norden ein. Auch in den Neokom-Kalken des südlich anschliessenden Gebietes findet man ähnlich orientierte nordvergente Falten (Fig. 52). Diese Geometrie steht ungefähr in Übereinstimmung mit der obigen Annahme für das Achsenstreichen der Grossfalte. Dass es von SW-NE gegen S-N tendiert, hängt wahrscheinlich mit der Geometrie der Sass-Majur-Schuppe zusammen (Fig. 22). Die nordvergente «Einwicklung» der Serpentine und Diabase im Liegenden der Crap-Putèr-Schuppe (Fig. 37a) könnte z. B. durch diese Utschel-Grossfalte erklärt werden (s. a. Fig. 55).

Die zweite, nördlichere nordvergente Grossfalte (Tschidas-Grossfalte) wird im Gebiet von Alp Valmala-Val Urschai postuliert. Die wichtigsten Indizien dafür sind die spärlichen Reste der Ardezer Schuppe und der Aroser Zone s.l. (s. Kap. 2.3.8), welche bei Tschidas innerhalb der Breccien-Serie der Valmala-Schuppe auftauchen, sowie die anomale Mächtigkeit der Breccien-Serie mit wiederholtem Auftreten der Couches Rouges (tektonische Repetition). Der hypothetische Verlauf der Grossfalte innerhalb des südost-vergenten Valmala-Antiklinorium ist auf Figur 53 dargestellt, während auf Figur 54 die Situation vor der südvergenten Faltung schematisch skiz-

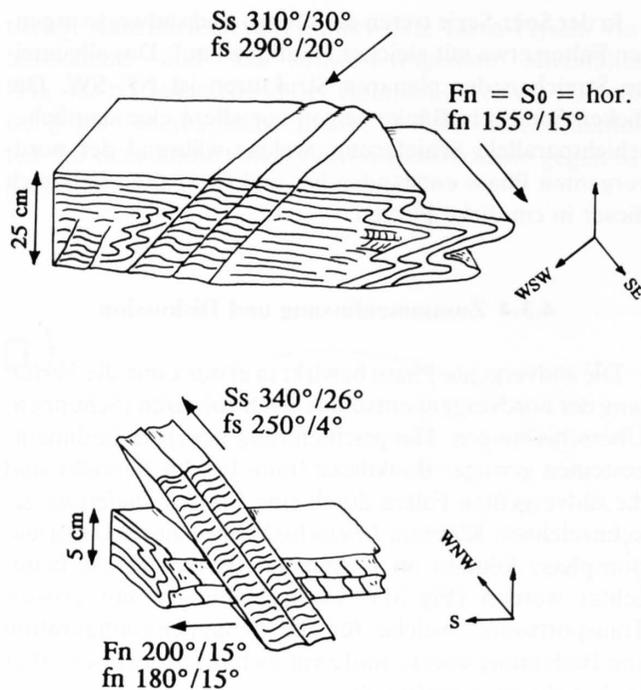


Fig. 50: Überprägung der nordvergenten Kleinfalten durch die Rundzelschieferung der südvergenten Phase. Dünnpaltige Kalke (Aptychenkalke?) der Grischans-Zone SW von Ardez.

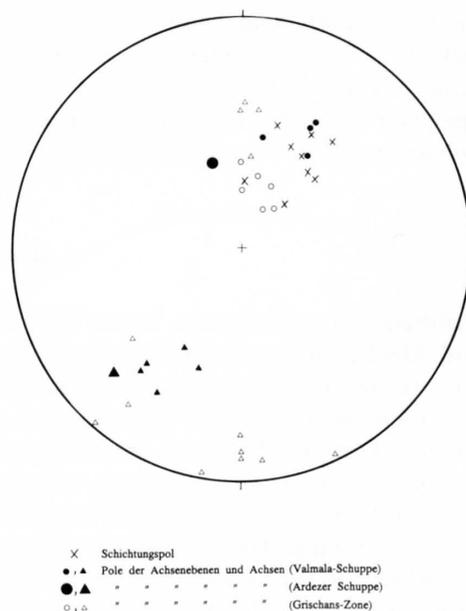


Fig. 51: Räumliche Lage der nordvergenten Kleinfalten in der Umgebung von Ardez.

ziert ist. Der strukturelle Aufbau der beiden Talseiten ist etwas verschieden. Auf der W-Seite der Val Tasna – im Süden beginnend (s. Taf. 3a und Fig. 54b) – bilden die Gault-Schichten und die diese umhüllende Breccien-Serie eine isoklinale Grossfalte, die auf Grund des Faltenstils der nordvergenten Phase zugerechnet wird. Sie entspricht dem Südteil der Tschidas-Grossfalte. Im Scheitel lassen die dicken Bänke des Gaults die Umbiegung noch erkennen.

Auch das liegende Kristallin der Ardezer Schuppe erscheint als kleine Linsen im hangenden Schenkel und in der anschliessenden, ursprünglich ebenfalls nordvergenten Synform (= Valmala-Synform) wieder, welche aus Breccien-Serie und Couches Rouges besteht.

Im Gegensatz zu dieser Synform weist die danach folgende, südost-vergente Grossfalte im Gault einen offeneren Faltenstil auf (Fig. 56 und 57). Diese «Gault-Grossfalte» ist auch auf der gegenüberliegenden Talseite zu beobachten (Fig. 28). Sie taucht mit ca. 7° gegen NE ab. Auch die Valmala-Synform mit den Oberkreide-Sedimenten setzt sich auf der Ostseite der Alp Valmala fort, allerdings ohne die Couches Rouges. Der Südteil der Tschidas-Grossfalte hingegen scheint auf der Ostseite einen komplexeren Aufbau zu besitzen (Fig. 54a). Auf eine Faltenstruktur deuten wiederum die Breccien-Serie und das Kristallin der Ardezer Schuppe, welche den Gault teilweise umhüllen. Wegen des axialen Auftauchens der Grossfalte gegen ENE (ca. 8°) erscheinen an zwei Stellen noch Tristel-Schichten, umschlossen von Gault. Dazwischen zeigt dieser im Vergleich zur W-Seite grössere Mächtigkeit. Tristel-Schichten kann man als Verschuppungen oder als Faltenkerne deuten. Da die Hinweise auf Verfaltungen nicht fehlen, wird die zweite Deutung bevorzugt.

Auf Fig. 54a wurden zwei nordvergente Falten schematisch dargestellt, welche nach der südvergenten Verformung die heutige Situation erreicht haben könnten. Durch die Streckung der Ardezer Schuppe und der Breccien-Serie grenzt der Gault z.T. direkt an den Tasna-Flysch. An diesen Stellen beobachtet man im Gault mehrere Faltscharnieren (mit einem Radius von bis zu 5 m), welche an der Überschiebung diskordant enden (evtl. durch die südvergente Reaktivierung der Überschiebung abgeschnitten oder verstellt). Der schmale Gault-Streifen, welcher, umgeben von der Breccien-Serie, in einer höheren Position Richtung Tschidas Sura zieht, wird als Scheitelpartie der nordvergenten Gault-Falte angesehen. Er setzt sich vermutlich bis zum W-Abhang des Piz Minschun fort (Taf. 1). Ferner ist die «Einwicklung» der Aroser Zone beim Piz Minschun (Fig. 24) im Zusammenhang mit dieser Grossstruktur zu sehen. Im Gebiet von Tschidas und möglicherweise in der Val Urschai besteht der Kern dieser Grossfalte aus der Breccien-Serie. Der liegende Schenkel wird durch die Linsen fremder Schuppen repräsentiert. Die Verlängerung seiner Spur endet in der nordvergenten Valmala-Synform. Auf der W-Seite der Alp Valmala wird der Kern der Grossfalte durch den mächtigen Tasna-Flysch ausgefüllt (Fig. 54b). Die Breccien-Serie erscheint hier in nor-

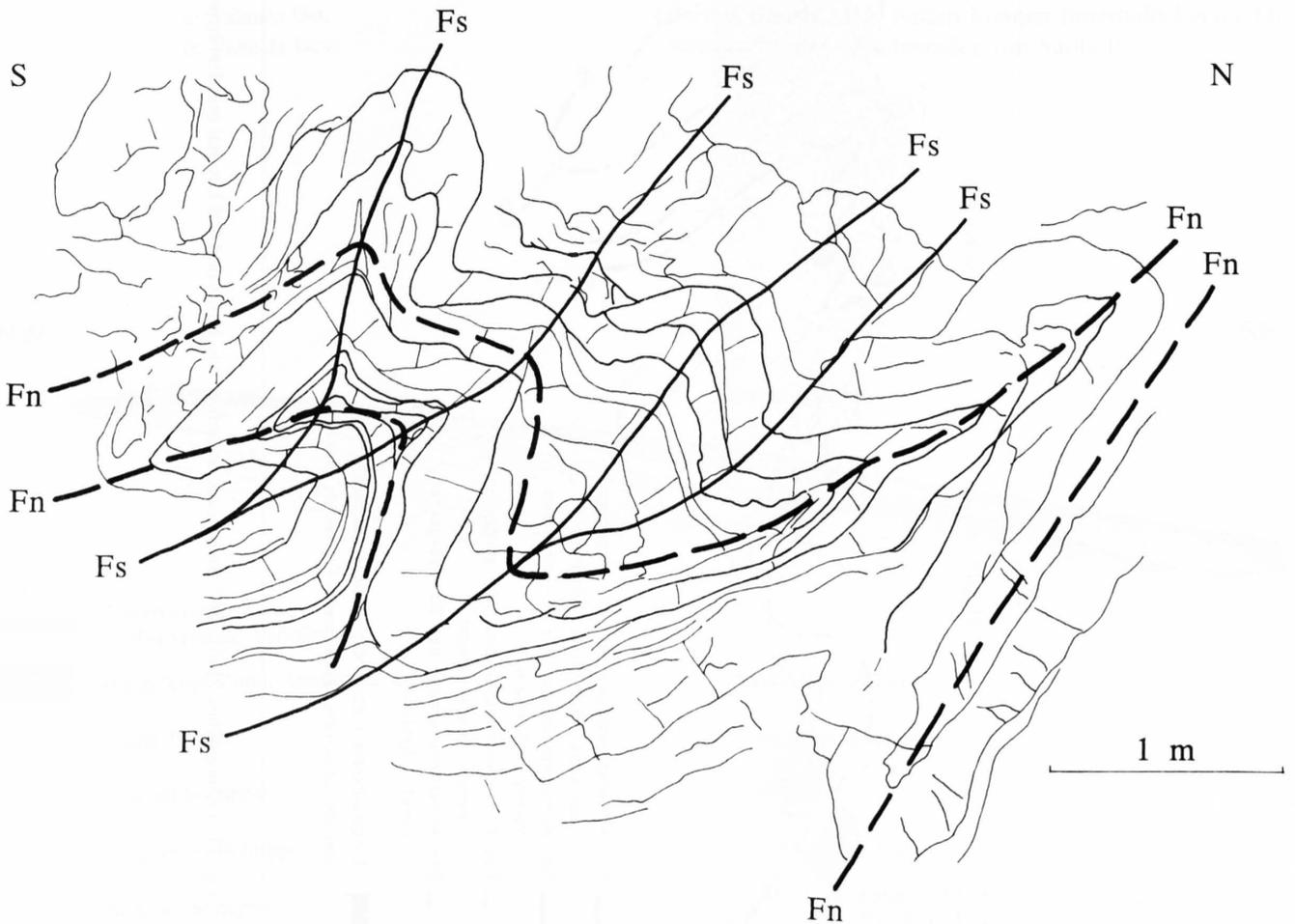


Fig. 52: Unregelmässige Interferenz der nord- und südvergenten Falten (Kalke der «Neokom»-Serie, Val Sampuoir). F_n = Achsenebenen der nordvergenten Falten; F_s = Achsenebenen der südvergenten Falten. Die nordvergenten Falten passen sich nicht immer dem Deformationsfeld der südvergenten Phase an. In solchen Fällen weicht die Geometrie der südvergenten Falten (hier der Achsenebenen) von der Umgebung stark ab. In dieser Gegend sind die Achsenebenen der südvergenten Falten sonst mehrheitlich nach NW gerichtet.

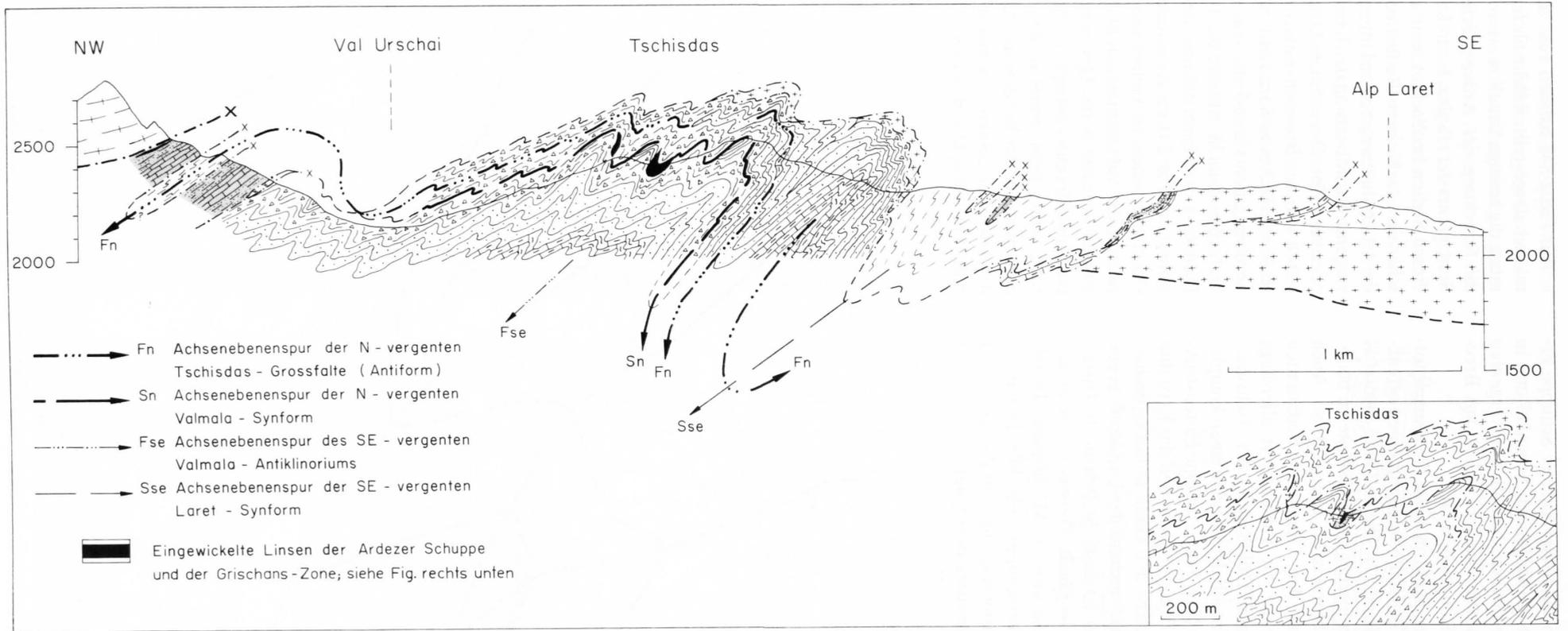


Fig. 53: Geologisches Profil der Tasna-Decke zwischen Alp Laret und Val Urschai mit dem hypothetischen Verlauf der nordvergenten Achsenebenen (Legende siehe Taf. 3).

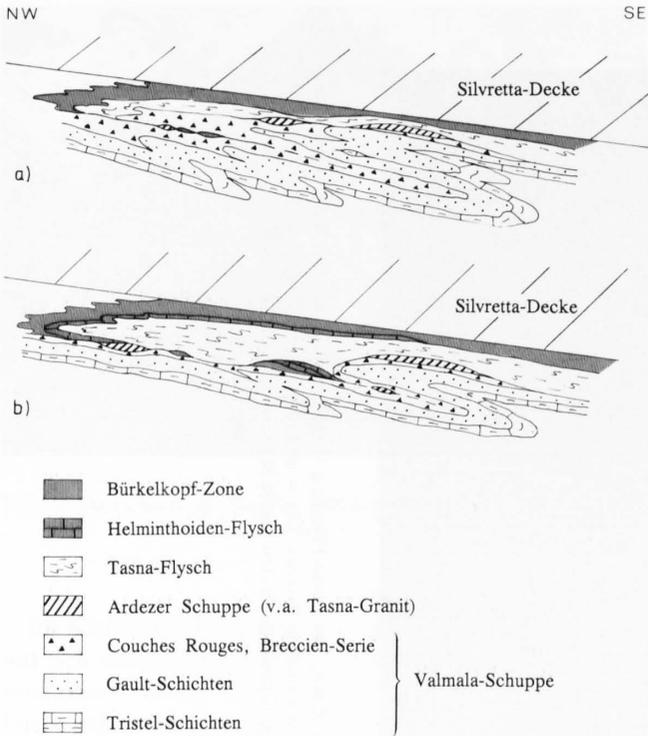


Fig. 54: Schematische Skizze der postulierten nordvergenten Tschidas-Grossfalte zwischen Alp Valmala und Val Urschai, vor der südvergenten Phase.

a: Valmala Ost.
b: Valmala West.

maler Mächtigkeit. Die «Einwicklung» ist durch die schwarzen Schiefer mit Sandsteinen (Schiefer-Serie?) und durch die kieseligen Kalkturbidite (Helminthoiden-Flysch) der Bürkelkopf-Zone angezeigt. Sie entsprechen dem verkehrten Mittelschenkel der Grossfalte. Die kieseligen Kalkturbidite befinden sich direkt auf der Valmala-Synform und die Verlängerung ihrer Scherbahn zieht in diese Synform, ähnlich wie auf der Ostseite. Es scheint also, dass der verkehrte Mittelschenkel der Tschidas-Grossfalte in diese ursprünglich nordvergente Synform übergeht. Deshalb wurden diese Vorkommen von Grischans-Zone auf der tektonischen Karte nicht mit jenen an der Stirn der nordvergenten Utschel-Grossfalte 500 m weiter südlich in Verbindung gebracht. Dass die beiden Grossfalten in diesem Gebiet nahe beieinanderliegen, ist wohl auf die südvergente Faltung und evtl. auf eine südvergente Überschiebung aus der Laret-Synform zurückzuführen. Die Stirn der ursprünglich nordvergenten Tschidas-Grossfalte muss in der Val Urschai gesucht werden. Hinweise für ihre Existenz findet man W von Marangun d'Urschai, wo der Tasna-Flysch auskeilt und sowohl im Hangenden als auch im Liegenden von der Bürkelkopf-Zone (Schiefer Serie, kieselige Kalkturbidite) begrenzt wird (Taf. 3a). Im Liegenden des Tasna-Flysches sind kleine Linsen der Schiefer-Serie bis Valmala zu verfolgen. Zusammenfassend zeigt die postulierte nordvergente Tschidas-Grossfalte im Streichen (SW-NE) einen veränderten Baustil. Die Falten können innerhalb kurzer Distanzen wieder verschwinden (im Südteil).

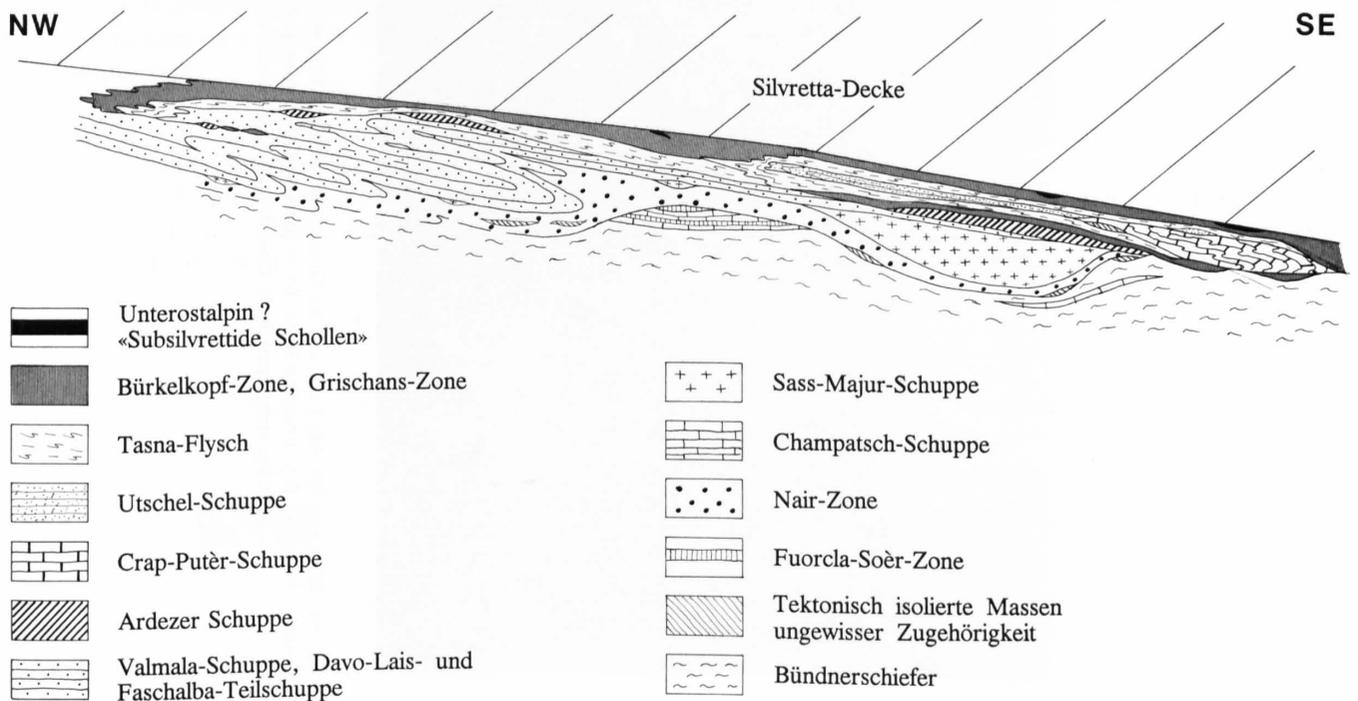


Fig. 55: Schematische Skizze der Schuppenkonfiguration im Untersuchungsgebiet vor der südvergenten Phase.

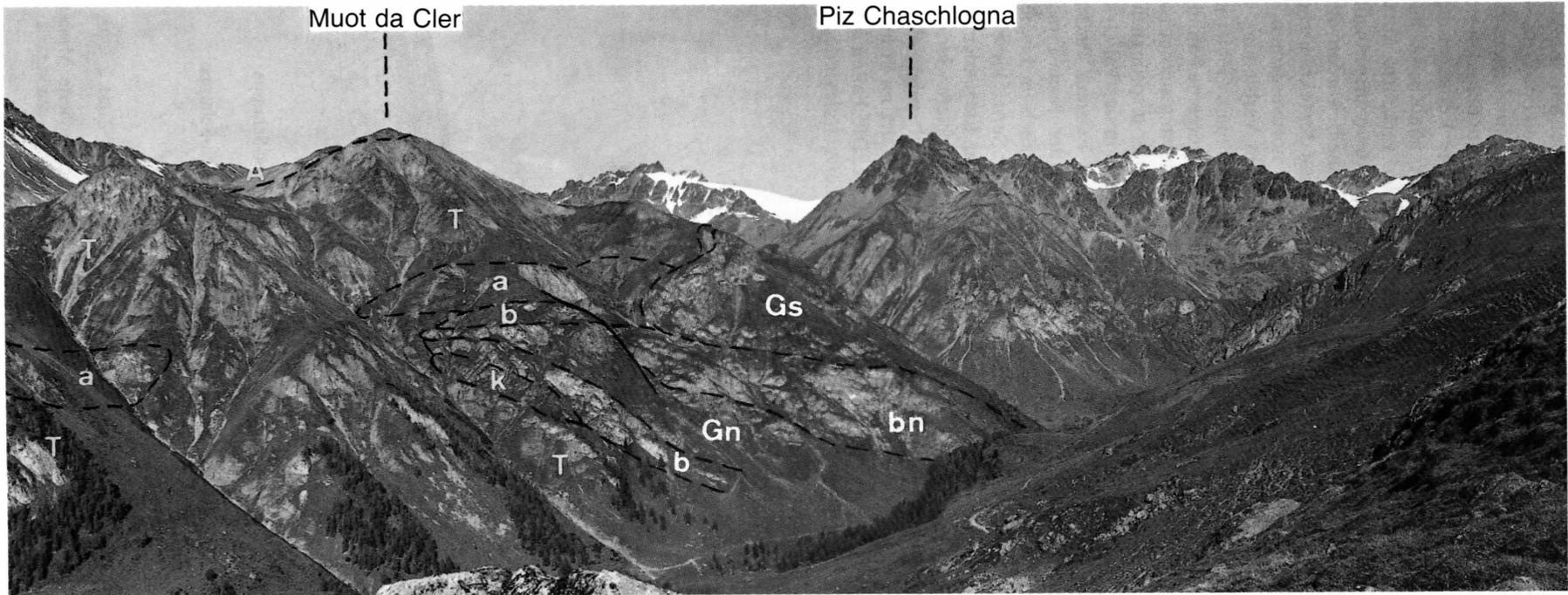


Fig. 56: Blick von der Alp Laret auf die Grossstrukturen der Valmala-Schuppe, SW der Alp Valmala. *A* = Bürkelkopf-Zone; *T* = Tasna-Flysch; *a* = Grischans-Zone, *k* = Tasna-Granit der Ardezer Schuppe; *b* = Breccien-Serie; *bn* = ursprünglich nordvergente Valmala-Synform mit Breccien-Serie und etwas Couches Rouges; *Gn* = ursprünglich nordvergente, dann nach SE zurückgekippte isoklinale Grossfalte in den Gault-Schichten (siehe auch Fig. 57); *Gs* = südost-vergente Grossfalte in den Gault-Schichten. Blick nach NW.

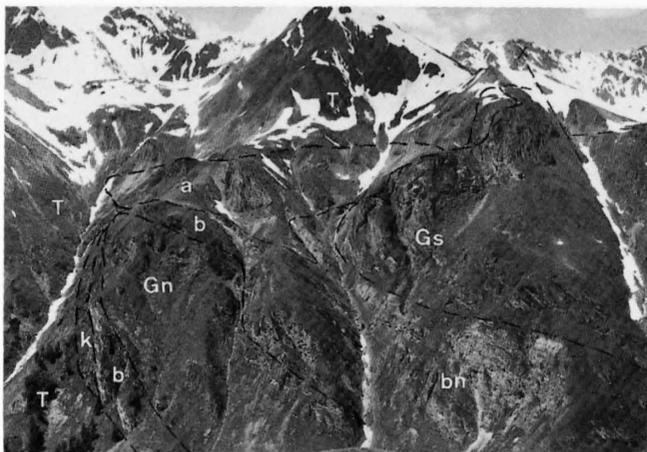


Fig. 57: Ausschnitt aus Fig. 56, Zeichenerklärung siehe dort. Blick nach W.

Im Kleinbereich interferieren die nordvergenten Falten mit den südvergenten in der hangenden und der «eingewickelten» Arosener Zone eindeutig (s. nächstes Kapitel). Die wenigen Faltenachsen, die von Marangun d'Urschai bis SW von Alp Valmala gemessen wurden, streichen NNE ($0-40^\circ$) bzw. SSW (= F_{n4} -Falten, s. Fig. 59).

4.4.2 Bürkelkopf-Zone

Abgesehen von der starken Verschuppung sind in dieser Einheit keine Grossstrukturen der nordvergenten Phase zu beobachten. Dagegen sind im Kleinbereich mehrere Falten Generationen zu erkennen. Auf Figur 58 sind alle Falten, die in der Bürkelkopf-Zone vorkommen, entsprechend ihrer räumlichen Orientierung schematisch dargestellt. Sie werden im folgenden in der skizzierten Reihenfolge besprochen:

F_{sw} -Falten:

Diese sind die südwest-vergenten Falten, welche im vorangehenden Kapitel beschrieben wurden. Sie sind zwar am meisten verbreitet, lassen sich jedoch im m-Bereich nicht überall beobachten.

F_{n4} -Falten:

Als Falten älterer Generationen sind sie am häufigsten anzutreffen. Sie zeigen auch öfters die Verstellung ihrer Geometrie durch die F_{sw} -Falten (Fig. 59). Die Achsenebenen sind subparallel zum S_0 orientiert. Je nach der Rotation um die f_{sw} -Faltenachse fallen sie nach SSW bzw. N ein. Dasselbe gilt auch für die Faltenachsen. Diese beiden Elemente der F_{n4} -Falten sind, wie S_0 , meist nach SSW gerichtet. Die F_{n4} -Falten sind im Stil ziemlich unterschiedlich ausgebildet. Sowohl offene als auch enge Falten sind zu beobachten. Die Erstgenannten sind häufiger und zeigen eine Achsenebenen-Schieferung (Fig. 60).

F_{n3} -Falten:

Sie lassen sich vor allem durch die verschiedene Orientierung der Faltenachsen von den F_{n4} -Falten abtrennen (Fig. 59). Ihr Streichen variiert ziemlich stark (Ausdruck der Verstellung durch zwei jüngere Faltungsphasen), bleibt aber immer ausserhalb des Feldes der F_{n4} -Achsen. Die Achsenebenen sind je nach der Orientierung des S_0 nach Süden bzw. Norden gerichtet und bilden mit S_0 einen spitzen Winkel. Die Falten sind meistens eng, seltener relativ offen (Fig. 61 und Fig. 62). Meistens wird die Hauptschieferung durch diese F_{n3} -Falten nur verfaultet (Fig. 61) und nur selten wird eine neue Achsenebenen-Schieferung ausgebildet (Fig. 62). Wie aus dem Stereogramm ersichtlich ist, sind die F_{n3} -Falten nicht sehr häufig. Eine Interferenz mit den F_{n4} -Falten konnte in den überprägten Diabasen am SE-Fuss des Piz Cotschen beobachtet werden.

F_{n2} -Falten:

Sie konnten nur am NE-Fuss des Piz Cotschen und W vom Marangun d'Urschai (Koord. 810.865/192.710) unter der Silvretta-Überschiebung beobachtet werden. In diesem zweiten Aufschluss sind sie in den rekristallisierten Kalkschlieren (Aptychenkalke?) erhalten, welche in den überprägten Diabasen auftreten. Diese Kalke sind durch F_{n2} isoklinal verfaultet und interferieren mit den F_{n4} -Falten. Zuweilen könnte es sich bei einigen F_{n2} -Falten um engere Typen der F_{n4} -Falten handeln, da beide die gleiche Geometrie und mit $170-190^\circ/10^\circ$ dieselbe Achsenorientierung besitzen. Doch sind solche Grenzfälle zu selten, um in den Stereogrammen ins Gewicht zu fallen. Die Hauptschieferung in den überprägten Diabasen kann als Achsenebenen-Schieferung dieser F_{n2} -Falten gedeutet werden.

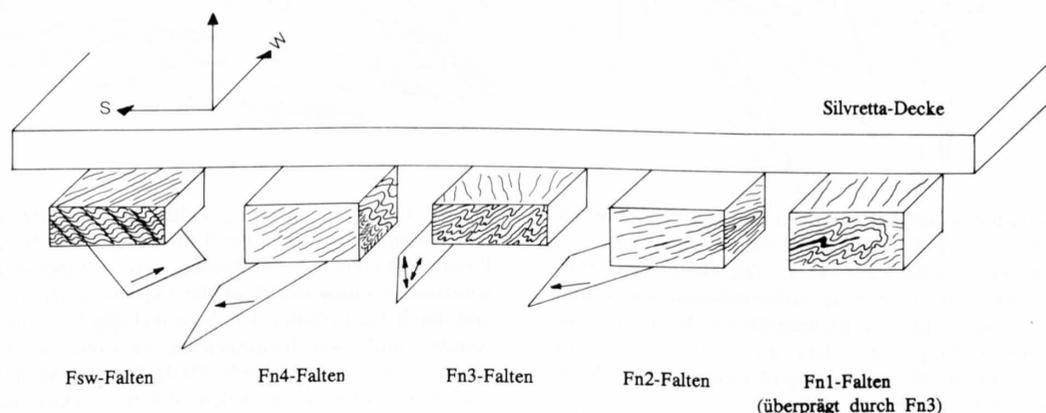


Fig. 58: Geometrie sämtlicher Kleinfalten in der Bürkelkopf-Zone. Für Bezeichnungen siehe Text.

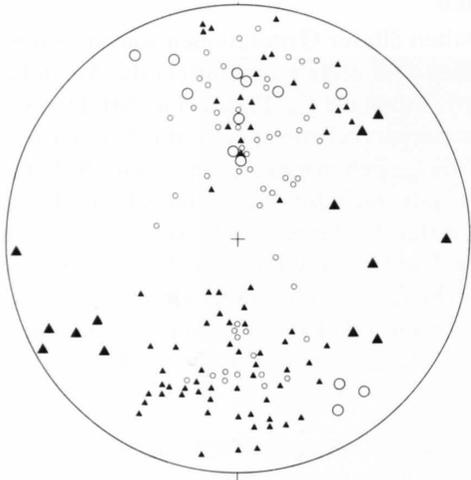


Fig. 59: Räumliche Lage der F_{n4} - (kleine Symbole) und F_{n3} -Falten (grosse Symbole) in der Bürkelkopf-Zone. Kreise = Pole der Faltenachsen-Ebenen; Dreiecke = Faltenachsen.



Fig. 60: F_{n4} -Falten mit Bruchschieferung in der Tuoi-Serie, Fil da Tuoi, Bankdicke 10–20 cm.



Fig. 61: F_{n3} -Kleinfalten in den dünnplattigen Dolomit-Chlorit-Wechsellagerungen der Trias, NE-Fuss des Piz Cotschen, direkt unter der Silvretta-Überschiebung (siehe auch Fig. 5). Die Hauptschieferung wurde verfaultet, ohne dass eine neue Achsen-Ebenen-Schieferung ausgebildet worden wäre. Die wechselnde Dicke der Lagen und die disharmonische Faltung, besonders unter der Abscherung (X---X), ist z.T. auf die älteren Faltungsphasen zurückzuführen.
Faltengeometrie: Achsen-Ebene $190^{\circ}/35^{\circ}$, Faltenachse $90^{\circ}/10^{\circ}$.

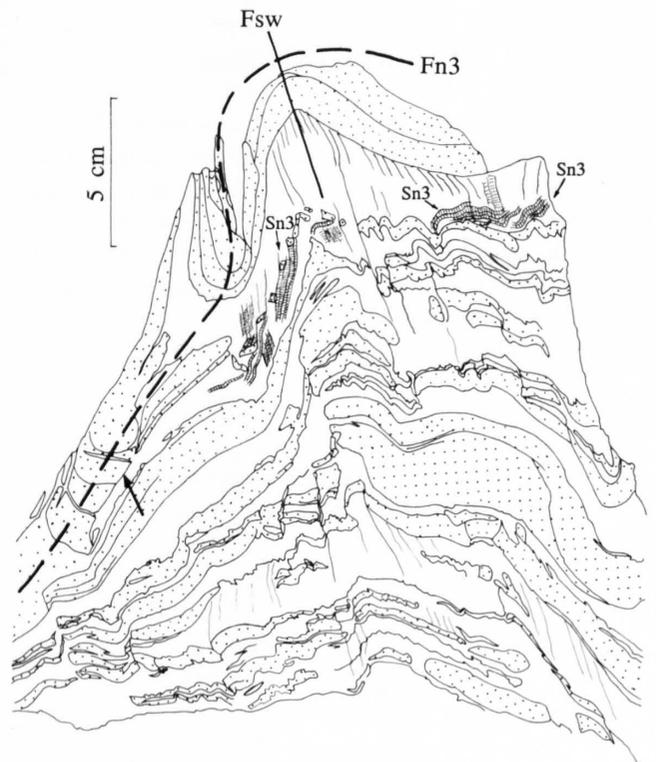


Fig. 62: Überprägung der F_{n3} -Falte durch die südwest-vergenten Falten. Dünnplattige Partie der Tuoi-Serie, 400 m N des Piz Minschun Pitschen; *punktiert* = Sandsteine, *weiss* = sandige Tonschiefer. Die Runzelschieferung der F_{n3} -Falte (S_{n3}) ist noch teilweise erkennbar und durch F_{sw} verfaultet. Ein Schenkel der F_{n3} -Falte wurde fast vollständig, und zwar hauptsächlich während der F_{n3} -Phase, durch Drucklösung eliminiert (siehe Pfeil). F_{sw} bewirkt in den Tonschiefern eine Runzelschieferung, welche durch Drucklösungsrückstände gekennzeichnet ist.
Faltengeometrie: f_{n3} $280^{\circ}/5^{\circ}$, F_{sw} $325^{\circ}/20^{\circ}$, f_{sw} $280^{\circ}/5^{\circ}$.

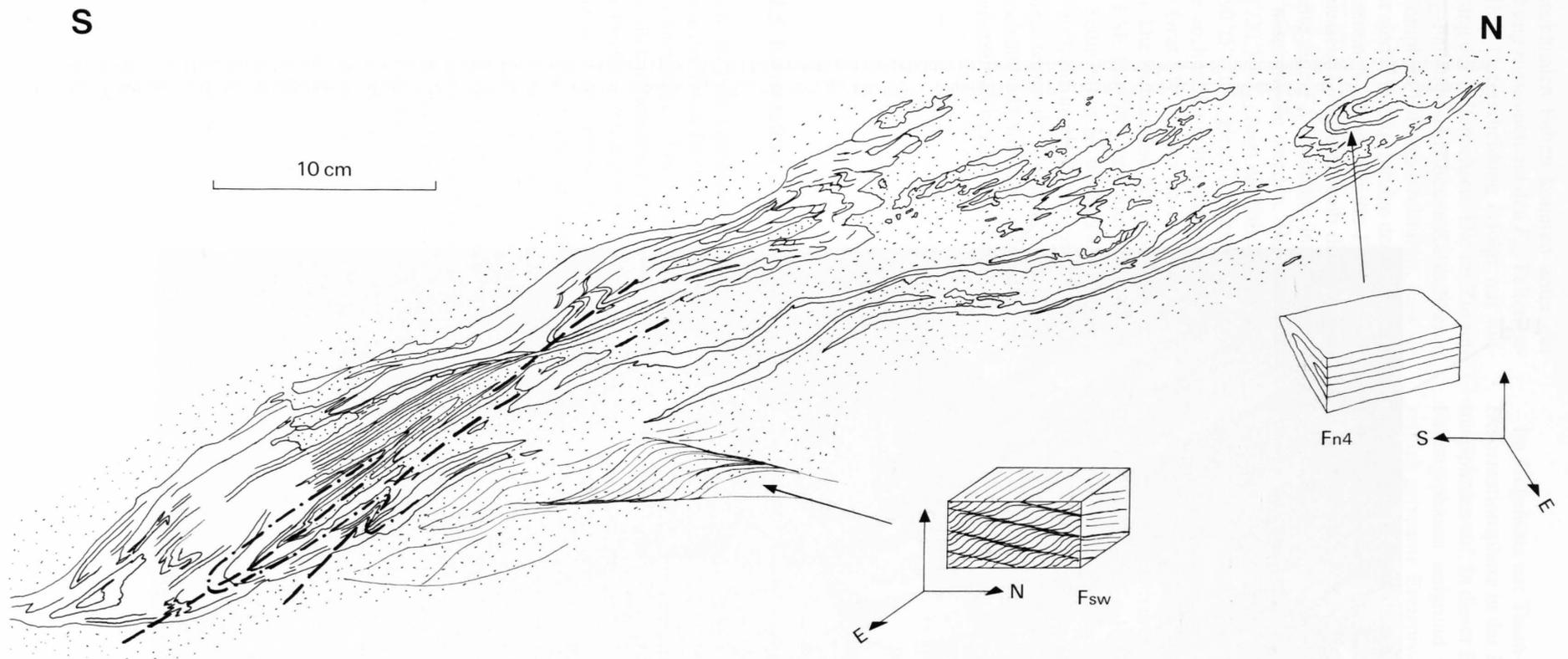


Fig. 63: Komplexe Verfaltung der Kalkschlieren mit den überprägten Diabasen (punktiert). Gestrichelt ist der Verlauf einiger sichtbarer Achsenebenen eingezeichnet. Man kann hier mindestens vier Faltungsphasen bestimmen. Noch ältere Phasen sind aber zu vermuten. *Faltengeometrie:* F_{n4} $225^{\circ}/30^{\circ}$, f_{n4} $170^{\circ}/20^{\circ}$, F_{sw} $350^{\circ}/25^{\circ}$, f_{sw} $280^{\circ}/15^{\circ}$.

N



S

F_{n1}F_{n3}

Fig. 64: Überlagerung der isoklinalen F_{n1} -Falten ($F_{n1} 170^\circ/30^\circ$, $f_{n1} 100^\circ/8^\circ$) durch F_{n3} ($F_{n3} 195^\circ/5^\circ$, $f_{n3} 130^\circ/35^\circ$). Dünnpaltige Partie der Tuoi-Serie, SW des Piz da las Clavigliadas, auf 2850 m Höhe. Die Hauptschieferung, die vor allem in den Tonschiefer-Lagen (parallel S_0) besonders gut ausgebildet ist, lässt sich als Achsenebenen-Schieferung dieser F_{n1} -Falte deuten.

Diese ebenfalls isoklinalen Falten konnten unter der Silvretta-Überschiebung zusammen mit den F_{n2} -Falten beobachtet werden. Ihre Unterscheidung erfolgt nur aufgrund der Orientierung der Faltenachsen. Die im Zusammenhang mit den F_{n2} -Falten beschriebenen Kalkschlieren zeigen z.T. derart komplexe Faltungsstrukturen, dass sie nicht mehr auflösbar sind (Fig. 63). Infolge des Gletscherschliffes auf den Gesteinen lassen sich die Faltenachsen auch nicht immer messen. Dicht unterhalb der Silvretta-Überschiebung konnte eine F_{n1} -Kleinfalte interferierend mit den F_{n3} -Falten ausgemessen werden. Bei flach SW-einfallendem S ($220^\circ/20^\circ$) = F_{n1} zeigt die Faltenachse (f_{n1}) die Orientierung $290^\circ/5^\circ$. Die gleiche Faltenassoziation (F_{n1} und F_{n3}) wurde auch in der dünnplattigen Partie der Tuoi-Serie auf dem Grat SW des Piz da las Clavigliadas beobachtet (Fig. 64). Die Faltenachse der isoklinalen F_{n1} -Falte ist hier nach ESE ($100^\circ/8^\circ$) gerichtet. Die Hauptschieferung in den Sedimenten ist höchstwahrscheinlich auf die F_{n1} - und evtl. auch auf die F_{n2} -Faltung zurückzuführen. Ob in den Grüngesteinen der Bürkelkopf-Zone, wie Figur 63 andeutet, noch ältere Deformationsphasen vorliegen, kann nicht sicher ermittelt werden. Sie sind aber nicht auszuschliessen.

Im Gegensatz zur Tasna-Decke weist die nordvergente Deformationsphase in der Bürkelkopf-Zone mehrere Faltungsphasen auf. In dieser Einheit lassen sich mindestens 3 Faltungsphasen aufgrund der Interferenzstrukturen als zeitlich getrennte Ereignisse sicher unterscheiden. Natürlich sind die Falten älterer Generationen nur an wenigen Stellen so gut erhalten, dass sie sicher erkannt werden können. Die F_{n4} -Falten gehören zu der jüngsten nordvergenten Phase und sind in den tonigen Serien durch eine Runzelschieferung charakterisiert. Aus der Orientierung der Faltenachsen, wenn man die Rotation um die f_{sw} -Achse berücksichtigt, kann für diese Faltungsphase grob eine SE–NW Kompression gefolgert werden. Die nächst ältere Phase wird durch die F_{n3} -Falten repräsentiert. Sie zeigen nur gelegentlich eine Achsenebenen-Schieferung. Die F_{n1} - und die F_{n2} -Falten werden als Strukturen der ältesten beobachtbaren Phase betrachtet. Diese beiden Faltenarten sind isoklinal und unterscheiden sich lediglich in der Orientierung der Faltenachsen. Die Hauptschieferung ist, zumindest in den Oberkreide-Sedimenten (Tuoi-Serie), vermutlich auf diese Faltungsphase zurückzuführen. Ob in den überprägten Diabasen noch ältere Faltungsphasen vorliegen, kann nicht entschieden werden (s. Fig. 63).

4.5 Korrelation der Faltungsphasen im gesamten Untersuchungsgebiet

Für die Korrelation der Faltungsphasen in der Bürkelkopf-Zone mit jenen in der Tasna-Decke ist es sinnvoll, bei den jüngsten Phasen anzufangen. Die Falten der südvergenten Phase sind in allen tektonischen Einheiten im Liegenden der Silvretta-Decke ziemlich gleichmässig verbreitet. Die Orientierung der Achsenebenen bzw. der Runzelschieferung dieser Falten bleibt über das ganze Untersuchungsgebiet unverändert. Nach der räumlichen Lage der Faltenachsen wurden südost- und südwest-vergente Faltenarten unterschieden. Bei der nordvergenten Phase hingegen können die verschiedenen Unterphasen in der Bürkelkopf-Zone, für welche in der Tasna-Decke z.T. korrelierbare Strukturen fehlen, als Anzeichen für den früheren Beginn der Deformationsgeschichte dieser Einheit gedeutet werden. Entsprechend der Reihenfolge, aber auch nach der Geometrie lassen sich die nordvergenten Falten in der Tasna-Decke am besten mit den F_{n4} -Falten in der Bürkelkopf-Zone parallelisieren (vgl. Fig. 51 u. 59). Zwar sprechen die rheologischen Überlegungen dagegen; denn es scheint unvereinbar, dass diese nordvergente Phase in der Tasna-Decke eine penetrative Schieferung (Glattschieferung in den Tonlagen) und in den relativ inkompetenten Gesteinen der Bürkelkopf-Zone lediglich eine Runzelschieferung bewirkt hat. Andererseits ist in Betracht zu ziehen, dass ein Verformungsgradient, wie er für die süd-

vergente Phase beobachtet wurde, auch während der nordvergenten Phase wirksam war. Aus diesen Überlegungen werden die F_{n4} -Falten der Bürkelkopf-Zone mit den nordvergenten Falten der Tasna-Decke korreliert. Daraus folgt, dass die F_{n3} - und F_{n2} - bzw. F_{n1} -Falten in der Bürkelkopf-Zone gebildet wurden, bevor die Tasna-Decke in die Orogenese einbezogen worden war. Diese Faltungsphasen wären somit der Kreide-Orogenese zuzuweisen, für deren Existenz im Untersuchungsgebiet noch weitere indirekte Hinweise (z. B. reichlicher Ophiolith-Detritus in den Kreide-Serien) zu finden sind.

Allerdings ist noch zu ergänzen, dass die F_{n1} -Falten auch in der dünnplattigen Partie der Tuoi-Serie festgestellt worden sind (Fig. 64), für welche aufgrund der lithologischen Übereinstimmung mit der *Puntel-Serie* der Simmen-Decke ein Alter vom oberen Cénomaniens bis Santonien angenommen wurde (FLÜCK 1973). Demnach wären die F_{n1} -Falten nach dem Santonien entstanden und könnten der intragosauischen Phase (Campanien) von OBERHAUSER (1973) entsprechen. Im Helminthoiden-Flysch (Campanien–Maastrichtien) wurden die F_{n1} -Falten jedenfalls nicht beobachtet. Diese Schlussfolgerungen sind natürlich entsprechend der geringen Informationsdichte mit grossen Fehlern behaftet und sollten daher als vorläufige Mitteilungen aufgefasst werden.

Verdankungen (Teil I)

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Nationalfonds-Projektes Nr. 2.940.077 unter der Leitung von H. P. Laubacher ausgeführt. Ihm danke ich für die intensive Betreuung während der Abschlussphase sowie für die kritische Durchsicht und Korrektur der vorliegenden Fassung.

- D. Bernoulli schrieb das Koreferat und nahm sich die Zeit für gemeinsame Exkursionen in die Val Tasna.
- M. Frey führte mich in das Ton-Labor ein und betreute anschliessend die Auswertung der röntgenographischen Untersuchungen.
- M. Caron bestimmte die Oberkreide-Foraminiferen in Dünnschliffen.
- Mit H.-U. Schmutz als Projektmitarbeiter gewann ich einen Kollegen, der mich in allen Belangen stets mit seiner Erfahrung unterstützte. Ich danke ihm für die freundschaftliche Zusammenarbeit.

- Die vielen Dialoge und Diskussionen mit A. Zingg, die nicht nur meine Arbeit betrafen, waren mir eine echte Hilfe, wofür ich ihm herzlich danken möchte.
- K. Bucher und J. Abrecht gaben mir einige wertvolle Hinweise, wenn es um Petrographie und Metamorphose ging.
- Alle photographischen Arbeiten erledigten G. Lüond und M. Düggelin, während E. Wagner für die Herstellung der zahlreichen Dünnschliffe zuständig war.
- Den Gemeinden Ardez und Ftan, aber ganz besonders ihren lieben Bewohnern J. Nuotcla, M. Janett und Familie Caviezel danke ich für ihre Hilfe und Gastfreundschaft während der Feldarbeiten.

Mein grösster Dank jedoch gilt meiner Ehefrau. Ohne ihre Hilfe hätte diese Arbeit gar nicht entstehen können.

TEIL II

Die makroskopische Geometrie der Pseudotachylite in der Silvretta-Decke am NW-Rand des Unterengadiner Fensters

Von H.-U. Schmutz

5. Ausgangslage

Diese Arbeit ist Teil der Nationalfonds-Projekte Nr. 2.940.077 und Nr. 2.519.082 deren Zielsetzung es war, einen Beitrag zum Verständnis der Abscherungsmechanismen und des Transportes einer grossen seichten Grundgebirgsdecke zu liefern. Ziel dieser Arbeit war es, im Bereich der Val Tasna und angrenzender Gebiete die seit längerer Zeit bekannten Pseudotachylite (HAMMER 1930, BEARTH 1933, MASCH 1970, 1973) in ihrer Geometrie und Erscheinungsform zu erfassen und in Beziehung zur Silvretta-Überschiebung zu setzen. Der geographische, geologische

und tektonische Standort des Untersuchungsgebietes ist aus Figur 65 ersichtlich. Die regionale Geologie und die Serien im Liegenden der Silvretta-Überschiebung sind von GÜRLER (s. Teil I dieses Bandes) beschrieben. Das Silvretta-Kristallin wurde von BEARTH und SPAENHAUER (in CADISCH et al. 1941) sowie von E. WENK (in CADISCH et al. 1968) bearbeitet und beschrieben. Neuere petrographisch-radiometrische Arbeiten im Umfeld des Silvretta-Kristallins (GRAUERT 1966, 1969, THÖNI 1981) bestätigen die durchgreifende variszische Metamorphose und Deforma-

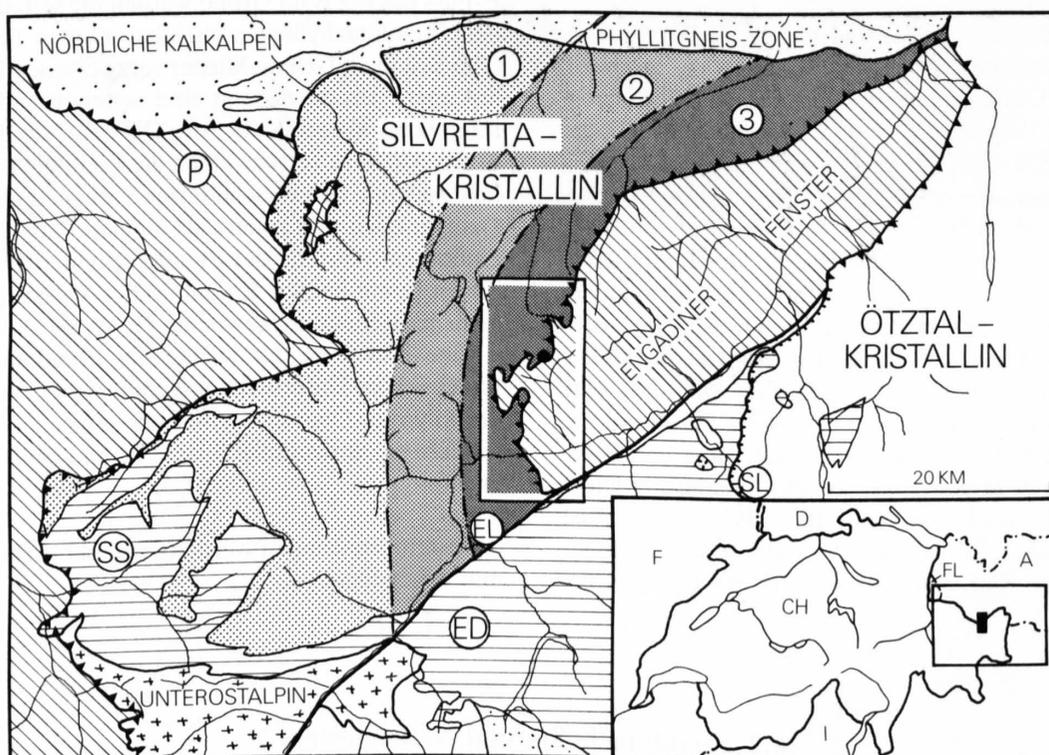


Fig. 65: Tektonische Skizze der Silvretta-Decke (nach THÖNI 1981) und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes.

P = Penninikum im Prättigau und Unterengadiner Fenster.
SS = Sedimentbedeckung der Silvretta-Decke.
ED = Engadiner Dolomiten.
EL = Engadiner Linie.
SL = Schlinig-Überschiebung.

1 = Alpine Anchizone bis schwächste Grünschiefer-Fazies im Silvretta-Kristallin.
2 = Schwächste Grünschiefer-Fazies.
3 = Schwache bis höhere Grünschiefer-Fazies (THÖNI 1981).

tion, die nur ganz schwach von einer frühalpinen bis alpinen Regionalmetamorphose überprägt wurde. Diese alpine Metamorphose zeigt im Untersuchungsgebiet den

Übergang von der schwächsten zur schwachen Grünschiefer-Fazies (THÖNI 1981).

6. Erscheinungsformen der Pseudotachylite

6.1 Generelle Feldbeobachtungen

Pseudotachylite, von BEARTH (1933) mit dem Synonym «Gangmylonite» bezeichnet, sind eher dunkle, gangartige, im Handstück dicht erscheinende Gesteine, die von ihrem kristallinen Nebengestein stets deutlich abgegrenzt sind. Diese durch tektonische Vorgänge entstandenen Gesteine haben eine enge petrographische und chemische Beziehung zum Nebengestein.

In den letzten Jahren wurden Pseudotachylite weltweit beschrieben und weitgehend als Folge einer durch Erdbeben ausgelösten Bruch-Scher-Tektonik gedeutet (PARK 1961, PHILLPOTTS 1964, SIBSON 1973, 1978, ALLEN 1979, GROCCOTT 1981, MADDOCK 1983). Die Frage, ob sich Pseudotachylite über die Phase einer Aufschmelzung bildeten, ist noch umstritten (MASCH 1973, H. R. WENK 1978, 1982, MADDOCK 1983).

Was schon BEARTH (1933) und MASCH (1970) übereinstimmend beobachteten, hat sich bestätigt: die Silvretta-Gesteine im Untersuchungsgebiet sind fast vollständig durchsetzt mit Pseudotachyliten. Sie fehlen einzig SW der Alp Sura, am SW-Grat des Piz Cotschen und auf der NW-Flanke des Jamtales nördlich der Jamtalhütte. Östlich einer Grenze, die von der Val Tuoi über das hinterste nordöstliche Ochsental und das Bieltal zum Jamtal zieht (Fig. 93), können bei genügend intensiver Suche in jedem Aufschluss von ca. 100 m² Grösse Pseudotachylite angetroffen werden. Die Dichte des Auftretens und die Art der Ausbildung variieren sehr stark. Es fällt auf, dass eine dichte Durchsetzung der Silvretta-Gesteine mit Pseudotachylit, oft verbunden mit starker Zerschering und Breccienbildung, sich in gewissen, zur Stoffbänderung leicht diskordanten Zonen konzentriert. Besonders instruktiv ist diese Verteilung am Aufschluss SW Vadret Chalaus ausgebildet. Ähnliche Aufschlüsse lassen sich am Felskopf bei

der Gletscherzunge des Jamtalferners (Koord. 194.750/807.900) studieren. Die Intensität der Pseudotachylit-Bildung ist am grössten im Gebiet Piz Urschai–Augstenberg–Pfannknecht–Russkopf–Gemsspitz–Piz Jeramias; dies in der ganzen auf bis zu 500 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Serie des Silvretta-Kristallins.

Die kursorischen Begehungen der östlichen Fortsetzung des Untersuchungsgebietes im Fimbartal, Samnaun und Serfaus lassen auf ein Abklingen der Häufigkeit der Pseudotachylite schliessen. Insbesondere ist die pseudotachylit-führende Zone enger an die Silvretta-Überschiebung gebunden; die nördlich anschliessenden Mylonitlagen werden mächtiger. Die SW-Fortsetzung wurde genauer untersucht. Am Piz Cotschen, am Piz da las Clavigliadas und am E-Fuss des Piz Buin Grond werden die seltener auftretenden Pseudotachylite unscheinbarer: man findet isolierte oder sich in einfachem Muster verzweigende Pseudotachylit-Lagen; Breccienzonen sind seltener und nur andeutungsweise ausgebildet. Am SW-Grat des Piz Cotschen gegen Alp Sura verschwinden die Pseudotachylite allmählich, zuerst in den verschieberten Paragneisen, dann in den Orthogneisen und zuletzt als kleinere Adern in den Amphiboliten. Anstelle der Pseudotachylite treten Mylonite, die im Inntal bei Sur En und in der Val Sampuoir immer mehr an Bedeutung gewinnen (E. WENK 1934b).

Eine Abnahme der Dichte der Pseudotachylit-Gänge findet sich im Untersuchungsgebiet nicht in vertikaler, von der Silvretta-Überschiebung sich entfernender Richtung, sondern in horizontaler, nach W und NW verlaufender Richtung.

Strukturmessungen werden in dieser Arbeit in Fallazimut angegeben.

6.2 Pseudotachylite und Nebengestein

Die Variabilität in Konzentration und Ausbildungsart der Pseudotachylite steht in engem Zusammenhang mit der Lithologie des Nebengesteins. Das bei mechanischer Beanspruchung unterschiedliche Verhalten der die Silvretta-Decke aufbauenden Gesteine fand ein Abbild in den Pseudotachylit-Gefügen.

Pseudotachylite in Amphiboliten
(vgl. Aufschluss SE Vadret Chalaus)

Die heterogenen basischen Gesteine sind entweder feinkörnige, gebankte Amphibolite oder gebänderte Amphibolite mit Einlagerungen von leukokraten Hornblende-

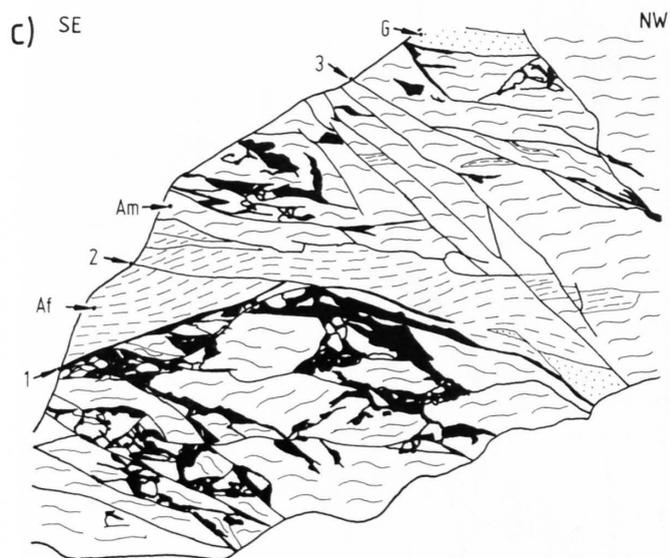
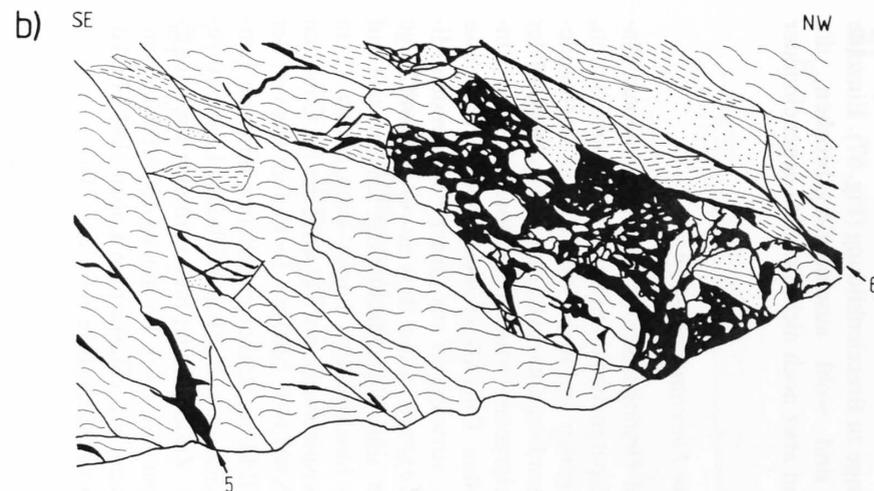
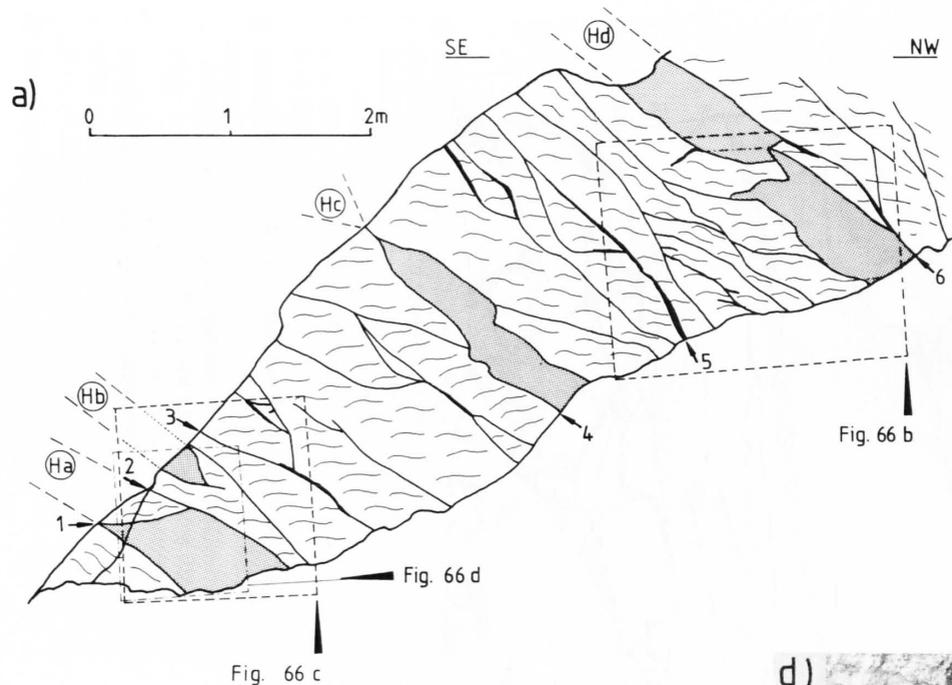


Fig. 66 (a-d): Pseudotachylit in Amphiboliten. Detailaufschluss 61 SE Vadret Chalaus (Fig. 81). Ansicht von NE auf Kluftwand $40^\circ/90^\circ$. Figur d (Foto) ist ein Detailausschnitt des linken Teiles von Figur c.

- Am* = Hellere, mittelkörnige Quarzamphibolite.
- G* = Heller Quarz-Plagioklasgneis ($310^\circ/18^\circ$).
- Af* = Dunkler, feinkörniger Amphibolit ($235^\circ/23^\circ$).
- Ha-Hd* = Breccienlagen der Pseudotachylit-Zone *H*, s. Kap. 8.
- 1* = Scherfläche ($125^\circ/29^\circ$), Breccienzone begrenzend.
- 2* = Scherfläche ($285^\circ/19^\circ$).
- 3* = Scherfläche ($305^\circ/52^\circ$) mit wenig Pseudotachylit.
- 4* = Scherfläche ($305^\circ/45^\circ$), untere Grenze der Breccienzone.
- 5* = Scherfläche ($285^\circ/63^\circ$) mit Pseudotachylit.
- 6* = Scherfläche ($280^\circ/18^\circ$), Obergrenze der Pseudotachylit-Zone, zugleich lithologische Grenze.

gneisen oder Plagioklas-Quarzgneisen. Wo der basische Amphibolitanteil überwiegt, sind die Gesteine relativ spröde. Dabei treten die an Scherflächen gebundenen, langausgedehnten Pseudotachylit-Lagen zugunsten von komplexeren netz- oder aderartigen Pseudotachylit-Gefügen zurück, die sich zu eigentlichen Breccienzonen erweitern, welche bis zu 3 m mächtig werden können (Fig. 66). Wo 0,5–10 cm dicke, langausgedehnte oder linsenförmige Pseudotachylit-Lagen an zur Stoffbänderung schwach diskordanten Scherflächen auftreten, sind sie durchspickt mit vielen kleinen Mineral- und Gesteinsbruchstücken. Die Farbe der Pseudotachylit-Grundmasse ist wechselnd hellgrau, dunkelgrau oder dunkelgraugrün, je nach dem Hornblendegehalt des Nebengesteins.

Pseudotachylit in Paragneisen und -schiefern

Je glimmerreicher und demnach schiefriger diese Gesteinsgruppe ausgebildet ist, desto unscheinbarer und seltener werden die Pseudotachylite. Diese Beobachtung trifft vor allem auf die Randgebiete der Region zu, in welcher Pseudotachylite auftreten (Piz Cotschen, Piz da las Clavigliadas). Vorherrschend sind hellere gräuliche, oder bei pelitischer Lithologie des Nebengesteins dunkelviolett-schwärzliche Pseudotachylit-Lagen mit einer Dicke von einigen mm bis cm (Fig. 68a). In kompetenteren,

feinkörnig-granoblastischen und glimmerarmen Lagen finden wir Übergänge zu Breccienbildung (Fig. 67). Einzelne Gesteinslagen sind wohl auseinandergebrochen, die Bruchstücke sind aber noch nicht deutlich gegeneinander verdreht.

Pseudotachylit in Flaseraugengneisen

In den sauren Orthogneisen (Zweiglimmer-Quarz-Plagioklas-Kalifeldspatgneise) dominieren die ausgedehnten, oft leicht verbogenen und meist schwach zur Stoffbänderung diskordanten Pseudotachylit-Lagen (Fig. 68b). In der hell- bis dunkelgrauen Grundmasse sind grössere Einschlüsse eher selten. Die vielen feinen, in der Grundmasse schwimmenden, vorwiegend aus Quarz bestehenden Mineralbruchstücke sind so klein, dass sie von bloßem Auge nicht erkennbar sind. Die Mächtigkeit solcher sich auf mehrere Meter hinziehenden Lagen kann bis zu 17 cm betragen, wie beispielsweise am SW-Grat des Piz Cotschen (Koord. 187.275/807.675; 2460 m). Im Gebiet des von der Pseudotachylit-Bildung stärker ergriffenen hinteren Jämtales gesellen sich zu den oben beschriebenen Lagen kürzere querliegende. Zudem findet man vermehrt Breccienlagen oder -taschen (Fig. 68c). Im Innern der oft zonierten, grauen bis grünen, einschlussarmen Lagen sind Fluidalstrukturen zu beobachten (Fig. 69c, Fig. 71).

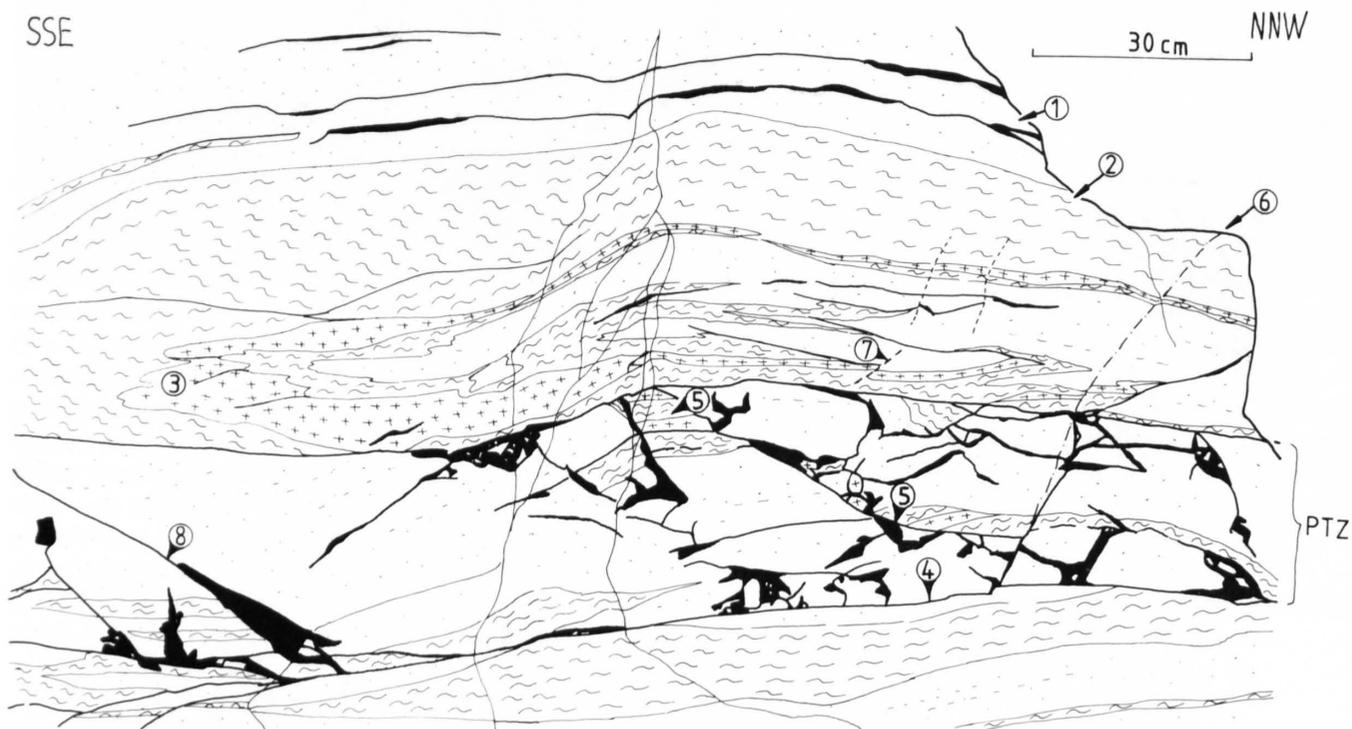


Fig. 67: Pseudotachylit in glimmerarmem Gneis. Aufschluss bei P. 2991 m Piz Urschai Dadoura (Koord. 810.000/192.660); Blickrichtung WSW auf Wand 60°/90°.

- 1 = Feinkörniger (Biotit-)Kalifeldspat-Plagioklasgneis.
- 2 = Flaseriger mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Kalifeldspatgneis (350°/03°).
- 3 = Heller Kalifeldspat-Plagioklas-Granitgneis.
- 4 = Scherflächen mit Pseudotachylit (340°/03°).

- 5 = Scherfläche mit 40 cm Abschiebungsbetrag (260°/30°).
- 6 = Kluft mit Calcit und Chlorit (175°/49°).
- 7 = Scherfläche mit Überschiebung (35°/22°).
- 8 = Scherfläche mit 7 cm dickem Pseudotachylit (330°/22°).

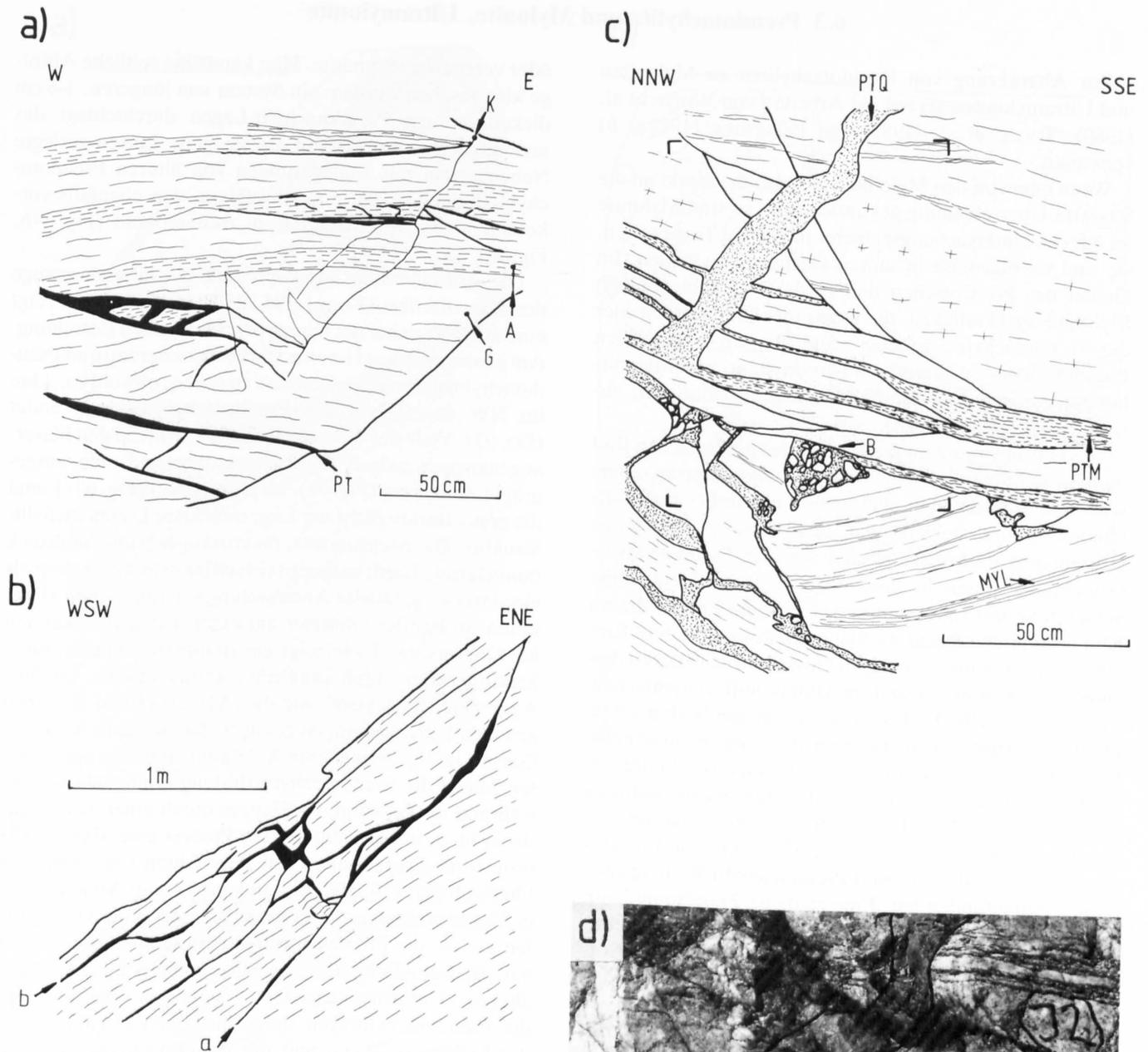


Fig. 68: Pseudotachylit in verschiedenen Gneisen.

- a) Pseudotachylit in Paragneis. S-Grat Augstenberg (Koord. 810.550/193.370; 2920 m); Ansicht auf Fläche $180^\circ/50^\circ$.
G = Sillimanit-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer.
A = Granat-Biotit-amphibolit ($340^\circ/02^\circ$).
PT = Pseudotachylit an Scherfläche ($40^\circ/15^\circ$).
K = Jüngere Scherfläche ($330^\circ/45^\circ$).
- b) Pseudotachylit in Augengneis. SW-Grat des Piz Cotschen (Koord. 880.050/187.235; 2690 m); Ansicht auf Fläche $150^\circ/90^\circ$. Grobkörniger Augengneis ($212^\circ/39^\circ$) mit verbogenen Scherflächen, die stellenweise Pseudotachylit führen.
a = Scherfläche mit Pseudotachylit ($237^\circ/48^\circ$).
b = Konkordante Scherfläche ($215^\circ/38^\circ$).
- c) Pseudotachylit in granitoidem Gneis. Felskopf E der Gletscherzunge des Jamtalferners (Koord. 807.900/194.750; 2420 m); Ansicht auf Fläche $60^\circ/40^\circ$. Eckmarken = Ausschnitt in Figur d.
PTQ = Querliegender Pseudotachylit-Gang, dicht, ohne grössere Einschlüsse.
PTM = Mylonitischer Pseudotachylit mit Fluidalstruktur.
MYL = Mylonitischer Gneis.
B = Breccientasche.
- d) Detailausschnitt aus Figur c.



6.3 Pseudotachylite und Mylonite, Ultramylonite

Zur Abgrenzung von Pseudotachyliten zu Myloniten und Ultramyloniten sei auf die Arbeiten von WHITE et al. (1980), TULLIS et al. (1982) und PASSCHIER (1982a, b) verwiesen.

Wenn man von den Myloniten absieht, die direkt an die Silvretta-Überschiebung gebunden sind, so sind Mylonite im NE des Untersuchungsgebietes in der Val Tasna selten; sie sind vorzugsweise in sauren Gesteinen zu finden. Im Gebiet des Piz Cotschen und in der Val Tuoi nehmen Mylonite an Häufigkeit zu. Demgegenüber werden hier die Pseudotachylite seltener. Südlich Alp Sura fehlen Pseudotachylite, während die Ultramylonit- und Mylonithorizonte parallel zur Stoffbänderung an Häufigkeit zunehmen (E. WENK 1934b).

Die Ultramylonite im Gebiet SW des Piz Cotschen sind im Feld nicht immer leicht von Pseudotachyliten zu unterscheiden. Sie verlaufen auch meist subparallel zur Stoffbänderung und zeigen eine Laminierung. Die graue Grundmasse unterscheidet sich von der Pseudotachylit-Grundmasse dadurch, dass sie eine undeutliche, feine Schieferung mit Lineamenten zeigt. Viele Lagen, die im Feld als typische Pseudotachylite mit Aderwerk und Einschlüssen von teilweise eckigen Gesteinsbruchstücken diagnostiziert werden, zeigen im Dünnschliff erstaunlicherweise fast dasselbe Bild wie die Ultramylonite (Fig. 69a). Die Grundmasse ist im Durchlicht orientiert aufgehellt. Sie besteht aus einem orientierten Gefüge von Glimmerplättchen. Diese teilweise gefaltete Grundmasse umfließt die Einschlüsse. Diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass hier am Rand des Pseudotachylit-Feldes ein Ineinandergreifen von Mylonit- und Pseudotachylit-Bildungsprozessen stattgefunden hat. Eine zeitliche Zuordnung kann nicht eindeutig vorgenommen werden, obwohl es scheint, dass viele der Pseudotachylite der Gegend vom Piz Cotschen nachträglich mylonitisiert und rekristallisiert wurden. Dieses Phänomen beschreibt PASSCHIER (1982a, b) bei den Ultramylonit-Pseudotachylit-Bildungen im Saint-Barthélemy Massiv in den französischen Pyrenäen.

Am Aufschluss SE des Vadret Chalaus (vgl. p. 83) findet man nur an wenigen Stellen Mylonitbildungen, die nicht direkt an der Silvretta-Überschiebung liegen. Diese Vorkommen beschränken sich weitgehend auf Orthogneise

oder vergneiste Pegmatite. Hier kann eine zeitliche Abfolge klar gesehen werden: ein System von jüngeren, 1–5 cm dicken, grauen Pseudotachylit-Lagen durchschlägt das mylonitisierte, zum Teil in ausgezogene Linsen zerlegte Nebengestein mit Einlagerungen von älteren Pseudotachylit-Bildungen, die nur schwer von den ebenfalls vorkommenden Ultramyloniten zu trennen sind (Fig. 69b, Fig. 70).

Der Aufschluss des Felskopfes NE der Gletscherzunge des Jamtalfeners (Koord. 194.725/807.910; 2420 m) zeigt eine dritte Variante der hier zu beschreibenden Beziehung. Am ganzen Felskopf ist eine starke Zerschierung und Pseudotachylitisierung der Gesteine zu sehen, obwohl ca. 1 km im NW das Gebiet der Pseudotachylit-Bildung endet (Fig. 93). Viele der dickeren Pseudotachylite in den Flaseraugneisen zeigen Fluidalstrukturen und eine ausgeprägte Zonierung (Fig. 71). Im Dünnschliff (Fig. 69c) zeigt die graue Randschicht der Lage eine klare Pseudotachylit-Struktur. Die nächstinnere, makroskopisch im Handstück dunkelgrüne Lage, entpuppt sich unter dem Mikroskop als eine intensiv gefältelte Ansammlung von sehr feinen Mineralien, wobei der Glimmer am deutlichsten zu erkennen ist. Die innerste Lage zeigt ein chaotisches Fliessgefüge, hervorgerufen durch rundliche, kompetentere, knollige Aggregate. Es scheint, wie dies MASCH (1970) in seinen genauen Untersuchungen gefolgert hat, dass am Rand des Ganges infolge schnellerer Abkühlung der hereingepressten Masse die Pseudotachylit-Bildung ermöglicht wurde, während im Zentrum des Ganges durch einen länger andauernden, höher temperierten Prozess eine Mylonit-Ultramylonit-Kristallisation mit Ausbildung von laminaren Fliessgefügen erfolgte. Ein andersgeartetes Mylonitgefüge, welches den ganzen Flaseraugneis-Komplex ergriffen und so die primäre Stoffbänderung noch akzentuiert hat (Blastomylonitgneis von MASCH) muss einer deutlich älteren Deformationsphase zugeordnet werden, da die Pseudotachylitlagen diese Blastomylonitgneise stets durchschlagen. Wenn nun die Pseudotachylite als früh-alpine Bildung angesehen werden (vgl. p. 81), muss die Mylonitisierung der Flaseraugneise bedeutend früher erfolgt sein, als dies MASCH postuliert.

6.4 Pseudotachylite und Quarzlagen

In sauren, quarzhaltigen Gesteinen findet man öfters parallel oder leicht diskordant zur Stoffbänderung liegende Quarzmobilisate in Form von lang ausgezogenen Linsen oder Lagen. Viele dieser Lagen liegen an Scherflächen, welche wiederum von einer Pseudotachylit-Lage begleitet sein können. Wo sich Pseudotachylit und Quarzlage treffen, ist meistens Quarz in Form von Bruchstücken in der Pseudotachylit-Grundmasse eingeschlossen. Es kann also angenommen werden, dass sich bei einer ersten langsamen

Bewegungsphase an der Scherfläche Quarz als Mobilisat sammelte. Bei einer nachfolgenden abrupten Bewegung entstand an derselben Scherfläche Pseudotachylit, wobei die Quarzlage auseinandergerissen wurde. Am Aufschluss an der W-Flanke des Piz Furcletta (Koord. 191.000/806.900; 2735 m) ist zudem als letzte Bildung eine Verstellung der Bewegungsfläche an steilstehenden Klufflächen erfolgt (Fig. 72).

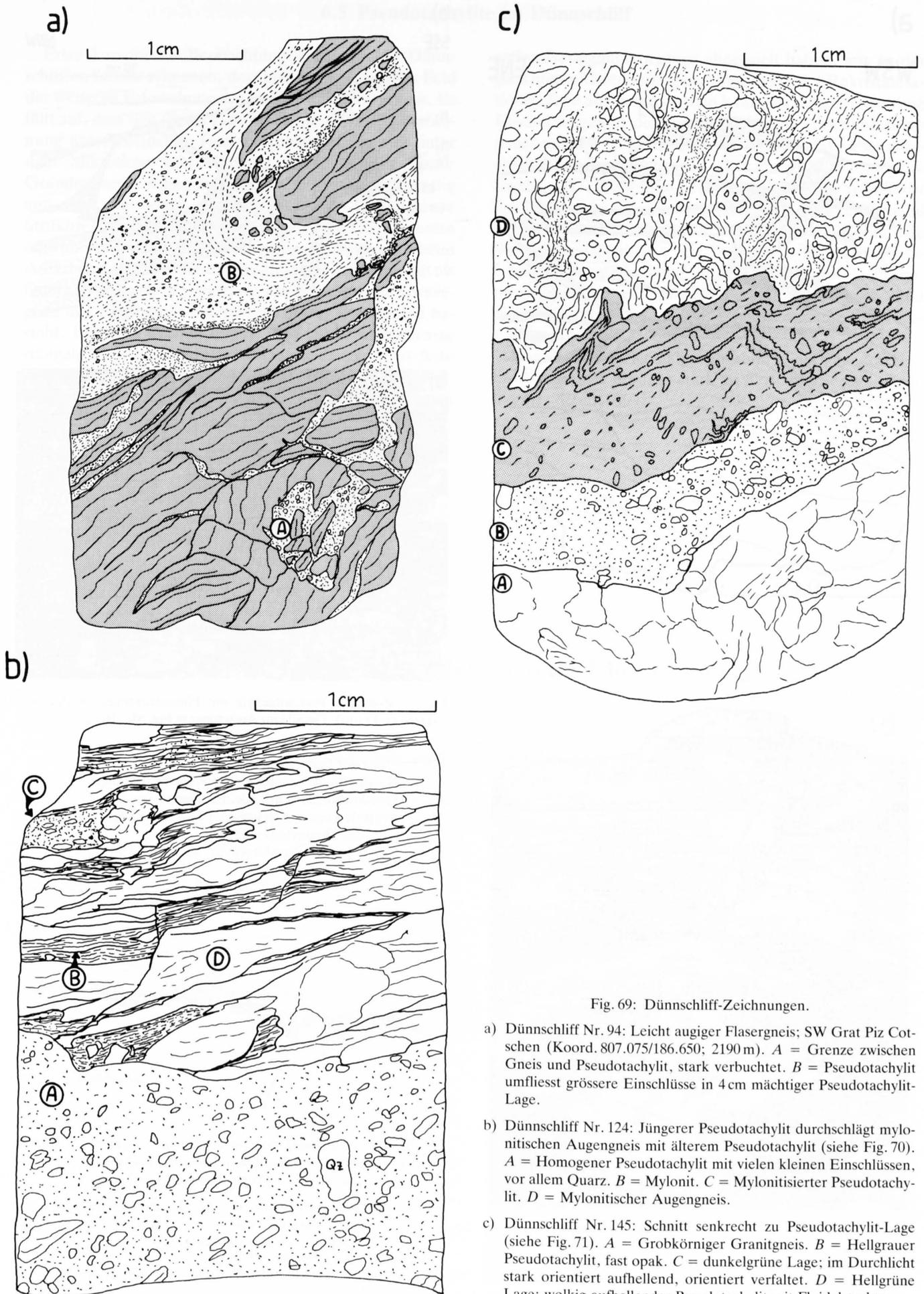


Fig. 69: Dünnschliff-Zeichnungen.

- a) Dünnschliff Nr. 94: Leicht augiger Flasergneis; SW Grat Piz Cotschen (Koord. 807.075/186.650; 2190 m). A = Grenze zwischen Gneis und Pseudotachylit, stark verbuchtet. B = Pseudotachylit umfließt grössere Einschlüsse in 4 cm mächtiger Pseudotachylit-Lage.
- b) Dünnschliff Nr. 124: Jüngerer Pseudotachylit durchschlägt mylonitischen Augengneis mit älterem Pseudotachylit (siehe Fig. 70). A = Homogener Pseudotachylit mit vielen kleinen Einschlüssen, vor allem Quarz. B = Mylonit. C = Mylonitisierter Pseudotachylit. D = Mylonitischer Augengneis.
- c) Dünnschliff Nr. 145: Schnitt senkrecht zu Pseudotachylit-Lage (siehe Fig. 71). A = Grobkörniger Granitgneis. B = Hellgrauer Pseudotachylit, fast opak. C = dunkelgrüne Lage; im Durchlicht stark orientiert aufhellend, orientiert verfaultet. D = Hellgrüne Lage; wolkgig aufhellender Pseudotachylit mit Fluidalstruktur.

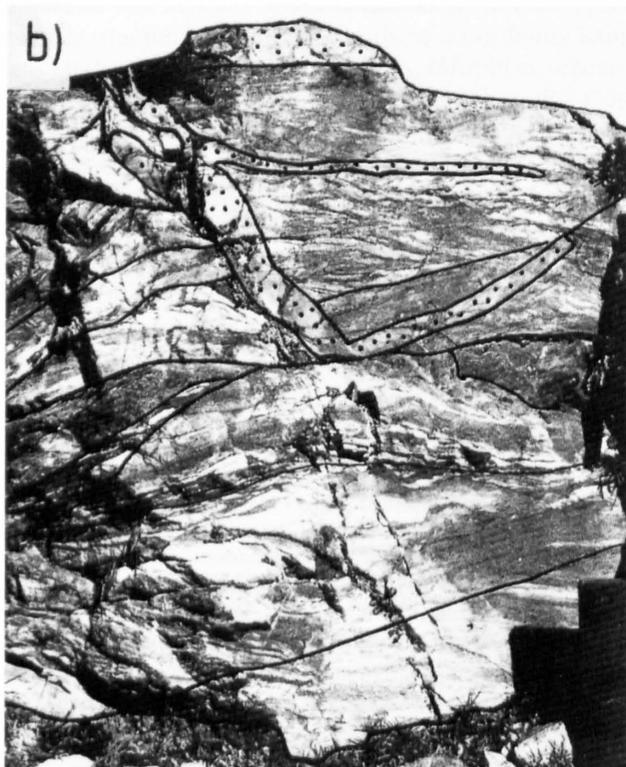
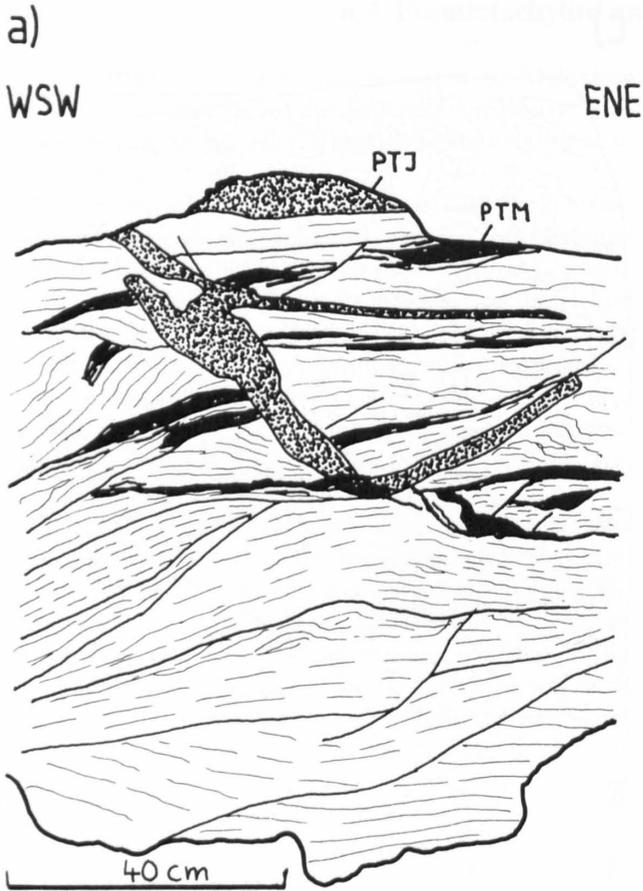


Fig. 70: Pseudotachylit (PTJ) durchschlägt Flasergneis mit älterer Generation von Mylonit und mylonitisierendem Pseudotachylit (PTM). Detail von Aufschluss 87 SE Vadret Chalaus (Fig. 76). Ansicht auf Fläche $160^{\circ}/65^{\circ}$. Siehe Dünnschliff-Skizze Fig. 69b. Punktierte Flächen = jüngerer Pseudotachylit (PTJ).

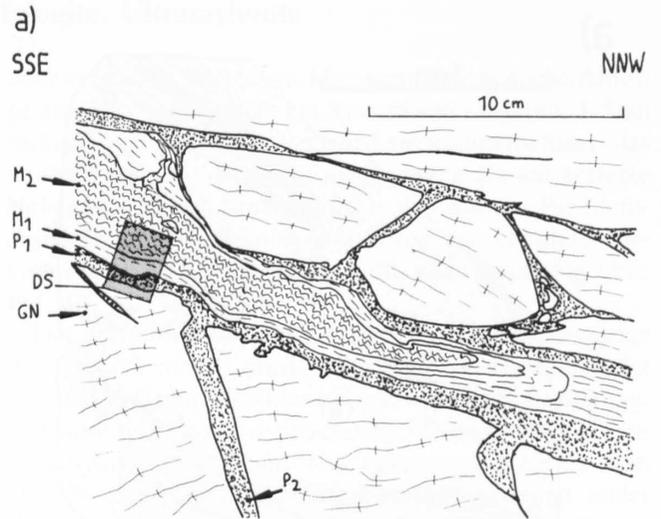


Fig. 71: Zonierter Pseudotachylit mit Fließstrukturen im Zentrum (Skizze und Foto). Detail von Aufschluss in Fig. 68c; Blick auf Fläche $60^{\circ}/30^{\circ}$.

- GN = Flaseriger Granitgneis ($275^{\circ}/25^{\circ}$).
- P₁ = Randpartie des zonierten Pseudotachylit-Ganges ($295^{\circ}/27^{\circ}$).
- M₁ = Pseudotachylit (?) mit Kleinfältelung.
- M₂ = Zentrale Lage mit chaotischer Fluidalstruktur.
- DS = Lage des Dünnschliffs Fig. 69c.
- P₂ = Querliegender Pseudotachylit, ausadernd ($330^{\circ}/65^{\circ}$).

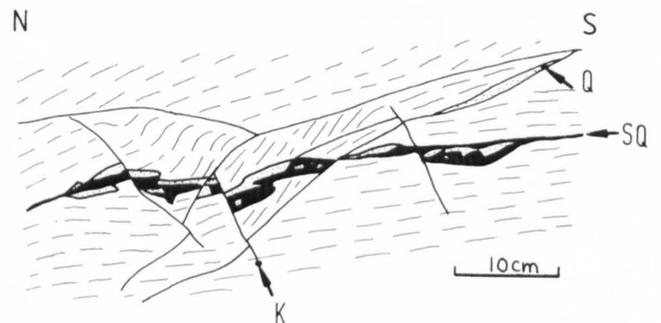


Fig. 72: Quarzmobilisate und Pseudotachylit an einer Scherfläche. W-Flanke des Piz Furclettas (Koord. 806.900/191.000; 2730 m); Ansicht auf Fläche $255^{\circ}/80^{\circ}$. Zweiglimmer-Paragneis.

- SQ = Scherfläche ($325^{\circ}/22^{\circ}$), die vor der Pseudotachylit-Bildung von einer Quarzlage begleitet war. Die Quarzlage liegt jetzt als Bruchstücke im Pseudotachylit vor.
- Q = Scherfläche mit Quarzlage.
- K = Junge Scherfläche ($123^{\circ}/55^{\circ}$), welche SQ treppenartig versetzt.

6.5 Pseudotachylite im Dünnschliff

Erste kursorische Beobachtungen an ca. 250 Dünnschliffen liessen erkennen, dass hier noch ein grosses Feld der weiteren Erforschung der Pseudotachylite vorliegt. Es fällt auf, dass sich die im Handstück nur durch die Farbtonung unterscheidende Pseudotachylit-Grundmasse unter dem Mikroskop sehr vielfältig darstellt. Eine opake Grundmasse ist selten zu finden. Oft hellt sie felderartig auf oder zeigt sogar eine den Myloniten vergleichbare Struktur (vgl. p. 79). Die vielen feinen in der Grundmasse schwimmenden Mineral-Bruchstücke entpuppen sich beim Anfärben auf Plagioklas und Kalifeldspat auffallend oft als Quarz. Dies sogar in Lagen, wo das Nebengestein vorwiegend aus Amphibolit mit sehr geringem Quarzanteil besteht. In vielen Proben erahnt man in der Grundmasse stengelige und blättrige Mineral-Neubildungen. Um diese sehr feinkörnigen Neu- und Umbildungen genauer zu analysieren, sind Untersuchungen im submikroskopischen Bereich nötig. Sicher ist, dass sich während der Rekrystalli-

sation Bewegungsvorgänge abgespielt haben, was an der gerichteten Orientierung und Verfaltung der Rekrystallisationsgefüge abgelesen werden kann. Es müssten abnorme Erscheinungen in den diversen Mineral-Einschlüssen genauer untersucht werden, um Hinweise auf die Pseudotachylit-Genese zu gewinnen (MASCH 1970, FRANCIS & SIBSON 1973, PASSCHIER 1982*a, b*). Wie MASCH 1970 für das Jamtal schon gezeigt hat, finden sich auch im Tasnatal in Quarz-Einschlüssen Deformationslamellen, Böhm'sche Streifen und Spaltrisse mit Besatz von Erzstaub. Diese Erscheinungen lassen auf eine starke, abrupte Deformation unter relativ tiefen Temperaturen schliessen, und nicht ausschliesslich auf eine Schockmetamorphose (VON ENGELHARD et al. 1969).

Das allgemeine Kristallisationsbild in der Pseudotachylit-Grundmasse erinnert stark an Kristallisationsvorgänge in einer Schmelze.

7. Pseudotachylite an der Silvretta-Überschiebung

7.1 Allgemeine Beobachtungen

Um die Altersbeziehung zwischen der Überschiebung der Silvretta-Decke und der Pseudotachylit-Bildung studieren zu können, musste nach Aufschlüssen gesucht werden, wo Pseudotachylite direkt an der Überschiebungsfäche liegen. MASCH (1970) beschreibt, dass die Pseudotachylite jeweils erst einige Meter oberhalb der Überschiebung einsetzen. Ein genaueres Studium der Überschiebungsgrenze im Tasnatal zeigte jedoch, dass an einigen Stellen sehr wohl Pseudotachylite unmittelbar an der Überschiebung liegen. So etwa verschiedentlich in der E-Wand des Piz Cotschen (z. B. Koord. 187.525/809.620; 2650 m), am Fuss der E-Wand des Piz Urschai Dadoura (z. B. Koord. 192.520/810.630; 2515 m), am Piz Urezzas (z. B. Koord. 192.000/807.800; 2880 m) und am schönsten aufgeschlossen am Fuss des SE-Grates des Piz Futschöl (siehe p. 82). Diese Pseudotachylite unterscheiden sich in ihrer Geometrie nicht von denjenigen, die in grösserer Distanz zur Überschiebung liegen. An einigen Stellen konnte beobachtet werden, wie leicht diskordant zur Überschiebung verlaufende Pseudotachylite von dieser abgeschnitten werden.

Eine zur Überschiebung parallel verlaufende Verschiebung bzw. Mylonitisierung durchzieht auf den ersten cm bis dm das Silvretta-Gestein mitsamt dem Pseudotachylit.

Unterhalb der Silvretta-Überschiebung sind sowohl in den Sedimenten wie auch in den Kristallinlinsen nie Pseudotachylite gefunden worden, obwohl an einigen Stellen an der Ostwand des Piz Cotschen direkt unterhalb der Überschiebung nicht der Silvretta-Decke zugehöriges Kristallin ansteht.

Aus diesen Befunden kann geschlossen werden, dass die Pseudotachylit-Bildung älter als die letzte Phase der Überschiebung der Silvretta-Decke auf die Tasna-Decke ist. Bezogen auf die heutige Lage der Tasna-Decke muss die Tektonik, die zu den Pseudotachyliten geführt hat, als transportiert angesehen werden, was nicht heisst, dass die Pseudotachylit-Bildung älter als der ganze Deckentransport ist. Dieser Schluss steht im Widerspruch zu den Thesen von BEARTH (1933) und MASCH (1970). Dort wurde postuliert, dass die Pseudotachylite nach dem Deckentransport während der späten Aufwölbung des Unterengadiner Fensters gebildet wurden. In jüngster Zeit kommt THÖNI (1981) aufgrund von K/Ar-Altersbestimmungen an Pseudotachyliten aus dem an unser Untersuchungsgebiet anschliessenden Fimbartal zu Altern von 53–77 Ma. THÖNI deutet die Silvretta-Pseudotachylite als Produkt einer Kristallinabscherung vor oder während des Deckentransportes, was sich mit unseren Befunden deckt.

7.2 Der Aufschluss am Fuss des SE-Grates des Piz Futschöl

Auf der Ostseite des gezackten SE-Grates des Piz-Futschöl ist beim markanten Felsaufschwung der Überschiebungskontakt auf einer Länge von 200 m relativ gut aufgeschlossen (Koord. im Süden: 193.190/811.930; 2690 m). Die Bänderamphibolite direkt oberhalb der Überschiebung sind so schwach vergrünt und verschiefert, dass sie im Handstück gut als typische Silvretta-Gesteine erkennbar sind. Unterhalb der nur leicht gewellten Überschiebung folgen intensiv gefaltete, graue, tonig-kalkige Flyschschiefer mit vorherrschenden Faltenachsen $283^{\circ}/25^{\circ}$ und Achsenebenen $350^{\circ}/50^{\circ}$ (GÜRLER, s. Teil I). Im Süden des Aufschlusses liegt direkt unterhalb des Kontaktes eine 0,1–0,5 m mächtige Lage von Grünschiefern der Aroser Zone. Im Norden tritt an deren Stelle eine schwer einzuordnende Lage von flaserigem Muskovit-Chlorit-Calcit-Sericit-Quarz-Plagioklasgneis bis -schiefer (sericitisierter Muskovitflasergneis in Fig. 73). Aufgrund der Deformationserscheinungen und der Verschuppung mit Grünschiefer-Linsen und Flyschserien muss dieses Gestein, das auch im Gebiet von Piz Cotschen und Piz Urezzas direkt unterhalb der Überschiebung vorkommt, zur Einheit der «sub-silvrettiden Schollen» gezählt werden (GÜRLER, s. Teil I). Die Überschiebungsfläche selbst ist stellenweise durch eine 1–5 cm mächtige Lage von grobkörnigem Calcit markiert. Figur 74 veranschaulicht die Situation im Detail. Die Überschiebungsfläche mit paralleler Calcitlage verläuft mit $322^{\circ}/19^{\circ}$ leicht diskordant zur Stoffbänderung der Bänderamphibolite ($298^{\circ}/38^{\circ}$) und zur Lage der Pseudotachylite ($305^{\circ}/32^{\circ}$, $310^{\circ}/38^{\circ}$). Die unterste dünne Pseudotachylit-Lage ist bis zum Calcitband durchgehend verfolgbare; sie wird von der Überschiebungsfläche eindeutig abgeschnitten. Im Dünnschliff sieht man, dass auf den ersten 10–20 cm der Silvretta-Amphibolit und der Pseudotachylit

mit feinem Sericit, Chlorit und Calcit durchsetzt und überprägt sind. Wo diese Durchsetzung intensiviert ist, wird das Gestein mehr verschiefert oder erhält gar ein Mylonitgefüge, wobei die Schieferungsflächen (S_4) parallel zur Überschiebungsfläche liegen. Die dazugehörige Strömung (I_4) verläuft mit $160^{\circ}/05^{\circ}$. Diese Mylonite direkt an der Überschiebung sind also jünger als die Pseudotachylite, und somit auch jünger als die auf Seite 78 beschriebenen Mylonite und Ultramylonite.

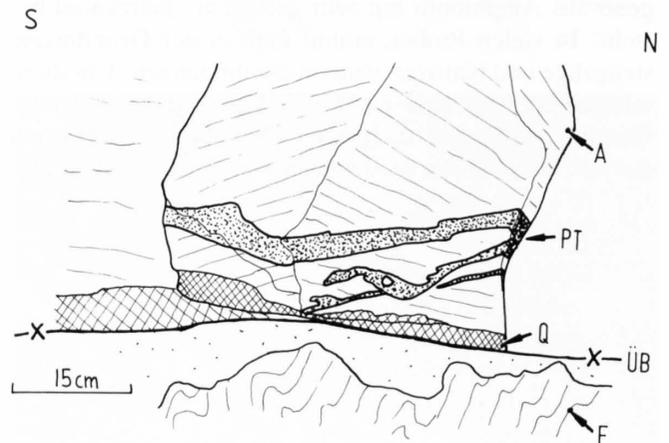


Fig. 74: Detail am Überschiebungskontakt; Blick 250° auf Block (Probe HST 77).

- A = Bänderamphibolit.
- Q = Calcitlage an der Überschiebung (ÜB).
- F = Gefalteter Flysch.
- PT = Pseudotachylit-Gang, der von der Überschiebung abgeschnitten wird.

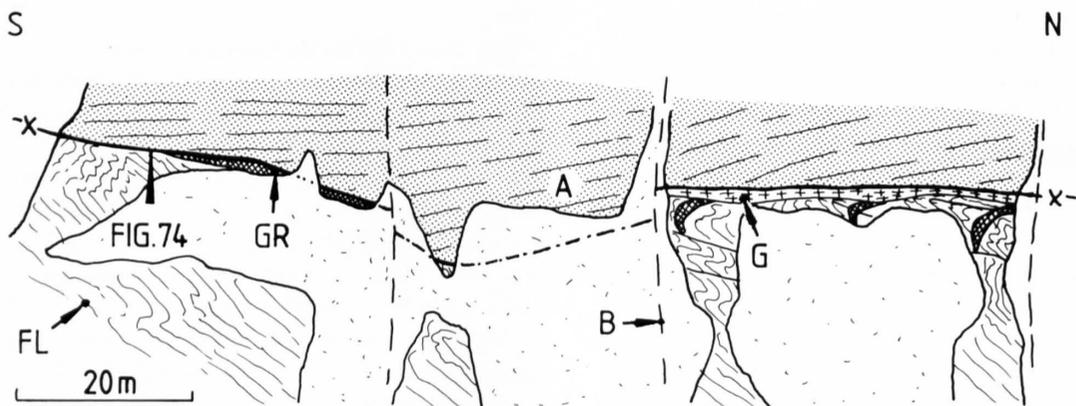


Fig. 73: Kontakt der Silvretta-Überschiebung am Fuss des SE-Grates des Piz Futschöl (Koord. 811.930/193.190; 2690 m).

- A = Bänderamphibolite, am Kontakt nur schwach vergrünt.
- GR = Grünschiefer; Aroser Zone.
- G = Muskovitflasergneis, sericitisiert; Aroser Zone.
- FL = Gefalteter grauer Flysch.
- B = Junger Bruch, den Mittelteil versetzend.

8. Geometrie der Pseudotachylite am Aufschluss SE Vadret Chalaus

8.1 Überblick

Um die Geometrie der Pseudotachylite im Detail studieren zu können, müssen zwei Voraussetzungen gegeben sein: frische, nicht mit Flechten überwachsene und durchgehend zugängliche, dreidimensional aufgeschlossene Gesteine. Neben dem Felskopf NE der Gletscherzunge des Jamtalfeners boten sich vor allem die Felspfeiler SE der Gletscherzunge des Vadret Chalaus an, zumal dort die Silvretta-Überschiebung auf mehreren 100 m aufgeschlossen ist (vgl. Kap. 9.3). Ein gewichtiger Teil der vorliegenden Arbeit sowie der Untersuchungen von LAUBSCHER (1983) widmen sich diesem Aufschluss.

Grundlage der Arbeit war eine Kartierung im Masstab 1:1000 (Fig. 75, reduzierte Wiedergabe). Im Detail wurden vor allem die Pfeiler 2a und 2b (Fig. 79–81) untersucht, welche sich von 2525 m bis zur Gletscherzunge hinauf erstrecken. Der Untersuchung des oberen Teils von Pfeiler 2b sowie von Pfeiler 2c waren durch die permanente Eisschlaggefahr Grenzen gesetzt. Die Begehungen von Pfeiler 1 und 3 dienten dazu, markante lithologische Grenzen und Pseudotachylit-Zonen (vgl. Kap. 8.4) in ihrem subhorizontalen Verlauf von Nord nach Süd zu verfolgen.

8.2 Petrographie des Kristallins

Was die Beschreibung der Überschiebungsfäche und der liegenden Sedimente der Tasna-Decke betrifft, so sei auf GÜRLER (s. Teil I, Kap. 4) verwiesen. Das Kristallin der darüberliegenden Silvretta-Decke (BEARTH, in CADISCH et al. 1941) ist vorwiegend aus basischen Gesteinen aufgebaut (Fig. 75): Bänderamphibolite mit Lagen von feinkörnigen Hornblende-Quarz-Plagioklasgneisen; dunkle, feinkörnige Plagioklas-Hornblendeamphibolite; hellere, mittelkörnige (Quarz-)Hornblende-Plagioklasamphibolite und seltener Granat-Biotitamphibolite. Diese heterogene basische Serie wird 20 m oberhalb der Überschiebung unterbrochen von einer vor allem auf Pfeiler 3

aufgeschlossenen, ca. 5–25 m mächtigen Lage von mittelgrobkörnigen, flaserig-augigen Zweiglimmer-Plagioklas-Quarz-Kalifeldspatgneisen. Einschaltungen von (Chlorit-) (Hornblende-)Zweiglimmer-Quarz-Plagioklasgneisen bis -schiefern findet man auf Pfeiler 2 in der Höhe von 2580 m und als Linsen auf 2620 m. In den Flaseraugengneisen sind zu m-grossen Linsen deformierte Pegmatite und an einer Stelle, entlang einer Scherfläche, ein bis 20 cm mächtiger verfalteter Calcit-Marmor in linsiger Ausbildung eingeschlossen.

Eine Auskartierung der verschiedenen Varietäten der basischen Gesteine erfolgte nur auf Pfeiler 2 (Fig. 79–81).

8.3 Struktur des Kristallins (S_1 , I_2 , S_2)

Der flache Lagenbau des Kristallins ist das dominante Strukturmerkmal am Aufschluss (Fig. 76, 78; Diagr. 1 in Fig. 82). Im mittleren Teil verläuft die voralpine variszische Stoffbänderung (S_1) mit $270^\circ/15^\circ$ etwas flacher als die Silvretta-Überschiebung (S_4). Im unteren Teil schneidet das etwas steilere S_1 mit einer Diskordanz von wenigen Grad das S_4 . Im oberen Teil wird das S_1 zunehmend flacher. Eine abweichende Lage des S_1 findet sich vor allem auf Pfeiler 2a in Gebieten, wo cm–dm-Falten einen steileren Falten Spiegel $200^\circ/36^\circ$ erzeugen. Bei den linearen Elementen (I_2) ist eine nur geringe Variation zu finden. Die als Mineral-Einregelung (Hornblende, Glimmer) oder als feine Rippung ausgebildete Lineation ist gleich orientiert wie die Achsen der verbreiteten Kleinwellung und

Kleinfältelung von $277^\circ/10^\circ$ im cm–dm-Bereich. Die dazugehörigen Achsenflächen (S_2) liegen auffallend gleichförmig mit $310^\circ/14^\circ$, also mit kleiner Diskordanz zur Stoffbänderung. In Gebieten starker Verfaltung (Aufschluss 74; Fig. 76) kann man Konstanz der Faltenachsen und eine Variation der Achsenebenen um einen Gürtel von $285^\circ/15^\circ$ (Diagr. 3 in Fig. 82) feststellen. Vereinzelt N–S-Falten findet man in Form von Kleinfältelung in den Linsen von Flaseraugengneisen am auskeilenden Ende der Lage an der Aufschlussbasis (Aufschlüsse 73, 87; Fig. 76). In den höheren Gebieten auf Pfeiler 1 treten offene m-grosse Falten auf mit subhorizontalen N–S Faltenachsen und flachen Achsenebenen (Aufschlüsse 101, 102; Fig. 76).

8.4 Struktur der Pseudotachylite und Scherflächen (S_3)

Erste Begehungen von Pfeiler 2 liessen eine so grosse Zahl unterschiedlich orientierter und ausgebildeter Scher-

flächen und Pseudotachylit-Gänge erkennen, dass der Eindruck eines chaotisch zerbrochenen und durch Pseudo-

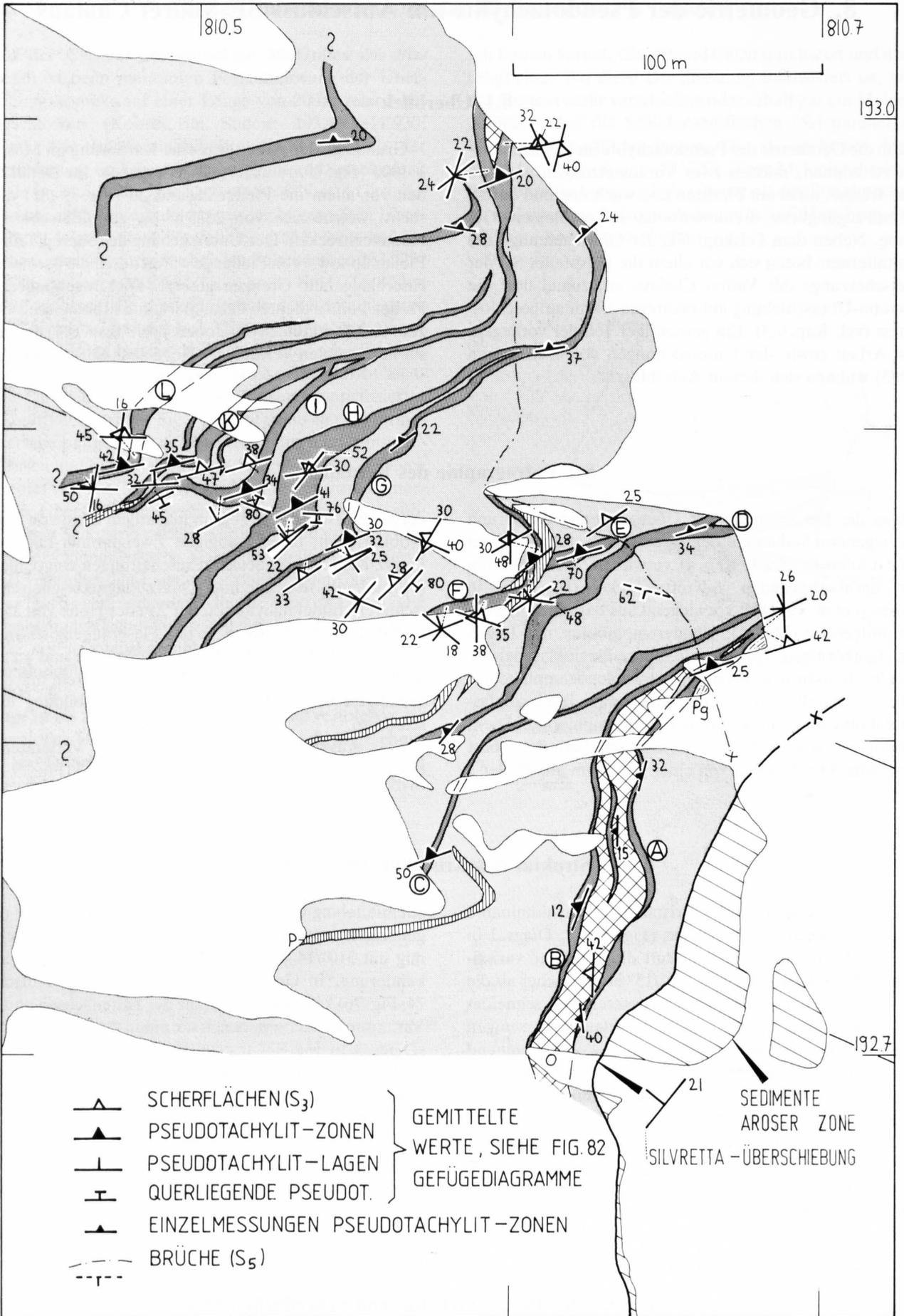


Fig. 75: Aufschluss SE Vadret Chalaus: Geologische Skizze mit Pseudotachylit-Zonen A-L und S_3 -Strukturen (Schersflächen, Pseudotachylite). Geologische Signaturen siehe Legende Fig. 77; amphibolitische Serie nicht ausgeschieden.

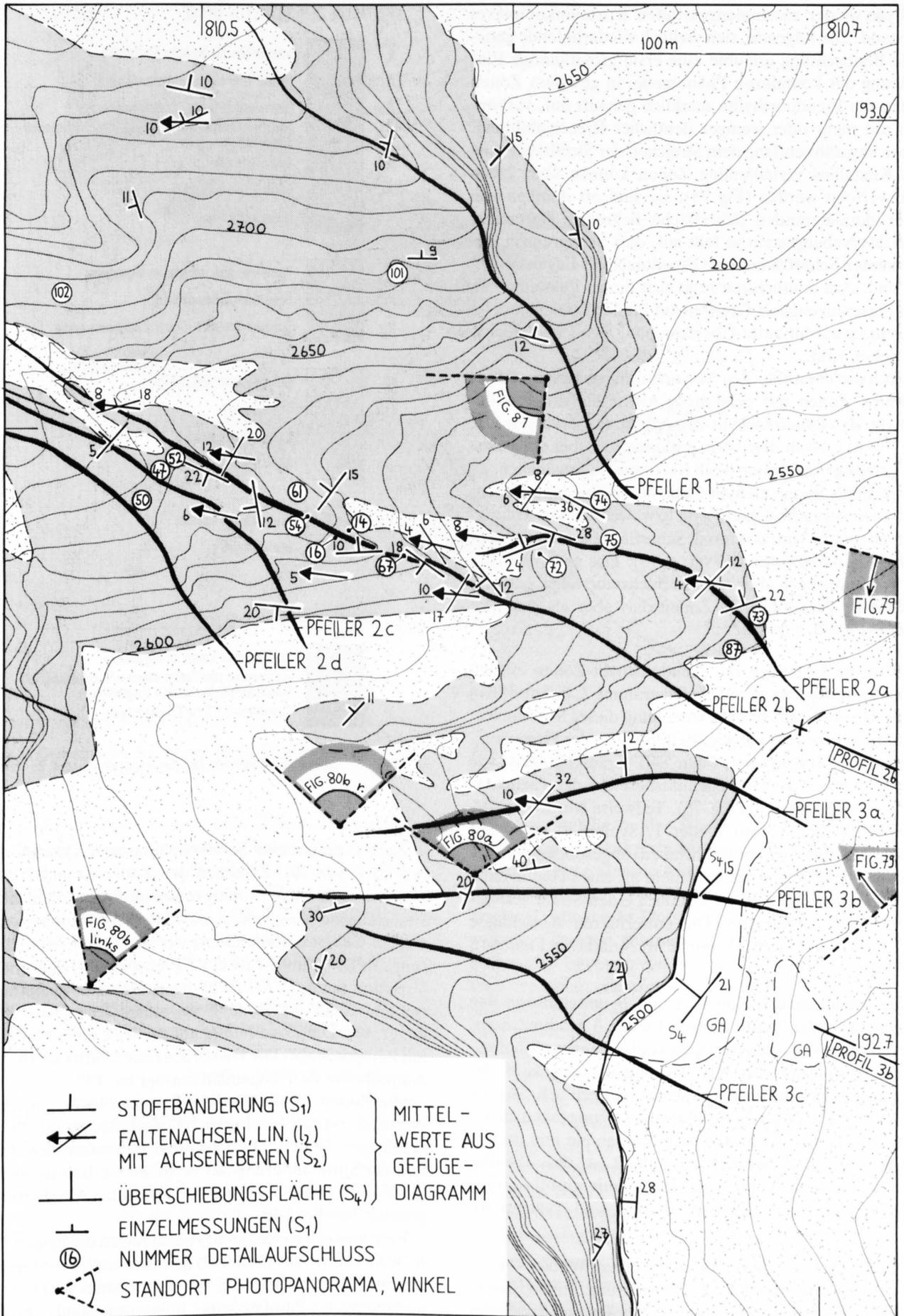


Fig. 76: Aufschluss SE Vadret Chalaus: Voralpine Strukturen wie Stoffbänderung (S_1) und Faltenachsen/Achsebenen (I_2/S_2); Lage der Pfeiler 1-3 und der Profilsuren (Fig. 78); Aufnahmestandorte der Fotopanoramen; Lage der Detailaufschlüsse. *Punktierte Flächen* = Quartär i. a.; *grau* = Silvretta-Kristallin. GA = Grünschiefer der Arosler Zone.

tachylit wieder zusammengekitteten Kristallinkomplexes entstand. Die folgende, sich vielfach wiederholende generelle Beobachtung erlaubte eine erste grossräumige Einordnung der komplexen Phänomene: in gewissen Zonen treten die Pseudotachylite merklich gehäuft auf, verbunden mit mehr oder weniger deutlicher Breccienbildung. Diese ungefähr entlang dem Streichen der Stoffbänderung des Kristallins verlaufenden Zonen können über 200 m weit verfolgt werden (Fig. 75); sie sind oft deutlich von einer dominierenden Scherfläche begrenzt. Betrachtet man das Nebengestein so fällt auf, dass Stoffgrenzen von markanten Scherflächen und Pseudotachylit-Lagen begleitet sind. Am deutlichsten zeigt sich dieses Phänomen an den Flaseraugengneis-Grenzen auf Pfeiler 3. Dies steht im Gegensatz zur Silvretta-Überschiebung, wo Pseudotachylite selten sind.

Ich habe daraufhin den Versuch unternommen, die erwähnten Zonen mit gehäuften Auftreten von Pseudotachylit als «Pseudotachylit-Zonen» zu kartieren (Fig. 75, Fig. 79–81). Nach dem oben gesagten ist dabei ein gewisser Ermessensspielraum beim Kartieren unumgänglich, da das nicht als Pseudotachylit-Zone ausgeschiedene Nebengestein in abgeschwächter Form bzw. wechselnder Häufigkeit ebenfalls von diskreten Scherflächen und Pseudotachyliten durchzogen ist (vgl. p. 95). Das generelle Bild der von unten nach oben mit den Buchstaben A–L gekennzeichneten Pseudotachylit-Zonen darf aber als gesichert gelten (Fig. 75, Fig. 78).

Wenn im folgenden die Pseudotachylit-Zonen einzeln skizziert werden, so sei auf die Diagramme 2, 6, 9 und 10 in Figur 82 verwiesen. In der Darstellung dieser Strukturdiagramme sind jeweils die gemittelten Werte der Homogenitätsbereiche eingetragen. Figur 84a veranschaulicht, wie sich der Verlauf der Homogenitätsbereiche den Pseudotachylit-Zonen angleicht (Fig. 75). Teilweise wurde der entsprechende Bereich auf Pfeiler 1 (Symbol I) sowie auf Pfeiler 3 (Symbol III vor Buchstaben) abgesondert. Wo die Streuung der Planarstrukturen mehr als einen Häufigkeitspol ergab, wurden zwei jeweils durch einen Strich verbundene Werte aufgetragen. Die entfernteren Aufschlüsse sind als kartierte Gefügebereiche M, N und O in Figur 84b dargestellt.

Die Pseudotachylit-Zonen A und B umschliessen den Augengneis, der mittlen durch Pfeiler 3 hindurchzieht. Diese Zonen verlaufen demnach konkordant zur lithologischen Stoffgrenze. Im NE des Aufschlusses keilt der Augengneis aus, die beiden Zonen vereinigen sich. Sowohl Pseudotachylit-Zone als auch Stoffbänderung fallen an der Basis von Pfeiler 2 schwach nach Norden ein und drehen auf Pfeiler 3 nach Westen. Auffallend ist, dass Pseudotachylit-Lagen in Vergesellschaftung mit grobflaserigen Augengneisen teilweise mylonitisiert sind (vgl. p. 80, Fig. 70).

Die Zonen C und D verlaufen mit einem Winkel von ca. 20° deutlich diskordant zur Stoffbänderung. Eine grössere Bedeutung haben in diesem nur im Norden und Süden des Pfeilers 2 einigermassen zugänglichen Bereich die ausgeprägten Scherflächen, die zu S₁ eine Diskordanz bis zu 30° bilden.

KRISTALLIN DER SILVRETTA-DECKE

A		Intermediäre bis basische Amphibolite
Af		Dunkle, feinkörnige, feinlagige Amphibolite
Am		Hellere, mittelkörnige (Quarz-)Amphibolite
Ab		Bänderamphibolite mit Lagen von Hornblendegneisen und hellen Granitgneisen
Ad		Biotitamphibolite
Ag		Biotit-Granatamphibolite
Ah		Hornblendite
P		Paragneise und -schiefer im allgemeinen
Pm		Helle Muskovitflaserschiefer
Pg		Sillimanit-Staurolith-Granat-Zweiglimmergneise
Q		Orthogneise im allgemeinen
Qa		Augengneise
Of		(augige) Flasergneise
Og		Granitoid Gneise
Pe		Verschiefterte Pegmatite
Ma		Marmorlinsen

S₃-STRUKTUREN

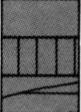
	Pseudotachylit-Zonen im allgemeinen Breccienzone oder Gebiet intensiver Durchsetzung von Pseudotachylit. Nur selektiv ausgeschieden. Scherflächen, z.T. mit Pseudotachylit
---	--

Fig. 77: Lithologie-Legende für die Figuren 75 und 78–81.

Zone E nimmt eine Sonderstellung ein (Aufschlüsse 72 und 75 in Fig. 76). Zwischen den Zonen D und F eingeklemmt, verläuft sie, vorzugsweise als bis zu 2 m mächtige Breccienzone ausgebildet, ca. 80° diskordant zu der in diesem Gebiet auffallend intensiv verfalteten Stoffbänderung. In Diagramm 2 ist der Falten Spiegel (EFS) und die Variation des S₁ (EF1, EF2) dieses Gebietes eingetragen. Im NE endet die Zone E an einem Riss (Riss EF in Diagr. 13). Die Zone F folgt auf Pfeiler 2 einer boudinierten Paragneislage. Die Diskordanz zur Stoffbänderung der Amphibolite im Hangenden beträgt ca. 15°.

Die Zonen G und H verlaufen auf Pfeiler 2 in einem Abstand von ca. 3 m; in der NE-Fortsetzung auf Pfeiler 1 vereinigen sie sich. Die Diskordanz zwischen den Zonen und der Stoffbänderung der Amphibolite beträgt hier um die 25–30°. Die Zone G wird im folgenden Abschnitt noch genauer beschrieben.

Eine analoge Erscheinungsweise zeigen die Zonen J und K; während sie auf Pfeiler 2b getrennt sind, vereinigen sie sich im SW auf Pfeiler 2c, wo sie an einen Richtung NE auskeilenden Paragneiszug angrenzen (vgl. Fig. 92). Ebenso verschmelzen die beiden Zonen auf Pfeiler 1 und umschliessen im NE dieses Pfeilers eine Linse von Flaseraugengneis.

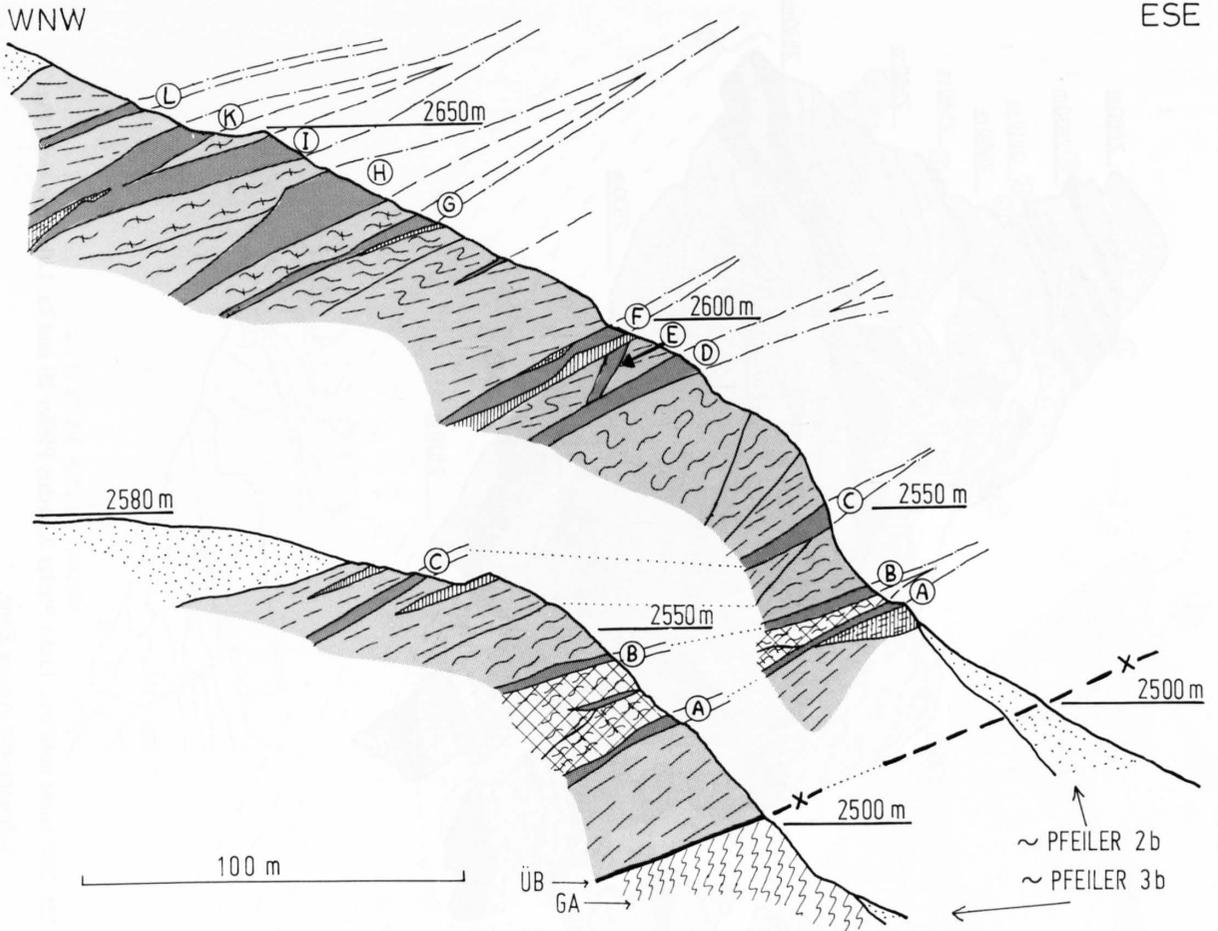


Fig. 78: WNW-ESE Profile durch den Aufschluss SE Vadret Chalaus.
 GA = Grünsciefer der Arosener Zone. Profilsuren siehe Fig. 76;
 Lithologie-Legende siehe Fig. 77.

A-L = Pseudotachylit-Zonen.
 ÜB = Silvretta-Überschiebung.

Die oberste Zone L weist eine Diskordanz von ca. 40° zum S_1 auf. Wegen der unmittelbaren Nähe der steilen Gletscherzunge konnte diese Zone nur gerade an einer Stelle genauer betrachtet werden. Während also das Streichen der Zonen gleichmässig ENE-WSW verläuft, nimmt die Diskordanz zwischen S_1 und S_3 am Aufschluss von unten nach oben um das Doppelte bis Dreifache zu (Kombination der Diagramme 2 und 10).

Wie man aus dem Sammeldiagramm 7 ablesen kann, ist die Diskordanz zwischen S_1 und der Überschiebungsfläche S_4 mit ca. 15° deutlich kleiner als die mittlere Diskordanz von 20–35° zwischen den Pseudotachylit-Zonen und S_1 . In Figur 83 wurde der Versuch unternommen, die Winkelbeziehungen der S_1 - S_3 -Messpaare, welche über den ganzen Aufschluss hinweg gemessen wurden, in der stereographischen Projektion des winkeltreuen Wulff'schen Netzes darzustellen. Die rund 230 Messpaare wurden so gruppiert, dass für jede Gruppe die Richtung des Verlaufs der spitzen Winkelhalbierenden (Fallrichtung der winkelhalbierenden Ebene) und die Grösse des spitzen Winkels zwischen S_1 und S_3 etwa einheitlich wurde. Dabei ergab sich eine Ordnung, wie sie in Figur 83a zu sehen ist. Dort sind auf Grosskreisen die korrespondierenden Pole von S_1 und S_3 abgetragen. Von der Mitte der Bogenstrecke zwischen S_1 und S_3 aus wurden 90° abgezählt; man erhält so den Pol derjenigen

Geraden, welche in der Ebene der winkelhalbierenden Fläche liegt und senkrecht zu der Schnittgeraden von S_1 und S_3 steht. Diese Gerade wird in der Legende zu Figur 83a und im folgenden Text als (spitze) Winkelhalbierende bezeichnet. Mit dieser Darstellungsmethode konnten 9 homogene Gruppen zusammengestellt werden. Dazu kommen noch 3 Gruppen von Beziehungen zwischen S_1 und den querliegenden, ausadernden Pseudotachyliten (S_3). Die mit 35% aller Fälle weitaus häufigste Winkelbeziehung zeigt einen mittleren Winkel von 36°, wobei die Winkelhalbierende in Richtung 350° zeigt (Fig. 83b). Bei je 15% aller Messungen fallen S_1 und S_3 beinahe zusammen oder bilden einen mittleren Winkel von 24° mit west- und nordwestlicher Richtung der Winkelhalbierenden. 10% aller Messungen zeigen einen Winkel von 28° mit einer Richtung der Winkelhalbierenden von 10°. Die restlichen Messungen fallen zur Hauptsache auf die querliegenden, ausadernden Pseudotachylite, wobei dort der spitze Winkel mit ca. 75° erwartungsgemäss viel grösser ist.

Wenn man die Streuung aller Pseudotachylite abzüglich der querliegenden, ausadernden (Diagr. 8) mit der Streuung aller Scherflächen (Diagr. 5) vergleicht, so sieht man eine gute Übereinstimmung. Nimmt man noch die Verteilung aller S_1 (Diagr. 1) dazu, sieht man, dass die S_1 tendenziell um einen Grosskreis – dessen Pol mit dem Zentrum

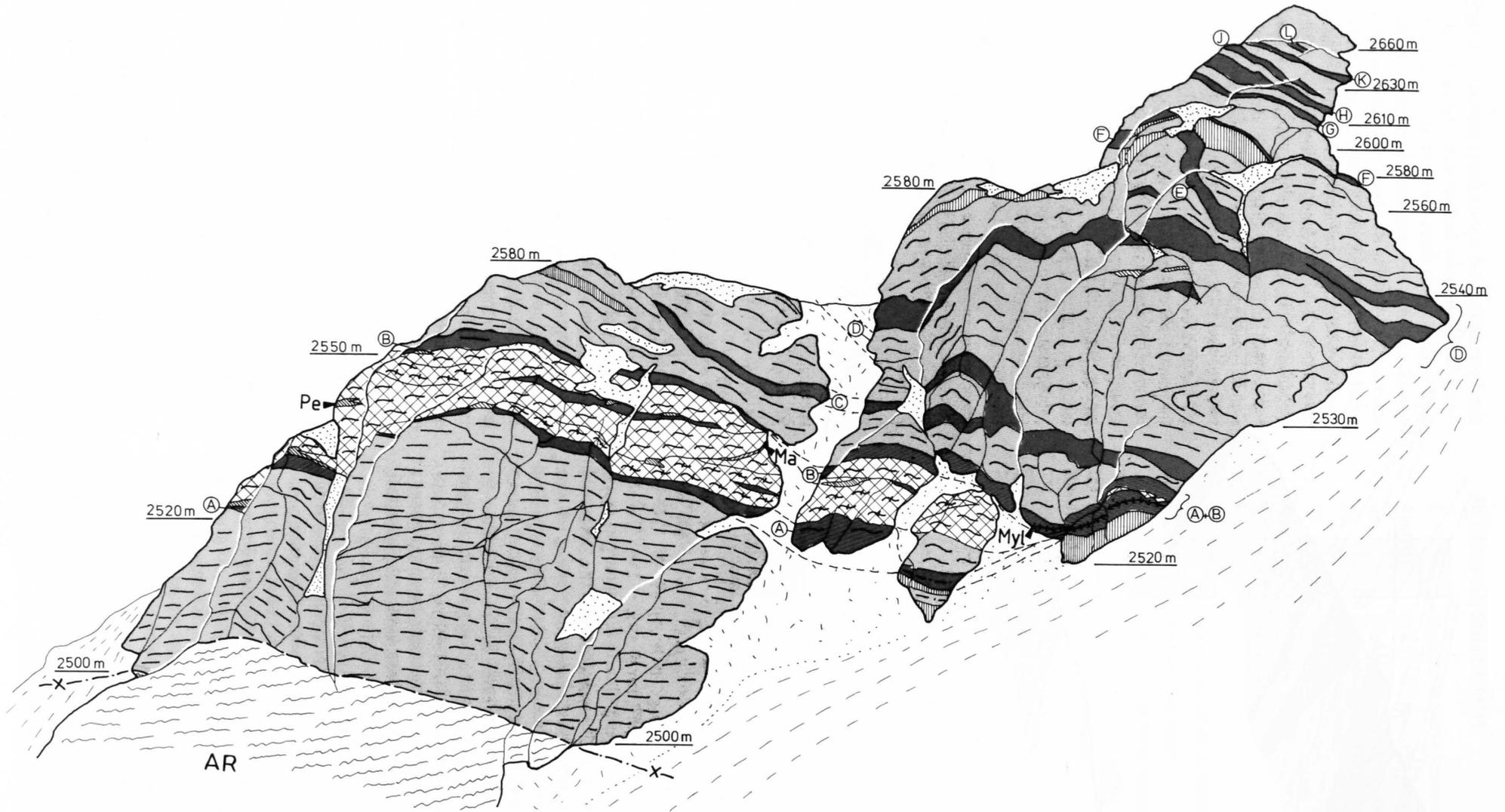


Fig. 79: Panorama vom Aufschluss SE Vadret Chalaus. Aufnahmestandort Moräne Gravas 2500 m; Blick 225–280° leicht aufwärts. Links Pfeiler 3, rechts Pfeiler 2b und 2a; Lithologie siehe Fig. 77.

A–L = Pseudotachylit-Zonen. AR = Sedimente der Arosere Zone.
 Myl = Mylonitisierte Lagen. PE, Ma = siehe Fig. 77.

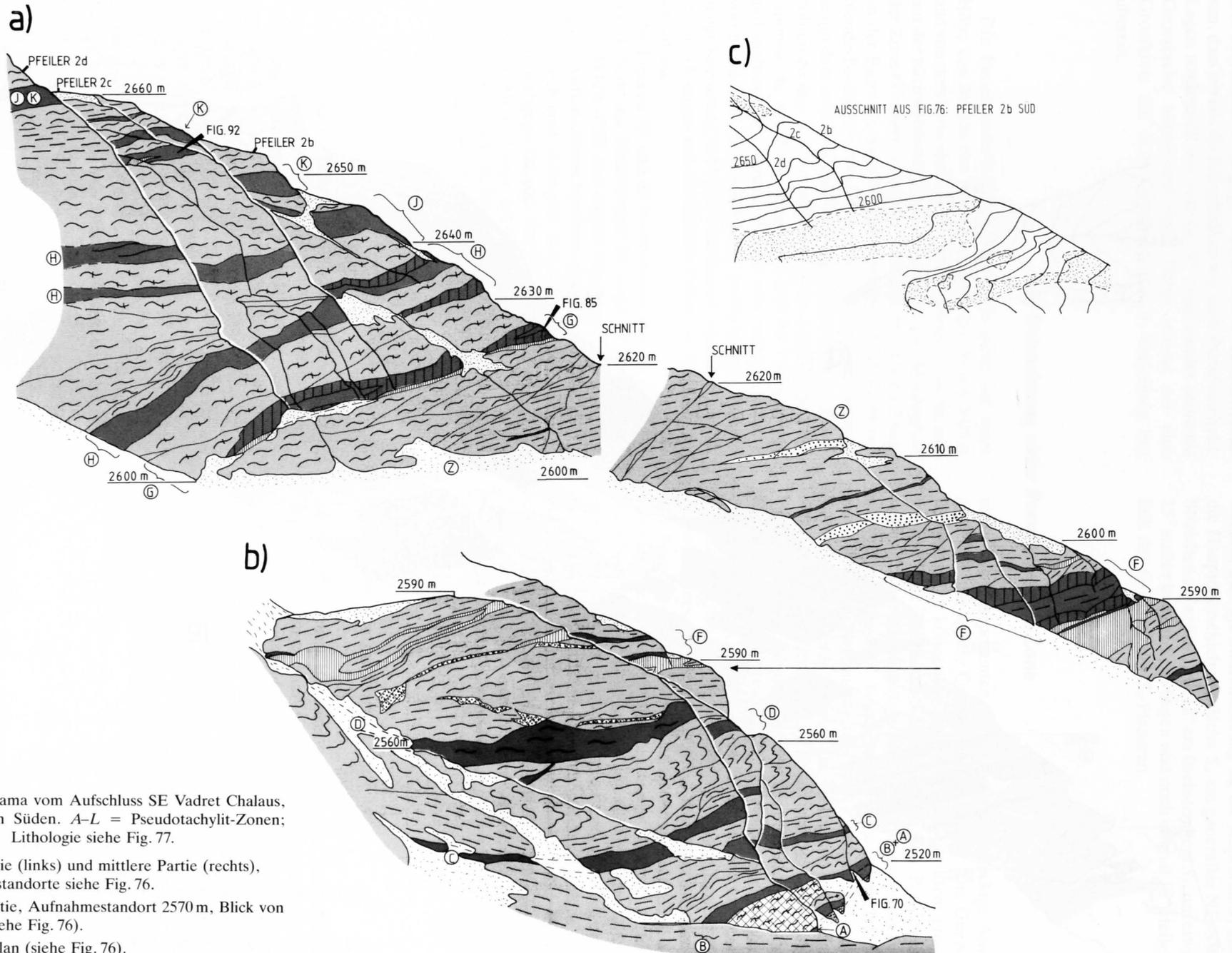


Fig. 80: Panorama vom Aufschluss SE Vadret Chalaus, Pfeiler 2b von Süden. A-L = Pseudotachylit-Zonen; Lithologie siehe Fig. 77.

- a) Obere Partie (links) und mittlere Partie (rechts), Aufnahmestandorte siehe Fig. 76.
- b) Untere Partie, Aufnahmestandort 2570 m, Blick von 300–60° (siehe Fig. 76).
- c) Situationsplan (siehe Fig. 76).

Fig. 81: Aufschluss SE Vadret Chalaus: Panorama Pfeiler 2b von NE.

a) Mittlere und obere Partie; Aufnahmestandort siehe Fig. 76.

G-L = Pseudotachylit-Zonen; Lithologie siehe Legende Fig. 77.

Z = Gebiet zwischen Zone *F* und Zone *G*.

b) Situationsplan (siehe Fig. 76).



aller Faltenachsen (I_2) übereinstimmt – angeordnet sind. Die S_3 -Strukturen hingegen lassen sich so zusammenfassen, dass jeweils die Scherflächen wie auch Pseudotachylit-Lagen tendenziell um zwei ca. 45° auseinander stehende Grosskreise angeordnet sind. Dabei stimmt der eine Grosskreis mit dem Grosskreis der S_1 -Verteilung fast überein.

8.5 Betrachtung einer Pseudotachylit-Zone

Die Pseudotachylit-Zone G (Fig. 75) zieht auf einer Höhe von 2600 m von Pfeiler 2c zu Pfeiler 2b auf 2625 m und von dort in die steile Südwand von Pfeiler 1, wo sie sich mit der nächsthöheren Zone H vereinigt. Die Mächtigkeit der Zone G variiert zwischen 1 und 3 m. Auf Pfeiler 2 liegt an der Basis ein feinkörniger Biotitamphibolit bis Hornblende-Biotitgneis. Die Obergrenze der Zone fällt teilweise mit dem undeutlichen Übergang von den Bänderamphiboliten zu den helleren mittelkörnigen Amphiboliten zusammen. In der Zone eingelagert sind bis 1 m mächtige und mehrere Meter lange Linsen von dunklen, feinen, hornblendereichen Amphiboliten. So einheitlich die Zone in der Kartierung in Figur 75 erscheinen mag, so abwechslungsreich zeigen sich die einzelnen Partien in der Detailbeschreibung.

Die Figuren 85 und 86 veranschaulichen die Zone auf der SE-Seite der Pfeilerkuppe 2b; Figur 87 die fast senkrechte, WNW-ESE streichende Wand auf der N-Seite der Kuppe. Auffallendstes Merkmal sind die Breccienzonen, die oft durch eine verbogene Scherfläche scharf vom Nebengestein abgegrenzt sind. Die Breccienzonen lassen sich auf einige Meter Länge gut verfolgen; ihre Mächtigkeit schwankt aber stark. In Figur 88 ist ein dreidimensionaler Ausschnitt aus einer 25 cm mächtigen Breccienlage darge-

Zusammenfassend kann aus Diagramm 7 abgelesen werden, dass die Stoffbänderung S_1 , die Rupturen S_3 und die Hauptüberschiebungsfläche S_4 ein generelles NE-SW Streichen aufweisen. Mit 12° am flachsten liegt S_1 , um etwa 15° steiler kommt S_4 zu liegen und noch einmal 10° steiler fällt der Grossteil der S_3 -Planaren.

stellt. Die Komponenten sind gerundete und eckige Amphibolite und hellere Quarz-Plagioklasgneise. Die Gneiskomponenten können an einigen Stellen bis 40 cm gross werden. Die Blöcke sind in alle möglichen Positionen verstellt. Aus lithologischen Vergleichen muss angenommen werden, dass die Komponenten ohne grosse Transportwege – im Maximum einige Meter – direkt aus dem Nebengestein stammen, was ein Argument gegen das Fliessen von Schmelzen bei der Entstehung der Pseudotachylite ist. Die Grundmasse besteht aus opakem Pseudotachylit, welcher mit 1–20 mm grossen Gesteinsbruchstücken durchspickt ist. An der Basis der Zone, an der Grenze zu den biotitreichen sauren Gesteinen, ist Pseudotachylit als grobes Aderwerk ausgebildet, wobei die länger anhaltenden Pseudotachylit-Lagen parallel oder subparallel zu S_1 verlaufen. Ein ähnliches Gefüge wurde in Figur 67 beschrieben, wo das Nebengestein aus feinkörnigem, glimmerarmem Gneis besteht. Am oberen Ende der Zone, auf der Kuppe des Pfeilers, ist eine Scherfläche (Fläche g auf Fig. 85 und Fig. 87) gut zu erkennen, welche steiler als die übrigen Scherflächen einfällt und mit Neubildungen von Epidot und Chlorit belegt ist. Diese Scherfläche schneidet Pseudotachylite ab, es handelt sich also um eine spätere Bildung.

8.6 Deformationen in Zwischengebieten

Richtet man die Aufmerksamkeit auf den Gesteinskomplex unterhalb der Zone G (Fig. 80), so bemerkt man ein Fehlen von grösseren Pseudotachylit-Lagen oder Breccienzonen über ca. 20 m Mächtigkeit. Zwei Systeme von Scherflächen durchziehen das Gestein (Fig. 80, Fig. 81). Das erste verläuft parallel zur Zone G ; das zweite System liegt etwas steiler mit einem Fallwinkel von 45° und einem E-W-Streichen. Immer wieder sind die Scherflächen erster Art mit einer mm-dünnen Pseudotachylit-Schicht belegt. Im Zwickel des spitzen Winkels zwischen 2 Scherflächen können sich Ansätze von Breccienbildung erkennen las-

sen. Durch genauere Beobachtung sieht man, dass auch an den Scherflächen zweiter Art immer wieder, wenn auch nur hauchdünn, Pseudotachylit vorkommt. Somit wird deutlich, dass die einzelnen übereinanderliegenden Pseudotachylit-Zonen durch ein feines Netz von Scherflächen oder auch älteren Klüftflächen miteinander verbunden sind. Es scheint, dass sich in diesen Zwischengebieten die Scherflächen nicht soweit geöffnet haben, dass sie sich mit Breccienmaterial und mächtigerem Pseudotachylit füllen können.

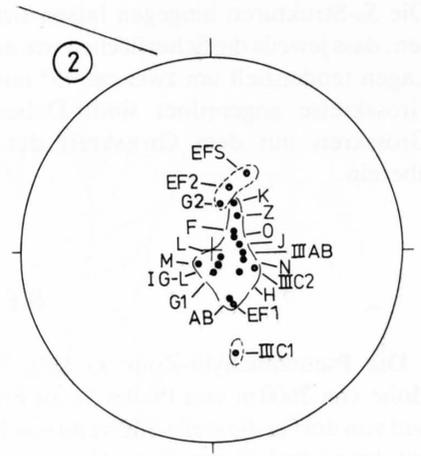
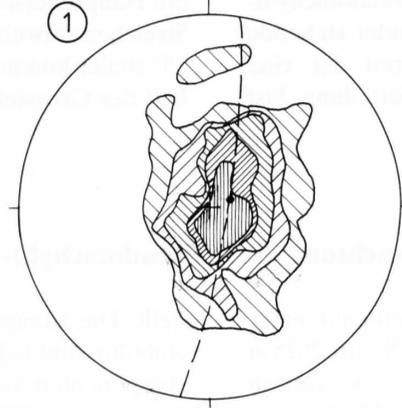
8.7 Jüngere Klüfte und Brüche (S_5 , S_6)

Ein System von AC - und AB -Klüften ist in wechselnder Häufigkeit anzutreffen (Diagr. 12, Fig. 82). Auf der Höhe von 2610 m auf Pfeiler 2b ist diese Klüftung in Verbindung mit einer welligen Verfaltung der Amphibolite dominant

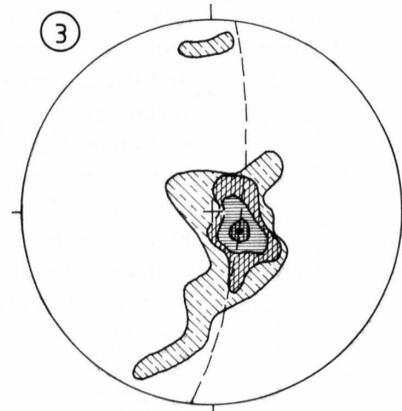
ausgebildet (Aufschluss 67; Fig. 76). Die Klüfte sind mit Laumontit und Chlorit dünn belegt. Wo solche Klüfte sich lokal zu Hohlklüften ausdehnen, sind sie mit idiomorph kristallisiertem Chlorit, Epidot und Calcit gefüllt. Diese

- ST POL STOFFBÄNDERUNG
- * FA FALTENACHSEN, LINEATIONEN
- + AE POL ACHSENEBENEN
- ▲ SCH POL SCHERFLÄCHEN
- ▼ PT POL PSEUDOTACHYLIT - LAGEN
- ▼ PTZ POL PSEUDOTACHYLIT - ZONEN
- ▼ PTQ POL QUERLIEGENDE PT
- ÜB POL SILVRETTA - ÜBERSCHIEBUNG
- × MY POL MYLONITLAGEN
- ⊗ SK POL KLUFTFLÄCHEN

STOFFBÄNDERUNG (S_1);
160 Messungen



ACHSENEBENEN (S_2); 44 M.



FALTENACHSEN (I_2); 61 M.

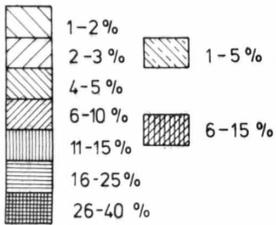
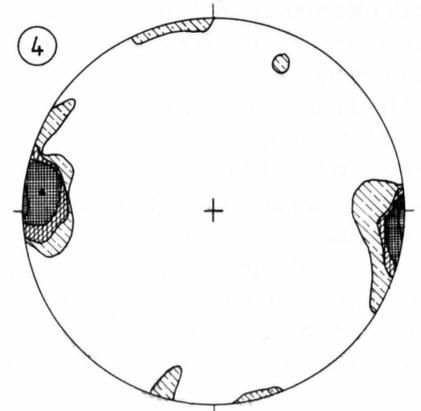


Fig. 82: Aufschluss SE Vadret Chalaus: Gefügediagramme (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel).

Diagramme 1, 3-5, 8, 11, 12: Darstellung aller Messungen mit statistischer Auswertung. Die Grosskreise verdeutlichen die Streuung der Messungen. Prozentuale Punktdichte siehe Legende in linker oberer Ecke der Figur.

Diagramme 2, 6, 9, 10, 13: gemittelte Werte der einzelnen Homogenitätsbereiche:

A-L = Pseudotachylit-Zonen (Fig. 75).

M = Aufschluss 2830-2840 m (Koord. 810.360/193.150).

N = Aufschluss 2980 m (Koord. 809.810/193.510).

O = Aufschlussgebiet Piz Urschai Dadoura P. 2991 m bis P. 2915 m.

Z = Gebiet zwischen Zone F und Zone G.

I = Pfeiler 1

II = Pfeiler 2

III = Pfeiler 3

} den Buchstaben A-Z vorangestellt; nur da angegeben, wo Differenzierung wichtig ist.

1 = Punktdichte-Maximum 1

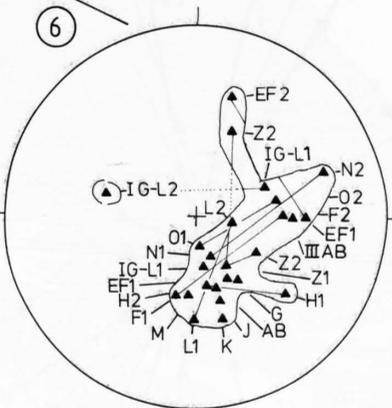
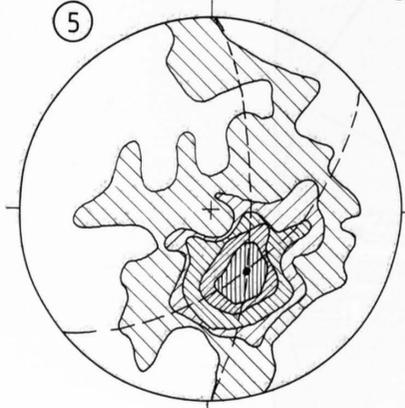
2 = Punktdichte-Maximum 2

Wo keine Zahl vorhanden ist, erscheint nur ein Punktdichte-Maximum

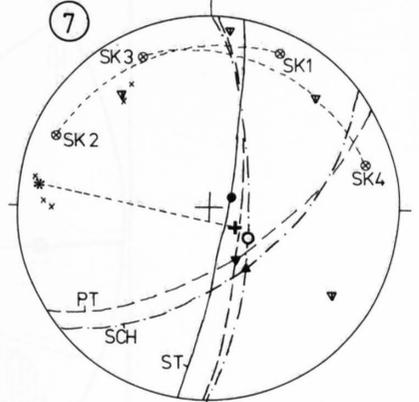
} den Buchstaben A-Z nachfolgend.

Diagramm 7 ist ein Sammeldiagramm, wo alle Angaben der Diagramme 1, 3-5, 8, 11, 12 zusammenfassend mit Grosskreisen dargestellt sind. Abkürzungen siehe linke obere Ecke der Figur, Erläuterungen im Text.

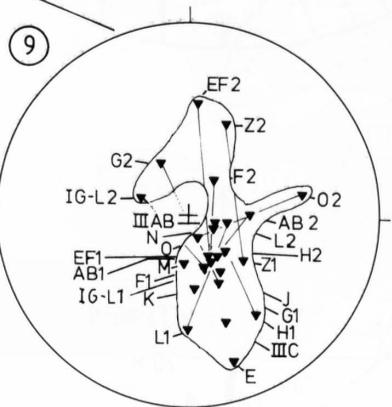
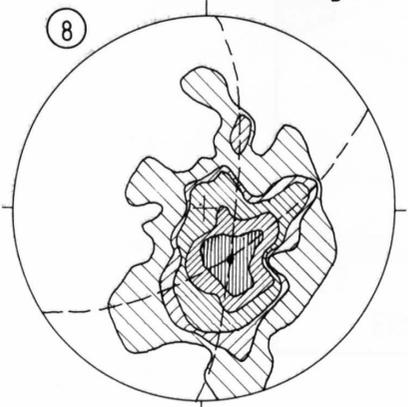
SCHERFLÄCHEN (S₃), 252 Messungen (M.)



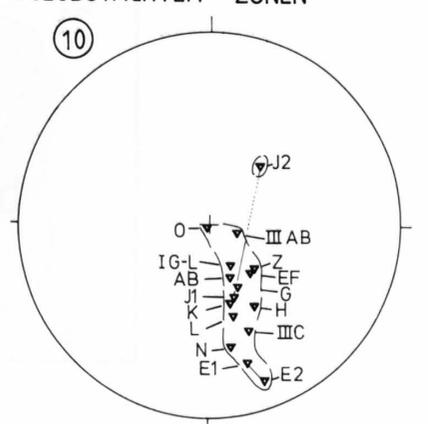
SAMMELDIAGRAMM
VGL. DIAGR. 1,3,4,5,8,11,12



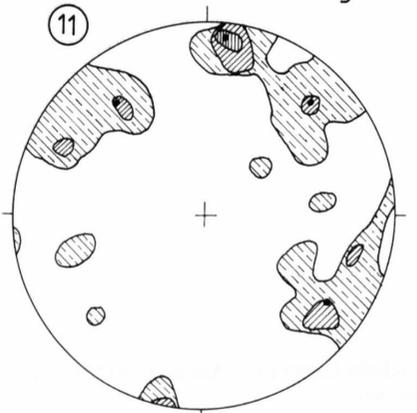
PSEUDOTACHYLIT-LAGEN
OHNE QUERLIEGENDE PT. (S₃); 240 M.



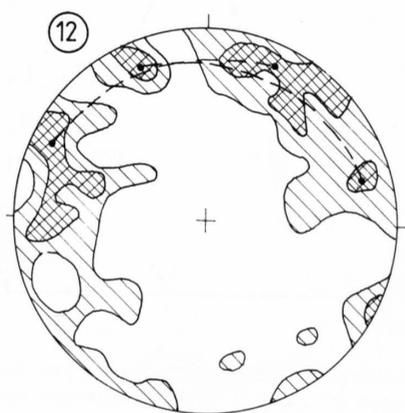
PSEUDOTACHYLIT-ZONEN



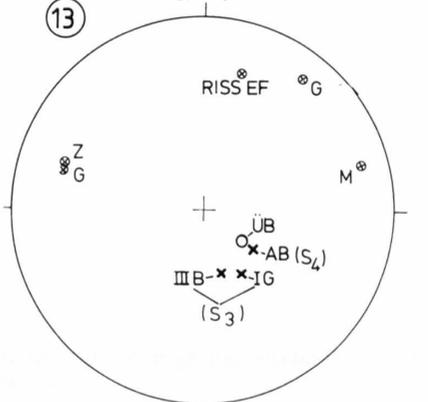
QUERLIEGENDE, AUSADERNDE
PSEUDOTACHYLIT-LAGEN (S₃); 49 M.



KLUFTFLÄCHEN, BRÜCHE (S₅, S₆)
82 M.



KLUFTFLÄCHEN (S₅, S₆)
MYLONITE (S₃, S₄)



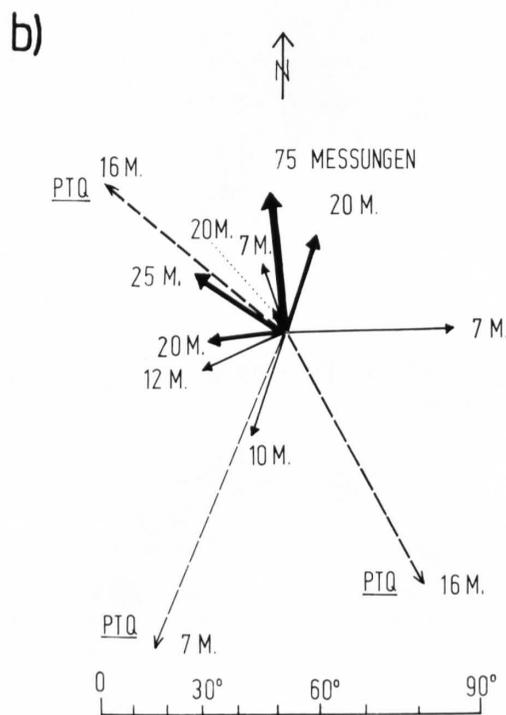
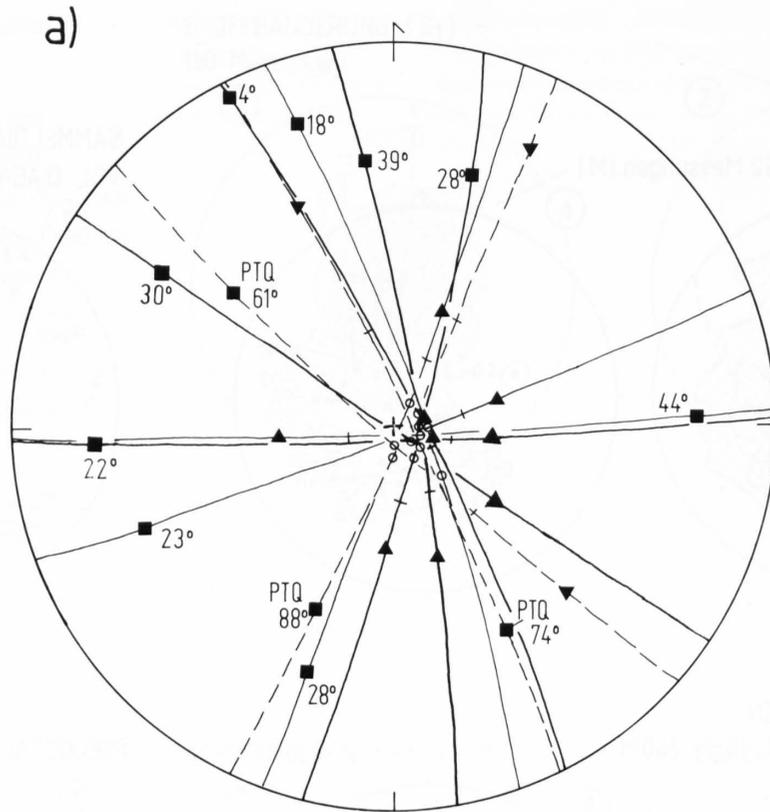


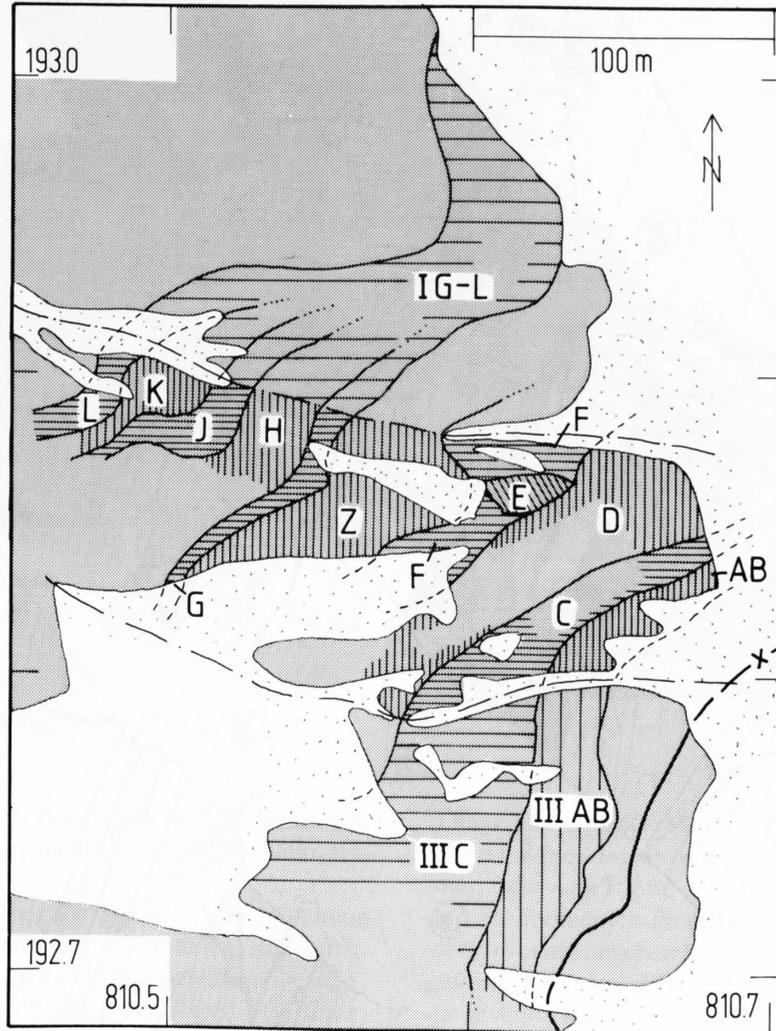
Fig. 83: Winkelbeziehungen zwischen der Stoffbänderung (S_1) und den Scherflächen bzw. Pseudotachylit-Lagen (S_3). Aus den 230 Messpaaren wurden Gruppen mit gleichen Winkelbeziehungen ausgeschieden.

a) Darstellung im winkeltreuen Wulff'schen Netz, untere Halbkugel. Auf den Grosskreisen sind dargestellt: Pol S_1 (Kreis), Pol S_3 (Dreieck), Pol Winkelhalbierende (Fallrichtung der winkelhalbierenden Ebene) zwischen Pol S_1 und S_3 (Quadrat). Angeschrieben ist jeweils der spitze Winkel zwischen S_1 und S_3 .

PTQ = Querliegende Pseudotachylit-Lagen.

b) Schematische Darstellung der Winkelbeziehungen. Die Pfeilrichtung bezeichnet die Fallrichtung des Sichöffnens des spitzen Winkels (Fallrichtung der winkelhalbierenden Ebene). Die Länge kennzeichnet die Grösse des spitzen Winkels (siehe a). Angeschrieben ist die Häufigkeit der entsprechenden Messungen.

a)



b)

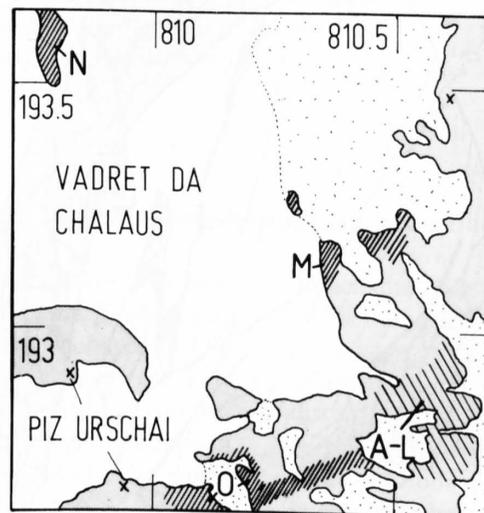


Fig. 84: Verteilung der Homogenitätsbereiche, wie sie in den Diagrammen 2, 6, 9, 10 und 13 in Fig. 82 verwendet werden.

- a) Homogenitätsbereiche A–L am Aufschluss SE Vadret Chalaus.
Enge Schraffur = intensive Bearbeitung.
Weite Schraffur = extensive Bearbeitung.
- b) Homogenitätsbereich der benachbarten Aufschlüsse M, N und O.

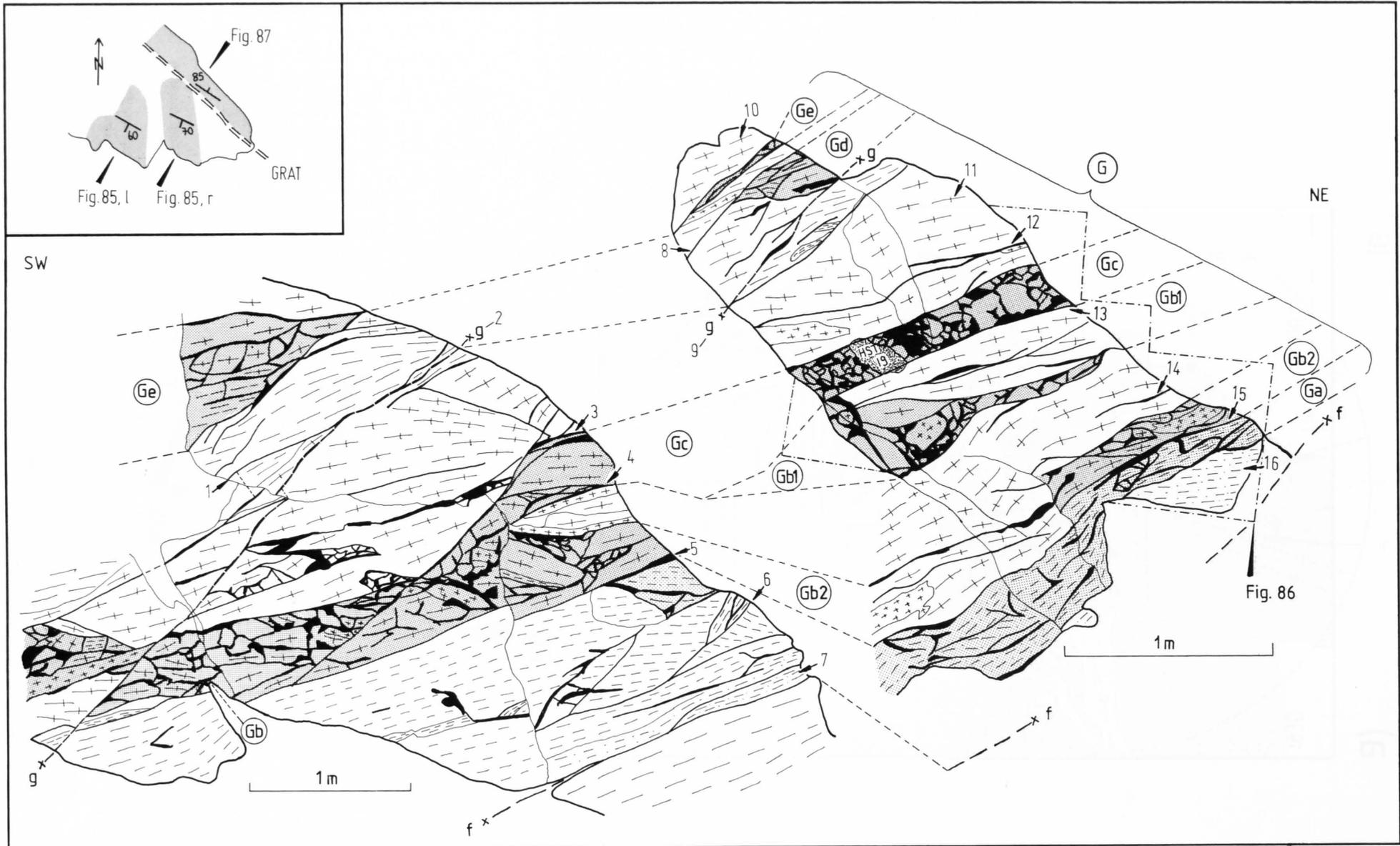


Fig. 85: Ansicht der Pseudotachylit-Zone *G* von SE. Blick auf die gestuften Flächen $215^{\circ}/60^{\circ}$ (links) und $210^{\circ}/70^{\circ}$ (rechts); Pfeiler 2b, 2620 m (Fig. 80). *Ga*–*Ge* = Breccienzonen; *f*, *g* = siehe Fig. 87.

1 = S_3 Scher $318^{\circ}/40^{\circ}$.

2 = $g = S_3$ Scher mit Epidot $330^{\circ}/38^{\circ}$.

3 = S_3 Scher/PT $282^{\circ}/39^{\circ}$.

4 = S_3 Scher/PTZO $07^{\circ}/36^{\circ}$.

5 = S_3 PTZU $05^{\circ}/33^{\circ}$.

6 = S_3 Scher $345^{\circ}/42^{\circ}$.

7 = S_1 $350^{\circ}/18^{\circ}$.

8 = S_3 Scher $300^{\circ}/38^{\circ}$.

9 = $g = S_3$ Scher/PT $338^{\circ}/45^{\circ}$.

10 = S_1 $330^{\circ}/17^{\circ}$.

11 = S_1 $186^{\circ}/30^{\circ}$.

12 = S_3 PT $158^{\circ}/30^{\circ}$.

13 = S_3 PTZU $338^{\circ}/40^{\circ}$.

14 = S_3 Scher, Chlorit $348^{\circ}/66^{\circ}$.

15 = S_3 Scher/PTZ $330^{\circ}/36^{\circ}$.

16 = S_1 $115^{\circ}/10^{\circ}$.

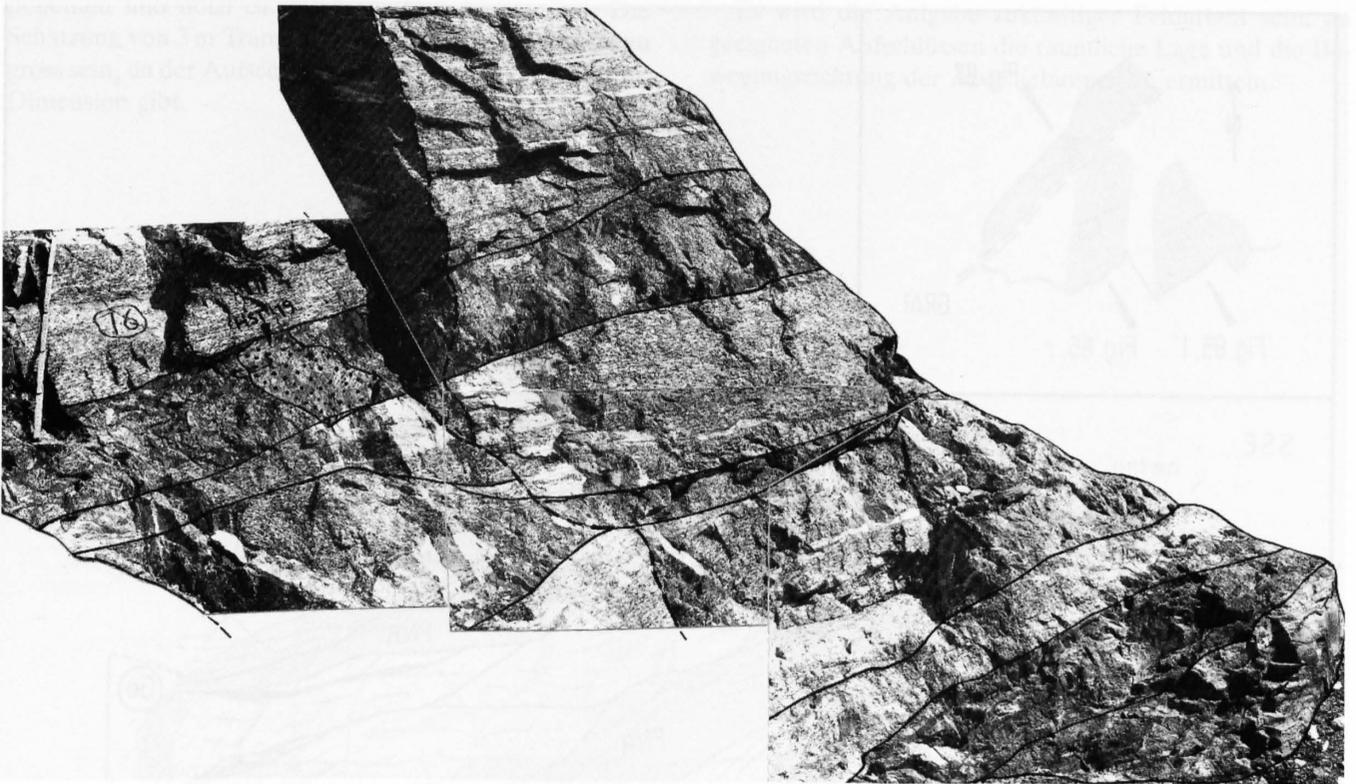


Fig. 86: Ausschnitt von Fig. 85 (Detail rechts aussen).

Klüfte (S_5) sind jünger als die Pseudotachylit-Bildungen und in den meisten Fällen wohl jünger als die Silvretta-Überschiebung.

Noch jüngere, sicher über die Silvretta-Überschiebung hinaus in den Flysch weiterlaufende Klüfte (S_6) in mannigfaltiger, aber stets steiler Orientierung bewirken die zu S_1 senkrecht verlaufende Spaltbarkeit der Silvretta-Gesteine. Diese Klüfte sind die Folge der Aufwölbung des Unterengadiner Fensters.

Bei genauer Betrachtung fällt auf, dass in den Pseudotachylit-Zonen der Pseudotachylit manchmal den Weg entlang einer solchen als jung (S_5) diagnostizierten Kluft findet. Vergleiche dazu die Verteilung der Kluftflächen

(Diagr. 12) mit der Verteilung der querliegenden, ausadernden Pseudotachylite (Diagr. 11). Es ist also anzunehmen, dass viele Klüfte eine alte Anlage besitzen und nach der Pseudotachylit-Phase reaktiviert wurden. Nennenswerte Versetzungsbeträge konnten an den Klüften nicht gefunden werden. Eine Ausnahme bildet der in Figur 75 dargestellte Riss, der sich von der Basis von Pfeiler 2b über Pfeiler 2a zum unteren Teil von Pfeiler 1 hinzieht (vgl. Diagr. 13: Riss EF) An diesem Riss sind die Pseudotachylit-Zonen D und F um einige Meter versetzt. Zudem findet an diesem Riss die steile Pseudotachylit-Zone E ihr unteres Ende.

8.8 Verschiebungsbeträge an Scherflächen

Wo Bänderamphibolite oder sonst gut gebankte Gesteine vorliegen, ist an Scherflächen öfters die Erscheinung der Abschiebung in mehreren Stufen zu beobachten. Die Bewegung lief, wo eruierbar, im E-W-Verlauf; die Verschiebungsbeträge an einer Scherfläche variieren von wenigen cm bis maximal 1 m. Dies könnte der tiefgreifenden Ost-West-Bewegungsspur entsprechen, welche das ganze Silvretta- und Ötztal-Kristallin durchzieht (S. M. Schmid, mündl. Mitt.). Durch gestaffeltes Auftreten mehrerer beieinanderliegender, subparalleler Scherflächen können so auf kleinem Raum Verschiebungsbeträge von einigen Metern gefunden werden. Viele dieser Scherflächen sind zugleich Pseudotachylit-Lagen (Fig. 89). In seltenen Fällen sind solche gestaffelte Abschiebungen jünger als die Pseu-

dotachylite (Fig. 90). Ganz selten sind Überschiebungen an Pseudotachyliten zu finden, wie das in Figur 91 dargestellt ist. An den Aufschlüssen 49–51 (Nr. 3 in Fig. 76) können an der Pseudotachylit-Zone K die Transportdistanzen von Geröllen in Breccienzonen studiert werden (Fig. 92). Als auffallendes Gestein findet man am SW-Ende der Zone mittelkörnige kompakte Granat-Glimmergneise, welche als grössere Linsen in den Amphiboliten liegen. Etwa 3 m jenseits der letzten sichtbaren Gneislinsen findet man in der NE-Fortsetzung der bis 2 m mächtigen Breccienzone vereinzelt Komponenten von Granat-Glimmergneis. Auch setzt sich die violett-schwarze Pseudotachylit-Farbe, wie sie in Gesellschaft der Granat-Glimmergneise typisch ist, bis in die Gegend der letzten Gneiskom-

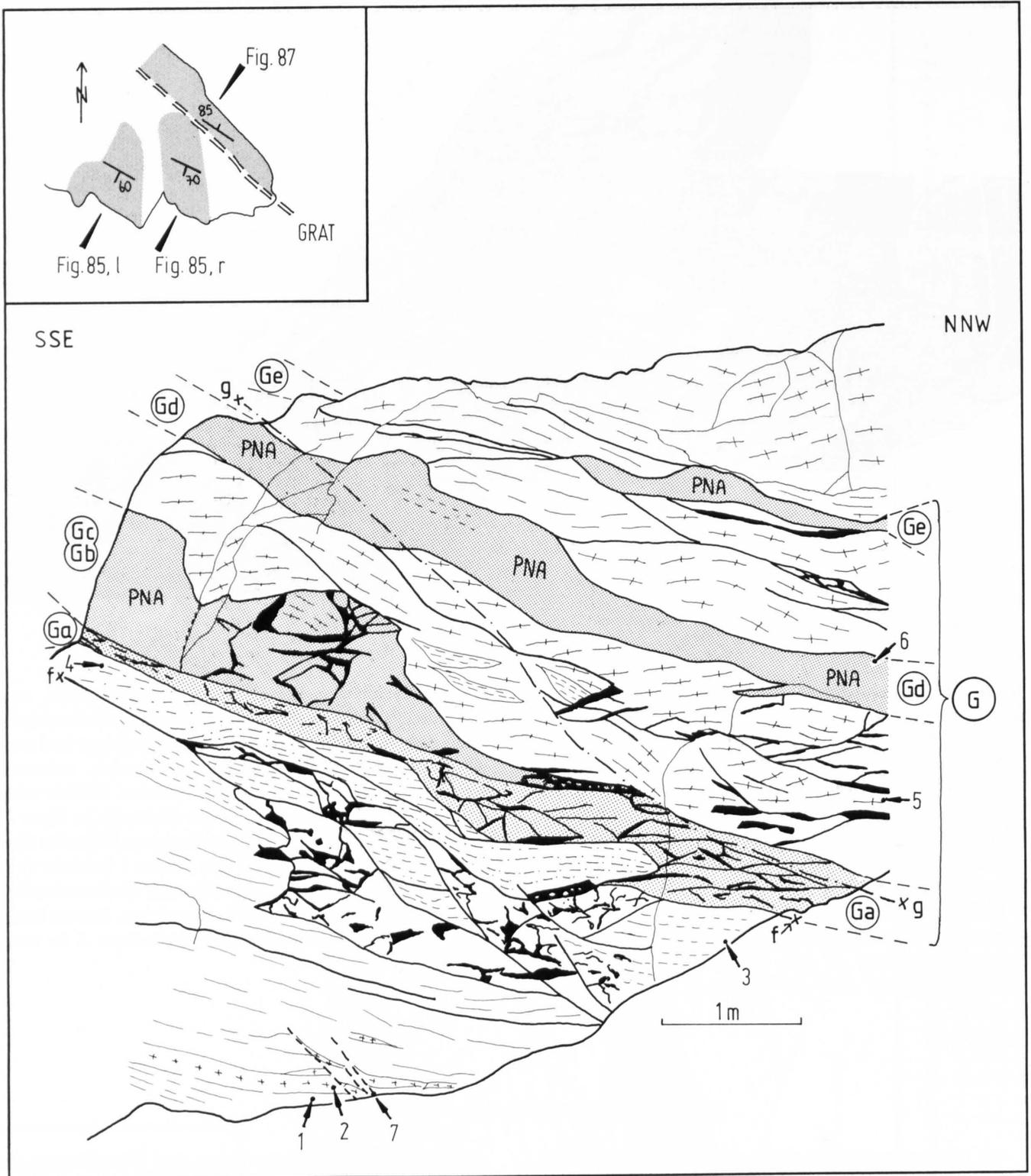


Fig. 87: Ansicht der Pseudotachylit-Zone G von Norden. Blick Richtung 200° – 220° , leicht aufwärts an Klüftwand $30^{\circ}/90^{\circ}$; Pfeiler 2b 2620m (Fig. 81).

- | | |
|--|---|
| Ga–Ge = Breccienzonen; Gesteinsverband auseinandergebrochen oder als Breccien (Fig. 88) ausgebildet. | 3 = Feinlagiger, feinkörniger Amphibolit z.T. mit mehr als 70% Hornblende-Anteil. |
| PNA = In Zeichnung Pseudotachylit-Netz nicht ausgeschieden. | 4 = Hornblende-Biotitgneis bis (Granat-)Biotit-Quarz-amphibolit. |
| f = Scherfläche an Basis der Pseudotachylit-Zone. | 5 = Mittelkörniger, heller Quarz-amphibolit. |
| g = Scherfläche mit Epidot und Chlorit ($S_3 = 330^{\circ}/48^{\circ}$). | 6 = Breccienzone mit grossem Anteil von Biotitamphibolit. |
| 1 = Feinkörniger Bänderamphibolit ($S_1 = 208^{\circ}/26^{\circ}$). | 7 = Alte Scherflächen mit geschleppter Stoffbänderung. |
| 2 = Heller Quarz-Plagioklasgneis. | |

ponenten und noch ca. 50cm darüber hinaus fort. Die Schätzung von 3 m Transportweg kann möglicherweise zu gross sein, da der Aufschluss zu wenig Einblick in die dritte Dimension gibt.

Es wird die Aufgabe zukünftiger Feldarbeit sein, an geeigneten Aufschlüssen die räumliche Lage und die Bewegungsrichtung der Abschiebungen zu ermitteln.

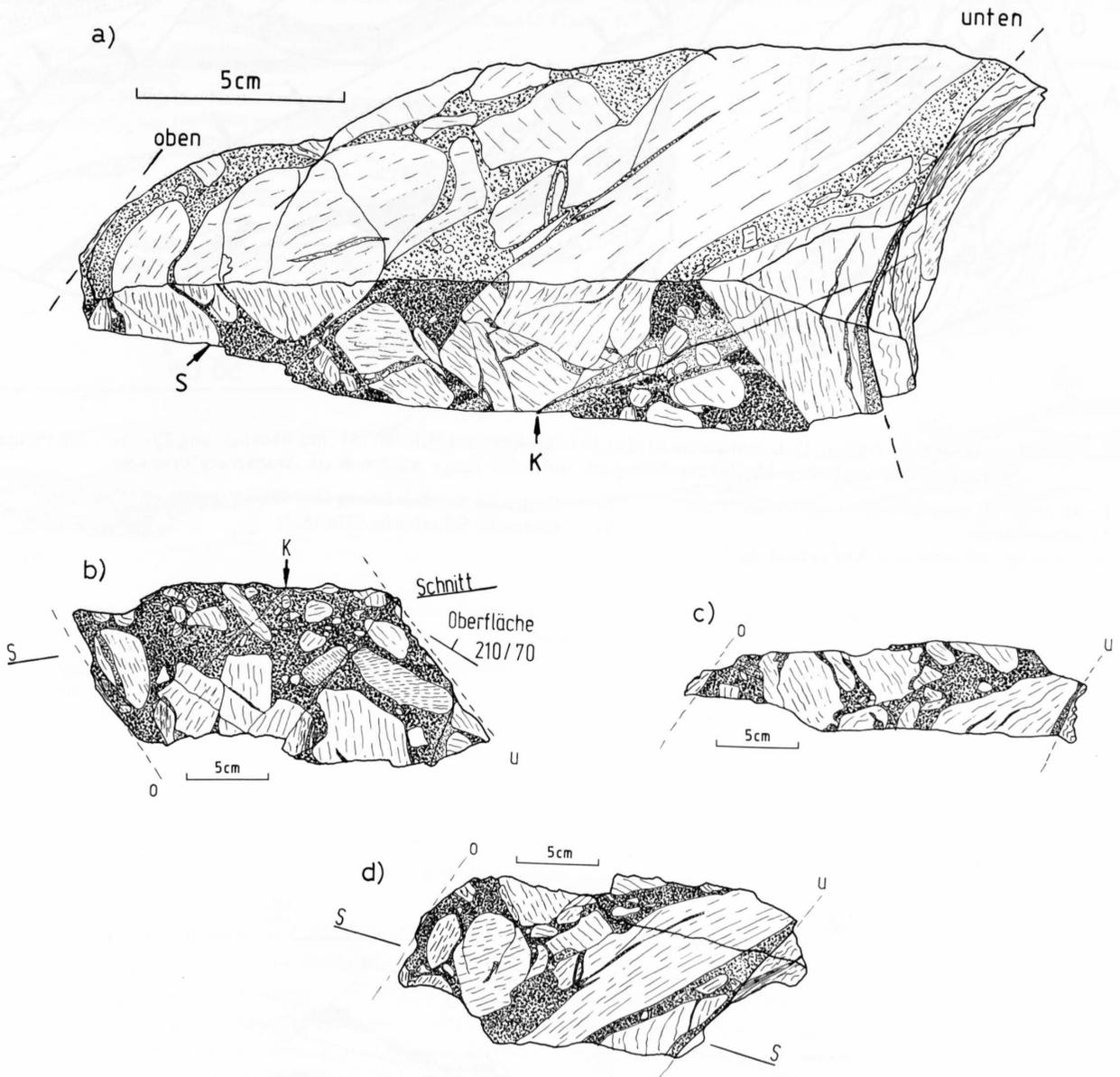


Fig. 88: Ausschnitt aus einer Pseudotachylit-Breccienlage (HST 19); Orientierung siehe Fig. 85 (Oberfläche $210^{\circ}/70^{\circ}$).

- a) Schrägansicht, Vorderseite (S) angeschnitten.
 K = Junger Riss; Pseudotachylit ist in der Umgebung des Risses aufgehell.
 O = Obere Begrenzung der Breccienlage.
 U = Untere Begrenzung der Breccienlage.
- b) Unterseite.
- c) Hinterseite.
- d) Oberseite.

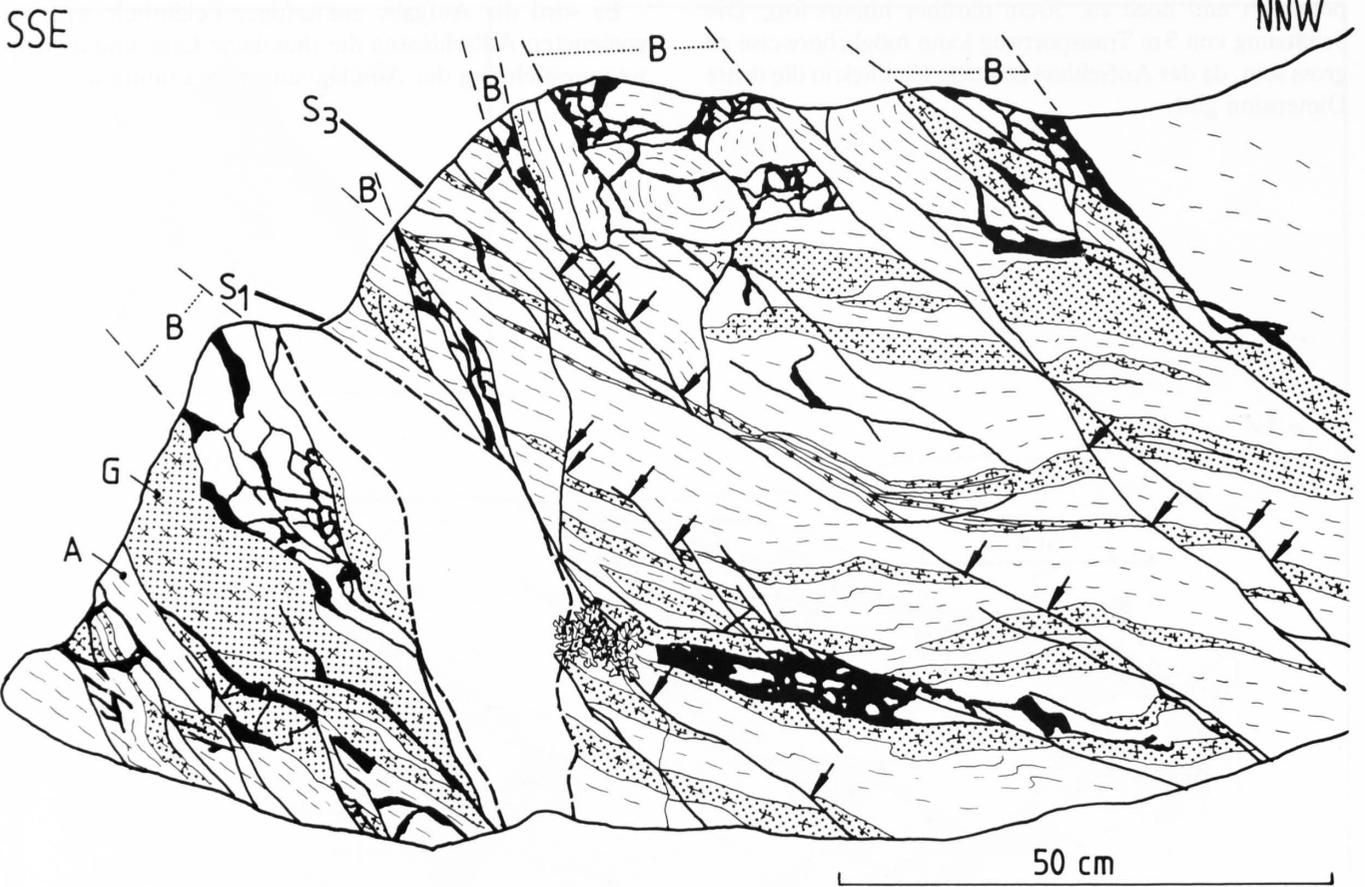


Fig. 89: Abschiebungen an Scherflächen. Detailaufschluss 54 (Fig. 81). Ansicht auf Fläche $40^\circ/85^\circ$ mit Blickrichtung $220-260^\circ$. Ein Pfeilpaar an einer Scherfläche gibt den Abscherungsbetrag an. Auf 1,2 m Länge werden 40 cm Abscherung summiert.

- A = Feinkörnige bis mittelkörnige Amphibolite. S_1 = Generelle Stoffbänderung ($337^\circ/28^\circ$).
 G = Hornblendegneis. S_3 = Generelle Scherfläche ($328^\circ/52^\circ$).
 B = Breccienlage mit gedrehten Komponenten.

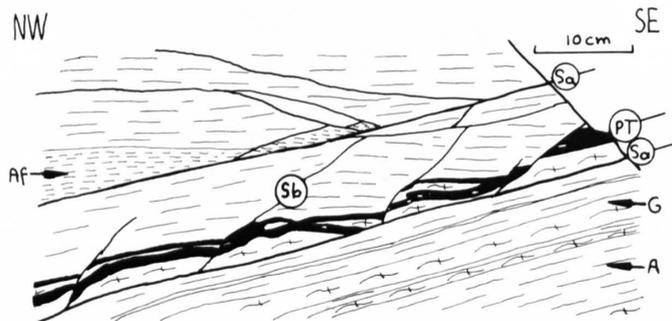


Fig. 90: Abscherung einer Pseudotachylit-Lage. Runse NE Pfeiler 1, Aufschluss SE Vadret Chalaus (Koord. 810.570/193.110; 2670 m); Blick auf Fläche $225^\circ/90^\circ$.

- A = Bänderamphibolit ($315^\circ/14^\circ$). S_a = Scherfläche ($295^\circ/25^\circ$) mit wenig hellgrauem Pseudotachylit.
 G = Leukokrater Hornblendegneis. S_b = Scherflächen ($273^\circ/39^\circ$), die Pseudotachylit-Lage (PT) mehrfach versetzend.
 Af = Feinkörniger, dunkler Amphibolit. S_a ist jünger als S_b ; S_b ist jünger als PT.

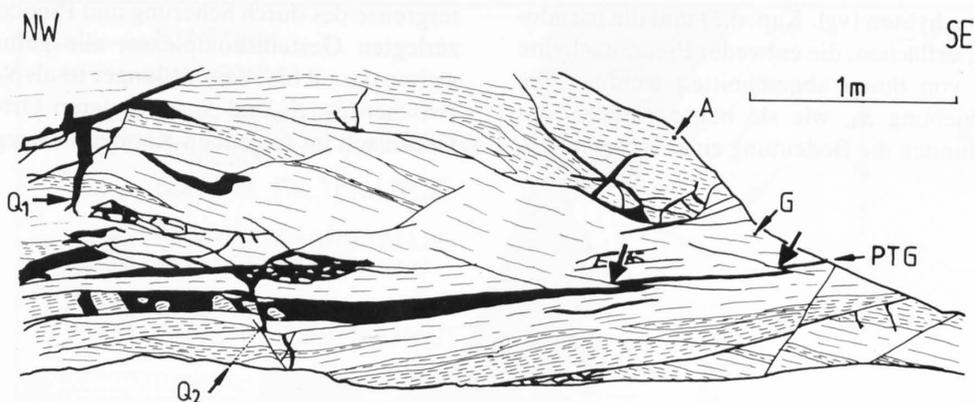


Fig. 91: Überschiebungen an Pseudotachyliten. Oberes Ende von Pfeiler 1, Aufschluss SE Vadret Chalaus (Koord. 810.360/193.130; 2830 m); Ansicht auf Fläche 225°/85°.

A = Mittelkörniger Amphibolit.

G = Hornblendegneis.

PTG = Anomal lauchgrüne Pseudotachylit-Lage (348°/06°) auf 8 m Länge verfolgbare an Scherflächen (60°/20°) jeweils um einige Zentimeter überschoben (2 Pfeile).

Q₁ = Ausadernder querliegender Pseudotachylit (282°/75°).

Q₂ = Querschlagender Pseudotachylit (148°/63°) ist jünger als PTG.

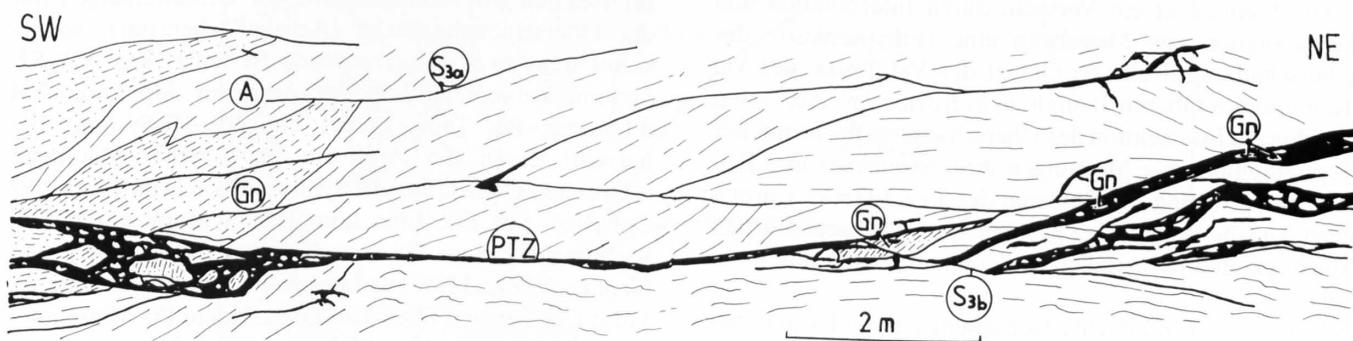


Fig. 92: Transportwege von Breccienkomponenten in eine Pseudotachylit-Zone. Detailaufschlüsse 50 (SW) bis 47 (NE) (Fig. 80); vereinfachte Skizze.

A = Dunkle Bänderamphibolite, 170°/30° im SW bis 230°/10° im NE.

Gn = Sillimanit-Granat-Stauroolithgneis.

PTZ = Pseudotachylit, 348°/37° im SW bis 340°/47° im NE.

S_{3a} = Scherfläche (325°/43°), die Gneise abscherend.

S_{3b} = Scherfläche (15°/37°), Breccienlagen begrenzend.

8.9 Schlussfolgerungen

Während in den Gesteinen im Liegenden der Silvretta-Überschiebung jegliche Spur von Pseudotachyliten fehlt, sind die Silvretta-Gesteine darüber von einem Netz von Pseudotachyliten längs Scherflächen und Zerrklüften durchzogen. Pseudotachylit-Zonen, d.h. Gebiete grösserer Pseudotachylit-Häufigkeit mit Breccienlagen, folgen sich subparallel alle 10–40 m. Direkt an der Überschiebung findet man nur vereinzelt Pseudotachylite, die schwach diskordant von der Überschiebung abgeschnitten werden. Die grösste Massierung von Pseudotachylit-Zonen findet man jedoch nicht bei der Überschiebung, sondern etwa 100–200 m darüber. Der Pseudotachylit-Anteil in den Pseudotachylit-Zonen beträgt bis 15%. Dies entspricht einem Anteil von ca. 3% des gesamten Silvretta-Kristallins am Pfeiler 2. Das gesamte mehrere 100 m mächtige Ge-

steinsvolumen wurde von einem Ereignis betroffen, welches zur Pseudotachylit-Bildung in grossem Ausmass führte. Alle Beobachtungen weisen auf ein abruptes Zerreißen des Gesteins hin, wobei sich diese ruckartige Bewegung entlang den zur Stoffbänderung S₁ leicht diskordanten Lagen S₃ konzentrierte. Die dabei entstehenden Hohlräume wurden unverzüglich mit Gesteinsbruchstücken aus der unmittelbaren Umgebung und mit Pseudotachylit gefüllt. Diese Vorgänge mussten sich wohl zur Hauptsache in trockenem, sprödem Zustand und in sehr kurzen Zeitspannen abgespielt haben. Diese Bewegung konnte entweder von einer vorangehenden oder nachfolgenden räumlich gleichverlaufenden aber kontinuierlich und sehr langsam sich vollziehenden Bewegung begleitet sein. Diesen Hinweis geben uns die Quarzlagen (vgl. Kap. 6.4), die Mylonitisie-

rung von Pseudotachyliten (vgl. Kap. 6.3) und die pseudotachylit-freien Scherflächen, die entweder Pseudotachylite zerschneiden oder von ihnen abgeschnitten werden. Die Silvretta-Überschiebung S_4 , wie sie heute vorliegt, hat nach den Feldebefunden die Bedeutung einer scharfen Un-

tergrenze des durch Scherung und Pseudotachylit-Bildung zerlegten Gesteinskomplexes; alle gefundenen Indizien weisen darauf hin, dass sie jünger ist als S_3 . Der Beziehung zwischen S_1 , S_3 und S_4 an anderen Orten der Silvretta-Decke soll im folgenden Kapitel nachgegangen werden.

9. Regionale Variation der Silvretta-Überschiebung und der Pseudotachylite am NW-Rand des Unterengadiner Fensters

9.1 Verlauf der Silvretta-Überschiebung (S_4)

Die Figur 93 ist ein Versuch, durch Interpolation und Extrapolation von Messdaten eine Isohypsenkarte der Überschiebungsfläche im Gebiet der Val Tasna, der Val Tuoi und des Oberen Jamtals zu konstruieren. Als Daten standen die Intersektion der Überschiebungsfläche mit der Topographie sowie Messungen ihres Streichens und Fallens zu Verfügung. In Gebieten der Tasna-Decke wurden nach Angaben von GÜRLER (s. Teil I) die wahrscheinlichen Mächtigkeiten der erodierten Sedimentmassen miteinbezogen.

Eine erste, vereinfachte Isohypsenkarte findet man bei CADISCH (1926), wobei deutlich zum Ausdruck kommt, dass die grösste Faltenkomplikation im Gebiet Val Tasna-Val Tuoi auftritt.

Grossräumig dominiert die nach SW abtauchende Grossantiform über dem Inntal (Unterengadiner Fenster). Südlich des Inns fällt die Überschiebung steil nach SE ein, akzentuiert durch die Engadiner Linie (CADISCH et al. 1968, TRÜMPY 1977), welche im Gebiet zwischen Val S-charl und Val Plavna mit der Silvretta-Basisüberschiebung identisch ist und in der Val Sampuoir als fast senkrechte Störungszone nach SW weiterzieht. Im NW ist die nach W bis nach NW einfallende Überschiebung stark gewellt, doch nicht so verfaltet wie die unterliegenden Serien (BEARTH 1933; GÜRLER, s. Teil I). Verfolgt man die

Intersektion der Achsenflächen der Grosswellungen mit der Überschiebungsfläche (Achsenflächenspur), so erkennt man zwei sich kreuzende Systeme. Ein NW-SE System, kulminierend in der Antiform Alp Laret-Val d'Urezzas-Piz Tuoi, kreuzt ein NE-SE-System, beherrscht durch die Antiform Piz Urschai-Marangun d'Urezzas-Guarda und die Synform Fuorcla da Tasna-Piz Cotschen-Sur En. Eine komplexe Synform verläuft in Richtung NE vom Piz Cotschen zum Augstenberg und biegt nach N und NW zur Jamtalhütte um. In der hinteren Val d'Urezzas und über dem Grenzkamm Piz Minschun-Piz Tasna liegt die Überschiebung auf über 3100 m. Auf der N-Seite der Val Urschai senkt sie sich dagegen auf 2500 m! Vergleicht man den Verlauf der Grossstrukturen im Liegenden, vor allem in der Tasna-Decke (GÜRLER, s. Teil I) mit dem Verlauf der Achsenflächen-Spuren der Überschiebungsverbiegung, so sieht man eine auffallende Übereinstimmung. Vermutlich stehen also die Verbiegungen in genetischer Beziehung zur jungalpinen Verfaltung der Liegend-Serien. Sie bilden diese in allerdings bedeutend abgeschwächter Form ab. Die Vermutung liegt nahe, dass die gewellte Unterfläche des starren Silvretta-Kristallins ein mitbestimmender Faktor für die von GÜRLER (s. Teil I) beschriebene Deformation der plastischen Sedimentserien im Liegenden der Überschiebung darstellt.

9.2 Regionale Einordnung des Aufschlusses SE Vadret Chalaus

Der eingehend beschriebene Aufschluss SE Vadret Chalaus (Fig. 93) liegt an einer speziellen Lage in bezug auf die komplizierte Form der Silvretta-Überschiebung. Einerseits liegt dort im Bereich der Synform Piz Urschai-Jamtal die Überschiebung anormal tief, andererseits entspricht die am Aufschluss gemessene Überschiebungsfläche (S_4 , $307^\circ/21^\circ$) ungefähr dem Mittelwert der regional

betrachteten Überschiebung. Verfolgt man die SW-NE streichende Überschiebung vom Aufschluss Richtung NW, so ändert sich das NW-Fallen rasch von den beobachteten 20° zu einem 45° steilen SE-Fallen an der Urschai-Lücke auf der SE-Flanke der Antiform Marangun d'Urezzas-Piz Urschai.

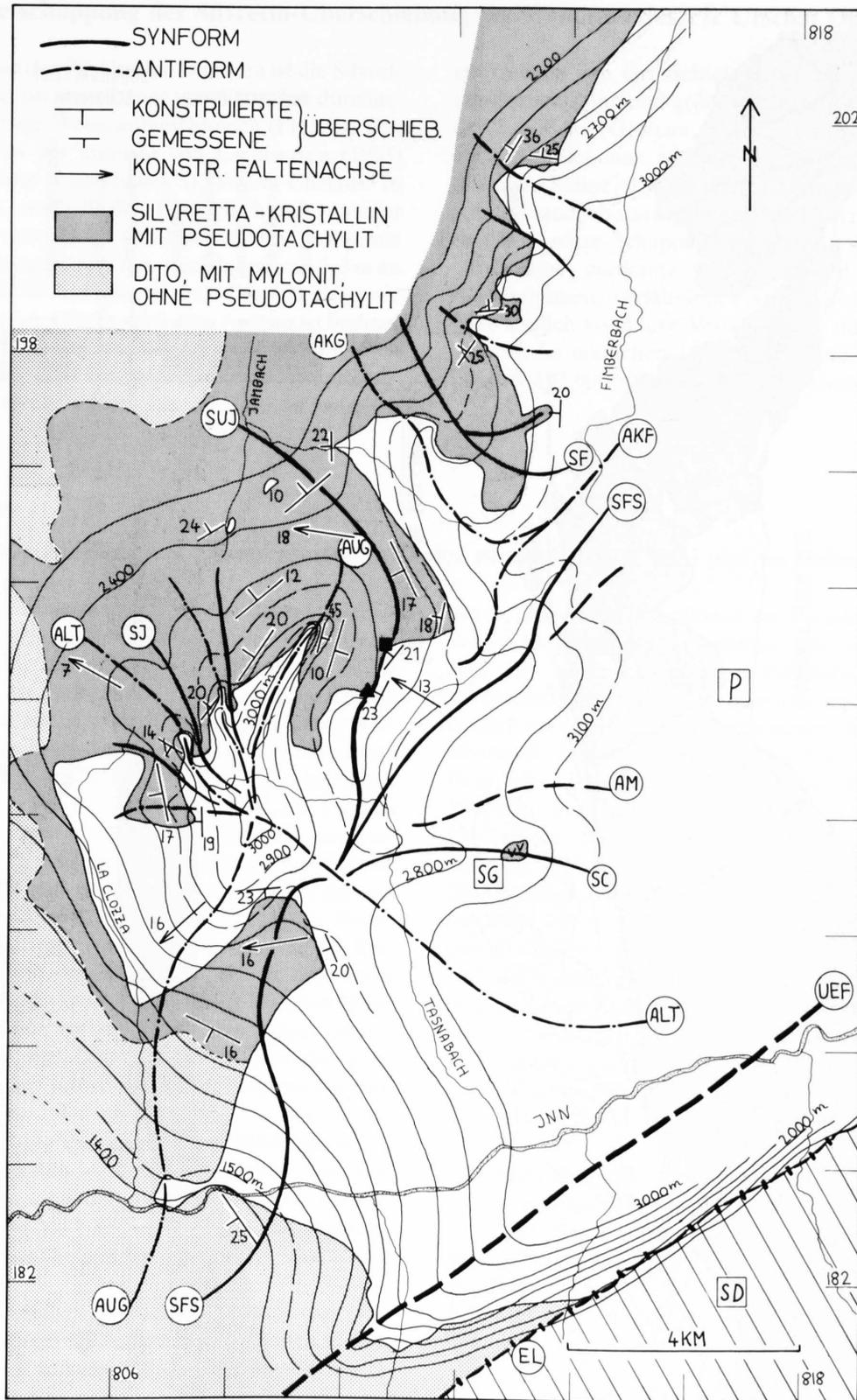


Fig. 93: Isohypsenkarte der Silvretta-Überschiebung im NW des Unterengadiner Fensters.

- | | | | |
|------------|---|-----------------|---|
| <i>EL</i> | = Engadiner Linie. | <i>SUJ</i> | = Synform Urezzas-Piz Urschai-Jamtal. |
| <i>UEF</i> | = Grossantiklinale des Unterengadiner Fensters. | <i>AUG</i> | = Antiform Piz Urschai-Marangun d'Urezzas-Fil da Tuoi-Guarda. |
| <i>ALT</i> | = Antiform Alp Laret-Val d'Urezzas-Piz Tuoi. | <i>SJ</i> | = Synform Jamspitze. |
| <i>SC</i> | = Synform Clünas. | <i>SG</i> | = Sackung bei Greala. |
| <i>AM</i> | = Antiform Minschun. | <i>P</i> | = Penninikum, ohne Pseudotachylite. |
| <i>SFS</i> | = Synform Fuorcla da Tasna-Piz Cotschen-Sur En. | <i>SD</i> | = Scarl-Decke. |
| <i>AKF</i> | = Antiform Krone-Piz Faschalba. | <i>Quadrat:</i> | Aufschluss SE Vadret Chalaus. |
| <i>SF</i> | = Synform Fluchthorn. | <i>Dreieck:</i> | Verschuppung der Überschiebung am Wandfuss des Piz Urschai Dadoura. |
| <i>AKG</i> | = Antiform Krone-Gamshörner. | | |

9.3 Verschuppung der Silvretta-Überschiebung am Wandfuss des Piz Urschai Dadoura

An der Ostwand des Piz Urschai Dadoura ist die Silvretta-Überschiebung auf einer Länge von 800 m fast durchgehend auf einzigartige Weise aufgeschlossen (Fig. 94). Das nördliche Ende ist der unterste von LAUBSCHER (1983) untersuchte Teil des Aufschlusses SE Vadret Chalaus. In Richtung Süden verläuft die Überschiebung zunächst gleichmässig auf einer Höhe von 2500–2530 m, abgesehen von leichten Wellungen der Grössenordnung von 1–3 m an Brüchen, die 210°/55° orientiert sind. Danach steigt sie schnell auf 2620 m an. Dieser markante Anstieg ist bedingt durch eine Verschuppung, wie sie in Figur 94 schematisch dargestellt ist. Eine 30 m mächtige Linse von Amphiboliten der Silvretta-Decke mit Pseudotachyliten ist zwischen

zwei Lagen von Grünschiefern, verschiefert Diabasen der Aroser Zone und grünen Schiefern der «Subsilvrettiden Schollen» (GÜRLER, s. Teil I) eingeschoben. Im Liegenden findet man an Bewegungsflächen in grünlichen Schiefern kleine, 0,1–2 m dicke Linsen von stark vergrünt und randlich stark verschiefert Silvretta-Amphiboliten. Die ganze Schuppenzone wird an der Untergrenze durch eine markante Scherzone von den liegenden schwarzgrauen, verfäلتeten Flysch-Schiefern abgetrennt. Eine ähnlich komplexe Verschuppung mit Grünschiefern ist noch im nördlichen Teil der Ostwand des Piz Urezzas (Koord. 192.000/807.800) gefunden worden.

9.4 Das Auskeilen der Pseudotachylite in der westlichen Val Tuoi und im Ochsental

Die westliche Aussengrenze des Pseudotachylit-Gebietes ist in Figur 93 eingezeichnet. Sie zieht von der Alp Sura am SW-Grat des Piz Cotschen an den Gegenhang des Piz Champatsch auf eine Höhe von 2500 m. Leicht ansteigend kann man die äussersten Pseudotachylite in Richtung Norden über den Lajet d'Anschatscha hinweg zum Gletscherende des Plan Rai auf 2720 m verfolgen. Die Linie zieht dann am Fuss des Piz Buin Grond vorbei zur Fuorcla Vermunt und von hier nordwärts am Westfuss des Vermuntkopfs vorbei zum P. 2445 am Hüttenweg der Wiesbadener Hütte, dreht dann nach Nordosten um und gelangt über das Bieltaljoch zum Bieltalbach auf 2550 m Höhe. Die weitere Fortsetzung über die Madlener Spitze zur Einmündung des Schreibachs in den Jambach ist noch nicht genau kartiert. Es fällt auf, dass diese Linie auf einer Höhe von 2500 m bis 2800 m verläuft. Setzt man diesen Linienverlauf mit der Silvretta-Überschiebung in Beziehung, so erkennt man, dass im Gebiet der Alp Sura die von Pseudotachylit erfassten Gesteine ca. 100 m mächtig sind, in der nördlichen Fortsetzung aber eine mittlere Mächtigkeit von 500–700 m angenommen werden muss. Daraus lässt sich der Schluss ziehen, dass die Aussengrenze sich unterirdisch noch gegen die Val Lavinuoz in westlicher Richtung und gegen die Bielerhöhe in Richtung Norden ohne aufzuschliessen fortsetzt.

Eine am Piz Cotschen gemachte Beobachtung (vgl. p. 76) lässt sich auch im vorliegend beschriebenen Gebiet bestätigen. In den Randgebieten des Pseudotachylit-Fel-

des ist eine starke Ausbildung der Pseudotachylite in den Augen-Flasergneisen anzutreffen. Die Amphibolitserien sind nur noch schwach von Pseudotachylit-Aderwerk durchsetzt, lassen aber an Scherflächen Epidot-Neubildungen erkennen. In den Paraschiefern fehlen Pseudotachylite. So sind an den Augengneis-Aufschlüssen am SW-Grat des Piz Champatsch (Koord. 805.740/186.750; 2360 m), am Lajet d'Anschatscha (804.725/188.580; 2555 m), an der Gletscherzunge des Plan Rai (804.075/190.675; 2705 m) und am Piz Mon (805.340/192.000; 2965 m) Pseudotachylit-Breccienzonen sowie bis zu 10 cm mächtige Pseudotachylit-Lagen festgestellt worden. Auffallend sind hier die Fluidalstrukturen in den wechselweise hell und dunkel gefärbten Pseudotachylit-Lagen. In der unmittelbaren Umgebung dieser Aufschlüsse findet man auch Mylonitlagen, die sich nur wegen ihrer parallel zur Stoffbänderung verlaufenden Lage gut von den diskordanten Pseudotachyliten unterscheiden lassen. Im Vergleich zu den Aufschlüssen im tieferen Inntal treten diese Mylonite aber recht selten auf.

Das Beziehungsgefüge zwischen S_1 und S_3 in den besprochenen Randgebieten des Pseudotachylit-Feldes lässt sich wie folgt beschreiben: die Pseudotachylit-Lagen oder -Zonen sind in wenigen Fällen parallel zu S_1 oder dann mit einem Winkel von ca. 30° zur Stoffbänderung angeordnet, wobei der spitze Winkel der Winkelhalbierenden zwischen S_1 und S_3 nach W zeigt (vgl. Fig. 101).

Fig. 94: Panorama Piz Urschai–Augstenberg. Aufnahmestandort Alp Marangun d'Urschai 2210 m, Blick 270–335°.

- Ansicht der Silvretta-Überschiebung am östlichen Wandfuss des Piz Urschai Dadoura. Situierung des Aufschlusses SE Vadret Chalaus. Es sind nur die wichtigsten Schuppengrenzen eingezeichnet. Lithologie der Sedimente nach GÜRLER (Teil I).
- Verschuppung der Silvretta-Überschiebung auf der Südseite des östlichen Wandfusses am Piz Urschai Dadoura. Schematisches N–S-Profil.
- Detail einer Schuppe (Koord. 810.630/192.360).
- Versetzung der Silvretta-Überschiebung an Scherbrüchen; Detail (Koord. 810.630/192.620).

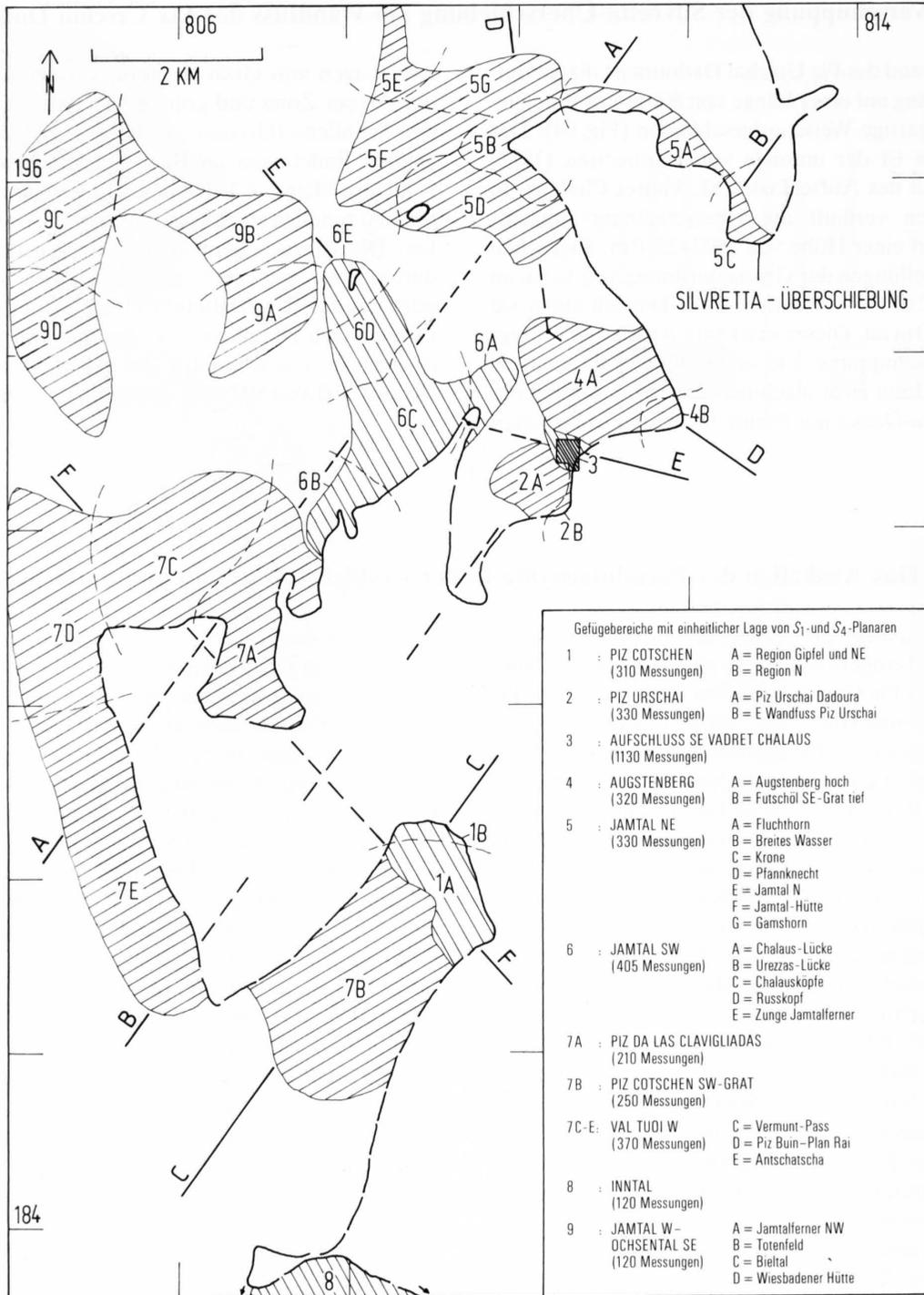


Fig. 95: Gefügebereiche im Silvretta-Kristallin am NW-Rand des Unterengadiner Fensters, Profilsuren der Profile von Fig. 98–99.

9.5 Struktur der Silvretta-Decke (S_1 , I_2 , S_2)

Die folgende Darstellung ist als eine noch unvollständige Bestandsaufnahme zu betrachten, sind doch eine genügende Anzahl von Beobachtungen und Strukturmessungen erst in den in Figur 95 schraffierten Gebieten vorgenommen worden. Die Auswertung der Strukturdaten im Homogenitätsbereich 3 wurde bereits im Kapitel 8 ausführlich beschrieben. Auf die gleiche Weise wurde auch in den übrigen Homogenitätsbereichen 1, 2 und 4–9 vorgegangen.

Im Untersuchungsgebiet wird die Silvretta-Decke zur Hauptsache aus flachliegenden Amphibolitserien aufgebaut. Darin eingelagert sind grössere Lagen und Linsen von Para- und Orthogneisen (vgl. CADISCH et al. 1941). Die voralpine Stoffbänderung S_1 (Fig. 96) fällt im Gebiet des Augstenberges flach mit 10° nach Westen ein. Gegen das obere Jamtal und den Piz da las Clavigliadas verdoppelt sich der Fallwinkel und im Gebiet des Piz Cotschen findet man das steilste SW-Fallen von 30° . Die I_2 -Struktu-

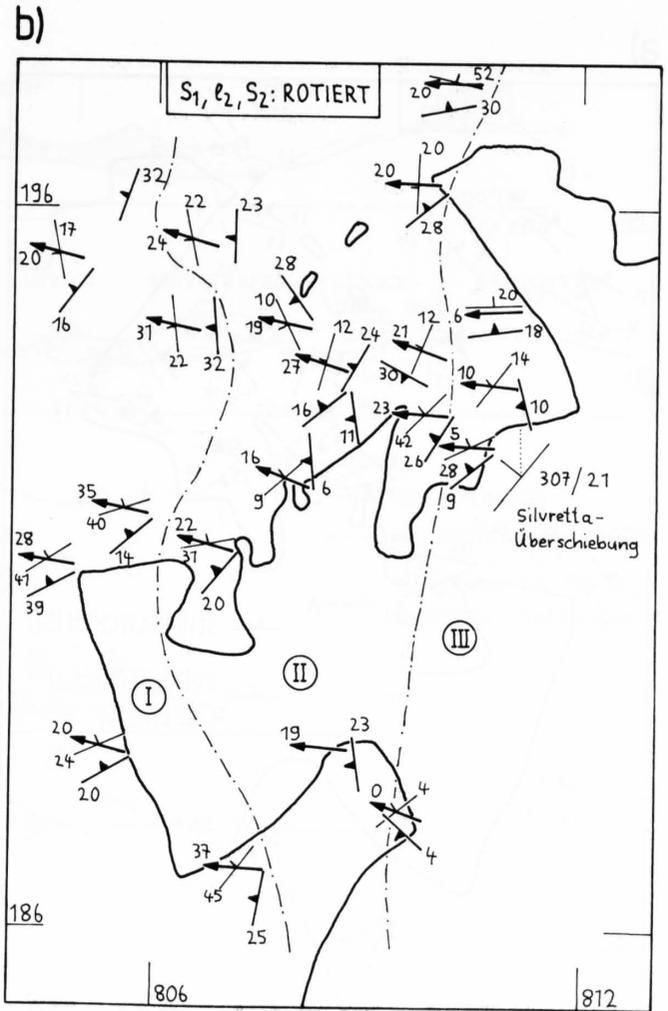
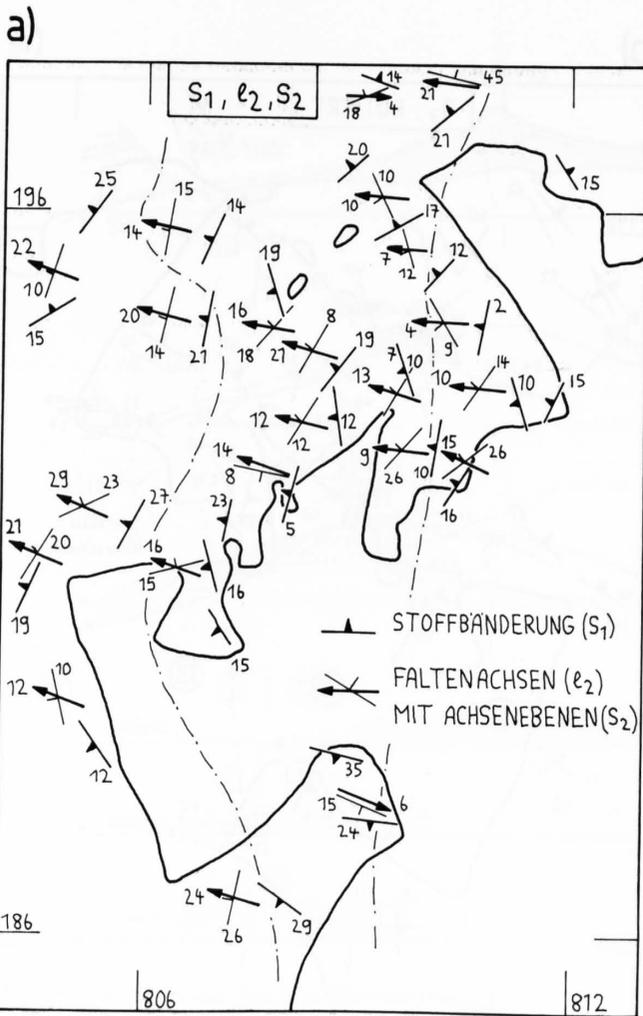


Fig. 96: Strukturkarte der S_1 -, I_2 -, S_2 -Strukturen.

- a) S_1 -, I_2 -, S_2 -Strukturen (Stoffbänderung, Faltenachsen, Achsenebenen). Gemittelte Werte aus Homogenitätsbereichen (Fig. 95).
 b) Daten von Fig. 96a so rotiert, dass Überschiebungsfläche S_4 eine Ebene ($307^\circ/21^\circ$) wird.

ren (Lineationen, Striemungen und Faltenachsen) begleiten diese S_1 -Variation: vom Augstenberg aus dreht sich das 10° steile W-Fallen in ein etwas steileres WNW-Fallen von 15° in der Gegend des Gemsspitz. Am SW-Grat des Piz Cotschen und im oberen Ochsenal werden die Lineare bis 25° steil. Im Gegensatz dazu fallen die Faltenachsen auf der Ostseite des Piz Cotschen und im unteren Jamtal flach mit 5° nach Osten. Während die Fallrichtung regional also

etwa gleich bleibt, ändert sich der Fallwinkel. Am konstantesten verhalten sich die Achsenebenen (S_2). Sie fallen mit 14° in Richtung SW bis NW. Die festgestellte Tendenz des steileren Einfallens der S_1 - und I_2 -Strukturen im Westen wird in der westlichen Val Tuoi und in der Val Lavinuoz noch ausgeprägter. Es mag auffallen, dass die S_1 - und S_2 -Strukturen von der Verbiegung der Silivretta-Überschiebung nicht stark beeinflusst sind.

9.6 Regionale Verteilung der S_3 -Strukturen

Obwohl die Streuung der Scherflächen und Pseudotachylit-Lagen (S_3) im Vergleich zur Stoffbänderung grösser ist (Fig. 82; Homogenitätsbereich 3), können dominierende Orientierungen in einem oder zwei Systemen von Scherflächen in allen Gefügebereichen gefunden werden. Diese gemittelten Werte bzw. Wertepaare der Gefügebereiche 1–9 sind in Figur 97 eingetragen. Im Gebiet des Augstenberges (Gefügebereiche 3, 4, 5) fallen je ein System von Pseudotachylit-Lagen und Scherflächen im Mittel 20 – 30° nach NW ein. Im Gefügebereich 2 werden die

Fallwinkel kleiner. Die Gefügebereiche 1, 2, 5D–F, 6, 7A und 9B sind gekennzeichnet durch je 2 Grosskreise, welche die Streuung der S_3 -Strukturen beschreiben: ein ca. 15 – 45° nach NW einfallendes System wird ergänzt durch ein ca. 20 – 45° nach SW oder dann NE einfallendes. Am SW-Grat des Piz Cotschen dominiert ein 40° nach SW einfallendes System von S_3 -Strukturen. Im oberen Ochsenal, im Bieltal und am Totenfeld ist wiederum ein einfaches, 25 – 55° nach NW einfallendes System vorherrschend. Wie bei den S_1 -Planaren ist auch hier von E nach

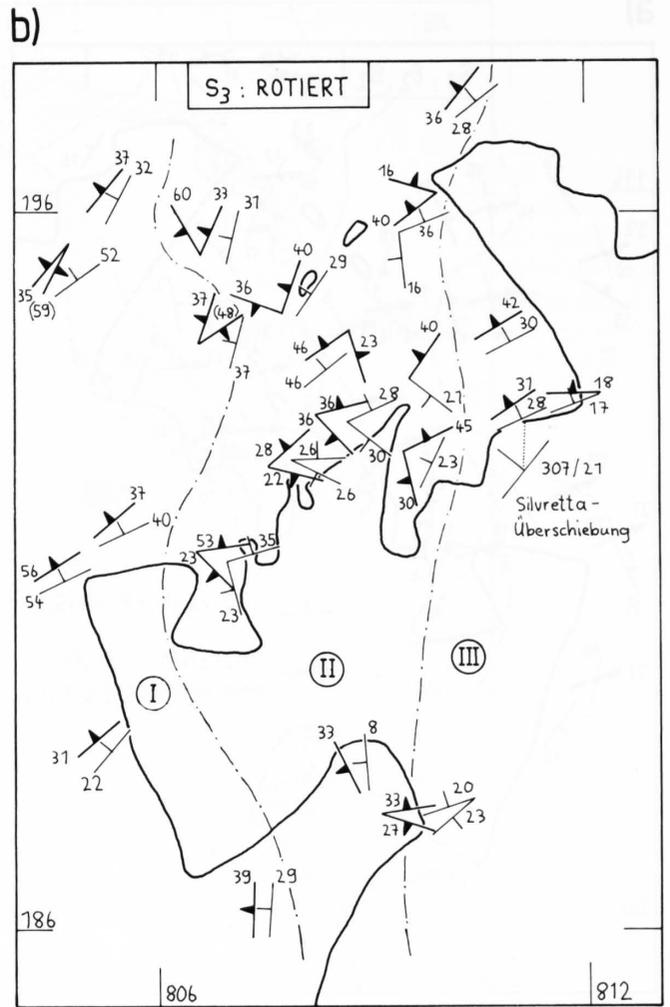
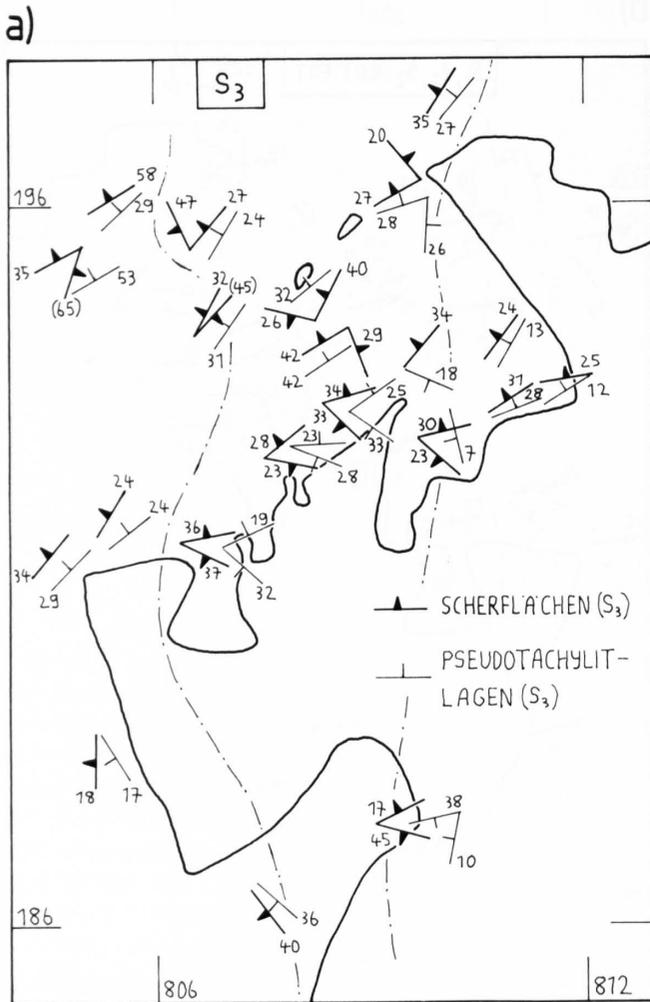


Fig. 97: Strukturkarte der S_3 -Strukturen.

- a) S_3 -Strukturen (Scherflächen, Pseudotachylit-Lagen). Gemittelte Werte aus Homogenitätsbereichen (Fig. 95).
 b) Daten von Fig. 97a rotiert wie in Fig. 96b.

W ein Abdrehen Richtung W und ein allmähliches Steilerwerden der S_3 -Strukturen zu beobachten.

Die Beziehung der S_3 -Planaren zur Stoffbänderung (S_1) und zur Überschiebungsfläche (S_4) ist in den Profilen in den Figuren 98, 99, 100 und 101 dargestellt. Der dominierende Winkel von ca. 30° zwischen S_1 und S_3 ist mit Ausnahme von Gefügebereich 8 überall deutlich erkennbar. Die Richtung der Winkelhalbierenden (vgl. p. 87) dieses konstanten Winkels ändert aber auffallend. Im Osten zeigt die Winkelhalbierende vorzugsweise nach NNW (Gefügebereiche 1A, 3, 4, 5A), im Westen (Gefügebereiche 7B, 7C-E, 9A, 9C-D) nach Westen; im mittleren Bereich (Gefügebereich 1A, 2, 6, 7A, 5B-G) findet man

wegen des Auftretens von 2 Systemen von S_3 -Planaren sowohl die Nord- wie auch die Südrichtung der Winkelhalbierenden vertreten.

In den Gefügebereichen 1, 2, 3, 4 und 7B sind die Winkel zwischen S_4 und S_3 mit $5-15^\circ$ eher klein. Die übrigen Gebiete zeigen eine grössere Diskordanz von bis zu 40° zwischen S_3 und der Überschiebung. Eine geregelte Veränderung der Beziehungen zwischen S_1 , S_3 und S_4 in den diversen Gefügebereichen konnte nicht in genügender Klarheit gefunden werden, abgesehen vom bei allen Planaren zu beobachtenden Steilerwerden des Fallwinkels von Ost nach West bei gleichzeitiger Drehung der Fallrichtung von NW nach SW.

9.7 Verlauf der Planar- und Linearstrukturen nach Abwicklung der Silvretta-Überschiebung S_4 in eine Ebene

Im Kapitel 9.1 wurde dargestellt, dass die Verbiegung der Silvretta-Überschiebung in Beziehung zu den jungalpinen Verfaltungen in der Tasna-Decke steht. Unter der

Annahme, dass diese heute sichtbare gewellte Überschiebung jünger sei als die Bildung der Pseudotachylite (vgl. Kap. 8.9) wurde der Versuch unternommen, die Verbie-

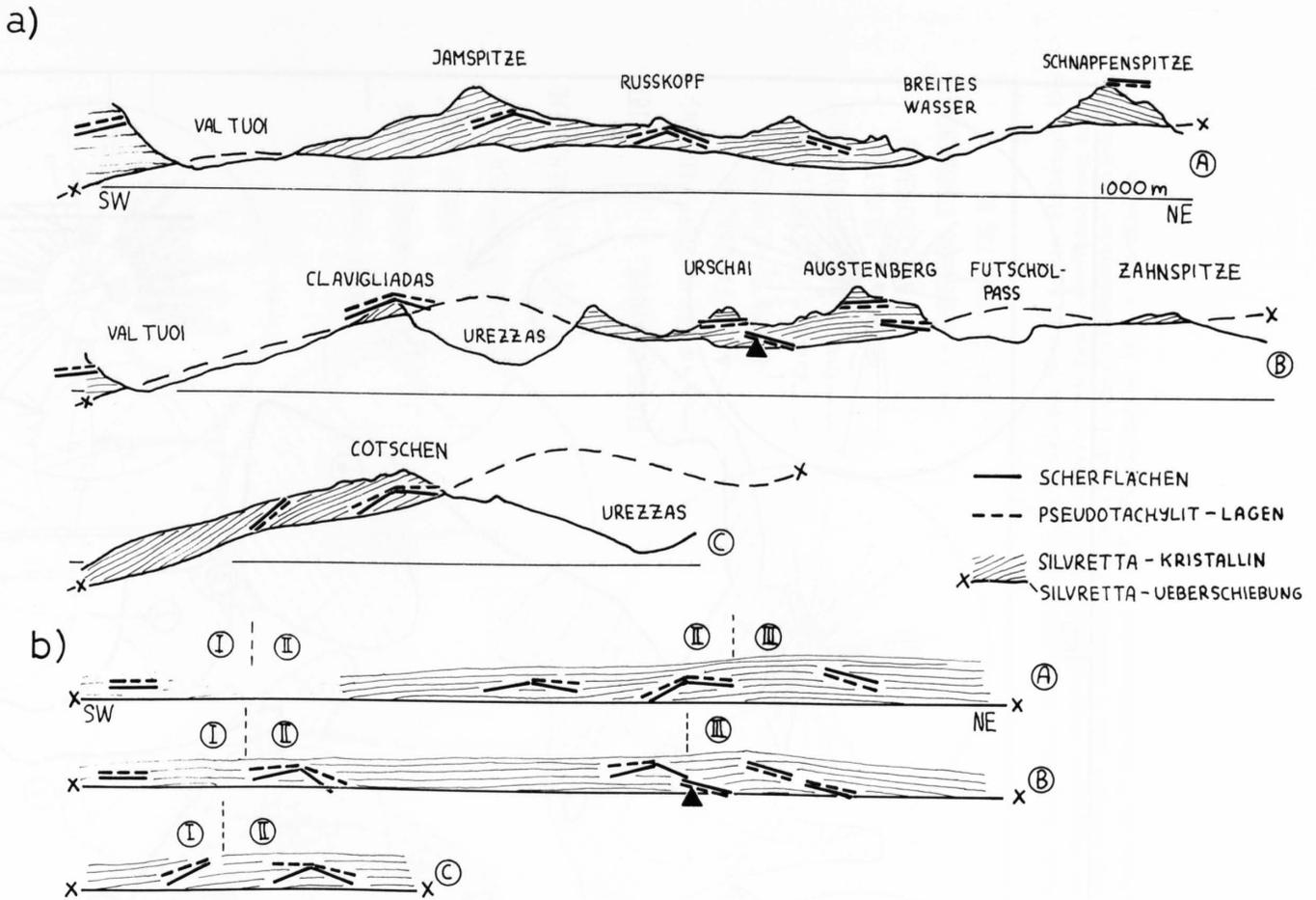


Fig. 98: SW-NE-Profile durch die Silvretta-Decke.

- a) Profile A-C. Profilsuren siehe Fig. 95. Dreieck = Lage des Aufschlusses SE Vadret Chalaus.
- b) Profile so abgewickelt, dass die Silvretta-Überschiebung eine Ebene ($307^{\circ}/21^{\circ}$) wird.
- I = Gebiet, wo sich der mittlere Winkel zwischen S_1 und S_3 nach W öffnet.
- II = Gebiet, wo sich der mittlere Winkel nach N und S öffnet.
- III = Gebiet, wo sich der mittlere Winkel nach N öffnet.

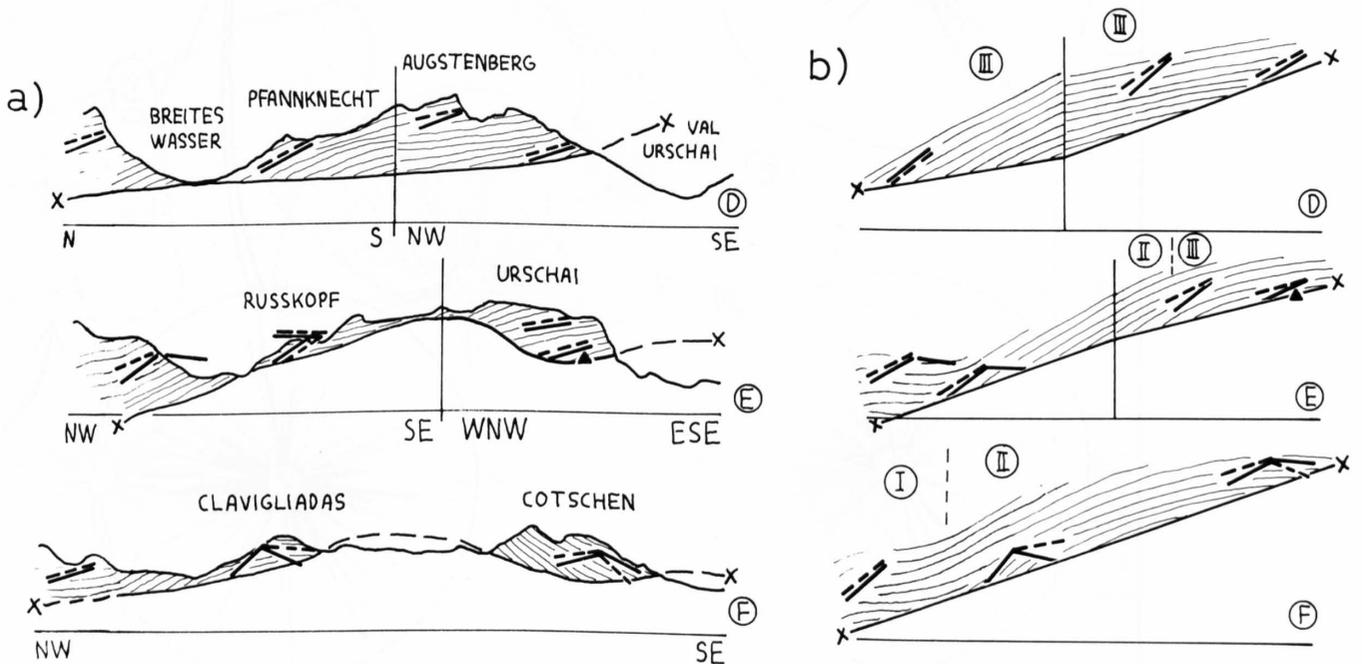


Fig. 99: NW-SE-Profile durch die Silvretta-Decke.

- a) Profile D-F. Profilsuren siehe Fig. 95.
- b) Profile so abgewickelt wie Fig. 98b.

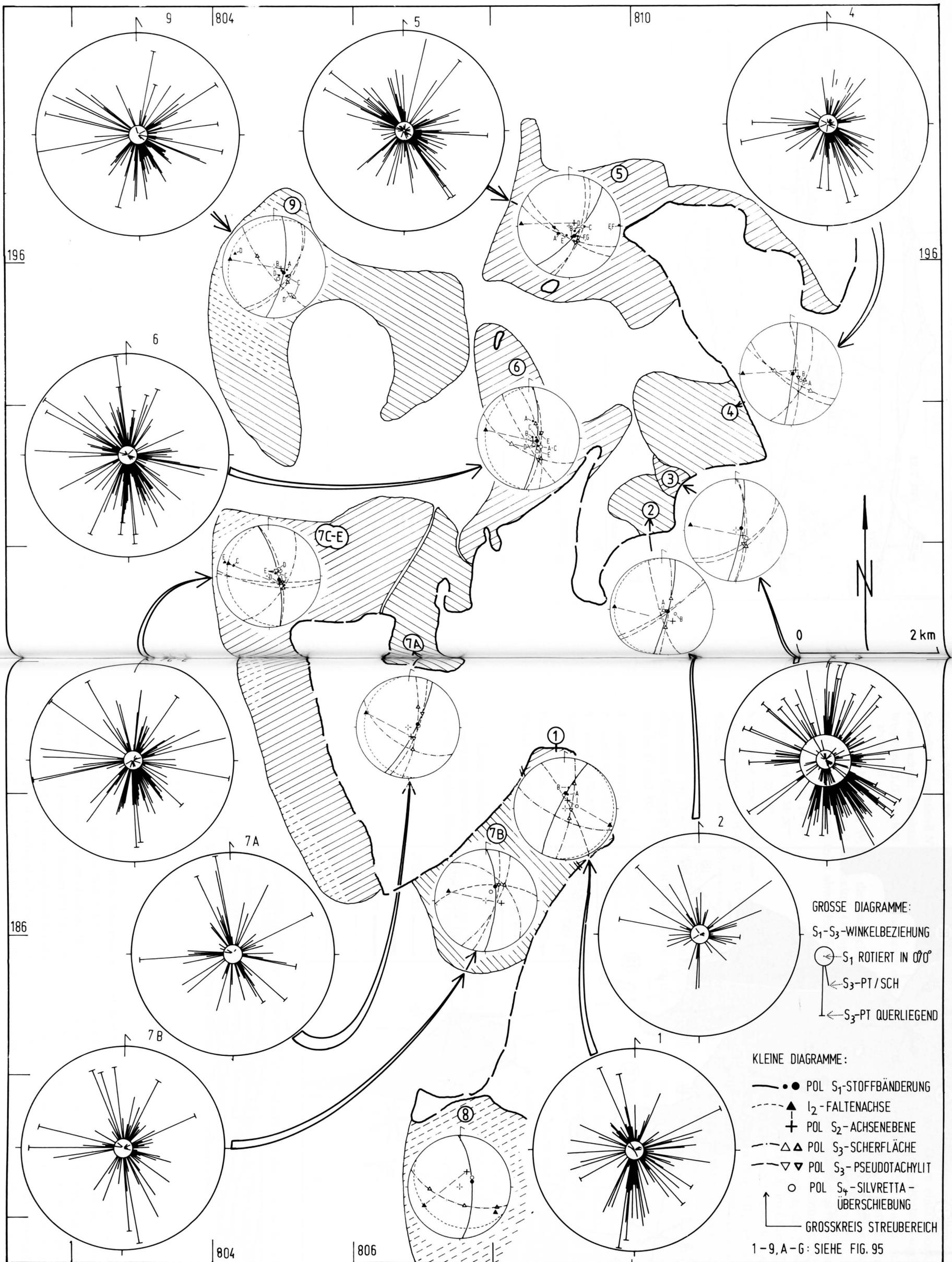


Fig. 100: Gefüge-Diagramme im Silvretta-Kristallin. Orientierung Gefügebereiche siehe Fig. 95. *Kleine Diagramme*: Sammeldiagramme, Schmidt'sches Netz in unterer Halbkugel. Die Sammeldiagramme sind analog hergestellt worden wie in Gefügebereich 3 (Fig. 82, Fig. 83). *Grosse Diagramme*: Darstellung der Winkelbeziehung zwischen S_1 -Stoffbänderung und S_3 -Scherflächen/Pseudotachylit, im Schmidt'schen Netz. Die S_1 - S_3 Messpaare (Poldarstellung) wurden jeweils so rotiert, dass S_1 horizontal liegt. So zeigt die Länge des Radialstriches den jeweiligen Winkel zwischen S_1 und S_3 ; die Nordabweichung des Radialstriches $+180^\circ$ gibt die Fallrichtung der Winkelhalbierenden an. *PT* = Pseudotachylit, *SCH* = Scherflächen

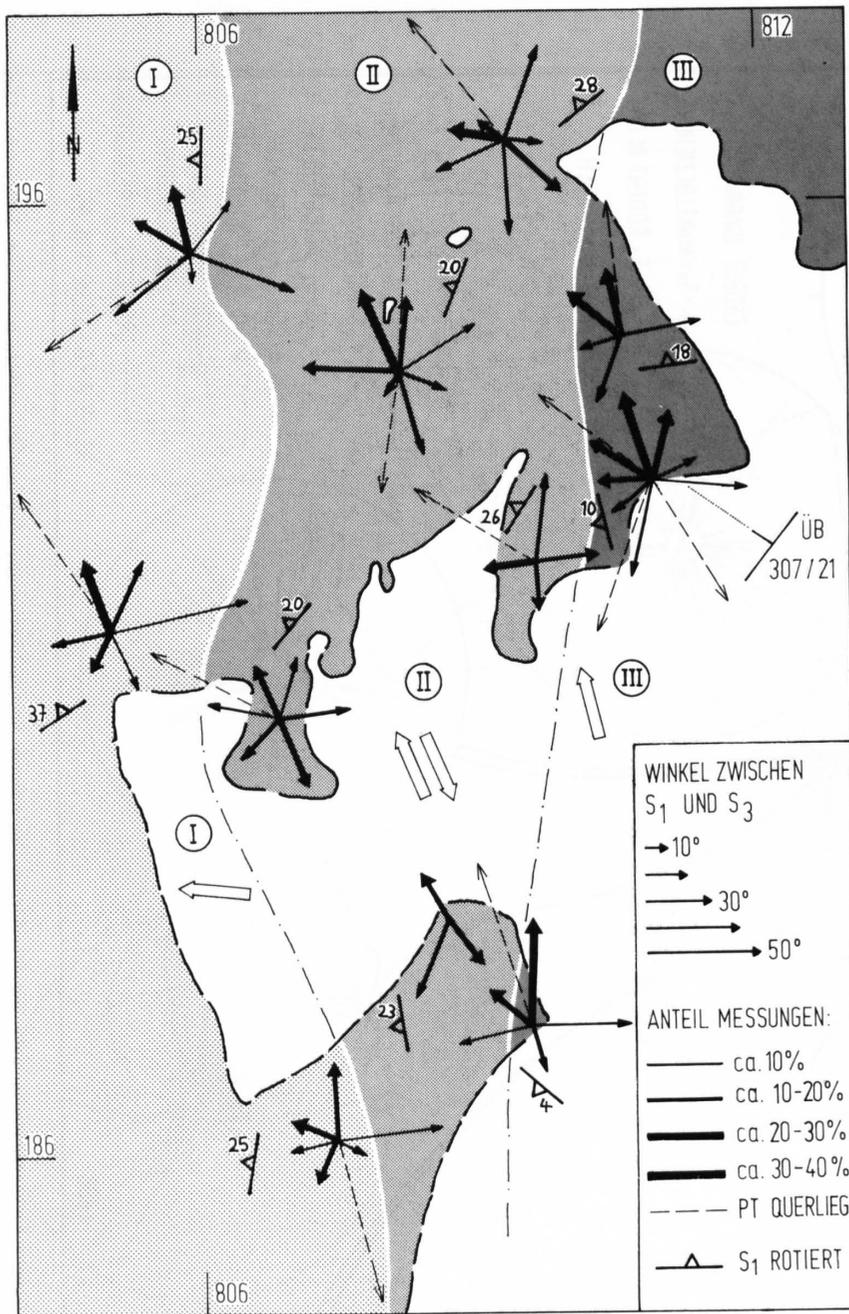


Fig. 101: Winkelbeziehung zwischen S_1 und S_3 . Gemittelte Werte aus den Gefügediagrammen der Homogenitätsbereiche 1-9 (Fig. 95, Fig. 100); rotiert wie in Fig. 96b. Die Pfeilrichtung bezeichnet die Fallrichtung der Öffnung des spitzen Winkels (Fallrichtung der winkelhalbierenden Ebene). Die Länge der Pfeile ist ein Mass für die Winkelgrösse; die Dicke der Pfeile ein Mass für die Häufigkeit der Messungen. Konturierter Pfeil = resultierender gemittelter Winkel. Legende siehe Fig. 98b.

gung der Überschiebung – die als jünger als die Pseudotachylit-Bildung angesehen wird – durch eine geometrische Konstruktion rückgängig zu machen. Alle gemittelten Daten aus den Gefügebereichen 1-9 wurden auf dem Schmidt'schen Netz so rotiert, dass die entsprechenden lokalen Lagen der Überschiebungsfläche mit der Überschiebungsfläche 307°/21° am Aufschluss SE Vadret Chalaus (Gefügebereich 3) zur Deckung gebracht wurden. Eine solche Konstruktion ist exakt zulässig für ein getreues

Abbild der Linearen und in für unsere Betrachtung genügendem Mass (ca. $\pm 1^\circ$) zulässig für die Planaren, da jeweils nur um 5-30° gedreht werden musste. Die Figuren 96b, 97b, 98b, 99b und 101 mit den rotierten Daten zeigen nun ein überraschend homogeneres Bild. Die Gebiete im Osten des Piz Cotschen (Gefügebereich 1A) sowie die Region des Augstenberges (Gefügebereiche 2B, 3, 4, 5A, 5D) sind durch folgende vorherrschende Strukturdaten (Fallrichtung, Fallwinkel) gekennzeichnet:

S_1 : flach SW-NW, 5–20°
 I_2 : flach W, 0–10°
 S_2 : steiler NW, 5–20°
 Scherflächen: mittelsteil NW, 20–40°
 Pseudotachylite: mittelsteil NW, 20–35°
 Winkel zw. S_1/S_3 : nach N sich öffnend, nordwärts nach NW leicht abdrehend

Die Gebiete im W, also die westliche Val Tuoi, das hintere Ochsenal und das Bieltal (Gefügebereiche 7B–E, 9A, 9C–D) haben wie folgt abweichende Orientierungen:

S_1 : steiler W-NW, 14–39°
 I_2 : mittelsteil W, 20–30°
 S_2 : steil NW, 25–45°
 Scherflächen: steil W-NW, 31–56°
 Pseudotachylite: steil W-NW, 22–54°
 Winkel zw. S_1/S_3 : nach W sich bevorzugt öffnend

Die Strukturdaten aus den mittleren Bereichen (Gefügebereiche 1B, 2A, 5B, 5D–G, 6, 7A, 9B) veranschaulichen einen Übergang zwischen den Daten aus den Gebieten im E und W:

S_1 : steiler NW-SW, 11–30°
 I_2 : steiler W, 16–27°
 S_2 : mittelsteil W-NW, 10–40°
 Scherflächen: steil NW, 28–6°, mittelsteil SW, 20–60° sowie NE 16–23°
 Pseudotachylite: mittelsteil SW-NW, 16–36°
 Winkel zw. S_1/S_3 : nach N sowie S sich öffnend

Es kann vereinfachend gefolgert werden, dass sich die Beziehung zwischen S_1 und S_3 von Ost nach West nach einem einfachen Muster ändert (Fig. 102). Im Osten ver-

laufen die nach NW fallenden S_3 -Planaren etwas steiler als die Überschiebungsfläche S_4 und deutlich steiler als die flach nach Westen einfallende Stoffbänderung S_1 mit den flach nach Osten einfallenden Faltenachsen (Feld III in Fig. 101). Demgegenüber sind im Westen die westwärts einfallenden S_3 -Strukturen steiler als die ebenfalls nach Westen einfallende Stoffbänderung mit deutlich steileren, Richtung Osten einfallenden Faltenachsen (Feld I in Fig. 101). Im Zwischengebiet (Feld II in Fig. 101) haben wir 2 Systeme von Scherflächen und Pseudotachylit-Lagen: das W-SW-fallende kann in Beziehung zum Westgebiet gebracht werden, das N-NW-fallende ist ähnlich den entsprechenden S_3 im Osten. Folgerichtig öffnen sich die Winkel zwischen S_1 und S_3 sowohl nach Süden wie auch nach Norden (Fig. 101). Im SE liegt die Stoffbänderung flacher als S_4 , im NW dagegen wird S_1 steiler als S_4 .

Diese Einteilung in 3 Gebiete mit homogener Beziehung zwischen S_1 und S_3 wird also erst ersichtlich, wenn das S_4 durch Rotation in eine Ebene gebracht wird. Die Vermutung liegt nahe, dass die Bildung von S_3 vor der Verbiegung der Überschiebungsfläche S_4 stattgefunden hat. Somit könnte das so gefundene S_1 - S_3 -Beziehungsgefüge zum Verständnis der Pseudotachylit-Bildung einen Beitrag leisten. Wenn noch Raumlage und Bewegungsrichtung der Abschiebungen (vgl. Kap. 8.8) regional kartiert werden können, liegt dem Gesteinsmechaniker möglicherweise gutes Arbeitsmaterial vor. Nach den bisherigen Beobachtungen variiert die Abschiebungsrichtung von SW bis NNW, wobei wie beschrieben im Osten die NNW-Richtung vorherrschend zu sein scheint und im Westen, am Rand des Pseudotachylit-Feldes, die Westrichtung. Ob nun diese Bewegungsrichtung dem generellen Ostschub der Oberostalpinen Decken entspricht, bleibt zu prüfen.



Fig. 102: Generelle Beziehung der S_1 -, S_3 -, S_4 -Strukturen vor der Verbiegung der Silvretta-Überschiebung S_4 . SW-NE-Profil.

10. Zusammenfassende Interpretation

1) Die Beobachtungen von Erscheinungsformen und Geometrie der Pseudotachylit-Bildungen lassen zusammenfassend mit einiger Wahrscheinlichkeit auf folgendes schliessen:

- Die Pseudotachylite sind durch ein Ereignis entstanden, welches einen ausgedehnten, mindestens 100 km² grossen, ca. 55 km langen und teilweise mehr als 500 m mächtigen Gesteinskomplex durchgreifend erfasst hat (BEARTH 1933).
- Die Wirkung dieses Ereignisses kann als eine komplexe Folge von kleinen Abschiebungen an Scherflächen, verbunden mit einem Zer- und Auseinanderbrechen von Gesteinspartien, beschrieben werden. An diesen Bewegungsflächen und Bruchstellen haben sich die kristallinen Gesteine partiell in die extrem feinkörnige oder amorphe Masse der Pseudotachylite umgewandelt. Die bei der Scher-Bruch-Tektonik entstandenen Hohlräume wurden sofort mit Gesteinsbruchstücken aus dem unmittelbaren Nebengestein und mit Pseudotachylit aufgefüllt.
- Schwerpunkte dieser Deformation und Pseudotachylit-Bildung sind eine subparallele Folge von Horizonten, die nach einem erkennbaren Muster leicht diskordant zum flachen Lagenbau der Silvretta-Gesteine verlaufen.
- Der spröde Charakter dieser Bruchtektonik kommt umso mehr zum Ausdruck, je kompetenter das Nebengestein ist. Dies gilt vor allem für den Amphibolit.
- Im Osten des Untersuchungsgebietes verlaufen die gemittelten Scherflächen ca. 30° steiler nach Norden als die voralpine Stoffbänderung. Im Westen dagegen fallen die dominierenden Scherflächen – bezogen auf eine einheitliche Überschiebungsfläche – ca. 25° steiler nach Westen ein als die Stoffbänderung.
- An einigen Stellen – vor allem in Randgebieten des Pseudotachylit-Feldes – sind Übergänge dieser rupturellen Bewegung in eine kontinuierliche Kriechbewegung (Mylonite, Ultramylonite) festzustellen. In pseudotachylit-freien Gebieten gewinnen die Mylonite und Ultramylonite an Bedeutung.
- Diese Bruchtektonik ist nur in Gesteinen der Silvretta-Decke zu finden; sie wird mitsamt den Pseudotachyliten von der jüngeren Silvretta-Überschiebung gegen unten abrupt abgeschnitten.

2) Daraus kann zunächst folgendes abgeleitet werden:

- Das Ereignis, welches die Bildung der Pseudotachylite erwirkte, muss sich in mehrfacher Folge in einem kurzen

Zeitintervall, aber unter Einfluss von grossen Spannungsdifferenzen, abgespielt haben. Zur Zeit dieser Ereignisse müssen relativ trockene und nur schwach temperierte Gesteine vorhanden gewesen sein.

- Die Pseudotachylit-Bildung war teilweise begleitet von einer vorangehenden kontinuierlichen, zeitlich andauernden Scherbewegung, teilweise auch von einer gleich zu charakterisierenden, aber nachfolgenden Bewegung. Hinweise dazu sind die Beziehungsgefüge Quarzmobilisate-Pseudotachylit und Mylonit-Pseudotachylit.
- Das Ereignis muss *vor* der Platznahme der Silvretta-Decke auf der Tasna-Decke und der Verbiegung der Überschiebungsfläche stattgefunden haben.

3) Diese durch die Vielzahl von Daten abgesicherte Interpretation erlaubt es, die folgende Hypothese aufzustellen, welche unter noch zu bearbeitenden Gesichtspunkten zu überprüfen wäre:

- Die Abscherung der kristallinen Grundgebirgsdecke der Silvretta erfolgte von einem gleichartigen kristallinen Sockel in relativ hohem tektonischen Niveau. Diese Trennzone im Grundgebirgskristallin war ein Gebiet grosser Erdbebenaktivität. Die Folgen dieser in seichtem Niveau ruckartig durch Erdbeben hervorgerufenen Bewegung waren die Zerschierung und Zerrüttung des trockenen Gesteinskomplexes, verbunden mit der Bildung der Pseudotachylite aus einer Reibungsschmelze (FRANCIS & SIBSON 1973, SIBSON 1975, 1977). Die Silvretta-Anteile im von Pseudotachylit freien, dafür aber Ultramylonit führenden Gebiet würden demnach einem tektonisch tieferen Niveau der Abscherung entsprechen, oder aber eine Region mit ehemals höherem Wassergehalt darstellen.
- Die Pseudotachylite werden also genetisch mit der Phase der Abscherung in Zusammenhang gebracht, und nicht mit der Überschiebung oder gar mit der späten Aufwölbung des Unterengadiner Fensters.

4) Die vom Autor geplante Fortsetzungsarbeit wird darin bestehen, durch detaillierte Feldarbeit und Untersuchungen im Mikrobereich Aufschluss über die Bildungsbedingungen der Pseudotachylite zu geben. Dabei müssen vorgängig die Auswirkungen der alpinen Deformation und Metamorphose auf die Pseudotachylite geprüft werden. Für diese Prüfung ist die Vorarbeit von GÜRLER (s. Teil I) eine gute und notwendige Voraussetzung.

Verdankungen (Teil II)

Die vorliegende Arbeit wurde dank einer teilzeitlichen Anstellung am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel im Rahmen des Projektes Nr. 2.940.077 des Schweizerischen Nationalfonds sowie durch die Gewährung des Projektes Nr. 2.519.082 des Schweizerischen Nationalfonds möglich, wofür herzlich gedankt sei. Die Mitarbeit am erstgenannten interdisziplinären, sowohl vom Geologischen wie auch vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel getragenen Projekt gab die Möglichkeit, die Problematik der Pseudotachylite in einen grösseren Zusammenhang zu stellen.

M. Frey, B. Gürler und H. P. Laubscher als Projektmitarbeiter bin ich für die grosszügige Hilfe und Beratung zu grossem Dank verpflichtet. R. Hänni, S. M. Schmid und A. Zingg halfen durch anregende Gespräche mehr Klarheit in die Pseudotachylit-Problematik zu bringen. K. Bu-

cher und M. Schwander stellten mir Ergebnisse von Voruntersuchungen freundlicherweise zur Verfügung. Th. Fischer war für die Dünnschliffe besorgt. H. P. Laubscher, M. Frey und S. M. Schmid haben das Manuskript verdankenswerterweise durchgelesen. Den Gemeinden Ftan und Ardez bin ich dankbar für die Erlaubnis zur Benützung der Alphütten in der Val Urschai und in der Val Urezzas. H. Lorenz von der Jamtalhütte hat mich stets zuvorkommend empfangen. Dankbar bin ich für anregende Feldbegehungen und Exkursionen mit M. Frey, B. Gürler, H. P. Laubscher, L. Masch aus München und R. H. Maddock aus London. Die gemeinsame Feldarbeit mit B. Gürler war öfters auch ein kulinarisches Vergnügen. Frau Spinnler sei für die Reinschrift des Manuskriptes gedankt.

Ein letzter Dank gilt der Geologischen Landesaufnahme, Bern, welche sich des Manuskriptes sorgfältig angenommen hat.

Zusammenfassung

Teil I

In der SW-Ecke des Unterengadiner Fensters wurden die tektonischen Einheiten unter der Silvretta-Decke lithologisch neu aufgegliedert, kartiert und auf ihre schwache Metamorphose untersucht. Am Aufbau des Fensters beteiligt sind die Aroser Zone s.l., die Tasna-Decke und die Bündnerschiefer s.l.

Die Aroser Zone s.l. (Südpenninikum) umfasst die Bürkelkopf-, Grischans-, Nair- und Fuorcla-Soèr-Zone. Sie ist charakterisiert durch die spärlichen Reste einer ozeanischen Serie, bestehend aus Serpentin, Gabbro, Diabas, Radiolarit und Aptychenkalk. Darüber folgt die Schiefer-Serie, die sich aus palombini-ähnlichen Kalken, bunten Schiefen mit olistolith-artigen Einlagerungen (*Complexe de base*) und turbiditischen Sandsteinen zusammensetzt. Die beiden letzteren führen reichlich Ophiolith-Detritus und werden als Anzeichen für die orogene Phase am Ende der Unterkreide gedeutet.

Der Oberkreide-Flysch wird durch terrigene Turbidite (Tuoi-Formation) und Kalkturbidite (Helminthoiden-Flysch) verkörpert. Für den Helminthoiden-Flysch konnte ein Alter von Campanien bis Maastrichtien nachgewiesen werden.

Die in einzelne Schuppen zerlegte stratigraphische Abfolge der Tasna-Decke (Mittelpenninikum) ist beinahe vollständig erhalten und reicht vom Kristallin bis zum Tasna-Flysch (Oberpaleocaen–Untereocaen?). Aufgrund der faziell unterschiedlichen Entwicklung in der Oberkreide wird für die Utschel- und Crap-Putèr-Schuppe am Nordabhang des Mittelpenninikums eine etwas südlichere Beheimatung als für die übrigen Schuppen der Tasna-Decke angenommen.

Die Illit-Kristallinität und die metamorphen Mineral-Neubildungen (Wechselagerung Paragonit/Muskovit, Paragonit, Stilpnomelan, Pumpellyit, Aktinolith) zeigen in sämtlichen Einheiten unter der Silvretta-Decke die Bedingungen der hohen Anchizone bis Epizone an.

In der Aroser Zone finden sich Strukturen einer älteren, wohl der Kreide-Orogenese zugehörigen Deformationsphase. Die postkretazische Deformation kann im wesentlichen in drei Hauptphasen unterteilt werden:

1. Während der *nordvergenten Phase* wurden alle Einheiten unter der starren Silvretta-Decke (*Traîneau écrasé*) in Teildecken oder Schuppen zerlegt und verfalltet. In den Sedimenten entstand eine durchdringende Schieferung. Überschiebungen, Abscherungen und Boudinierungen erfassten auch das Kristallin der Tasna-Decke. Sowohl die Aroser Zone als auch die verschiedenen Teile der Tasna-Decke wurden durch nordvergente Grossfalten «eingewickelt», so dass die Deckenabfolge mehrmals repetiert erscheint.
2. Die *südvergente Phase* bewirkte vor allem die Verfalltung (Rückfaltung) des nordvergent entstandenen Deckenstapels. Sie ist verknüpft mit einer Runzelschieferung und kleineren Überschiebungen.

3. Während der *Aufwölbungsphase* des Unterengadins wurde das bereits vorliegende, verschuppte und verfalltete Deckengebäude um die NE–SW streichende Achse verbogen. Die Gesteine verhielten sich spröde.

Teil II

Im Kristallin der ostalpinen Silvretta-Decke wurden die Pseudotachylite nach makroskopischen, geometrischen Gesichtspunkten im Gebiet der Val Tasna und der Val Tuoi (Unterengadin, Schweiz) sowie des hinteren Jamtales (Tirol, Österreich) untersucht. Das zur Hauptsache aus Amphibolit-Serien und Augen-Flasergneisen bestehende, variszisch metamorph geformte und durch die alpine Regionalmetamorphose durch eine schwache Grünschiefer-Fazies überprägte Kristallin wurde in einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 500–900 m durchgreifend von einer Scher–Bruch-Tektonik erfasst.

Östlich einer Linie Guarda–Piz Buin (Val Tuoi)–Wiesbadenerhütte (Ochsental)–Scheibernalm (Jamtal) ist eine komplexe Folge von kleineren Abschiebungen an Scherflächen, verbunden mit einem Zerbrechen und Auseinanderbrechen von einzelnen Gesteinspartien, zu beobachten. An diesen Bewegungsflächen haben sich die Gesteine partiell in eine extrem feinkörnige bis amorph dichte Masse von Pseudotachylit umgewandelt. Die bei der Scher–Bruch-Tektonik entstandenen Zerr-Hohlräume wurden mit teilweise gerundeten Gesteinsbruchstücken aus dem Nebengestein und mit Pseudotachylit gefüllt (Pseudotachylit-Breccienzone). Dieser Vorgang lief mehrphasig ab, wobei früher angelegte Schwachstellen, wie lithologische Grenzen, Klüfte, Scherflächen, Quarzlagen und Achsen-ebenen-Schieferungen als auslösende Bewegungshorizonte dienten. Diese Deformation und Pseudotachylit-Bildung konzentrierte sich an einer subparallelen Folge von Horizonten, welche nach grossem Beobachtungsaufwand als leicht diskordant zum flachen Lagenbau der Silvretta-Gesteine verlaufende Pseudotachylit-Zonen kartierbar sind.

Im westlichen Randgebiet des Pseudotachylit-Feldes treten Übergänge dieser ruptuellen Bewegung in eine kontinuierliche Kriechbewegung auf, Mylonite und Ultramylonite bildend. Viele der Pseudotachylite sind dort nachträglich umkristallisiert und mylonitisiert worden.

Diese Bruchtektonik ist *nur* in den Silvretta-Gesteinen gefunden worden. Direkt an der Silvretta-Überschiebung liegende Pseudotachylite sind von dieser abgeschnitten worden. Die in offene Falten mit einer Amplitude von 100–200 m gelegte Silvretta-Überschiebung ist nur ausnahmsweise leicht verschuppt. Eine Auswertung aller Strukturdaten zeigt, dass nach Rotation der Homogenitätsbereiche in eine gemittelte ebene Überschiebungsfläche ein regelmässiges Muster der Beziehung der voralpinen Stoffbänderung (S_1) zum System der Scherflächen/Pseudotachylit-Lagen (S_3) entsteht: Im E des Untersuchungsgebietes verlaufen die gemittelten S_3 ca. 30° steiler

nach N als das flachliegende S_1 . Im W, am Rand des Pseudotachylitfeldes, fällt das S_3 um ca. 25° steiler nach W ein als das ebenfalls flach nach W einfallende S_1 . Im mittleren Gebiet überlagern sich die beiden S_3 -Systeme.

Die Pseudotachylite sind durch einen mehrphasigen Bruch-Schervorgang *vor* der Platznahme der Silvretta-Decke auf der Tasna-Decke und wahrscheinlich vor der Verbiegung der Überschiebungsfläche entstanden. Es wird

die Hypothese aufgestellt, dass die Pseudotachylite bei der von massiven Erdbeben begleiteten *Abscherung* der trockenen und niedrigtemperierten kristallinen Grundgebirgsdecke der Silvretta von einem gleichartigen kristallinen Sockel in relativ hohem tektonischen Niveau entstanden sind. Die pseudotachylit-freien und ultramylonit-führenden Gesteine westlich der Val Tuoi stammen demnach aus einem tektonisch tieferen Niveau der Abscherung.

Summary

Part I

The tectonic units underlying the Silvretta nappe in the SW corner of the Lower Engadine window have been remapped using a new lithostratigraphic subdivision, and their low-grade metamorphic assemblages have been investigated. The window contains the Arosa zone *sensu lato*, the Tasna nappe, and the Bündnerschiefer *sensu lato*.

The Arosa zone *sensu lato* (South Penninic) includes the zones of Bürkelkopf, Grischans, Nair and Fuorela Soèr. It is characterized by relics of an oceanic series consisting of serpentinite, gabbro, diabase, radiolarite, and aptychus limestones. This series is overlain by a shale sequence consisting of palombini-like limestones, variegated shales with olistolithic intercalations (*Complexe de base*), and turbiditic sandstones. The latter two lithologies are rich in ophiolite detritus, probably due to a late Early Cretaceous orogenic phase.

The Late Cretaceous flysch consists of terrigenous turbidites (Tuoi formation) and calcareous turbidites (Helmintoid flysch, Campanian–Maastrichtian).

Though imbricated, the stratigraphic sequence of the Tasna nappe is nearly complete and extends from the basement to the Tasna flysch (Late Paleocene–Early Eocene?). Differential facies development during the Late Cretaceous indicates a somewhat more southerly paleogeographic origin for the Utschel and Crap Putèr slices than for the other imbrications of the Tasna nappe which originated in the north slope of the Central Penninic area.

Illite crystallinity and metamorphic minerals (mixed-layer paragonite/muscovite, paragonite, stilpnomelane, pumpellyite, actinolite) show that all of the units underlying the Silvretta nappe were metamorphosed under upper anchizone to epizone conditions.

In general, three main post-Cretaceous deformational phases may be distinguished (some structures within the Arosa zone are older, probably Cretaceous):

1. A *north-vergent phase* imbricated and folded all of the units beneath the rigid Silvretta thrust sheet (*Traîneau écraseur*) and caused development of a penetrative schistosity within the sediments. The basement of the Tasna nappe also was affected by overthrusting, décollement and boudinage. The Arosa zone and parts of the Tasna nappe are deformed into large, north-vergent folds, so that the nappe succession is duplicated.
2. A *south-vergent phase* is responsible for the folding (backfolding) of the nappe complex. It is associated with a crenulation cleavage and minor overthrusts.
3. A *doming phase* warped the previously imbricated and folded nappe complex about a NE–SW trending axis under brittle conditions.

Part II

The pseudotachylite zones in the crystalline rocks of the Silvretta nappe have been studied from the point of view of their macroscopic geometry in Val Tasna and Val Tuoi (Lower Engadine, Switzerland), and in upper Jamtal (Tyrol, Austria). The crystalline complex is exposed as a 500–900 m thick mass of amphibolites, augen gneisses and flaser gneisses of Variscan age which have been affected by an Alpine regional metamorphism in lower greenschist facies, together with intense shearing and fracturing.

East of the line Guarda–Piz Buin (Val Tuoi)–Wiesbadenerhütte (Ochsental)–Scheibenalm (Jamtal), this resulted in a complex sequence of small displacements on shear planes combined with the breaking apart of individual rock units. Pseudotachylite, an extremely fine-grained or amorphous black material, was formed by a partial transformation of the crystalline rocks along these movement planes.

The spaces that opened along pull-apart fractures were filled with partly rounded rock fragments in a pseudotachylite matrix (pseudotachylite breccia zones). The whole process occurred in several places, whereby the location of the movement planes was determined by earlier planes of weakness, such as lithological boundaries, joints, shear planes, quartz veins and cleavages. The fracturing and pseudotachylite formation took place along a series of subparallel horizons, which could be shown to be slightly discordant to the gently dipping layered structure in the Silvretta rock complex.

Towards the west side of the region, a transition can be observed from pseudotachylite formation to the formation of mylonites and ultramylonites, indicating a change of conditions from those favouring rupture to those favouring creep.

This type of fracture tectonics is *only* found in the Silvretta crystalline rocks. Pseudotachylite zones which reach down to the basal thrust are sharply truncated by it. The thrust plane, in few places somewhat imbricated, is bent into open folds with an amplitude of 100–200 m. Structural analysis enabled an «unfolding» of the thrust plane and revealed a systematic relation between the pre-Alpine compositional banding (S_1) and the orientation of the shear planes and pseudotachylite layers (S_3). In the east, the mean S_3 dips approximately 30° steeper to the north than the gently dipping S_1 , whereas in the west, at the edge of the pseudotachylite field, S_3 dips about 25° steeper westwards than the gently west-dipping S_1 . In the area between, the two S_3 systems are superimposed.

The pseudotachylites were produced by a multiphase fracturing and shearing process *before* the emplacement of the Silvretta nappe over the underlying Tasna unit and before the open folding of the thrust plane. It is envisaged that they developed as the upper part of a dry, low temperature basement complex was first *sheared off* at a relatively high level, accompanied by intense earthquake activity. The western area, where the place of pseudotachylite is taken by ultramylonite, would then represent a deeper level of the detachment zone.

Recapitulaziun

Part I

Al chantun sidvest da la fanestra d'Engiadina bassa èn las unitads tectonicas sut la cuverta dal Silvretta vegnidas scumpartidas litologicamain danov, cartadas ed examinadas davart lur metamorfosa debbla. A la furmaziun da la fanestra fan part la zona d'Arosa s.l., la cuverta da Tasna e la plattamorta grischuna s.l.

La zona d'Arosa s.l. (sidpenninic) cumpiglia las zonas dal Bürkelkopf, Grischans, Nair e Fuorcla-Soèr. Ella è caracterisada dals rests d'ina seria oceana or da serpentinit, gabbro, diabas, radiolarit e chaltschina d'Aptica. Lasura suonda ina seria da plattamorta, che sa cumpona da chaltschinas sumegliantas al palombini, plattamorta sgiaglia cun intercalaziuns d'ina sort d'olistolit (*Complexe de base*) e da craps da sablun turbiditics. Ils dus davos cuntengnan bier ofiolitdetrit e vegnan interpretads sco indizi per la fasa orogena a la fin da la crida sut.

Il flisch da la crida sura sa cumpona da turbidits terrigens (seria da Tuoi) e da turbidits da chaltschina (flisch elmin-toid). Per il flisch elmintoid han ins cumprovà ina vegliadetgna da Campagnia a Maastrichtia.

La seria stratigrafica da la cuverta da Tasna (penninic central) ch'è dividida en singuls staglias è mantegnida quasi cumplettamain. Ella va dal cristallin enfin al flisch da Tasna (paleocen sura–eocen sut?). Per raschuns dal svilup fazialmain different en la crida sura, vegn supponì per il carpagl d'Utschel e Crap-Putèr a la spunda nord dal penninic central ina posiziun pli meridiunala che per ils carpagls ulteriurs da la cuverta da Tasna.

La cristallinitad d'illit e las neofurmaziuns metamorfadas da mineral (tschentada reciproca paragonit/muscovit, paragonit, stilpnomelan, pumpelliit, actinolit) inditgan en tut las unitads sut la cuverta dal Silvretta las cundiziuns da l'anchizona auta a l'epizona.

La defurmaziun postcretacica (en la zona d'Arosa s.l. sa chattan structuradas d'ina fasa da defurmaziun pli veglia, pertutgant probablmain a l'orogenesa dal temp da crida) po en general vegnir sutdividida en trais fasas principalas:

1. Durant la *fasa nordvergenta* èn tut las unitads sut la cuverta immobile da Silvretta (*Traîneau écraseur*) vegnidas divididas u plegadas en singulas cuvertas u staglias. En ils sediments s'ha furmà tras e tras in sfegliament. Surstumpladas, smuttadas e budinaziuns ha tschiffà era il cristallin da la cuverta da Tasna. La zona d'Arosa s.l. e las parts differentas da la cuverta da Tasna èn vegnidas enzugliadas da grondas faudas nordvergentas, uschia che la successiun da cuvertas sa repeta pliras giadas.
2. La *fasa sidvergenta* ha effectuà surtut il sfaudament (refaudament) da la pluna da cuvertas nordvergenta. Ella è colliada cun in sfegliament raplà e cun surstumpladas pli pitschnas.
3. Durant la *fasa da furmaziun ad arviet* da l'Engiadina bassa, è la construcziun da cuvertas stagliada e sfaudada

gia existenta vegnida sturschida enturn in'axa nordost-sidvest. Ils craps èn stads rumpavels.

Part II

En il cristallin da la cuverta dal Silvretta ostalpina han ins retschertgà, tenor criteris macroscopic e geometric, ils pseudotachilit sin il territori da la Val Tasna e da la Val Tuoi (Engiadina bassa, Svizra), sco era da la Val Jam posteriura (Tirol, Austria). Il cristallin, che consista per gronda part or da serias d'amfibolit e da gnais cun eglis maserads, furmà variscicamain e metamorfamain, ed è surtratg d'ina fazies debbla da plattaverda tras la metamorfosa regiunala alpina, è vegnì tschiffà sin ina grondezza averta da 500–900 m tras e tras d'ina tectonica da smuttada rutta.

A l'ost d'ina lingia Guarda–Piz Buin (Val Tuoi)–Wiesbadenerhütte (Ochsental)–Scheibenalm (Val Jam) pon ins constatar ina seria complexa da spustaments a surfatschas smuttadas, colliadas cun ina ruptura da singulas parts dal crap. Qua èn ils craps sa midads parzialmain en ina massa da granins extremamain fins fin tar ina massa amorfa e spessa da pseudotachilit.

Ils spazis vids defurmads tras la tectonica da smuttada rutta s'han emplenids cun tocs da craps per part radunds dal crap lateral e cun pseudotachilit (zona da pseudotachilit e breccia). Quest process s'ha fatg en pliras fasas, durant las qualas parts debblas ch'èn sa furmadas anteriuramain, sco per exempel cunfins litologics, chavorgias, surfatschas smuttadas, tschentadas da quarz e sfegliaments a la surfatscha axiala, han servì sco orizonts da moviment. Questa defurmaziun e furmaziun pseudotachilita s'ha concentrada sin ina seria subparallela d'orizonts ch'ins po, cun grond sforz d'observaziun, cartar sco zonas pseudotachilitas levamain discordantas en cumparaziun cun la tschentada planiva dals craps dal Silvretta.

A l'ur vest dal champ pseudotachilitic sa mussan transiuziuns da quest moviment da ruptura ad in moviment plaun e cuntinuà che furma milonits e ultramilonits. Bliers dals pseudotachilit s'han transcrystalisads e milonitads là secundarmain.

Ins ha chattà questa tectonica da ruptura *mo* en ils craps dal Silvretta. Pseudotachilit situads directamain a la surstumplada dal Silvretta èn vegnids separads da lezza. La surstumplada dal Silvretta, tschentada en faudas avertas cun in'amplituda da 100–200 m, è be excepziunmain lev carpagliada. Ina valitaziun da tut las datas da structura mussa in muster regular da la relaziun tranter las rasadas da material prealpinas (S_1) ed il sistem da las surfatschas smuttadas/tschentadas pseudotachilitas (S_3), suenter ina rotaziun dals secturs d'omogenitad en ina surfatscha da surstumplada planiva: a l'ost dal territori da perscrutaziun passan las S_3 cun ina pendenza da ca. 30° pli gronda vers nord che la S_1 planiva. Al vest, a l'ur dal champ pseudotachilit, croda la S_3 cun ca. 25° dapli pendenza vers vest che la

S_1 , la quala croda medemamain planiva vers vest. Entamez sa cruschen ils dus systems S_3 .

Ils pseudotachilits èn sa furmads tras in process da ruptura e smuttada da pliras fasas *avant* la tschentada da la cuverta dal Silvretta sin la cuverta da Tasna e probablamain era avant la sturschida da la surfatscha stumplada suren. Ins ha pretendì ch'ìls pseudotachilits s'hajan furmads du-

rant la *smuttada* da la cuverta da basa cristallina sitga e pauc temprada dal Silvretta, accompagnada da terratrembels massivs, d'in sochel cristallin omogen sin in nivel tectonic relativamain aut. Ils craps senza pseudotachilits e d'ultramilonits al vest da la Val Tuoi derivan damai d'in nivel da la smuttada pli bass.

Literaturverzeichnis

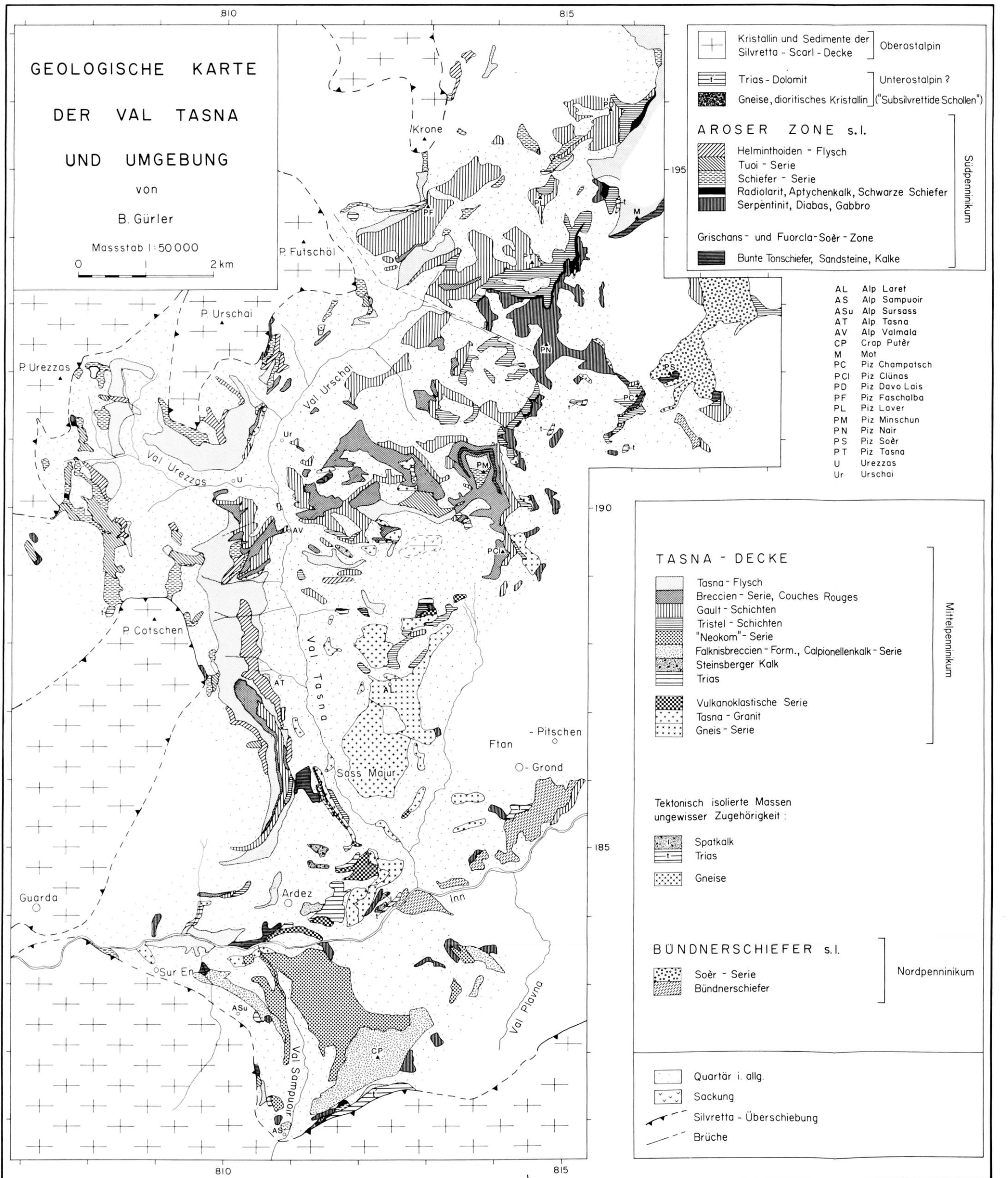
- ALLEMANN, F. (1957): Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil), unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. – Jb. hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein 56 (1956).
- ALLEN, A. R. (1979): Mechanism of frictional fusion in fault zones. – J. struct. Geol. 1/3, 231–243.
- ARBENZ, K. (1947): Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 89.
- BADOUX, H. (1965): Notice explicative pour la feuille Montreux (feuille 41 de l'Atlas). Atlas géologique de la Suisse 1: 25000. – Schweiz. geol. Komm.
- BALLY, A. W., BERNOULLI, D., DAVIES, G. A. & MONTADERT, L. (1981): Lustric normal faults. – Proc. int. geol. Congr., Geology of continental margins, 87–101.
- BEARTH, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 13/2, 347–355.
- BONATTI, E., KRAMER, T. & RYDELL, H. (1972): Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. In: HORN, D. (Ed.): Ferromanganese deposits on the Ocean Floor. – Office int. Decade Ocean Explor. Washington.
- BREITSCHMID, A. (1980): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter-See, Uri-Rotstock). – Diss. Univ. Bern.
- BURWICK, P. (1972): Zur Geologie des linksseitigen Fimbirtales zwischen Heidelberger Scharte und Ritzenjoch aufgrund einer Kartierung im Massstab 1:10000. – Diplomarb. Univ. Freiburg i. Br.
- CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.] 49/1.
- (1926): Wildflysch im Unterengadiner Fenster. – Vjschr. natf. Ges. Zürich, 71, 26–30.
- (1932): Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. – Eclogae geol. Helv. 25/1, 17–22.
- (1934a): Geologie der Schweizer Alpen. – Beer u. Co., Zürich.
- (1934b): Umgebung von Schuls (Unterengadiner Fenster). Geol. Führer Schweiz, Exk. Nr. 95 (Fasc. 14, p. 1085–1089). – Schweiz. geol. Ges. (Wepf, Basel).
- (1946): Über den Flysch der Tasna-Decke. – Eclogae geol. Helv. 39/2, 105–109.
- (1951): Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. – Eclogae geol. Helv. 43/2 (1950), 172–180.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F. (1941): Erläuterungen zu Blatt Ardez (Atlasblatt 14). Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25000. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. (1968): Erläuterungen zu Blatt Scuol-Schuls–Tarasp (Atlasblatt 44). Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25000. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H. & BRAUCHLI, R. (1919): Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64, 359–417.
- CARON, C. (1972): La Nappe Supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. – Eclogae geol. Helv. 65/1, 57–73.
- CARON, C. & WEIDMANN, M. (1967): Sur les flysch de la région des Gets (Haute-Savoie). – Eclogae geol. Helv. 60/2, 357–398.
- CARON, C., HESSE, R., KERCKHOVE, C., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. VAN, TASSE, N. & WINKLER, W. (1981): Comparaison préliminaire des flyschs à Helminthoïdes sur trois transversales des Alpes. – Eclogae geol. Helv. 74/2, 369–378.
- CARON, M., DÖSSEGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 75/1, 159–169.
- COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. – J. struct. Geol. 2/1-2, 119–126.
- COOMBS, D. S. (1960): Lower grade mineral facies in New Zealand. – XXI int. Geol. Congr. Copenhagen, Rept. part 13, 339–351.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe, 1. Teil, Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 70.
- DAURER, A. (1980): Short notes on the Idalp Ophiolites (Engadin Window, Tyrol, Austria). – Ofioliti 5/1, 101–106.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. – Europ. Hochschulschr. 17.
- (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Ultrahelvetikum. – Eclogae geol. Helv. 63/2, 631–672.
- (1972): Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. Ein Beitrag zur Kenntnis der alpinen Metamorphosen und des Gebirgsbaues im südlichen Graubünden. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 49.
- ELTER, P. (1954): Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St Bernhard). – Diss. Univ. Genève.
- (1973): Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale. In: Moderne Vedute sulla Geologia dell'Appennino, Roma. – Accad. naz. Lincei, 97–118.
- ENGELHARDT, W. VON, STÖFFLER, D. & SCHNEIDER, W. (1969): Petrologische Untersuchungen im Ries. – Geol. Bavarica 61.
- FAUPL, P. (1975): Schwerminerale und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1975, 528–540.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. – Diss. ETH Zürich.
- FLÜCK, W. (1973): Die Flysche der praealpinen Decken im Simmental und Saanenland (Geologie, insbesondere Sedimentologie). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 146.
- FOLK, R. L. (1968): Petrology of sedimentary rocks. – Hemphill, Austin, Texas.
- FRANCIS, P. W. & SIBSON, R. H. (1973): The outer Hebrides thrust. In: PARK, R. G. and TARNEY, J. (Eds.): The early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland (p. 95–103). – Univ. Keele.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 137.
- (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. – Sedimentology 15, 261–279.
- (1974): Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2-3, 489–506.
- (1978): Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to prophyllite and margarite bearing assemblages. – J. Petrol. 19/1, 95–135.
- (1979): Diagenese und schwache Metamorphose von Tonen und Mergeln. In: FREY, M., MATTER, A., PETERS, T., HUNZIKER, J. C. & STALDER, H. A. (1979): Diagenese und schwache Metamorphose. – Geol. u. mineral. Inst. Univ. Bern (Skriptum 1979).
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILLER, P. & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. – Contr. Mineral. Petrol. 39, 185–218.
- GASSER, U. (1967): Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. – Geol. Rdsch. 56, 300–308.
- GRAUERT, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – Earth and planet. Sci. Lett. 1, 139–147.
- (1967): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Diss. Univ. Bern.
- GROCOTT, J. (1981): Fracture geometry of pseudotachylite generation zones: a study of shear fractures formed during seismic events. – J. struct. Geol. 3/2, 169–178.
- GRUNAU, H. (1947): Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. – Diss. Univ. Bern.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 154.

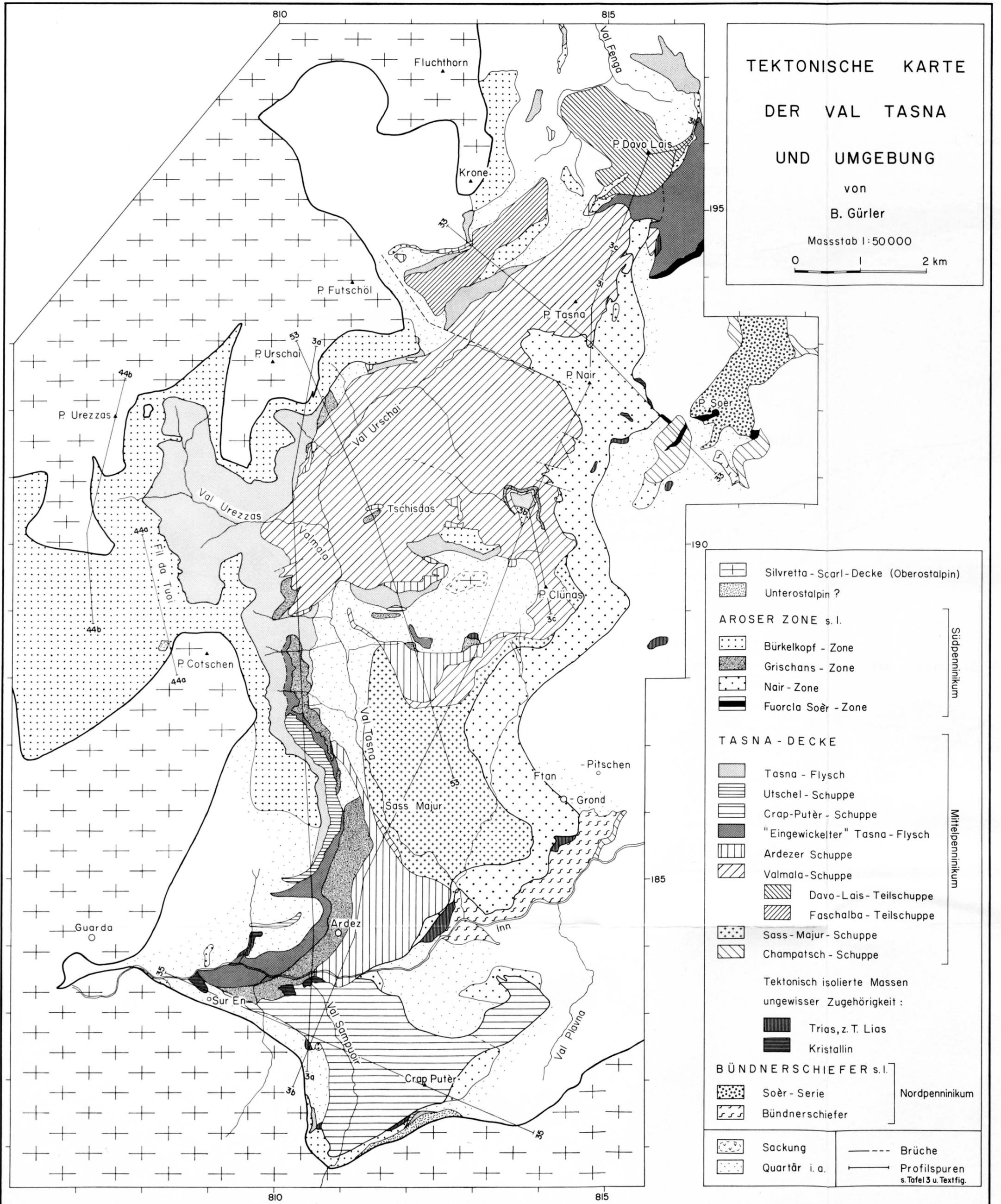
- HALDIMANN, P. (1975): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 301–310.
- HAMMER, W. (1930): Über Pseudotachylit in den Ostalpen. – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 80, 571–585.
- HASHIMOTO, M. (1966): On the prehnite-pumpellyite-metagraywacke facies. – *J. geol. Soc. Japan* 72, 253–265.
- HAUG, E. (1925): Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. – *Bull. Soc. géol. France* 25/3, 97–244.
- HECKENDORN, W. (1974): Zur Tektonik der Vellerat-Antiklinale (Berner Jura). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 147.
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 101.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – *Geol. et Palaeont., Sonderbd.* 2.
- (1975): Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – *Sedimentology* 22, 387–416.
- HEUGEL, W. (1974): Die Ophiolite des Piz Mundin (Unterengadin). – *Diplomarb. Univ. Bern.*
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1976): *An Outline of Structural Geology.* – Wiley, New York.
- KISCH, H. (1974): Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with «anchimetamorphism» and «very-low-stage» metamorphism. – *K. Nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam, Proc.* 77/B, 81–118.
- KLÄY, L. (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin). – *Eclogae geol. Helv.* 50/2, 323–467.
- KRAMM, U. (1971): Zum Vorkommen von Kaolinit in Tonschiefern der metamorphen Zone des Venn-Stavelot-Sattels. – *Fortschr. Mineral.* 49/1, 106–107.
- KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. – *Colloq. Neuchâtel 1966: Etages tectoniques*, 105.
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Mobilisierung klastischer Massen. – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 284–334.
- (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50, 565–596.
- (1972): Some overall aspects of Jura dynamics. – *Amer. J. Sci.* 272, 293–304.
- (1983): Detachment, shear, and compression in the central Alps. – *Mem. geol. Soc. Amer.* 158, 191–211.
- LAUBSCHER, H. P. & BERNOULLI, D. (1977): Mediterranean and Tethys. In: NAIRN, A. E. M., KANES, W. H. & STEHLI, F. G. (Eds.): *The Ocean Basins and Margins. 4A: The Eastern Mediterranean* (p. 1–28). – Plenum, New York.
- LEIMSER, W. & PURTSCHELLER, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. – *Mitt. österr. geol. Ges.* 71/72 (1978/1979), 129–137.
- LOON, W. E. VAN (1960): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Remüs (Unterengadin) und Nauders (Tirol). – *Diss. Univ. Utrecht.*
- MADDOCK, R. H. (1983): Melt origin of fault-generated pseudotachylites demonstrated by textures. – *Geology* 2, 105–108.
- MASCH, L. (1970): Die Pseudotachylite der Silvretta, eine Untersuchung ihrer Aufschmelzung und Deformation. – *Diss. Ludwig-Maximilians-Univ., München.*
- (1973): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). – *N. Jb. Mineral. Mh.* 1973, 485–509.
- MEDWENTSCH, W. (1962): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil). – *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 460–468.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – *Mem. Soc. geol. ital.* 11, 161–199.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. – *Diss. Univ. Zürich.*
- NITSCH, K. H. (1971): Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. – *Contr. Mineral. Petrol.* 30, 240–260.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 111, 115–145.
- (1973): Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – *Geol. Rdsch.* 62, 96–106.
- (1980): Das Unterengadiner Fenster. In: *Geol. Bundesanstalt Österreich (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs* (p. 291–299). – Springer, Wien.
- PARK, R. G. (1961): The pseudotachylite of the Gairloch district, Ross-shire, Scotland. – *Amer. J. Sci.* 259, 542–550.
- PASSCHIER, C. W. (1982a): Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenées, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. – *GUA Pap. of Geol.* 1, 16.
- (1982b): Pseudotachylite and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenées. – *J. struct. Geol.* 4/1, 69–79.
- PHILPOTTS, A. R. (1964): Origin of pseudotachylites. – *Amer. J. Sci.* 262, 1008–1035.
- PREY, S. (1973): Der südöstliche Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)*, 67–94.
- RAUMER, J. F. VON (1969): Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. – *Contr. Mineral. Petrol.* 21, 257–271.
- REMANE, J. (1974): Les Calpionelles. – *Cours de III^e cycle en science de la terre, partie II.* – Inst. paléont. Univ. Genève.
- ROESLI, F. (1946): Sedimentäre Zone von Samaden (Kt. Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 38/2 (1945), 329–336.
- RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbartal, Unterengadiner Fenster. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1982, 181–183.
- SCHILLER, W. (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin; II. Piz Lad-Gruppe. – *Sonderabdr. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 108–163.
- SCHNABEL, W. (1971): Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). – *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)*, 1971/4, A80–A81.
- SEKI, Y. (1961): Pumpellyite in low-grade metamorphism. – *J. Petrol.* 2, 407–423.
- SIBSON, R. H. (1973): Interactions between temperature and pore fluid pressure during earthquake faulting: a mechanism for partial or total stress relief. – *Nat. Phys. Sci.* 243, 66–68.
- (1975): Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J. r. astron. Soc.* 43, 775–794.
- (1977): Fault rocks and fault mechanisms. – *J. geol. Soc. (London)* 133, 191–213.
- (1978): Fault rocks and structure as indicators of shallow earthquake source processes. – *Proc. Conf. «Analysis of actual fault zones in bedrock».* U.S. geol. Survey, 276–303.
- STAUB, R. (1958): Klippendecken und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 103.
- STAUB, R. & CADISCH, J. (1921): Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. – *Eclogae geol. Helv.* 16/2, 223–285.
- STEARNS, D. W. (1968): Certain aspects of fractures in naturally deformed rocks. In: *Advanced Science Seminar in Rock Mechanics I* (p. 97–118). – Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford.
- STRECKEISEN, A. & NIGGLI, E. (1958): Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 38/1, 76–82.
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). – *Diss. Univ. Zürich.*
- (1962): Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 77–134.
- TARNUZZER, C. & GRUBENMANN, U. (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 23.
- TERMIER, P. (1903): Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. – *Bull. Soc. géol. France* (4), 3, 711–765.
- THÖNI, M. (1980): Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlingigüberschiebung. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.* 26, 247–275.
- (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – *Jb. geol. Bundesanst. Wien* 124/1, 111–174.

- THUM, I. (1970): Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Mitt. geol. Ges. Wien 62 (1969), 55–77.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 144.
- TOLLMANN, A. (1960): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. – Geol. Rdsch. 50, 506–514.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz Lad–Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). – Diss. Univ. Bern.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 46/2.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- (1972): Zur Geologie des Unterengadins. In: Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizer Nationalpark, Bd. XII (p. 71–87). – Komm. schweiz. natf. Ges. wiss. Erforsch. des Nationalparks.
- (1977): The Engadine Line: A Sinistral Wrench Fault in the Central Alps. – Mem. geol. Soc. China 2, 1–12.
- (1980): Geology of Switzerland. Part A: An outline of the geology of Switzerland. – Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel).
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D. (1969): Aperçu général sur la géologie des Grisons. – C. R. Soc. géol. France, Fasc. 1969/9, 330–396.
- TSCHACHTLI, B.S. (1941): Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen). – Diss. Univ. Bern.
- TULLIS, J., SNOKE, A.W. & TODD, V.R. (1982): Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. – Geology 10, 227–230.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 50.
- VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 26, 116–228.
- (1965): Remarques sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Champatsch (Basse Engadine). – Eclogae geol. Helv. 58/1, 443–448.
- WALDE, D. (1973): Geologische Untersuchungen auf der westlichen Seite des Fimbertales zwischen Fluchthorn und Heidelberger Scharte (Unterengadiner Fenster). – Diplomarb. Univ. Freiburg i. Br.
- WALDE, D., SPRINGHORN, R., BURWICK, P. & PFLUG, R. (1977): Zur Geologie in der Umgebung der Heidelberger Hütte (Ostsilvretta). – Sonderdr. dtsh. Alpenverein.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 14/1, 196–278.
- (1934b): Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta/Ötztaldecke. – Eclogae geol. Helv. 27/1, 135–146.
- (1962): Einige Besonderheiten des unterostalpinen Kristallins im Unterengadin. – Eclogae geol. Helv. 55/2, 457–460.
- WENK, H.R. (1978): Are pseudotachylites products of fracture or fusion? – Geology 6, 507–511.
- (1982): Al-rich calcic pyroxene on pseudotachylite: an indicator of high pressure and high temperature? – Tectonophysics 84, 329–341.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, N.D. & HUMPHREYS, F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. – J. struct. Geol. 2/1–2, 175–187.
- WÖHNLI, M. (1967): Kleintektonische Bruch- und Fließeformationen im Faltenjura. – Diss. Univ. Basel.
- ZULAUF, R. (1963): Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). – Diss. ETH Zürich.

Verwendete Karten

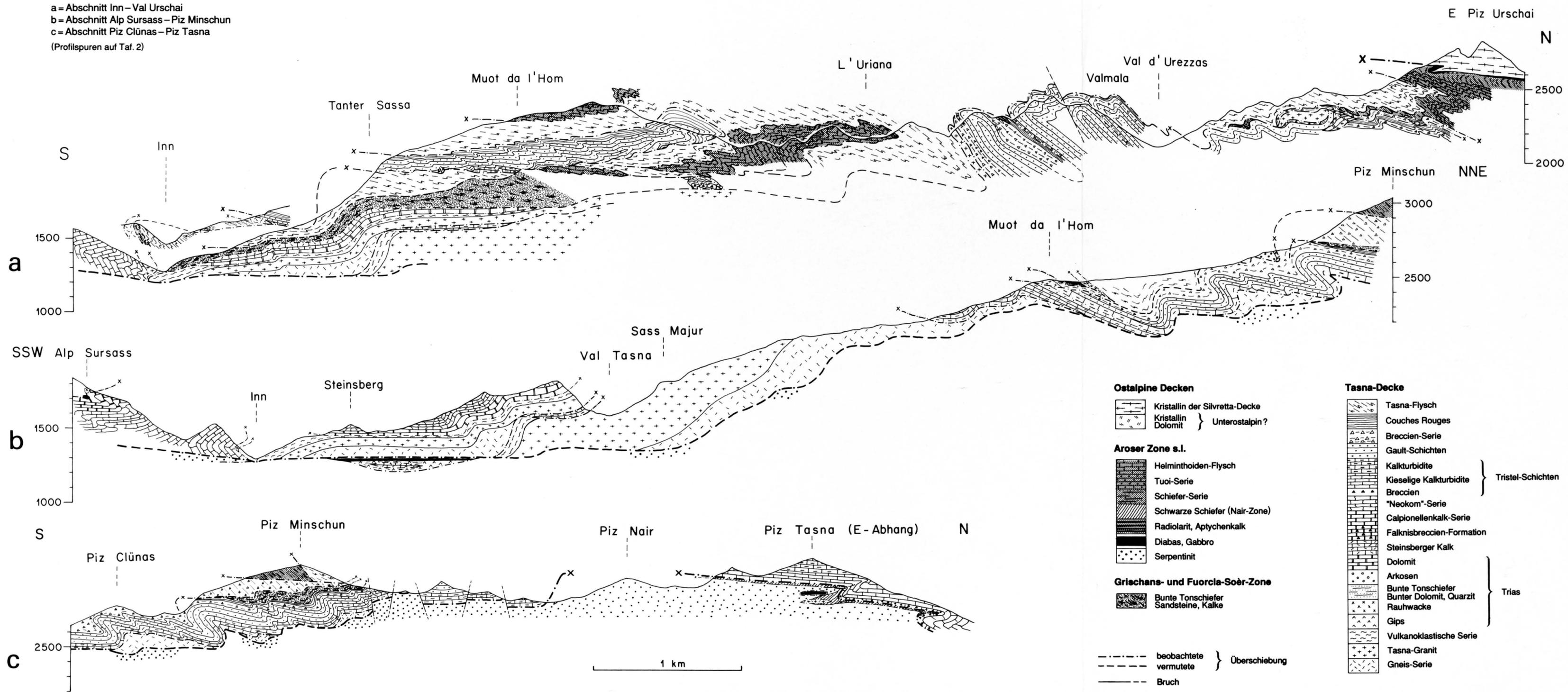
- BOESCH, H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPAENHAUER, F. & WENK, E. (1948): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 20: Zerneß. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J. (1922): Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25000, Spez.-Karte 94A: Arosa. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J., EUGSTER, H., WENK, E., TORRICELLI, G. & BURKHARD, G. (1963): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 44: Scuol-Schuls–Tarasp. – Schweiz. geol. Komm.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J. & WENK, E. (1940): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 14: Ardez. – Schweiz. geol. Komm.
- SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz 1:500000 (2. Auflage). – Schweiz. geol. Komm.





Geologische Profile der Tasna-Decke

a = Abschnitt Inn – Val Urschai
 b = Abschnitt Alp Sursass – Piz Minschun
 c = Abschnitt Piz Clünas – Piz Tasna
 (Profilsuren auf Taf. 2)



Ostalpine Decken

- Kristallin der Silvretta-Decke
- Kristallin Dolomit
- Unterostalpin?

Aroser Zone s.l.

- Helminthoiden-Flysch
- Tuoi-Serie
- Schiefer-Serie
- Schwarze Schiefer (Nair-Zone)
- Radiolarit, Aptychenkalk
- Diabas, Gabbro
- Serpentin

Grischans- und Fuorcla-Soèr-Zone

- Bunte Tonschiefer
- Sandsteine, Kalke

- beobachtete Überschiebung
- vermutete Überschiebung
- Bruch

Tasna-Decke

- Tasna-Flysch
- Couches Rouges
- Breccien-Serie
- Gault-Schichten
- Kalkturbidite
- Kieselige Kalkturbidite
- Breccien
- "Neokom"-Serie
- Calpionellenkalk-Serie
- Falknibreccien-Formation
- Steinsberger Kalk
- Dolomit
- Arkosen
- Bunte Tonschiefer
- Bunter Dolomit, Quarzit
- Rauhwacke
- Gips
- Vulkanoklastische Serie
- Tasna-Granit
- Gneis-Serie

Tristel-Schichten

Trias