

Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines Kristallinen Rahmens — Österreich

H. Bertle

8 Abb., 3 Taf.

Anschrift:

DDr. Heiner Bertle
Amt d. Vorarlberger Landesregierung, Abt. VI e
A-6901 Bregenz

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	22. Bd.	S. 1—60	Wien, Dez. 1973
-------------------------------	---------	---------	-----------------

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	3
Vorwort	3
Einleitung	4
Der Fensterinhalt	6
Gesteine des Prätigauflyschs	6
Gesteine der Falknis-Decke	8
Gesteine der Sulzfluh-Decke	9
Gesteine der Arosa Zone	12
Der Fensterrahmen: Das Silvrettakristallin	14
Hornblendegesteine (Hornblendegneise und Amphibolite)	15
Biotit-Paragneise	18
Aplitische Gneise	21
Augen-, Flaser- und Granitische Gneise	22
Gefüge und Großstrukturen des Silvrettakristallins	24
Regionale variszische (oder frühalpine) Diaphthorese	26
Genese des Silvrettakristallins	28
Die alpine Tektonik	30
Überschiebungstektonik	31
Verschuppungen	33
Schieferung und Fältelung der Gesteine	33
Kataklase und Mylonitisierung der Gesteine	36
Ultramylonite	39
Lokale (spät)alpine Diaphthorese	40
Mineralneusprossungen in den Sedimenten des Fensterinhalts	42
Spätalpine Auffaltung (St. Antönierjoch-Gewölbe)	42
Bruchstaffelung	44
Quartäre Formung, Quellen	48
Empfehlenswerte Exkursionsrouten	54
Literaturverzeichnis	55
Summary	59
Résumé	59

Zusammenfassung

Im Fenster von Gargellen werden durch die Erosion des überlagernden Silvrettakristallins Gesteine folgender tektonischer Einheiten freigelegt: Prätigauflysch (Oberkreide, eventuell Alttertiär), Falknisdecke (Oberkreide-couches rouges), Sulzfluhdecke (Sulzfluhgranit u. Sulzfluhkalk), Arosa Zone (Permo-Trias bis Kreide).

Die Anlage und Ausgestaltung des Hauptfensters und seiner Seitenfenster werden durch das Einfallen der Schichtung des Kristallins gegen SE, die WSW ansteigende Überschiebungsbahn des Kristallins, eine axial nach E abtauchende, N-vergente Auffaltung des gesamten Deckenstapels in einer alpinen Spätphase und ein weithin verfolgbares, alle anderen Strukturen durchsetzendes und somit jüngeres NNE-SSW streichendes Störungssystem bestimmt. Dieses generell gegen E absetzende Störungssystem, dem eine zweite, NW-SE streichende, schwächer ausgebildete Störungsschar zugeordnet ist, wird auf den, durch eine im W bedeutend stärkere Aufwölbung bzw. Hebung modifizierten Beanspruchungsplan zurückgeführt, der vorher zur Auffaltung geführt hatte.

Neben dieser Verfaltung und Bruchbildung sind die Auswirkungen der alpinen Tektonik eine lokale Verschuppung der Basis des Kristallins mit den Sedimenten sowie starke Schieferung und Fältelung, Kataklyse und Mylonitisierung und Ultramylonitbildung der Gesteine. Diaphthoritische Erscheinungen (und Mineralneusprossungen in den Sedimenten) blieben lokal (Bewegungsbahnen) und in der Intensität sehr beschränkt.

Demgegenüber ist die ausgedehnt (regional) und weit stärker wirksame, in der Silvretta bereits als weit verbreitet bekannte Diaphthorose sicher variszisch oder frühalpin. Sie ergriff nach der Intrusion granitischer Magmen in den älteren Bestand von Paragneisen und Amphiboliten und nach der Umkristallisierung und Schieferung des gesamten Kristallins sowohl den Altbestand als auch besonders die Injektions- und Mischzonen sowie die randlichen Teile der granitischen Körper. Diese liegen heute als Augen- und Flasergneiskerne von W-vergenten, flachliegenden Antiklinalen in die Amphibolite und Paragneise eingebettet und sind Digitalionen größerer Orthogneiskörper.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand als Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien bei Herrn Prof. Dr. E. CLAR. Ihm wie auch Herrn Prof. Dr. CH. EXNER bin ich für viele Ratschläge und Anregungen zu Dank verpflichtet. Besonders danken möchte ich auch Herrn Dr. R. OBERHAUSER für zahlreiche Diskussionen und die Bestimmungsanleitung und Bestimmung der Prätigauflysch-Foraminiferen sowie Herrn Dr. A. FENNINGER für die Bestimmung der Sulzfluhkalk-Mikrofauna.

Das bearbeitete Gebiet liegt im Grenzbereich zwischen Ost- und Westalpen, dem von Silvretta und Rätikon und an der Grenze zwischen Österreich und der Schweiz, dem Bundesland Vorarlberg und dem Kanton Graubünden. Es wurde in den Jahren 1968—1970 im Maßstab 1 : 10 000

auf einer photographischen Vergrößerung der österreichischen Karte 1 : 25 000, Blatt 169/1 Gargellen aufgenommen.

Das ausgewählte Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit befindet sich in der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn, das umfassendere Belegmaterial zur Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien.

Für die finanzielle Unterstützung der Drucklegung dieser Arbeit danke ich der Vorarlberger Illwerke AG, Bregenz, für die Zusage einer solchen dem Amt der Vorarlberger Landesregierung.

Einleitung

Im Rahmen dieser Arbeit kann nur ein kurzer Überblick über die interessante, langwierige Erforschungsgeschichte des Fensters von Gargellen gegeben und im übrigen auf die ausführlichen Darstellungen bei M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 41—45) und H. BERTLE (1971, 9—15) verwiesen werden.

Die erste geologische Beschreibung von Gargellen verdanken wir A. R. SCHMIDT (1843), einem Kommissär des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg zur Aufsuchung nützlicher Mineralprodukte. Seine Beobachtungen sind erstaunlich umfangreich und zutreffend, eine Deutung der Lagerungsverhältnisse und damit der Fenster natur war damals natürlich noch nicht möglich.

E. v. MOJSISOVICS (1873) erkannte die Identität der Kalke in Gargellen mit denen der Sulzfluh und deutete sie in Gargellen als auf das Kristallin durch Scholleneinbrüche transgredierte Kreide mit eozäner Flyschbedeckung (= Aptychenschichten). Bei der Bestimmung des Sulzfluhkalks stützte er sich auf die 1871 von Sh. DOUGLASS in Gargellen aufgesammelten und als Rudisten bestimmten Fossilien.

G. A. KOCH (1876 a, b, c, d, und 1877 a, b), der die erste genauere Bearbeitung des Silvrettakristallins dieser Gegend gibt und den Kalk der Sulzfluh auf Grund von Nerineen erstmals richtig als tithonisch bestimmt, kennt in Gargellen den Kalk (weiterhin für Kreide gehalten!), Verrucanogesteine und Bündner Schiefer (= Arosa Zone).

Die wahre Bedeutung Gargellens als eines Fensters erkannte A. ROTH-PLETZ (1900 und 1902), sah allerdings darin den durch die Erosion freigelegten Kern einer zusammengepreßten, nach W überkippten, aus dem Gneis als normaler Unterlage, aus Sernifit (= Verrucano), Foraminiferenkalk (= Aptychenschichten), tithonischem Sulzfluhkalk und Flysch (= Arosa Zonengestein) bestehenden Mulde, die als ganzes dem Prätiogauflysch aufgeschoben sei. Die von Ch. TARNUZZER (1892) erstmals beschriebenen Gempfluhbrüche bringt er schon in (richtigen) Zusammenhang mit dem Fenster des St. Antönierjoches.

Die umfangreichste Schichtfolge in Gargellen kennt W. v. SEIDLITZ (1906, 1912), der die Sedimente des östlichen Rätikons nach dem Deckenschema seines Lehrers G. STEINMANN ordnet, wobei die Schubmassen generell aus SE gekommen seien. Von innen nach außen beschreibt er Prätiogauflysch, grüne Granite und graue Kalke und Schiefer (= Falknisdecke), Sulzfluhkalke sowie Casannaschiefer, Verrucano, Streifenschiefer, Juraschiefer, Radiolarit, Opicalcit und flyschartige Gesteine (= Arosa Zone).

Die Aufschlüsse am St. Antönierjoch und im Kessi faßt er zu einem Fenster zusammen, zeichnet aber entgegen seiner Beschreibung ein sehr ungenaues Profil, was ihm viel Kritik einbrachte.

W. HÄFNER (1924), der im Anschluß an J. CADISCH (1921) die Sedimente des südöstlichen Rätikons stratigraphisch sorgfältig gliedert und den tektonischen Einheiten Prätigauflusch, Falknis-D., Sulzfluh-D. und Arosa Schuppenzone zuordnet, bestimmt in Gargellen den Fensterinhalt als Gesteine der Falknis-D., Sulzfluh-D., Arosa Schuppenzone. Seine Deutung des St. Antönierjoch-Fensters im Zusammenhang mit den Gempifluhbrüchen (als Folgen einer „Gaviantiklinale“ genannten Auffaltung) bedeutet einen Rückschritt gegenüber A. ROTHPLETZ (1900, 1902).

Die abschließende und letzte zusammenfassende Bearbeitung des Fensters von Gargellen ist von M. M. BLUMENTHAL (1926 a): trotz Kenntnis der meisten Fenstergesteinsaufschlüsse erscheinen bei ihm der tektonische Inhalt des Fensters (nur Arosa Zone, Sulzfluh-D. und Falknis-D., aber kein Prätigauflusch aufgeschlossen) und der stratigraphische Bestand der Arosa Zone (nur Aptychenschichten, Radiolarit und einige Dolomitblöcke) gegenüber W. v. SEIDLITZ (1906, 1912) verarmt. Der gesamte Deckenstapel wird nach M. M. BLUMENTHAL nur von unwesentlichen tektonischen Unregelmäßigkeiten (Brüche, Verschiebungen) betroffen, und auch die Überschiebung des Silvrettakristallins über die Sedimente habe nur geringe Auswirkungen auf die Gesteine gehabt. Die Seitenfenster im Kessi und St. Antönierjoch werden zwar recht zutreffend beschrieben, aber künstlich in das Schema der Gaviantiklinale W. HÄFNERs gepreßt.

Im selben Jahr gibt M. M. BLUMENTHAL (1926 b) eine schematische Gliederung des ca. 5 km mächtigen, hercynisch gefalteten und alpin nur wenig veränderten Silvrettakristallins um Gargellen. Dieses wird von unten (SE), nach oben (NW) in eine vorwiegend granitische Serie (Garneragneise), eine stärker Hornblendegneise führende Serie (Älpeltiserie) und eine obere Schichtfolge gegliedert. In letzterer, besonders um Gargellen entwickelt und durch das Vorherrschen amphibolitischer Gesteine charakterisiert, werden drei in sich wieder gegliederte, weithin verfolgbare und nach W auskeilende Amphibolitzüge mit zwischengeschalteten granitischen Gneisen und Glimmerschiefern ausgeschieden, ohne daß sich M. M. BLUMENTHAL dabei auf einen Faltenbau festlegen will.

Die Aufnahmeberichte von O. REITHOFER (1953—1965) bringen zahlreiche zusätzliche Beobachtungen über das Kristallin und weitere Aufschlüsse von Fenstergesteinen. Eine zusammenfassende Kartierung und Darstellung war O. REITHOFER durch seinen unerwarteten Tod 1965 nicht mehr möglich.

Als vordringlichste Aufgaben einer Neubearbeitung ergaben sich somit auf der Grundlage einer ersten, der komplexen geologischen Situation und den Aufschlußverhältnissen im Maßstab Rechnung tragenden Kartierung die Klärung des stratigraphischen Umfangs der Fenstergesteine und ihrer Zuordnung zu den tektonischen Einheiten des Rätikons, eine erste echte petrographische Bearbeitung des Kristallins sowie die Untersuchung der Auswirkungen der alpinen Tektonik auf den Deckenstapel (Verfaltungen, Brüche) und die Gesteine (Mylonitisierung, Schieferung,

Diaphthorese). Dagegen war im sehr beschränkten Bereich meines Dissertationsgebietes und aus den kleinen Aufschlüssen der Sedimentkomplexe ein Beitrag oder auch nur eine Stellungnahme zur großtektonischen Einordnung der einzelne Decken nicht möglich, weshalb diesbezüglich auf R. TRÜMPY (1969) verwiesen sei.

DER FENSTERINHALT

Im Fenster von Gargellen treten unter dem kristallinen Rahmen der Silvrettadecke ca. 3 km (im Fenster des St. Antönierjochs weniger als 1 km) vom Erosionsrand gegen das Prätigau entfernt die dort unter das Kristallin eintauchenden Decken wieder zutage: der Prätigauflysch als mächtige Unterlage des ganzen Gebirges, die stark reduzierte und teilweise völlig aussetzende Falknisdecke, die durch ihre hellen Kalke morphologisch am stärksten hervortretende Sulzfluhdecke und unmittelbar unter dem Kristallin die meist gering mächtige, aber äußerst komplexe Arosa Zone (Taf. 2 u. Abb. 1.)

Gesteine des Prätigauflysch:

Der tiefste Teil des Fensters von Gargellen ist weitgehend durch mächtige Moräne und Talalluvionen sowie durch junge Schutt- und Murkegel der Beobachtung entzogen. Die Aufschlüsse beschränken sich dadurch auf einige wenige Stellen der linken Talseite (Taf. 1). Da diese Aufschlüsse noch dazu fast durchwegs unmittelbar unter der Sulzfluhdecke liegen, wo Späne von nur paläontologisch von den Schiefnern unterscheidbaren Falknisdeckensedimenten dem Flysch eingelagert sind, ist es verständlich, daß mit Ausnahme von W. v. SEIDLITZ (1906, 324—326 u. 1912, Fig. 1 u. 2) die neueren Bearbeiter den Ausbiß von Prätigauflysch nicht erkannten.

Seit W. v. SEIDLITZ (1906, Taf. IX, Abb. C1) erstmals den Aufschluß beim Ronggwasserfall (m 1470) abbildete, ist dieser die klassische Lokalität in Gargellen und auch von M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 51—53, 55, Fig. 3) beschrieben, allerdings anders gedeutet worden. Gerade die Zuordnung der stark tektonisch beanspruchten Gesteine dieses Aufschlusses ist allerdings schwierig. Unter der Sulzfluhkalkwand (mit Sulzfluhgranit) steht eine etwa 2m mächtige Folge von stark durchbewegten, ruscheligen, schwarzen Ton- und Mergelschiefen an, in die gerundete Blöcke und Linsen von verschiedenen Sandsteinen und Kalken eingelagert sind (Abb. 6):

Die Sandsteine zeigen schwache Schichtung und sind von Calcit dicht durchädert. Sie bestehen aus kalkigem Zement und aus Quarz, Feldspat, feinem Kalk- und Dolomitgrus und seltenen schwarzen Tonschieferschmitzen (Kg.—0,1, selten — 0,5 mm). Je nach Mengenverhältnis der Komponenten sind sie teils stärker quarzitisches, im Bruch hellgraublau und rostig verwitternd, teils stärker karbonatisch, dunkelgrau bis schwarz. Reine Kalke sind selten und wahrscheinlich zur Falknis-D. gehörig. Alle Gesteine führen Glaukonit in unterschiedlicher, Pyrit in meist größerer Menge. Alle Schlemmproben aus den Ton- und Mergelschiefen erwiesen sich als steril. Dagegen waren Dünnschliffe verschiedener Sandsteine recht fossilreich: Plankton mit kleinwüchsigen Globigerinen und Gumbelinen, *Globigerina* cf. *Bulloides* d'ORB. (mit deutlichen Poren), *Globigerina* ex gr. *Bulloides* d'ORB., *Globorotalia* sp., Orbitoliniden, Sandscha-

ler, Seeigelstacheln. Diese Fauna spricht für Paleozän bis Eozän, eventuell mit umgelagerter Kreide.

Im schönsten Aufschluß von Gargellen im Graben W. ober P. 1474 oberhalb des Hotels Madrisa stehen unter dem Sulzfluhgranit (m 1550) bis ca. 15 m hangabwärts Ton- und Mergelschiefer an, in die außer eindeutigen Couches rouges (Falknis-D.) auch Blöcke tws. glimmerreicher Kalksandsteine derselben Zusammensetzung wie beim Ronggwasserfall eingeschaltet sind (Abb. 4). Solche Sandsteine in feinen Schiefen sind auch auf der rechten Seite dieses Grabens (m 1530), im Bergsturzereich talaus (N) und am Weg von der Kirche Gargellen zur Ronggalp aufgeschlossen.

Im Gargellner Alptobel (m 1550—1595) sind, wie auch von M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 60—61 u. Fig. 5) beschrieben, in kleinverfalteten (Faltenachsen etwa mit 30° nach W abtauchend), zerscherten, schwarzen und grauen Ton- und Mergelschiefen in kleine Schollen aufgelöste helle, dichte Kalke (Falknis-D.), graue, rostig anwitternde, stark kieselige Kalksandsteine und Feinbreccien (Kg. — 1 mm) eingelagert.

Die eindeutigsten Prätigauflysch-Gesteine stehen im Kalkofentobel (m 1650—1680) an und wurden ebenfalls bereits von M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 48 u. 54) beschrieben. Unterhalb der Sulzfluhkalkwand (mit Sulzfluhgranit-Spänen) sind auf der rechten (S) Grabenseite in tws. verruschelte und wellige, tws. feinblättrige schwarze Tonschiefer und graue bis graugelbe Mergelschiefer mit sandigen Einlagerungen stark zerscherte, meist in Linsen aufgelöste Bänke und Schollen heller, dichter Kalke und Mergelkalke (Falknis-D.), dichter blaugrauer bis schwarzer Kalke und bräunlich anwitternder Kalksandsteine und Kieselkalke eingelagert. Im Bachbett und im linken Gehänge liegen bis etwa m 1630 hinab zum Teil sehr große Blöcke von Sandsteinen und Feinbreccien:

In einem kalkigen, feinstkörnigen Zement sind nicht oder nur eckengerundete Komponenten (Kg. 2—4 mm, selten — 1 cm) eingebettet. Diese bestehen aus Kristallin und aus Sedimenten im Verhältnis von 1:1 bis 2:1 und zwar aus: Quarz, stark zersetzte Feldspäte, Quarzit, Biotit- und Hornblendegneis, granitischer Gneis, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Glaukonit, dunkle Kalke, Bryozoenkalke, helle Mergelkalke, Lithothamnienknollen und sehr häufig schwarze Tonschieferschmitzen (größte, unregelmäßig begrenzte, gestreckte Komponenten, Intraklaste?). Dünnschliffe lieferten *Lepidorbitoides* sp. (mit sechseckigen, manchmal aber rechteckigen, nach *Discocyclus* tendierenden Mediankammerschnitten), Lithothamnien, Bryozoen und Echinodermerreste und belegen somit höheres Senon (Paleozän und Eozän nicht sicher ausschließbar).

Zusammenfassend erlaubt der Gesteinskomplex von Ton- und Mergelschiefen und Glaukonit führenden Kalksandsteinen, kieseligen und mergeligen Kalken, quarzitischen Sandsteinen und Feinbreccien, wie er beim Ronggwasserfall, im Gargellner Alptobel, im Rüti und im Graben W P. 1474 ansteht, für sich wie auch in Verbindung mit dem Fossilgehalt noch keine sichere Zuordnung. Eine Zugehörigkeit zur Falknis-Decke (Gault, Couches rouges, Flysch, Wildflysch; F. ALLEMANN 1957, 186—205) oder zu einer der höheren Serien des Prätigauflyschs wäre denkbar. Letzteres ist aber auf Grund eines lithologischen Vergleichs mit der Ruchbergserie-Oberälpliserie P. NANNYS (1948, 23—28 u. 85) wahrscheinlich, wenn auch nicht für jede einzelne Linse gesichert. Dagegen

entsprechen die Breccien des Kalkofentobels nach Zusammensetzung und Fossilinhalt (s. o.) völlig der Gyrenspitzserie P. NÄNNYs (1948, 32—38 u. 96). Diese Zuordnung zu verschiedenen Serien des Prätigauflyschs erscheint durch die tektonischen Verhältnisse im Prätigau NE St. Antönien bestätigt. Während nach P. NÄNNY (1948, 67—69 u. Taf. 3) normalerweise als hangendste Serie der Prätigauschubmasse Ruchbergserie—Oberälpliserie die Überschiebungsfläche der Sulzfluh-D. unterlagern, schiebt sich vom Schollberg gegen S die praktisch nur aus Gyrenspitzserie bestehende Gempischuppe zwischen Prätigauschubmasse und Falknis-D. ein. Verlängert man den Punkt des Einsetzens der Gempischuppe nach E, nach Gargellen, so ist dort etwa vom Gargellner Alptobel nach S die Gyrenspitzserie (Gempischuppe) zu erwarten, was im Kalkofentobel auch zutrifft, während N davon Ruchbergserie—Oberälpliserie erwartungsgemäß anstehen.

Somit ist das Vorkommen von Prätigauflysch im Fenster von Gargellen gesichert, wogegen die Zuordnung der tektonisch völlig vermengten Gesteinsschollen unmittelbar unter der Sulzfluh-D. nicht immer eindeutig geklärt werden konnte bzw. nur bei Dünnschliffserien durch jeden auch nur handstückgroßen Sandstein oder Kalk überhaupt möglich ist.

Gesteine der Falknisdecke:

Da das Fenster von Gargellen in der östlichen Verlängerung jenes Bereiches liegt, in dem NE St. Antönien die Falknis-D. bis auf vereinzelte Späne unter der Sulzfluh-D. tektonisch ausgequetscht wurde, ist sie auch hier nicht in größerem Umfang zu erwarten. Trotzdem hielten W. HÄFNER (1924, 31) und M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 53—55 u. Fig. 1) und alle folgenden Autoren (z. B. A. TOLLMANN 1970 a, Taf. 3) die Gesteine des Fensterinnersten für Wildflysch der Falknis-D.. Der Anteil der Falknis-D.-Gesteine am Fenster von Gargellen ist ein sehr kleiner und nur für wenige m-große, mit dem Prätigauflysch verwalzte Schollen wirklich gesichert.

Im Graben W o b e r P. 1474 (Abb. 4) wird der Sulzfluhgranit im linken (N) Hang von Mergelschiefern unterlagert, in die neben anderen Gesteinen eine ca. 1 m mächtige, 3—4 m lange Scholle von stark zerschiefertem, hellgrauem, gelblich anwitterndem, dichtem, vereinzelte schwarze Tonhäutchen enthaltendem Kalk eingelagert ist. Dieser Kalk ist auf angewitterten Schichtflächen und im Querbruch mit schwarzen Punkten bestreut, die bereits mit der Lupe als Globotruncanen bestimmt werden können:

Dünnschliffe aus diesem Kalk lieferten *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Globotruncana stuarti* (de LAP.) und *Globotruncana div. sp.* und entsprechen nach Lithologie und Fauna völlig den Couches rouges der Falknis-D. (oberes Campan, eventuell bis Maastricht; F. ALLEMANN 1957, 194—199), wenn sie auch stark geschiefert sind.

Im K a l k o f e n t o b e l schalten sich unterhalb der Sulzfluhkalkwand (wie bereits oben beschrieben) in den oberen Teil der Schiefer ebenfalls helle, dichte Kalke vom Typ Couches rouges ein, die auch bereits mit der Lupe erkennbare Globotruncanen führen. Dagegen sind die blaugrauen,

dichten Kalke mit Plankton aus kleinwüchsigen Gümbelinen und Globigerinen nicht mit Sicherheit der Falknis-D. zuzuordnen.

Zusammenfassend lassen sich die dichten, hellen Kalke mit der reichen *Globotruncanena fauna* eindeutig als *Couches rouges* zur Falknis-D. stellen. Dagegen sind weitere Schichtglieder der Falknis-D. (Globorotalienschiechten, Flysch und Wildflysch, eventuell Gault; F. ALLEMANN 1957, 194—204) nach Lithologie und Fossilien teils möglich, teils wahrscheinlich. Dies gilt vor allem für einzelne Gesteinsschollen in den Schiefern beim Ronggwasserfall, um Rüti und im Gargellner Alptobel. Trotz des auf wenige isolierte Schollen beschränkten Vorkommens wurde die Falknis-D. der Übersichtlichkeit wegen in der Tektonischen Karte (Taf. 2) in übertrieben großer Ausdehnung und Verbreitung dargestellt. Da sie sich in den tatsächlichen Aufschlüssen im Maßstab 1 : 10 000 nicht vom Prätigauflysch abtrennen läßt, scheint sie mit diesem zusammen in der Geologischen Karte (Taf. 1) unter einer Signatur auf.

Gesteine der Sulzfluhdecke:

Die Sulzfluh-D. bestimmt nicht nur mit ihren hellen, bis 500 m hohen Kalkwänden den gesamten östlichen Rätikon, sondern bildete auch bei den tektonischen Vorgängen die kompetente Lage zwischen den schiefrigen, leicht verformbaren Decken im Liegenden und Hangenden (Falknis-D. bzw. Arosa Zone), wie dies bereits W. HÄFNER (1924, 24) betont hat. Dadurch ermöglicht sie nicht nur das Auseinanderhalten der drei Decken, sondern auch das Erkennen der tektonischen Verformungen, denen sie sich teils durch Verbiegen, überwiegend aber durch Bruchstaffelung anpaßte (s. u.). Diese Feststellungen gelten auch für das Fenster von Gargellen, wo sich ja gerade an die Sulzfluhkalke der Beginn der Erforschung knüpft.

Vom Schichtbestand der Sulzfluh-D. kommen in Gargellen nur der Granit und der Malmkalk vor.

1. Der Sulzfluhgranit:

Der in einzelnen Schollen an der Basis der Sulzfluh-D. im gesamten Rätikon auftretende Granit wurde auf Grund seiner grünen, seltener roten Färbung schon sehr früh mit den Err-Julier-Graniten verglichen und ist aus dem Fenster von Gargellen seit W. v. SEIDLITZ (1906, 241, Taf. IX, C 1) bekannt. Er unterlagert im Fenster von Gargellen den Sulzfluhkalk teils als zusammenhängende, bis 3,5 m mächtige Bank, teils in einzelne Schollen und auf wenige cm reduzierte Späne aufgelöst, überall, wo die Basis des Kalkes aufgeschlossen ist (Taf. 1). Der Kontakt zwischen Kalk und Granit ist teilweise ausgesprochen tektonisch, indem Kalk und Granit zerschert, mylonitisiert oder/und durch Bewegungsfugen getrennt sind. An einigen Stellen aber ist der Kontakt kaum gestört und würde auf Grund von reliefartiger Ausbildung stark für einen sedimentären Zusammenhang sprechen.

Der Granit ist teilweise noch ziemlich frisch und entspricht völlig dem von D. TRÜMPY (1916, 138) sowie weitgehend dem von H. P. CORNELIUS (1935, 6—9) als Albula-Julier-Granit beschriebenen. Er ist grobkörnig

(Kg. 0,5—3 cm), grünlich (Plagioklas), selten durch Limonit tiefrot anwitternd, richtungslos körnig.

Hauptgemengteile sind Quarz, Plag. (stark saussuritisiert, teilweise zonar, oft polysynthetisch verzwilligt, postkristallin verbogen, Oligoklas), Mikroklin (stark perthitisch), Biotit (mit Erz lamellar verwachsen, tws. in Muskovit ausgebleicht). Daneben treten noch Muskovit, Chlorit, Zirkon und Erz auf.

Dieses Gestein ist meist mehr oder weniger stark zerschert und mylonitisiert und geht dabei über Gesteinstypen, in denen noch der ursprüngliche Gesteinscharakter erkennbar ist, in tiefgrüne, dichte, tws. stark karbonatische Mylonite über, wobei die grüne Farbe von Chlorit und Klinozoisit kommt, die in der Grundmasse zusammen mit Muskovit und Karbonat deutlich neu aufgesproßt sind.

Im Kontaktbereich zum Kalk bildeten sich stellenweise Mylonite mit beträchtlichem Karbonatgehalt und postkinematischem Muskovit, Chlorit und Calcit.

Sulzfluhgranit steht außer an den zwei Stellen, die den Vorbearbeitern bekannt waren, gut aufgeschlossen teils frisch, teils zerschert fast durchgehend zwischen Ronggwasserfall und dem Graben W P 1474 und auch am Weg Kirche Gargellen — Alpe Rongg an. Weiter gegen S ist er nur noch W ober Rüti und in Blöcken S davon sowie im Kalkofentobel aufgeschossen. Von den zwei bisher bekannten Vorkommen besteht das im Kalkofenbach nur aus isolierten, im Schutt steckenden Schollen und das beim Ronggwasserfall aus einer stark mylonitisierten, maximal 0,5 m mächtigen Schollenreihe (vergleiche M. M. BLUMENTHAL 1926 a, 51—53 u. Fig. 3 sowie Abb. 6 dieser Arbeit). Im A u f s c h l u ß N W P 1474 ober der Rastbank an der Ecke m 1525 am Weg Gargellen Kirche — Ronggalpe unterlagert auf mehrere m aufgeschlossen ein in sich stark zerschertes, dunkelgrüner Sulzfluhgranit mit welligem, tws. wenig bewegtem Kontakt den Sulzfluhkalk:

Im linken (W) Teil des Aufschlusses ist der Kontaktbereich stärker bewegt, der Granit bis 0,1—1 m vom Kontakt weg elliptisch zerschert und aufgelöst und am Kontakt auf 5—10 cm völlig mylonitisiert, stark karbonatisch und hellgrün. Der Sulzfluhkalk ist bis ca. 0,5 m vom Kontakt weg in gerundete Blöcke aufgelöst und stark druckgeflasert, aber nur gering umkristallisiert. Über die alpinen Neubildungen s. u.

Wie bereits oben erwähnt, ist der A u f s c h l u ß im Graben W P 1474 (Abb. 4) der eindrucksvollste im Fenster von Gargellen mit Prätigauflisch, Falknis-D. und schönem Kontakt Sulzfluhgranit/Sulzfluhkalk:

Überwiegend grobkristalliner, etwas zerschertes Granit steht in einer bis 3,5 m mächtigen, durchgehenden Bank vom Bach weg am linken (N) Hang etwa 30 m weit aufgeschlossen an. Der Kontakt zum überlagernden Sulzfluhkalk (Abb. 5) ist tws. eindeutig tektonisch bewegt, wobei der Granit mylonitisiert in Fugen in den linsig aufgelösten Sulzfluhkalk eindringt, tws. würde man aber wie auch an anderen Stellen an ein Erosionsrelief des Granits denken und die Vergrünung des Granits wenigstens z. T. auf Verwitterung zurückführen. Eine diesbezügliche Entscheidung ist im kleinen beobachtbaren Bereich nicht möglich.

2. Der Sulzfluhkalk:

Die hellgrauen bis weißen, 50—70 m hohen Wände oberhalb der Häuser von Gargellen fallen jedem Besucher sofort auf. Seit A. ROTHPLETZ (1900, 48) ist dieser Kalk als Sulzfluhkalk von Obermalm-Alter unbe-

stritten. Er ist schlecht bis gar nicht gebankt, im Bruch hellgrau, seltener rötlich, gelblich oder bräunlich, teils dicht, meist aber oolithisch und intrasparitisch mit verdrückten Komponenten. Basal und am Kontakt zur hangenden Arosa Zone, aber auch vereinzelt an internen Bewegungszonen, ist er stark zerhackt (besonders im Äußeren Röbitobel) und leicht metamorph (Kornvergrößerung unter Verwischung der sedimentären Struktur). An verschiedenen Stellen (bes. Äußeres Röbitobel, Kessi, Schnapfentobel, Schmalzberghang) ist der Kalk sehr reich an Fossilschutt (überwiegend Echinodermen-, Gastropoden- und Bivalven-Bruchstücke) sowie an Stromatolithen. Im unteren Teil des Äußeren Röbitobels konnten gut erhaltene Stock- und Einzelkorallen, Gastropoden, Hydrozoen und Schwämme aufgesammelt werden, eine Bestimmung derselben fehlt bisher. Dünnschliffe aus dem makrofossilführenden Kalk des Äußeren Röbitobels ergaben unbestimmbare *Codiacea* und *Dasycladacea*, *Cladocoropsis* sp. sowie stets *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Labyrinthia mirabilis* WEYNSCHENK und *Labyrinthia* sp., in einem Schriff auch noch *Globochaete alpina* LOMBARD. Das ausschließliche Vorkommen dieser Fauna belegt für die Kalke ein Alter von Oxford — Unteres Kimmeridge und entspricht damit der von W. F. OTT 1968 aufgestellten ältesten der drei stratigraphischen Biozonen des Sulzfluhkalks, der Zone mit *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. Diese tritt nach W. F. OTT besonders im S des Verbreitungsgebietes der Sulzfluhkalke auf und wird 45—120 m mächtig. Der Kalk ist nach ihm ein sehr früh zementiertes, typisches Karbonatplattformsediment.

Auf die Möglichkeit eines sedimentären Kontaktes zum unterlagernden Granit wurde bereits eingegangen. An den wenigen Stellen, wo eine, allerdings unsichere, sedimentäre Schichtung eingemessen werden konnte, ergaben sich Werte von ss 180/60 bis ss 120/40.

Auf der rechten (E) Talseite steht nur im Steilhang des Schmalzberges oberhalb des Hotels Heimspitze (m 1500) auf etwa 150 m aufgeschlossen 10—15 m mächtiger Sulzfluhkalk an, dessen Basis nicht sichtbar ist. Auf der linken (W) Talseite steht dagegen der Sulzfluhkalk nicht nur, oft auf große Strecken wandbildend u. zusammenhängend zwischen Äußerm Röbitobel im N und Madrisahütte im S auf einer Distanz von mehr als 3,7 km, sondern auch in mehreren Seitenfenstern und Auslappungen des Hauptfensters an. Diese sind wie die bis 100 m hohen Wandstufen auf die ausgeprägte Bruchstaffelung des Sulzfluhkalks zurückzuführen (s. u.). N. des Äußeren Röbitobels beweisen die starken Quellen N der Fideliskapelle und auf Sarotla, die durch Farbversuche eindeutig als Sulzfluhkalkquellen identifiziert wurden, das Anstehen der Sulzfluhkalke unter der Moränen- und Alluvialverkleidung noch weiter nach N.

Da die Quellen von Sarotla (m 1330) etwa 80 m über der heutigen Talsohle die Moränen durchbrechen, im Graben S des Platinabachs aber die Biotitgneise bis etwa m 1280 herabreichen, dürften die Sulzfluhkalke nach N bis auf Platina, unter der Moräne und Talalluvione verborgen, reichen. (Taf. 2).

Die beiden durch einen Bruch getrennten Sulzfluhkalkzüge im Kessi (m 1920—45) sind tws. reich an Fossilschutt und haben unter der Hang-

schutt- und Moränenverkleidung eine bedeutend größere und ein Gewölbe bildende Ausdehnung, wie die zahlreichen Dolinen beweisen (Taf. 1, Abb. 2). S und W der letzten Aufschlüsse bei der Madrisa-Hütte dürfte nach den Lagebeziehungen der Sulzfluhkalk im Tälchen oberhalb des Gandasees unter Moräne und Alluvialschutt verborgen in einem Nebenfenster ausbeifen und im Haupttal gegen S bei m 1800 enden (Taf. 2).

Auf die durch die Bruchstaffelung komplizierten Aufschlußverhältnisse wird im einzelnen später eingegangen.

Gesteine der Arosa-Zone:

Unter dieser Bezeichnung wird hier im Anschluß an J. CADISCH (1921, 29—44) und (für Gargellen) M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 45—50) der Gesteinskomplex zwischen Sulzfluhkalk und Silvrettakristallin verstanden, den A. HEIM (1921, 768) als „tektonischen Schutthaufen“ und als „zu besonderer Gefügigkeit dressiertes Material“ bezeichnete. Ob diese Gesteine Schichtglieder eines einzigen Sedimentationsraumes im Sinne von D. RICHTER (1957) oder aber sehr heterogener Herkunft sind, wobei sich sichere oberostalpine (kalkalpine) Schollen ausgliedern lassen, wie dies u. a. für den östlichen Rätikon A. TOLLMANN (1970 b, 335—342 u. Abb. 2) tut („Madrisa Schollenzone“ mit „Täscher Scholle“ im Fenster von Gargellen), kann im beschränkten Rahmen dieser Arbeit nicht beurteilt werden.

Die wenige cm bis 40 m mächtige Quetsch- und Schmierzone für die Überschiebung des Silvrettakristallins über die Sulzfluh-D. begleitet zwar die Sulzfluhkalke überall, wo deren Hangendgrenze aufgeschlossen ist, tritt aber morphologisch nicht oder nur als leichte Verebnungsfläche über der Sulzfluhkalkstufe und als Quellhorizont (s. u.) in Erscheinung. Sie ist wie überall so auch in Gargellen äußerst komplex, doch erlangt nur eine, in sich sehr differente, schiefrige Gesteinsfolge größere Verbreitung und Mächtigkeit, während andere Gesteine als tws. nur handstück- bis blockgroße Schollen darin eingewalzt sind. Dies erklärt den stark divergierenden stratigraphischen Umfang dieser Zone bei den einzelnen Vorbearbeitern (s. Erforschungsgeschichte). Trotz ausgedehnter Vergleichsexkursionen in Mittelbünden und im Rätikon war aber auch der vorliegenden Untersuchung keine eindeutige Identifizierung aller Gesteinstypen möglich, wozu der völlige Mangel an bestimmbareren Fossilien beitrug.

Die überwiegende Hauptmasse der Gesteine bildet eine Wechsellagerung (meist cm-Bereich) von grauschwarzen, blaugrauen bis bräunlichgrauen, feinkörnigen Kalk- und Tonschiefern und dichten, helleren Kalcken. Die Schichtung ist sehr unregelmäßig und zudem noch häufig tektonisch überprägt, wobei die kalkigeren Lagen boudiniert werden und als Linsen in den Schiefern schwimmen („Mandelschiefer“). Diese Schiefer werden oft stärker kalkig und damit sehr dünn-schichtig, dicht, hellgrau, tws. grau-schwarz gestreift, tws. auch grünlich (Gargellenalptobel N-Seite), selten auch eher massig und rötlich (Moränensee unter dem St. Antönierjoch). Sie entsprechen in diesen Ausbildungsformen völlig den aus der Arosa-Zone beschriebenen *A p t y c h e n k a l k e n* und *-s c h i e f e r n*. Diese gehen, wie auch andernorts beschrieben, durch Zunahme des Kiesel-

gehalten in rote und graue Radiolarite und mit kieseligen Tonschiefern wechsellagernde Kieselkalke über (Gargellenalptobel N-Seite), wobei diese Kieselgesteine anscheinend die Aptychenschichten unterlagern. Ebenfalls mit dem Aptychenschichten durch Übergänge (bes. die als „Mandelschiefer“ in der Literatur bezeichnete, oben erwähnte Ausbildung der Aptychenschichten) verbunden sind besonders talein (S) des Schwefeltobels auftretende brecciöse Gesteine: Es sind teils graubraun anwitternde, graubraune bis schwarze Breccien, die hauptsächlich aus verschiedenen gefärbten Dolomiten, daneben aber auch dunklen Kalken, sandigen Kalken und Spatkalken (Kg. 0,5—5 cm) als Komponenten in einer sandigen bis mergeligen Grundmasse bestehen und tws. quer durch die Komponenten stark von schwarzen Suturen durchsetzt und zerschert sind. Diese Breccien sind mit feindrecciösem, dunkelbraunem Dolomit, aber auch mit dunkelgrauen, etwas kieseligen Kalken eng verknüpft und entsprechen gut den von D. RICHTER (1957, 299—300) beschriebenen Liasbreccien (u. -kalken), die ja an der Weißfluh auch aus brecciösem Hauptdolomit hervorgehen (J. CADISCH 1921, 39—40). Andern-teils sind es schwarze, graue und braune, tws. dichte, tws. stärker sandige Ton- und Mergelschiefer, in denen linsig ausgequetschte, cm bis 0,5 m große Komponenten von dunklen und hellen Kalken, gelben Dolomitbreccien, Kalksandsteinen, roten und grünen Kieselkalken (bzw. Radiolariten) und Quarziten schwimmen. Das Gestein hat oft eine fladige Struktur und ist mit grauschwarzen Mergelschiefern verbunden, die teils in Form von Phakoiden verschiedene Kalke und Kalksandsteine eingelagert haben, teils in schlecht gradierte Sandsteine übergehen: diese führen als Komponenten Kalke, gelbe Dolomite, Kalksandsteine, Quarzite und Quarz sowie Glaukonit in einem kalkigen Zement. Diese Folge, die besonders im rechten Ast des Kalkofenbaches entwickelt ist, möchte ich mit Vorbehalt der Weißfluhserie nach D. RICHTER (1957, 302—303) vergleichen und damit in die Oberkreide stellen.

In diesen im gesamten stark schiefrigen, wahrscheinlich Jura und Kreide umfassenden Komplex sind nun verschiedene Gesteine als Schollen unterschiedlicher Größe eingeschuppt: grüne und rote Sandsteine, Breccien und Tonschiefer des Verrucano-Buntsandstein, gelbe Dolomite unbestimmbaren Alters (Trias?), dunkelbraune, kieselige, als Muschelkalk ansprechbare Kalke, Dolomite (teils brecciös) vom Typ Hauptdolomit und verschiedene nicht zuordenbare Quarzite, Sandsteine und Feindreccien.

Der, allerdings in Schuppen aufgelöste, unzusammenhängende Schichtbestand der Arosa Zone umfaßt also in Gargellen Permo-Trias bis Oberkreide.

Wie bereits erwähnt, steht die Arosa Zone recht weit verbreitet an. Daher können hier nur am Beispiel der vier besten Aufschlüsse die Lagerungsverhältnisse erläutert werden, während für die übrigen, soweit sie nicht im tektonischen Teil besprochen werden, auf die Geologische Karte (Taf. 1) verwiesen wird.

Im Kleinen Graben WNW Rütli (m 1640), mit weit hinauf anstehendem Kristallin darüber (Taf. 1), ist zwischen Kristallin (stark

zerscherte, alpin diaphthoritische Mu-Feldspat-Augengneise) und Sulzfluhkalken im Graben nach kurzer Unterbrechung (Schutt) ein etwa 5 m mächtiges Arosa Zonen-Profil aufgeschlossen:

In stärker verfaltete und zerscherte, tws. auch ziemlich kalkreiche, dunkelgraue, vereinzelt hellgrünliche Aptychenschichten sind kalkige, tws. deutlich ausgequetschte und brecciöse Lagen (Weißfluhschicht?), gelb anwitternde Dolomitschiefer, hellere, von Suturen durchzogene Kalke (Liasbreccien?), Kieselkalke und Kalk-Dolomit-Sandsteine eingeschaltet.

Auf der Linken Seite (N) des Gargellner Alptobels (Täscher-Abhang) erreicht die Arosa Zona in normaler Lagerung die größte Mächtigkeit (30—40 m):

Meist stärker kalkige, dichte, wellig gefaltete, hellgraue, seidiggraue und -grünliche sowie rote, cm-geschichtete Kalke und Mergelkalke (Aptychenkalke) gehen gegen unten und talein (W) in rote Kieselkalke und Kieselschiefer sowie Radiolarite über. An der Kante zum Graben, an dem die Sulzfluhkalkwand ober Rütli gegen W endet (zwei Störungen + Waldrand in Taf. 1), stecken in diesen Kalken und Kalkschiefern fünf ca. je 1 m³ große Dolomitblöcke vom Typ Hauptdolomit. Im Graben sind unter dem Kristallin auch Radiolarite, Verucano-Sandsteine und -schiefer, quarzitische Sandsteine usw. anstehend.

Auf der Rechten (S) Seite des rechten Kalkofenbachs (wo sich dessen beide Äste gabeln, m 1710) ist, wie bereits von M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 45—49) teilweise beschrieben wurde, vom Sulzfluhkalk aufwärts eine etwa 30 m mächtige Gesteinsfolge aufgeschlossen:

Neben und in meistens kalkigeren, tws. aber sehr dünnblättrigen, schwarzen, hellgrauen und bräunlichen Aptychenschiefern und -kalken recht mächtige (10—15 m), eine kleine Wandstufe bildende, graubraun anwitternde, meist sehr dunkle Breccien und Kalke (Lias, s. o.); grauschwarze Mergelschiefer mit verschiedenen linsig aufgelösten Kalken und Kalksandsteinen; gradierte Sandsteine (Kalke, Dolomite, Kalksandsteine, Quarze, Quarzite, Glaukonit) sowie helle, dichte Mergelschiefer mit Schollen von gelbem Dolomit, hellem Kalk, roten und grünen Kieselkalken und Quarziten.

Im Graben W oberhalb der Madrisa-Hütte (wo unten große Quelle, m 1790) stehen unter dem Silvrettakristallin (zerscherte Amphibolite) ca. 60 m hinab Arosa Zonen-Gesteine an:

In die Aptychenschichten sind häufig kieselige Lagen und Schollen von roten, stark mit Pyrit durchsetzten Kieselkalken eingelagert. In der unteren Hälfte werden die schwarzen und grauen kieseligen Schiefer stärker brecciös und enthalten Kalke, gelbe Dolomite, rote und grüne Kieselkalke und Sandsteine (Kalk, Dolomit usw.).

Auf die alpinen Veränderungen und die Aufschlüsse der Seitenfenster wird unten eingegangen.

DER FENSTERRAHMEN: DAS SILVRETTAKRISTALLIN

„Als ein mächtiges Deckengebirge überlagert die Silvrettadecke das in der Taltiefe hervorguckende Sediment“ (M. M. BLUMENTHAL 1926 a, 75) auf einer im allgemeinen flach E bis NE geneigten Überschiebungsfläche. Sein komplizierter Innenbau wird von der basalen Schubfläche abgeschnitten, somit die Unabhängigkeit des Innenbaus vom alpinen tektonischen Geschehen aufzeigend. Dieses alte, voralpin geformte Grundgebirge baut sich im Bereich von Gargellen überwiegend aus flach ESE einfallen-

den verschiedenen Hornblendegesteinen auf, in die Biotit-Paragneise, Orthogneise und Aplitische Gneise sowie Glimmerschieferzüge eingeschaltet sind.

Da auch Vergleichsexkursionen in den Schweizer Anteilen der Silvretta gezeigt haben, daß sich die Gesteine um Gargellen gut mit den von A. STRECKEISEN (1928), P. BEARTH (1932), F. SPAENHAUER (1932) und E. WENK (1934) beschriebenen vergleichen lassen, folge ich weitgehend den von diesen Autoren verwendeten Gesteinsbezeichnungen.

Hornblendegesteine (Hornblendegneise u. Amphibolite)

Diese Gesteinsgruppe ist das überwiegende, ca. 60% betragende (20—25% Amphibolite, 35—40% Hornblendegneise) Element des Kristallins im kartierten Bereich und umfaßt alle Gesteine, die als dunklen Hauptgemengteile Hornblende (meist \pm aktinolithisch) führen. Obwohl die einzelnen Typen sich auch makroskopisch zum Teil sehr stark unterscheiden, ließ sich im Maßstab 1:10 000 keine weitere kartenmäßige Aufgliederung durchführen, da sie durch Übergänge durchwegs verbunden sind und meist nur im mm- bis cm-Bereich wechsellagernd vorkommen. Dieser tausendfältige Wechsel hellerer und dunklerer Lagen ist das bestimmende Merkmal des Kristallins dieser Gegend, wie dies auch M. M. BLUMEN-THAL (1926 b, 68) betont hat.

Die Hornblendegesteine bauen mit ihren Einlagerungen die Berge links (W) des Suggadinbaches außer den höheren Teilen der Madrisa und den unteren Partien der Hänge zwischen Kalkofentobel und Platinabach auf. Auf der rechten (E) Talseite bilden sie (mit ihren Schichtköpfen) die Steilhänge und -wände des Schmalzberges außer den Gipfelfelsen und die oberen und unteren Teile der Ritzenspitzen, allerdings unter Zwischenschaltung von granitischen und Biotit-Gneis-Körpern (Taf. 2).

Als Amphibolite werden hier all jene Gesteine bezeichnet, die makroskopisch dunkelgrün aussehen und im Mineralbestand deutlich mehr Amphibol als helle Gemengteile und deutlich weniger als 10% Quarz aufweisen. Alle anderen erkennbar Hornblende führenden Gesteine werden als Hornblendegneise zusammengefaßt, soweit es nicht Hornblendeglimmerschiefer sind.

1. Amphibolite:

Diese Gesteine sind fast durchwegs gut geschiefert bis dünn-schichtig und bilden nur selten etwas massigere Lagen und Linsen geringer Ausdehnung und Mächtigkeit (m-Bereich):

Plagioklasamphibolite:

Größter Teil der Amphibolite, fein bis mittelkörnig, dunkelgrün, dünn-schichtig; mit 2 Ausbildungstypen:

- 1) Granoblastischer Plagioklasamphibolit: hellgesprenkelt bis geflasert
- 2) Bänderamphibolit: mm- bis cm-gebändert, in den hellen Lagen bis auf 5% sinkender Hornblendegehalt

U. d. M.: stark schwankender Mineralbestand

Hauptgemengteile: **Plagioklas** — 20—24%, Kg. 0,2—0,7 mm, An 25—30%, selten 15—35%; oft stark saussuritisiert, häufig polysynthetisch verzwillingt; **Hornblende** — 45—75%, Kg. 0,5—2 mm, gemeine Hornblende mit \pm großem Aktinolith-Anteil, tws. porphyroblastisch, randlich tws. zersetzt.

Nebengemengteile: **Quarz** — unter 5%, selten bis 10%, undulös, tws. in Lagen angereichert; **Granat** — bis 10%; **Almandin**, \pm idiomorph, oft randlich stark umgewandelt;

Mikroclin, **Titanit**, **Rutil**, **Apatit** und **Erz** treten akzessorisch, **Biotit**, **Chlorit**, **Serizit-Muskovit**, **Epidot-Klinozoisit** und **Karbonat** sekundär auf.

Als lagen- und linsenförmige Einschaltungen in den Plagioklasamphiboliten treten einige im Mineralbestand abweichende Amphibolittypen auf:

Epidotamphibolite:

recht häufig; gelbgrün gefleckt oder gebändert, karbonatisch anwitternd; **Epidot-Klinozoisit** als Hauptgemengteil (25—80%), stets auch über 5% **Karbonat**.

Granatamphibolit:

seltener; dunkelgrün mit dunkelroten Tupfen, undeutlich geschiefert; **Granat** als Hauptgemengteil (bis 35%, stets mit Kelyphitsaum, tws. völlig aufgelöst) in einer feinfilzigen (sekundären) **Plagioklas-Quarz-Serizit-Chlorit-Epidot-Grundmasse**.

Monomineralischer Amphibolit:

sehr selten, grünschwarz, grobkörnig, massig; **Hornblende** bis 95% (Kg. bis 3 cm), wahrscheinlich \pm reiner **Aktinolith**.

2. Hornblendegneise:

Diese Gneise sind gut geschichtete bis dünnschiefrige, helle, durch **Hornblende** grün gesprenkelte oder feingebänderte Gesteine, wobei allerdings die **Hornblendelagen** immer an Mächtigkeit (mm bis höchstens cm) und Zahl deutlich geringer sind als die hellen. Meist ist bereits makroskopisch der **Quarzgehalt** gut erkennbar. Sie gehen in die **Amphibolite**, mit denen sie teilweise dünnlagig wechseln, fließend über. Ihr Mineralbestand ist derselbe wie der der **Amphibolite**, allerdings in anderen Mengenverhältnissen der Hauptgemengteile: **Hornblende** (5—50%), **Plagioklas** (30—50%), **Quarz** (10—35%); accessorisch tritt auch noch **Zirkon** öfters auf. Fast immer ist dabei die **Hornblende** zersetzt, wobei **Biotit** stärker auftritt.

Wie bei den **Amphiboliten** treten neben den Haupttypen noch epidotreiche (**Epidot-Hornblende-Gneise**), granatführende (**Granat-Hornblende-Gneise**) und **Hornblendegneise** mit großen **Hornblendeporphyroblasten** auf. Die weitest verbreiteten **Serizit-Chlorit-Gneise** (mit Resthornblenden) als Folge der voralpidischen **Diaphthorese** werden getrennt besprochen (s. u.).

3. Magmatische Beeinflussung:

Auf magmatische Beeinflussung dürften sicher die in verschiedenen Schriffen von **Amphiboliten** und **Hornblendegneisen** beobachteten Mikro-

klinporphyroblasten, die Blastese der Hornblendeporphyroblasten sowie wahrscheinlich auch die starke Zunahme des Quarz- (und auch Feldspat-)Gehaltes in manchen Hornblendegneisen und damit jenem Teil der Bänderung, dessen helle Partien reichlich (5—10%) Mikroklin enthalten, zurückzuführen sein. In allen Hornblendegesteinen, in den dunklen Amphiboliten aber besonders gut erkennbar, tritt starke granitisch-aplitische Durchsaftung und Äderung auf (Adern tws. bis über 2 m mächtig), wobei die dunklen Hornblendelagen seltener und tws. in Schollen aufgelöst sowie auch verfältelt werden. Diese Migmatisierungserscheinungen sind besonders im Kontaktbereich des Biotit-Orthogneises der Madrisa zu den Paraserien im untersten und obersten Teil der Rinne SSE P 2327 (Aufstieg zur Madrisa) sehr gut zu beobachten. Auswirkungen wenigstens tws. postkinematischer aplitisch-pegmatitischer Injektionen sind die Porphyroblastese von Hornblendegarben, Granat sowie idiomorphem Pyrit in einer aplitischen Grundmasse (z. B. Gargellner Köpfe P 2482 und besonders schön E unter dem Gipfel der Ronggspitze P 2531). Zu solchen magmatischen Beeinflussungen zählen auch die bis m mächtigen, praktisch stets konkordanten, häufig boudinierten Derbyquarz- und Quarz-Feldspat-Adern und -Lagen, die aber sicher nur tws. injiziert, zum großen Teil jedoch durch Lateralsekretion gebildet wurden.

4. Einlagerungen anderer Gesteine:

Die mächtige Folge der Hornblendegesteine ist immer wieder von anderen, teils sedimentären, teils magmatischen Gesteinen durchsetzt.

Aplit- und (seltener) Pegmatitlagen:

Im ganzen Gebiet, besonders stark aber an den Ritzenspitzen, der Madrisa und in den Kämmen um das Sarotlatal sowie an den Gargellner Köpfen sind in die Hornblendegesteine hellgraue bis weiße, stark Muskovit führende, dünnstriefrige und dunkel gesprenkelte Lagen eingeschaltet. Meist sind sie völlig konkordant eingelagert, selten leicht diskordant und nur ausnahmsweise quer durchschlagend. Letztere zeigen kaum eine Schieferung und dürften damit jünger als die konkordanten und als die Schieferung des gesamten Kristallins sein.

U. d. M.: granoblastisches Gefüge (Kg 0,2—1,5 mm) von Quarz (20—30%), Plagioklas (20—50%) und tws. porphyroblastischem Mikroklin (0—40%); schwach ausgebildetes s durch Muskovit (0—10%, phengitisch) und Biotit (0—5%); akzessorisch Chlorit, Granat, Epidot-Klinozoisit, Titanit, Erz, Apatit, Turmalin, Pyrit.

Glimmerschieferzüge:

In die Hornblendegesteine sind immer wieder Glimmerschieferzüge eingeschaltet, die selten über 0,5—5 m mächtig werden und meist nach wenigen 100 m wieder auskeilen und nur selten weiter durchverfolgbar sind. Sie gehen teils durch langsame Zunahme des Glimmergehalts aus den Hornblendegesteinen hervor, teils schalten sich ohne solche Übergänge nur bis cm mächtige, feinglimmrige Züge ein. Typisch für die mächtigeren Glimmerschieferzüge ist das reichliche Auftreten von auf den s-Flächen

herauswitterndem rotbraunem Granat sowie von Feldspatsprossung; der Gehalt an Hornblende kann auf 0% zurückgehen. Die Glimmerschieferzüge wittern sehr häufig rostig an und fallen so im Gelände auf. Dies ist wahrscheinlich auf die stauende Wirkung auf die alpinen, pyritreichen Lösungen zurückzuführen.

Neben den meist nur mm-mächtigen feinglimmigen Lagen treten vor allem zwei deutlich unterschiedene Glimmerschiefertypen immer wieder auf:

Chlorit-Muskovit-Granatglimmerschiefer: Dieses dunkelgrüne Gestein mit rot anwitterndem Granat und deutlichen Anzeichen von Durchbewegung ist der am weitesten verbreitete Typ, besonders in der Umrahmung des Gargellner Alptales.

U. d. M.: Quarz, Plagioklas und Glimmer (Muskovit, zurücktretend Biotit) bilden ein deutliches s-Gefüge (Kg. 1—4 mm), in dem Muskovit, Kalinatronfeldspat und Granat porphyroblastisch (Einschlüsse) auftreten. Hornblende ist reliktitisch vorhanden, Biotit stark chloritisiert; Granat ist stark gelängt und tws. zerbrochen und in Chlorit-Serizit-Epidot-Gewebe aufgelöst, Muskovit häufig gequält und verbogen, Quarz gelängt und stark undulös, was eine stärkere postkristalline Durchbewegung belegt. Dagegen ist Chlorit großbüschelig postkinematisch aus dem Chlorit-Serizit-Epidot-Gewebe aufgesproßt.

Turmalin-Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer: Dieses sehr häufige, besonders im Gipfelbereich der Sarotla-Spitzen und im abgesackten Teil der Gargellnerköpfe anstehende, grüngraue Gestein wittert leicht rostig an, wobei Granat, Stauroolith und Turmalin stark herauswittern.

U. d. M.: In einem von Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit gebildeten s-Gefüge (Kg. 1,5 mm) treten als Porphyroblasten (Kg. bis 7 mm) Granat (tws. stark verlegtes s-förmiges Interngefüge), Stauroolith (tws. randlicher bis völliger Ersatz durch Serizitfilz), Turmalin (farblos bis flaschengrün pleochroitisch) und Chlorit auf.

Biotitgneise:

In den Hornblendegneisen sind auch immer wieder bis zu 2 m mächtige Biotit-Hornblende-Gneislagen eingeschaltet. Gegen die liegenden Biotitgneise ist in den Sarotla-Mähdern und im rechten (S) Gehänge des Sarotla-Tales (Taf. 1 und Taf. 3, Profil XIII) eine gewisse Wechsellagerung mit diesen festzustellen, während für die in den Gipfelpartien von Röbisplitz P 2466 und Gargellnerköpfen nicht feststeht, ob die Biotitschiefergneise nur Einschaltungen oder basale Lagen heute erodierter größerer Komplexe sind. Zusammensetzung und Aussehen dieser stärker glimmerigen Gesteine sind die der in größeren Komplexen anstehenden Paragneise.

Biotit-Paragneise:

Diese Gesteinsgruppe umfaßt alle Para-Gesteine, deren dunkler Hauptgemengteil Biotit ist, soweit sie keine Glimmerschiefer sind. Ihr Anteil am Kristallin um Gargellen beträgt etwa 10—15%. Sie schalten sich (mit Ausnahme der dünnen Einlagerungen in den Hornblendegesteinen) überall zwischen Granitische Gneise und Amphibolite ein. Größere

Mächtigkeit und Ausdehnung erlangen sie nur in den linken (W) Gehängen des Gargellentales zwischen Platina- und Rongg-Tal in zwei durch mächtige Muskovitgneise getrennten Zügen. Dagegen begleiten sie an der Madrisa, an den Ritzen spitzen (hier etwas mächtiger) und am Schmalzberg nur in relativ geringer Mächtigkeit die Biotit-Granit- und -Augengneise. Nach den Lagerungsverhältnissen sind die linksseitigen Biotitgneise auch auf der rechten (E) Talseite des Gargellentales vom Valisera nach N unter dem Schutt zu erwarten (Taf. 2)

1. Biotit-Plagioklas-Gneis:

Dieser verbreitetste Biotit-Paragneis-Typ ist ein mittel- bis feinkörniges, stets dünn- und oft welligschichtiges Gestein von graubrauner, schokoladebrauner und dunkelbraun-violetter Farbe, das oft rostig anwittert. Er wird von A. STRECKEISEN (1928, 117—119) und den anderen Schweizer Bearbeitern des Silvrettakristallins als „Biotitschiefergneis“ bezeichnet, was angesichts des stark schiefrigen Charakters sehr berechtigt erscheint. Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung und nach der Klassifikation von A. ALKER, E. CLAR et al. (1962) wird aber hier der allgemeinere Begriff Biotit-Plagioklas-Gneis verwendet.

U. d. M.: Hauptgemengteile: Plagioklas — 30%, Kg 0,05—0,3 mm, An 20—30%, stark saussuritisert, oft rekristallisierte Fülle, gering polysynthetisch verzwilligt, selten zonar; Quarz — 30—40%, Kg. 0,1—0,5 mm, oft stark unidulös, granuliert und gelängt; Biotit — 15—25%, Kg. 0,2—1 mm, rotbraun bis blaßoliv pleochroitisch, oft postkristallin deformiert, chloritisert bzw. in Muskovit ausgebleicht. Nebengemengteile: Muskovit — 0—5%, selten größere, gequälte Schuppen; Kalinatronfeldspat — unter 5%, meist stark perthithischer Mikroklin. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Erz, Turmalin, Granat und graphitische Substanz; sekundär Chlorit, Epidot-Klinozoisit und Limonit auf.

2. Biotitfleckengneis:

Dieser Gesteinstyp geht häufig aus dem besprochenen Biotit-Plagioklas-Gneis ohne erkennbare Ursachen und Regelmäßigkeit durch das Auftreten von tws. mehreren mm großen schwarzen Biotitporphyroblasten im Querbruch und in s hervor, unterscheidet sich aber von diesem im Mineralbestand nur durch einen etwas höheren Gehalt an Biotit (25—30%) und Muskovit (5—10%) und in Farbe und Struktur gar nicht.

3. Magmatische Beeinflussung:

Die Porphyroblastese von Biotit und Plagioklas sowie vereinzelt von Kalinatronfeldspat dürfte die Auswirkung magmatischer Beeinflussung sein, wie dies u. a. A. STRECKEISEN (1928, 197) betont hat. Sie wurde bereits oben beschrieben.

Im linken (W) Gehänge des Sarotla-Tales konnten außerdem in geringer Ausdehnung Metatexite mit Trennung von leukokraten und melanokraten feinen Lagen mitten in gewöhnlichen Biotitgneisen beobachtet werden, wie sie in gleichen Gesteinen auch B. GRAUERT (1969, Abb. 33 und 34) in allerdings weitergehenderer Form beschrieben hat. Die beobachtete Fließfältelung wurde allerdings durch eine sie zumindest über-

dauernde, wenn nicht überhaupt spätere tektonische Durchbewegung verstärkt. Wie in den Hornblendegesteinen treten auch in den Biotitgneisen Partien mit ptygmatisch verfalteter Aplitäderung (besonders Madrisa-S-Seite, Gipfelpartien) sowie sehr häufig konkordante Derbyquarz- und Quarz-Feldspat-Adern und -Lagen auf, gehäuft im Grenzbereich zu den granitischen Gneisen.

4. Einlagerungen anderer Gesteine:

Aplit- und (seltener) Pegmatitlagen durchsetzen wie die Hornblendegesteine so auch die Biotit-Paragneise meist s-parallel. Diese Gänge haben den gleichen Mineralbestand wie die der Amphibolite, nur scheint der Quarz- und Kalinatronfeldspatgehalt höher zu sein.

Glimmerschieferzüge:

Immer wieder sinkt der Feldspatgehalt der Biotit-Plagioklas-Gneise unter 20%, während der Quarz- und Glimmeranteil zunimmt. Solche kontinuierlich aus den Biotit-Plagioklas-Gneisen hervorgehende Gesteine sind nach A. ALKER, E. CLAR et al. (1962, 167) als Quarzglimmerschiefer anzusprechen. Sie können sehr oft wie die Biotit-Plagioklas-Gneise kleine Feldspat-Augen oder Biotitporphyroblasten führen und unterscheiden sich im Aussehen von diesen nur durch den makroskopisch deutlich erkennbaren größeren Glimmergehalt und die damit verbundene Dünablättrigkeit. Die meist graubraunen (mit Violettstich), limonitisch anwitternden, bei stärkerem Überwiegen des hellen Glimmers aber auch silbriggrauen Gesteine führen bisweilen als charakterisierende Nebengemengteile Granat, Chlorit und seltener Staurolith (besonders Sarotla-Mähler).

U. d. M.: Plagioklas — 15%, An. 20—25%, tws. porphyroblastisch; Quarz — 30—45%, meist granuliert; Biotit — 0—30%, oft porphyroblastisch, Kg. bis 4 mm; Muskovit — 10—35%, tws. porphyroblastisch, Kg. bis 4 mm; Diese Hauptgemengteile bilden ein ausgeprägtes Lagengefüge, in dem als Übergemengteile Chlorit (bis 10%), Granat (bis 10%, mit verlegtem si), Turmalin (blaßgelbgrün bis oliv pleochroitisch), Apatit, Zirkon, Titanit und Erz auftreten.

Quarzitische Gneise:

Diese hellgrüngrauen bis bräunlichgrauen, fein gebänderten, splittrig brechenden Gesteine sind als cm- bis dm- (seltener m-) mächtige Lagen oft in mehrfacher Wiederholung in die Biotit-Plagioklas-Gneise eingeschaltet. Aus diesen gehen sie durch starke Zunahme des Quarzgehalts (bis 60%) und Rückgang des Gehalts an Schichtsilikaten (auf ca. 15%) hervor.

Biotit-Plagioklas-Gneis mit Feldspatprossung:

Dieses meist den Übergang zu den Orthogneisen vermittelnde, vereinzelt aber auch innerhalb der Paragneise auftretende Gestein entspricht nicht dem im Flüela-Gebiet ausgebildeten und von A. STRECKEISEN (1928, 118—124) beschriebenen Feldspatknottengneis, da die Feldspatblastese nicht Albit, sondern kleine Mikroklinaugen und Plagioklas

(20—25% An) betrifft und sicher praekinematisch erfolgte. Der Mineralbestand unterscheidet sich, abgesehen vom Kalinatronfeldspat-Gehalt kaum von dem des übrigen Biotit-Plagioklas-Gneises.

Hornblendegesteine:

Besonders im Grenzbereich zu den Hornblendegesteinen, aber auch mitten in den Biotitgneisen treten mm bis cm, selten auch mehr mächtige Lagen von teils echten Amphiboliten, teils von Biotit-Hornblende-Gneisen auf (besonders Hänge ober Äußerem Röbitobel und auf Sarotla-Mähler).

Amphibolitlagen: Sie unterscheiden sich in keiner Weise von denen der großen Hornblendegesteinskomplexe, daher kann hier auf die genaue Beschreibung verzichtet werden (s. o.).

Biotit-Hornblende-Gneis: Dieser nach Aussehen und Mineralbestand eigene, dunkelbraun-dunkelgrün-gestreifte, schiefrige Gesteinstyp ist ziemlich häufig.

U. d. M.: Kg. 0,3—0,5 mm; ausgeprägtes s-Gefüge von Plagioklas (20%, Quarz (20%), Hornblende (35%, deutlich lepidoblastisch in s eingeregelt) und Biotit (15%) mit vereinzelt Kalinatronfeldspatporphyroblasten (Mikroklin).

Aplitische Gneise:

Diese Gesteinsgruppe, die mit etwa 5% am Aufbau des kartierten Kristallins beteiligt ist, umfaßt generell zwei, in ihrem genetisch bedingten Auftreten verschiedene Gesteinstypen von \pm gleichem Mineralbestand und Aussehen. 5—30 m mächtige helle, aplitisch-pegmatische, relativ Quarzarme Lagen in den Paragesteinen, besonders in den oberen Partien der Ritzenspitzen und im Grat N des Gavier-Jochs bilden den einen Gesteinstyp der Aplitischen Gneise. Sie unterscheiden sich von den oben beschriebenen Apliten nur durch die größere Mächtigkeit und den stets deutlichen Gehalt an Kalinatronfeldspat. Die Schieferung dieses Gesteinstyps ist oft weniger ausgeprägt als beim anderen Typ der Aplitischen Gneise. Dieser tritt als Randfacies der Orthogneise bzw. an deren Stelle dort auf, wo die Orthogneiskörper stark ausgedünnt sind. Er ist durch Übergänge (hauptsächlich flasrige Gneise) mit den Orthogneisen verbunden und unterscheidet sich makroskopisch von diesen hauptsächlich durch das Fehlen von Feldspatäugen und durch die starke Schieferung. Da ihm stets Biotit fehlt (primär oder durch Umwandlung), hebt sich dieser Aplitische Gneis von den Biotit-reichen Orthogneisen bereits im Gelände deutlich ab, während er sich durch ähnliches Aussehen (allerdings ohne deutliche Augen) und verbindende Übergänge kaum von stärker zerscherten Muskovit-reichen Orthogneisen unterscheidet. Daher und weil er im linken (W) Gehänge zwischen Gargellner Alp- und Platinatal seltener ist, wurde er kartenmäßig nur an der Madrisa und an den Ritzenspitzen ausgeschieden. Das hellgrünlichgraue, dünn-schichtige Gestein muß wegen der erwähnten Übergänge zu den Orthogneisen oft künstlich von diesen abgegrenzt werden und ist andererseits auch von stark diaphthorischen Paragesteinen tws. nur schwer unterscheidbar.

U. d. M.: meist stärker postkristallin gestörtes granoblastisches Gefüge von Plagioklas — 25—40%, tws. zonar, Myrmekitbildungen, meist stärker saussurisiert, häufig verbogene polysynthetische Zwillingslamellierung, An. 5—15%; Mikroklin — 10—35%, flau gegittert, tws. noch nur randlich gegitterter Orthoklas, stets stark perthitisch; Quarz — 15—25%, stark undulös, häufig feingranuliert; Muskovit — 15—20%, stark gequält, große Flatschen; Chlorit — 0—10%, Apatit, Rutil, Serizit, Epidot-Klinozoisit, Turmalin, Erz.

Je nach dem Schichtsilikat-Gehalt der Aplitischen Gneise sind diese als Serizit-Muskovit-Gneise (20—25% Muskovit + Serizit), als Chlorit-Muskovit-Gneise (15% Muskovit-Serizit, 10% Chlorit) oder als Aplitische Gneise i. e. S. (5—10% Muskovit) anzusprechen.

Augen-, Flaser- und Granitische Gneise:

Diese Gneise beteiligen sich am Aufbau des Silvrettakristallins um Gargellen mit etwa 20—25%. Sie führen hellen und dunklen Glimmer, lassen sich aber durch das starke Überwiegen des einen oder des anderen deutlich in zwei auch im lokalen Auftreten eigenständige Komplexe trennen. Allerdings treten vereinzelt im Orthogneiskomplex mit vorherrschendem Muskovit Linsen geringer Ausdehnung und Mächtigkeit (z. B. Platinabach, m 1500 mit starkem Biotitgehalt auf, wie auch die aplitischen Randpartien der Biotit-Orthogneiskörper, wie oben beschrieben, stark den Muskovitflasergneisen gleichen.

Die muskovitreichen Orthogneise sind auf den mittleren Teil des linken (W) Gehänges des Gargellentales zwischen Platinatal und Röbital beschränkt und keilen von dort gegen S bis zum Gargellner Alptobel (tektonisch) völlig aus. Die biotitreichen Orthogneise bauen den oberen Teil der Madrisa und die Gipfelpartien des Schmalzberges auf und stehen in den Ritzenspitzen in mehreren Lagen an, die sich gegen E, außerhalb des Kartiergebietes, mit dem Biotitgneis von Schmalzberg-Valisera zu einem großen Orthogneiskomplex vereinigen. Über die Deutung dieser Verbreitung s. u.

1. Muskovit-Orthogneise:

Diese auf den nördlichen Teil des linken (W) Gehänges des Gargellentales beschränkten Gneise sind gut- bis dünnneschieferig, oft wellig schichtig, hellgrau, tws. leicht grünlich oder bräunlich.

Am verbreitetsten und für diesen Gesteinskomplex charakteristisch sind Gesteine mit großen, oft stark deformierten Feldspatäugen und zahlreichen häufig boudinierten Quarzlagen und -linsen sowie großen Muskovitflatschen. Dieser Typ ist dem grobflasrigen Flüelagranitgneis (A. STRECKEISEN, 1928, 186—188) vergleichbar und als **Muskovit-Feldspatäugengneis** anzusprechen. Dieselbe Zusammensetzung, aber flasriges Aussehen und seltenere, stark gelängte Augen besitzen die **Muskovit-Flasergneise**, während weniger deutlich parallelstrukturierte Gesteine als **Granitische Muskovit-Gneise** bezeichnet werden. Der Mineralbestand dieser verschieden texturierten Gesteine ist recht einheitlich.

U. d. M.: Hauptgemengteile: Plagioklas — 15—25%, Kg. 0,2—0,5 mm, häufig polysynthetisch verzwilligt, tws. invers zonar, meist wenig saussurisiert, An. um 10%; Kalialatronfeldspat — 20—35%, Kg. 0,5—30 mm,

hauptsächlich als gelängte, tws. zerbrochene Porphyroblasten, die meistens Mikroklin-Gitterung zeigen, tws. perthitisch, häufig Myrmekitbildungen; Quarz — 25—45%, Kg. 0,2—3 mm, feingranular, aber auch linsig angereichert; Muskovit — 5—20%, Kg. 0,5—5 mm, meist große, stärker gequälte und verbogene Flatschen, besonders auch um die Feldspat-Augen herum; Biotit (0—10%, rotbraun bis blaßoliv pleochroitisch, tws. chloritisiert) als Nebengemengteil und Apatit, Zirkon, Epidot-Klinozoisit, Chlorit, Serizit, Erz akzessorisch.

Wie bereits erwähnt, nimmt der Biotitgehalt in kleinen Partien so zu, daß Zweiglimmer- und Biotitreiche Flaser- und Augengneise entstehen. Die **Zweiglimmer-Flaser- und -Augengneise** vermitteln in ihrem Mineralbestand zwischen den beiden großen Gesteinskomplexen und stehen abwechselnd dem einen oder anderen näher.

2. Biotit-(Chlorit)-Orthogneise:

Diese besonders auf der rechten (E) Talseite von Gargellen anstehenden Gneise sind stets deutlich paralleltexturiert, doch verwittern sie meist grobblockig und wirken eher massig. Sie sind graubraun, aber auch rötlich- und grünlichgrau und zeigen recht häufig eine Feinfältelung. Ihr Mineralbestand ist ziemlich einheitlich und entspricht wie das Gefüge Gesteinen vom Typ Radünergneis (A. STRECKEISEN et al., 1966, 708), also einem Orthogneis mit reichlich assimiliertem Paramaterial. Sie wurden um Gargellen von den Vorbearbeitern als „Garneragneis“, „Valiseragneis“ und „Madrisagneis“ beschrieben. Je nach Gefüge sind diese Gneise als **Biotit-Augengneis** (häufigster Typ, mit großen Kalinatronfeldspat-Augen), als **Biotit-Flasergneis** (ebenfalls weit verbreitet) oder als **Granitischer Biotitgneis** (geringe Paralleltexur) anzusprechen.

U. d. M.: Hauptgemengteile: Plagioklas — 30—35%, Kg. 0,2—0,7 mm, meist \pm stark saussuritisert, selten polysynthetisch verzwilligt, tws. zonar, An. 10—20%; Kalinatronfeldspat — 5—25%, Kg. 0,5—10 mm, meist viele Einschlüsse, tws. stark gelängt bis zerbrochen, hauptsächlich Mikroklin, selten Orthoklas, schwach perthitisch, tws. schöne Myrmekite; Quarz — 15—35%, Kg. 0,2—1 mm, meist stark undulös, tws. granuliert, strähnig ausgezogen und kaltgereckt; Biotit — 5—25%, Kg. 0,5—10 mm, dunkelrotbraun nach blaßbräunlich stark pleochroitisch, tws. chloritisiert bzw. unter Erzausscheidung in Muskovit ausgebleicht, häufig porphyroblastisch, tws. verbogen und gequält. Nebengemengteile: Muskovit — 0—10%, meist porphyroblastisch, phengitisch; Chlorit—blaßgrün; Akzessorien: Serizit, Epidot-Klinozoisit, Apatit, Zirkon und Erz.

3. Einlagerungen anderer Gesteine:

Solche Einlagerungen in die Orthogesteine sind teils so mächtig, daß sie als eigene Züge ausgeschieden werden müssen und als Hornblende-gesteine, Biotitgneise und Aplitische Gneise bereits beschrieben wurden bzw. noch behandelt werden. Andererseits wurde Paragesteinsmaterial, wie bereits erwähnt, weitgehend in die Orthogneise assimiliert und ist im kartierten Bereich nur noch am etwas veränderten Mineralbestand der Orthogneise erkennbar, während echte Schollen nicht gefunden wurden. Solche assimilierte Partien bilden die oben erwähnten Zweiglimmri-gen Orthogneise. Auf die gegen die Paragesteine (besonders die Biotit-Plagioklas-Gneise) bestehenden Übergänge durch vereinzelte Feldspatblastese wurde bei den Paragesteinen bereits eingegangen. Die aplitisch-

pegmatitischen gangförmigen Einschaltungen entsprechen völlig den bei den Paragesteinen besprochenen und treten sehr selten auf.

Gefüge und Großstrukturen des Silvrettakristallins:

1. Gefüge:

Das Kristallin um Gargellen ist wie in den anderen Teilen der Silvretta durch eine extrem starke Schieferung geprägt, die ohne Rücksicht auf Materialgrenzen das Kristallin durchsetzt. Sie folgt allerdings weitgehend der vorgegebenen materialbedingten Struktur (sedimentären Ursprungs?, Bänderung usw.), doch konnte vereinzelt beobachtet werden, daß sie in Hornblende- und Biotitgneisen auch schräg zur Bänderung verläuft. Wie aus dem Vergleich der drei Gefügediagramme der Schieferungsflächen des Kristallins ersichtlich wird (s. Abb. 8), ist diese Schieferung im gesamten Bereich sehr einheitlich flach nach SE einfallend. Die Maxima zeigen nur eine leichte Versteilung gegen E und SW bei Beibehaltung des Streichens; diese Versteilung dürfte durch die Einschaltung der Orthogneiskörper und die damit gegebene Inhomogenität gegenüber der Schieferung bedingt sein. Sehr schön ist ein deutliches Aufbiegen des Kristallins gegen den Erosionsrand gegen das Prätigau im Grenzkamm um den Sarotlapaß zu beobachten. Die mit dieser starken Schieferung verbundene leichte Faltung erfolgte nach \pm flachliegenden NE-SW-Achsen. Diese Faltung bildet sich im Gefügediagramm (Abb. 8) ohne echtes Maximum nur undeutlich ab. Dagegen treten aber andere Faltungspläne auf, die keine Entsprechung in den s-Flächen-Diagrammen haben. Sie sind nach den Aufnahmen größtenteils älter als die Schieferung und mit dem Einbau der Orthogneiskörper in die Paraserien verbunden. Dabei treten hauptsächlich N-S-Achsen auf, die meist flach gegen N eintauchen und von den jüngeren, mit der Schieferung verbundenen deutlich überprägt werden. (Besonders gut beobachtbar im Grat der Gargellner Köpfe NW P 2560). Ebenfalls im Gefügediagramm (Abb. 8) nur schwach ausgeprägt, da auf die basalen Partien beschränkt, ist die alpine Verfallung (besonders am St. Antönierjoch), wie ein Vergleich mit dem Achsenplan der Arosa-Zone zeigt (Abb. 8). Zusammenfassend läßt sich über das Gefüge aus dem Geländebefund und der Gefügebrauchung sagen, daß die Schieferung ausgeprägt und einheitlich, die Verfallung aber polygen, wenig ausgeprägt und schlecht auflösbar ist. Auf die alpinen Störungen und Brüche wird unten gesondert eingegangen.

2. Die Großstrukturen:

M. M. BLUMENTHAL (1926 b, Taf. II, Prof. VI-X) deutete den Bau des Kristallins um Gargellen bereits als gegen W auskeilende, mehrfach gelappte Amphibolite und Hornblendegneise. Diesen sei im Schmalzberg-Valisera-Stock ein Granitgneiskörper als von einem großen, im E liegenden Granitgneis abgequetschter, flachliegender Antiklinalkern eingelagert. Die Aufnahmen haben nun gezeigt, daß diese Vermutung nicht nur zutreffend ist, sondern daß das Silvrettakristallin um Gargellen einen ausgeprägten W-vergenten Faltenbau besitzt (Taf. 3).

Östlich außerhalb des Kartierungsbereiches steht ein mächtiger, weit ausgedehnter, biotitreicher Augen- und Flasergneis an („Garneragneis“ nach M. M. BLUMENTHAL, 1926 b, 67), der gegen W ansteigend und stark aufgefingert in die rechten (E) Gehänge von Gargellen und darüber hinaus (unterbrochen) in die Madrisa zieht. Die Kartierung und die von der Vorarlberger Illwerke AG dankenswerterweise gestattete Einsichtnahme in die Stollenprofile der Beileitungsstollen Valzifenz und Vergalden zeigen eindeutig, daß die Orthogneise flachliegende Digitationen bilden, die seichte (nur einige 100 m) Synklinalen von Biotitgneisen und Hornblendegesteinen einschließen (Taf. 3). Die etwas eigenartige Form einzelner Mulden, besonders der im Profil X ergab sich aus den Verhältnissen im Beileitungsstollen Valzifenz, der am Rand des kartierten Gebietes auf Höhe 1800 die Ritzenspitzen durchfährt. Diese Syn- und Antiklinalen streichen SSW-NNE.

Während die Vereinigung der einzelnen Orthogneiskörper wie auch ihre Scheitel in den Ritzenspitzen gut zu beobachten sind, dürften der Orthogneis des Schmalzberges eine höhere Ausfaltung und der durch eine schmale Biotit-Aplit-Mulde zweigeteilte Orthogneis der Madrisa entweder die westliche Fortsetzung der obersten Digitation in den Ritzenspitzen oder aber ebenfalls eine höhere Ausfaltung sein (Taf. 3, Profil XI). Ob diese Gneiskörper bereits in bestehende Falten eingedrungen sind oder erst mit den Paragesteinsserien (und den, tws. noch erhaltenen, Kontakt- und Injektionszonen) verfault wurden, kann nicht sicher entschieden werden. Für die zweite Möglichkeit bzw. eine die Intrusion überdauernde Einfaltung spricht u. a. jedenfalls die starke Ausdünnung einzelner Gneiskerne, die dabei stark geschiefert werden und aplitisches Aussehen annehmen (s. o.). Ob die auffällige Erscheinung, daß mit geringen Ausnahmen die Orthogneise unmittelbar von Biotitgneisen umhüllt werden, als ein solcher Faltenbau anzusehen ist, kann mit Wahrscheinlichkeit, aber nicht mit Sicherheit angenommen werden. Genauso kann im beschränkten Rahmen dieser Arbeit nicht entschieden werden, ob diese Erscheinung die Biotitgneise als ursprünglich tiefere und ältere Paragesteine ausweist oder ob sich ursprünglich mergelige (Amphibolite) und tonige (Biotitgneise) Sedimente facieell vertraten und die Orthogneise hauptsächlich in den tonigen Sedimentationsraum eindringen oder in die nur zufällig im Abschnitt von Gargellen von Biotitgneisen eingenommenen Faltenkerne eines bereits verfalteten, metamorphen Komplexes intrudierten. Im Gegensatz zu dem stark auffingernden Bau der biotitreichen Orthogneise bildet der große Muskovit-Augen- und Flasergneiskörper auf der W-Seite des Gargellentalles zwischen Karten-N-Rand und Gargellenalptobel den Kern einer liegenden, gegen W stirnenden Falte. Dieser im N sehr mächtige Gneiskörper (außerhalb des Kartenbereiches bis 600 m mächtig, Blatt Stuben der Geologischen Karte der Republik Österreich, 1937) dünnt gegen S allmählich aus (Taf. 3, Profile I—IV und XII—XIV) und ist vom Röbibach gegen S nur noch als Lamelle zu bezeichnen. Mit abnehmender Mächtigkeit scheint dieser sonst in seiner Gesamtheit gering verformte Gneiskörper an Plastizität zu gewinnen und, wie das kleine Gneisfenster in den Hornblendegesteinen im Ronggtal, m 2140, zeigt, stärker verbogen

worden zu sein. Bei Annahme eines einheitlichen Großfaltenbaus des Kristallins hat der Muskovit-Orthogneis eine tiefere Position gegenüber den Biotit-Orthogneisdigitalionen. Mangels einer Neuaufnahme der N und besonders NE anschließenden Gebiete kann aber nicht entschieden werden, ob diese Muskovit-Augengneise und -Flasergneise von Gargellen ebenfalls nur die westlichen Ausfingernungen eines größeren Gesteinskomplexes sind (eigenartig wäre dann nur die auf Blatt Stuben, 1937, angegebene, gegen E abnehmende Mächtigkeit des Gneises). Daher kann auch keine Klärung der altersmäßigen und genetischen Relation der muskovit- zu den biotitreichen Orthogneisen erfolgen.

Über Auswirkungen der alpinen Tektonik auf das Gefüge und die Großstruktur s. u.

Regionale variszische (oder frühalpiner) Diaphthorese:

Wie praktisch alle Dünnschliffe, weitgehend aber auch die makroskopische Untersuchung der Gesteine zeigen und wie dies in letzter Zeit besonders S. HOERNES (1971, 68—69) betont hat, liegt das Silvrettakristallin heute weitgehend nicht in seiner unveränderten (variszischen) Mineralprägung vor, sondern zeigt eine weitverbreitete Diaphthorese. Diese dürfte wenigstens teilweise durch hydrothermale Vorgänge mitbewirkt worden sein, wie dies auch A. STRECKEISEN (1928, 168) annimmt. Als typische Mineralreaktionen treten, wie auch aus der Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen ersichtlich wird, immer wieder Saussuritisierung der Plagioklase, Myrmekeit- und Perthitbildung der Kalinatronfeldspäte, Chloritisierung von Biotit (tws. völliger großkristalliner Ersatz von dunkelrotbraunem Biotit durch grüne Chloritflatschen), starke Umwandlung des Granats, häufig Umsetzung der Hornblende in \pm reinen Aktinolith bzw. in Epidot, Quarz, Calcit, Erz, tws. in Chlorit, Serizit auf. Diese Mineralreaktionen belegen für diese (retrograde) Metamorphose Bedingungen der Grünschieferfacies und zwar der Serizit-Chlorit-Subfacies (A. ALKER, E. CLAR et al. 1962, 165—166), da auch Biotit instabil wurde. Diese Mineralfazies wurde allerdings nur in kleinen Teilen des Kristallins erreicht, meistens nur angestrebt. Bei aller Selektivität war diese retrograde Metamorphose aber doch regional, ohne erkennbare Bindung an tektonische Bewegungsbahnen oder sonstige Strukturen quer über Gesteinsgrenzen hinweg wirksam. Dadurch unterscheidet sich diese echte Diaphthorese scharf von den ausschließlich an die (spät-)alpinen tektonischen Fugen gebundenen diaphthoritischen Erscheinungen (s. u.).

S. HOERNES (1971, 68—69) hält diese Diaphthorese für gesichert variszisch. Seine Argumentation, wonach die beobachteten Mineralreaktionen nur bei einer generellen Aufheizung auf 400° C erfolgen könnten, die, wie sich aus dem 300° C-Abkühlungsalter von Biotit von 300 Millionen Jahren ergibt, letztmals in variszischer Zeit erfolgte, ist aber nicht stichhaltig. Dies zeigen die durch die Überschiebung bewirkten durchaus gleichartigen, wenn auch räumlich sehr beschränkten (spät-)alpinen diaphthoritischen Erscheinungen, die sicher (wie z. B. die unmittelbar benachbarten, fossilführenden und nicht unkrystallisierten Sedimente zeigen) ohne große Temperaturerhöhungen entstanden sind (s. u.). Sicher

ausgeschlossen kann ein spätalpines Alter werden, da sich die mit der Überschiebung verbundenen Mineralreaktionen scharf abgrenzen lassen und neben \pm unveränderten auch bereits diaphthoritische Gesteine erfassen und da die unterlagernden Sedimentdecken keinerlei vergleichbare Mineralreaktion zeigen. Ein frühalpines Alter ist nach den Verhältnissen im Ducan-Landwassergebiet und im Rätikon (Tschaggunser Mittagsspitze, Rellstal) sehr unwahrscheinlich, aber nur durch absolute Altersbestimmungen an neugebildetem Muskovit auszuschließen.

1. Diaphthorese der Hornblendegesteine:

Sie ist so weit verbreitet — wahrscheinlich weil deren Mineralparagenese besonders schlecht an die neuen p. t.-Bedingungen angepaßt war —, daß die dadurch entstandenen **Serizit-** und **Serizit-Chlorit-Gneise** die häufigsten Gesteine des Silvrettakristallins um Gargellen (besonders in den Kämmen um das Gargellner Alptal) überhaupt sind. Es sind grünlichgraue, meist dünnschichtige Gesteine, für die bei amphibolitischem Ausgangsgestein ein makroskopisch erkennbarer Gehalt an (oft idioblastischem) Epidot und relikttischer Hornblende, bei hornblendegneisischem aber ein solcher von Muskovit, stets aber ein beträchtlicher Karbonatgehalt charakteristisch ist.

U. d. M.: Ein ausgeprägtes s-Gefüge wird von Plagioklas — 20—40%, stark saussuritisiert bis völlig gefüllt, tws. unter Einschluß von Karbonat rekristallisiert, An. 20—27%; Quarz — meist undüö, granuliert größere Körner, Serizit-Muskovit — meist submikroskopisch bis feinflittrig, tws. aber große Porphyroblasten (Löschblatt-Einschlüsse), auch quer zu s, tws. in Plagioklas hineinwachsend; Epidot-Klinozoisit — tws. hypidiomorph, meist aber körnig; Karbonat — hypidiomorph im Gestein verteilt und in Klüftchen angereichert; Hornblende — teils als \pm reiner Aktinolith, meist aber nur wenige ausgefaserte Relikte; Biotit — meist weitgehend chloritisiert bzw. in Muskovit ausgebleicht; Chlorit — blaßgrün bis gelbgrün pleochroitisch, selten größere, büschelige Blasten; Apatit, Titanit, Zirkon und Erz sind Akzessorien.

Als Beispiel für die sehr stark variierenden Mengenverhältnisse am Mineralbestand kann ein karbonatischer Serizit-Epidot-Muskovit-Gneis vom Weg Schafberg—St. Antönierjoch m 2180 gelten, dessen gesichertes Ausgangsgestein ein stark geflasertes Hornblendegneis ist:

U. d. M.: Plagioklas 20%, Quarz 35%, Muskovit-Serizit 20%, Epidot-Klinozoisit 10%, Karbonat 10%, Biotit 0—5%, Hornblende, Chlorit,

2. Diaphthorese der Biotit-Paragneise und Glimmerschiefer:

Sie ist zwar ebenfalls überall verbreitet, doch tritt sie nicht bereits im Gelände hervor, wie es bei den Hornblendegesteinen der Fall ist, da die Glimmer im Gegensatz zur Hornblende bis in die Glimmerschieferfazies mehr oder weniger stabil bleiben (A. ALKER, E. CLAR et al., 1962, Abb. 2). Es kann daher auf die oben angegebenen Mineralreaktionen verwiesen werden, besonders auf die oft weitgehende Umsetzung des Granats und des Stauroliths.

3. Diaphthorese der Aplitischen Gneise:

Diese wurden dank ihrer überwiegenden Position zwischen kompetenten Orthogneiskörpern und leicht verformbaren Paragesteinserien wahr-

scheinlich schon während der variszischen Orogenese stark geschiefert und zerschert. Dadurch waren sie dem Angriff der wahrscheinlich unter bedeutender Mitwirkung hydrothermalen Vorgänge (H. G. F. WINKLER 1967, 8) erfolgenden Diaphthorese besonders ausgesetzt, woraus sich vielleicht das völlige Fehlen auch von Biotit erklärt. Mit dieser Diaphthorese (Mineralreaktionen s. o.) dürfte auch die Zufuhr Bor-führender Lösungen (Turmalinporphyroblasten) verbunden gewesen sein.

3. Diaphthorese der Orthogneise

Diese scheint besonders selektiv wirksam gewesen zu sein und (mangels gut ausgeprägter, wegsamer Schieferung?) hauptsächlich stärker zerscherte (besonders randliche) Partien erfaßt zu haben. Auch wurden die Biotitreichen Orthogneise stärker erfaßt als die mit vorherrschendem Muskovit, da unter den p. t.-Bedingungen der Grünschieferfazies der eisenreiche (dunkelrotbraune) Biotit nicht mehr so stabil wie Muskovit ist (H. G. F. WINKLER, 96—98) und durch Chlorit bzw. Muskovit ersetzt wird. Es entsteht dabei über Übergänge ein **Clorit-Flasergneis** (seltener Augengneis), wie er besonders an den Ritzenspitzen und den Gandataler Köpfen ansteht. Er ist ein hellgrünlichgraues, grün gefasertes bis unruhig geschiefertes Gestein mit großen Chloritflatschen und kleinen Muskoviten auf s.

U. d. M.: feinkörniges, schwach parallelstrukturiertes Grundgewebe von Plagioklas — 30—35%, Kg. 0,2—1 mm, völlig saussuritisiert mit tws. rekrystallisierter Fülle, etw. An. 15% und etwas Quarz und Muskovit — 5% farblose, kleine Flitter, selten größere, gequälte Blasten; große Linsen von Quarz — 30%, Kg. 0,5—3 mm, stark unduliert und gefeldert, sowie Porphyroblasten von Orthoklas — 5—10%, Kg. 0,7—3 mm, randlich und partiell mikroklingegittert, tws. stärker perthitisch, und von Chlorit — 20%, Kg. 0,5—2 mm; viele Einschlüsse, tws. noch Biotitlamellen erkennbar, mit Muskovit parallel ver- oder von diesem umwachsen; häufig gequält, blaßgrün mit blauvioletten Interferenzfarben; Epidot-Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Titanit und Erz.

Genese des Silvrettakristallins (unter Berücksichtigung absoluter Altersbestimmung):

Da die Geländebeobachtungen, die Gefügeanalysen und die Dünnschliffuntersuchungen gut mit den von den Schweizer Bearbeitern beschriebenen übereinstimmen (zusammenfassend A. STRECKEISEN et al. 1966), lassen sich die im Schweizer Anteil der Silvretta von E. JÄGER (1961, 1962), B. GRAUERT (1966 und 1969), B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) durchgeführten zahlreichen absoluten Altersdatierungen auch auf das Kristallin von Gargellen beziehen.

Das **Ausgangsmaterial** der Paragesteine bildet eine Folge von tonigen und tonig-sandigen (Biotit-Paragneise) sowie (um Gargellen besonders stark vertreten) mergeligen und mergelig-sandigen, tws. tuffogen beeinflussten Sedimenten (Hornblendegesteine). Die Frage, ob dabei die ursprünglich tonig-sandigen die älteren sind, wurde bereits diskutiert (s. o.). Für eine wenigstens überwiegend sedimentäre Herkunft der Amphibolite und Hornblendegneise (vgl. A. STRECKEISEN et al. 1966, 707—708) sprechen das Fehlen jeglicher gabbroider Reliktstrukturen oder gar Gabbros

oder Norite sowie massigerer Amphibolitkörper um Gargellen, die häufige Einschaltung von Glimmerschieferzügen und Biotit-Plagioklasgneislagen (tonige Einschübe), der unendliche Wechsel von tws. nur mm mächtigen, saureren und basischeren, mehr oder weniger gefeldspateten Lagen sowie überhaupt das Überwiegen sehr quarzreicher Gesteine (sandige Einstreuungen). Auf Grund des Zirkonalters wurde das Alter der Liefergebiete dieser Sedimente von B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) mit über 1500 Millionen Jahren und damit ins Präkambrium eingestuft. Daher ist die Sedimentation in der kaledonischen Geosynklinale etwa bis zum Ende des Kambriums wahrscheinlich, da diese Trogfüllung zwischen 418—500 Millionen Jahren regional metamorph wurde (B. GRAUERT 1969, 16—17). Diese Metamorphose muß sehr hochgradig gewesen sein (hohe Amphibolitfacies), da es zur Bildung von Metatexiten (s. o. Biotit-Paragneis) kam, wobei die Zirkone einen hohen Bleiverlust erlitten. Echte Eklogite oder Eklogitamphibolite konnten in Gargellen allerdings nicht gefunden werden.

In dieses bereits hochmetamorphe Gestein drangen als Ergebnis der Anatexis entstandene palingene Schmelzen hauptsächlich stark differenzierter granitischer (vor allem Flüela-Granitgneise, A. STRECKEISEN et al. 1966, 708—709) sowie (etwas später) aplitisch-pegmatischer, relativ Quarz-armer Zusammensetzung ein (Aplitische Gneise), wobei eine verschieden starke Injektion und Assimilation von Paramaterial erfolgte. Daher treten um Gargellen ausschließlich Orthogneise auf, die vom Normaltyp des Flüela-Granitgneises durch höheren Glimmergehalt und größeren An-Anteil der Plagioklase abweichen, wenn dies auch für die Biotit-reichen stärker gilt als für die Muskovit-reichen. In letzteren belegen Biotit-reiche und zweiglimmrige Schollen den Assimilationsvorgang wie bei den Biotit-reichen die schönen Kontaktbereiche an der Madrisa und die Knaf-Porphyroblasten in Paragesteinen (s. o.). Diese Intrusionen lassen sich auf Grund von Gesamtgesteinbestimmungen auf etwa 427 Millionen Jahre, etwas abweichende granitisch-aplitische Typen auf etwa 351 Millionen Jahre einstufen. Daraus läßt sich ableiten, daß die kaledonische Orogenese in die herzynische ohne Unterbrechung überleitete. Vermutlich erfolgte die endgültige Platznahme der Orthogneise bereits unter Einwirkung tektonischer Vorgänge, sodaß diese Gesteine schon primär parallelstruiert, gneissisch waren (E. WENK 1934, 206).

Ihre endgültige Prägung erhielten die Para- und Orthogneise durch die variszische Orogenese, die nicht nur eine regionale Metamorphose unter den p. t.-Bedingungen der Almandin-Amphibolitfacies, sondern auch eine starke Verfaltung (Schlingenbau, um Gargellen Einfaltung der aufgefingerten Orthogneise in die Paragesteine) und eine umfassende Schieferung bewirkte. Die Schieferung erfaßte von den Gesteinsgrenzen ziemlich unbeeinflusst (s. o.) das gesamte Kristallin und auch neuge sproßte Plagioklase und regenerierte Mikrokline (gelängt), Hornblenden und Glimmer (gequält und verbogen) sowie Granat (verlegtes s_1) und erfolgte also sicher nach dem Faltenbau und wahrscheinlich auch bereits nach dem Höhepunkt der Metamorphose. Andererseits sprossen Biotit und Muskovit, aber auch Aktinolithische Hornblende (s. o. Monominerali-

scher Amphibolit) quer zur Schieferung, sodaß die Metamorphose die Schieferung überdauert hat und gleichzeitig mit dem Eindringen gleichfalls nur schwach geschieferter Aplit- und Derbyquarzgänge erfolgte. Diese variszische Metamorphose ist durch das Abkühlungsalter des Biotits und Muskovits auf 300°C mit etwa 300 Mill. Jahre datiert (B. GRAUERT 1969, 4).

Die oben ausführlich beschriebene variszische (oder frühalpine) Diaphthorese führte zu einer regionalen, wenn auch selektiv wirksamen Anpassung des Silvrettakristallins an die p. t.-Bedingungen der Grünschieferfacies, während die alpine Tektonik nur auf die unmittelbaren Bewegungsbahnen beschränkte Gesteinsveränderungen bewirkte (s. u.).

DIE ALPINE TEKTONIK

Eine der dieser Dissertation gestellten Aufgaben und ihr letztlisches Ziel sollte ein Beitrag zur Kenntnis der alpinen Tektonik sein. Für ein solches Unterfangen bot sich das Fenster von Gargellen besonders an, da hier gut aufgeschlossen ein tiefer Einblick in den Alpenkörper möglich ist. Als Äquivalent des Unterengadiner Fensters ist dieses kleine Fenster seit den Anfängen der Deckenlehre als Beweis für den Deckenbau angesehen und seit den Arbeiten von W. v. SEIDLITZ (1906) und M. M. BLUMENTHAL (1926 a) viel besucht worden. Es war im Rahmen einer Dissertation schon im Hinblick auf das beschränkte untersuchte Gebiet naturgemäß keine Aussage über großtektonische Zusammenhänge, Phasen oder Bewegungsrichtungen zu erwarten. Das Bemühen galt vielmehr der Erfassung der Gestaltung der Überschiebungsbahnen, der Kleintektonik und besonders den Auswirkungen der tektonischen Vorgänge auf die Gesteine der verschiedenen Decken.

Diese bestehen vorwiegend aus mechanischer Zerschierung und Mylonitisierung, wie dies von allen Autoren dieses Gebietes betont wurde (u. a. A. STRECKEISEN et al. 1966, 706). Diese Erscheinungen wurden im Unterengadin (Nunagruppe) von E. WENK (1934, 218—257) detailliert untersucht. Dieser Autor bezeichnet die Deformationsvorgänge zusammenfassend als Kataklyse (rupturelle Deformation unter einseitigem Druck ohne Wirkung von Differentialbewegungen) und Mylonitisierung (Deformation unter starker Durchbewegung), wobei diese beiden nur verschiedene Grade der mechanischen Deformation seien. Bei der Mylonitisierung beschreibt E. WENK auch chemische (rekristallisierende) Umsetzungen, doch trennt er sie nicht von den mechanischen Reaktionen ab, da sie diesen stets stark untergeordnet seien.

Die Gesteine des Silvrettakristallins um Gargellen wurden zwar ebenfalls überwiegend mechanisch durch Zerschern deformiert, doch erfolgen praktisch immer auch chemisch-mineralogische Umsetzungen und besonders in den schiefrigen Gesteinen Deformation durch Zergleiten und Verfallen. Da auch im Gelände oft gut das Überwiegen der einen oder anderen Deformationsart erkennbar ist und beispielsweise in den unterlagernden Sedimenten tws. überhaupt nur chemisch-mineralogische Gesteinsveränderungen (Mineralneusprossungen) beobachtet werden konnten, scheint eine Trennung der einzelnen Vorgänge berechtigt. In der

Geologischen Karte (Taf. 1) wurden die alpinen Gesteinsveränderungen dort ausgeschieden, wo sie weitere Verbreitung und makroskopisch gut erkennbare Intensität haben und auch Veränderungen des Mineralbestandes beteiligt sind. Da im Gelände durch Übergänge und geologisches Auftreten immer — sehr oft allerdings nicht bereits im Handstück oder in kleinen Aufschlüssen — das ursprüngliche Ausgangsgestein bestimmt werden konnte, wurden diese alpin deformierten Bereiche in der Signatur jeweils dem Ausgangsgestein zugeordnet.

Überwiegend oder ausschließlich zerscherte Partien sind stets an die eingezeichneten Störungen gebunden und die Mineralneubildungen in den Sedimenten überwiegend an den unmittelbaren Bereich der Überschiebungsbahn.

Vor der Beschreibung der einzelnen Deformationserscheinungen muß nochmals betont werden, daß diese Unterscheidungen in der Natur nur in den seltenen Extremfällen möglich sind, die große Zahl der deformierten Gesteine aber im selben Handstück, ja Dünsschliff, alle Arten der Gesteinsveränderungen sich überlagernd und ergänzend zeigen. Diese Gesteinsveränderungen in ihrer Gesamtheit unterscheiden sich aber, wie bereits ausgeführt, deutlich von der regional wirksamen älteren Diaphthorese, auf deren altersmäßige Einstufung oben eingegangen wurde.

Überschiebungstektonik:

Im Fenster von Gargellen sind, wie bereits ausführlich beschrieben, erosiv unter der mächtigen, hier nur aus Kristallin bestehenden Silvrettadecke die Arosa Zone, die Sulzfluh-Decke, die Falknis-Decke und der Prätigau-Flysch freigelegt. Die nun auch fossilbelegte Tatsache der mehrfachen Überlagerung jüngerer Gesteine durch ältere machte schon seit langem (s. Erforschungsgeschichte) die Fensternatur und den Deckenbau in diesem Gebiet unbestritten. Ob allerdings alle oder einzelne unterostalpine (im Sinne von J. CADISCH 1953) Decken vom Silvrettakristallin als „*traîneau écraseur*“ von S bis SE her mitgeschleift wurden (z. B. W. v. SEIDLITZ 1906, 364) oder aber selbständig in ihre heutige Lage gelangt sind und erst später vom Kristallin überwältigt wurden, kann in Gargellen nicht entschieden werden.

Da auf die tektonische Beanspruchung der Gesteine des Fensterinhaltes und besonders auf die Mylonitisierung des Sulzfluhgranits bereits ausführlich eingegangen wurde, sollen im folgenden hauptsächlich die Auswirkungen der Überschiebung des Kristallins über die unteren Einheiten beschrieben werden.

Die Überschiebungsbahn der Silvrettadecke (und die \pm gleich verlaufende der Sulzfluh-Decke) ist zwar an mehreren Stellen gut aufgeschlossen (besonders Gargelner Alptobel linke Seite und Schmalzberg-Abhang), doch ist infolge späterer Komplikationen ihre ursprüngliche Richtung nur schwer zu bestimmen. M. M. BLUMENTHAL errechnete aus dem Vergleich der verschiedenen Ausstreichpunkte, daß die auflagernde Silvrettadecke mit einer Überschiebungsfläche von 12° Neigung den unterostalpinen Deckengliedern aufruhrt, wobei die Schubfläche NW-SE streicht

(M. M. BLUMENTHAL, 1926 a, 60). Wie sich zeigte, übersah er weitgehend die Bruchstaffelung, nach deren Berücksichtigung (Taf. 3) die Überschiebungsfläche etwa die Lage s 085/03 hat. Ob dies wirklich die ursprüngliche Anlage ist, muß offen bleiben, da der genaue Einfluß der späteren Aufwölbung (s. u.) nicht erfaßt werden kann. Jedenfalls ist ein schon primäres Einfallen nach E, eventuell auch nach SE (J. CADISCH 1953, 408) wahrscheinlich.

Die Richtung der Überschiebung, die ja generell für die Ost-Alpen S-N bzw. SE-NW ist, kann mit Vorbehalt aus der Analyse der Gefüge erschlossen werden: Wie das Maximum in Abb. 8 zeigt, fallen die Faltenachsen der Arosa Zone überwiegend flach nach E bis ESE ein. Daraus und aus der deutlich ausgeprägten N-Vergenz (besonders am St. Antönierjoch-Gewölbe, Abb. 3) ergibt sich eine Hauptbewegung nach N, wobei ihre deutliche Tendenz nach NE so wie andere auftretende Richtungen lokal bedingt, teils aber sekundär verursacht sein dürfte. Sicher war jedoch diese Bewegungsrichtung auch noch später, nach der Überschiebung der Silvretta-Decke, wirksam, da im Fenster des St. Antönierjoches auch die basalen Teile des Kristallins mit in eine NNE gerichtete Faltung (und Fältelung, s. o.) einbezogen wurde. Aus den Störungs- und Bruchflächen in Kristallin und unterlagernden Decken (Abb. 8) läßt sich kein Schluß auf die Überschiebungsrichtung ziehen, da mehrere zu verschiedenen Systemen gehörende Richtungen auftreten, beobachtbar besonders im Kristallin immer wieder das alte Gefüge (s) benützt und daher keine oder nur die eine (von zwei zusammengehörenden) Scherflächenschar ausgebildet wurde und schließlich die Maxima sicher einer jungen, allerdings wahrscheinlich auch schon früher wirksamen, tektonischen Beanspruchung zugehören (s. u.).

Die Überschiebungsbedingungen, unter denen die Überschiebung des Kristallins über die unterlagernden Einheiten (bei heute noch stellenweise 2000 m betragender Überlagerung durch das Kristallin) vor sich ging, sind aus den Auswirkungen auf die Gesteine wenigstens zu vermuten. Die unbedeutenden, tws. gar nicht vorhandenen Mylonitisierungen an den Überschiebungsflächen und besonders auch das fast völlige Fehlen von Verknetung und Marmorisierung an den Sedimenten können wohl nicht ausschließlich mit dem stark dünnstriefigen Charakter der Arosa Zone und der Annahme größerer abgeschürfter Pakete derselben erklärbar sein. Es liegt vielmehr der Schluß auf die Beteiligung von Wasser (Porenwasser, vielleicht auch überhaupt submarin) als Gleitfilm (und den damit verbundenen hydrostatischen Auftrieb) nahe.

Das Alter der Überschiebung läßt sich für Gargellen nur sehr grob als jünger als Eozän angeben: der Prätigauflsch in Gargellen hat noch Alttertiär (s. o.), die Falknis-Decke Oberkreide, die Sulzfluh-Decke (hier) Kimmeridge, die Arosa Zone wahrscheinlich Cenoman als jüngste Schichtglieder. Es kann daher im Rahmen dieser Arbeit nur auf die regionalen Arbeiten, für diesen Abschnitt der Alpen vor allem auf R. OBERHAUSER (1968 u. 1970) verwiesen werden.

Verschuppungen:

M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 77) nahm für die Überschiebungsbahn des Kristallins unbedeutende Verschuppung mit der Arosa Zone an. Ihm war, wie aus seiner Beschreibung (1926 a, 64—65 u. Fig. 6) hervorgeht, auch bereits der einzige Fall einer größeren Verschuppung im Fenster von Gargellen, nämlich die im Röbibach, bekannt: Oberhalb des Sulzfluhkalks ist hier in die zwischen m 1520 und m 1550 aufgeschlossene Arosa Zone (hauptsächlich Aptychenschichten) ein etwa 10 m mächtiger Span von stark zerschertem und umgewandeltem Kristallin (Muskovit-Chlorit-Schiefergneis) eingelagert, der mit den Aptychenschichten eng verschweißt ist, wie bei dem kleinen Wasserfall gut zu sehen ist. Da diese Einschuppung gegen NE von einem Bruch abgeschnitten wird und gegen W in der Moräne verschwindet, ist ihre wahrscheinliche Ausdehnung nicht zu ersehen, sie übersteigt aber jedenfalls 80 m, da kein Auskeilen an den Aufschlußgrenzen erkennbar ist. Bedeutend kleinere Einschuppungen von Silvrettakristallin in die Arosa Zone werden öfters angetroffen, wobei diese Späne fast durchwegs unmittelbar über den Sulzfluhkalken in den Schiefeln lagern. Dies erklärt sich aus der relativ größeren Unverformbarkeit, die zu einer Art Saigerung innerhalb der Gleitzone unter der Silvrettadecke führte. Die Späne zeigen stets linsige bzw. spindelartige Form, wie dies auch für vereinzelt in die Arosa Zone eingeschuppte Sulzfluhkalke (brecciös und marmorisiert) gilt (z. B. Schnapfentobel m 1780). Ein einheitlicher Bewegungssinn war aus diesen Spänen und aus der Spänung des Sulzfluhkalks in den -granit (s. o. und Abb. 5) auch deshalb nicht ablesbar, da nicht feststeht, welcher geologische Körper (Decke oder Schichtglied) der stärker gehemmte und welcher der voraus-eilende war, solange keine Klarheit darüber besteht, ob das Kristallin allein oder unter basaler Mitschleppung anderer Einheiten überschoben wurde.

Die Späne von Silvrettakristallin entsprechen völlig den unten beschriebenen kataklastischen und mylonitischen Gesteinen und sind meist nicht stärker deformiert als die Basis des Kristallins. Somit läßt sich fast immer das Ursprungsgestein bestimmen.

Schieferung und Fältelung der Gesteine:

Diese Formen der Reaktion der Gesteine auf die Beanspruchung durch die Überschiebungstektonik treten fast ausschließlich in schiefrigen Gesteinen auf, also in den Biotit-Paragneisen, in den dünn-schichtigen Hornblendegesteinen und in den schiefrigen Gesteinen von Prätigauflysch und Arosa Zone. Aus diesem Grund und infolge des starken Überwiegens der Mylonitisierung der Gesteine an den Überschiebungsflächen wurden diese Arten der Deformation fast nur innerhalb des Kristallins an einzelnen Bewegungsbahnen und in den Schiefeln der Arosa Zone (besonders linke -N-Talseite des Gargellner Alptobels) und des Prätigauflyschs (Gargellner Alptobel-Bachbett) ausgebildet. Da dabei die Haupteinengungsrichtung anscheinend in den Schieferungsflächen oder aber nur in kleinem Winkel (unter 35%) dazu lag, wurde überwiegend jeweils nur eine (meist diese

vorgegebene) Flächenschar ausgebildet (bzw. verstärkt) und nur selten eine oder mehrere zusätzliche.

1. Einscharige, nicht affine Zergleitung: (F. KARL 1964, 62—66)

Diese war die eine der zwei häufig verwirklichten, sich daraus ergebenden Möglichkeiten der unmittelbaren Teilbewegungen. Obwohl sehr weit verbreitet, ist sie infolge der Benützung der vorgegebenen Schieferung oder Schichtung (ss) sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch wenig auffallend: im Handstück durch eine Verstärkung (Auffrischung) der Schieferung sowie durch Ausbildung von serizitischen und chloritischen Belägen auf den s-Flächen im Kristallin und weniger ausgeprägt in der Arosa Zone (seidiger Glanz, s. o.); im Dünnschliff durch die starke Längung und Einregelung der Komponenten (allerdings bereits unter Beteiligung von Lösungsumsätzen) sowie durch Ausfaserung der Glimmer- und Hornblenden in s. Besser erkennbar ist diese Zergleitung in den Fällen, wo sie leicht schräg zur primären Schieferung erfolgt. Schöne Beispiele dafür konnten in

Biotitfleckengneisen des unteren Gehänges zwischen Sarotla- und Platinatal beobachtet werden: Das dunkelbraune (mit Violettstich) Gestein mit 2 mm großen schwarzen Biotiten ist deutlich geschiefert, doch sind die s-Flächen selbst uneben und höckrig.

U. d. M.: Lagiges Gefüge von Quarz, Plagioklas und Glimmer (Kg. 0,1 mm) mit einzelnen Biotitporphyroblasten (Kg. bis 2 mm). Dieses „s₁“ wird durch Querbiotite als älter als der Abschluß der Metamorphose bestimmt und deutlich von einem jungen „s₂“ unter 30—35° geschnitten. Dieses „s₂“ versucht immer wieder, in die vorgegebene alte Schieferung einzubiegen; dadurch und durch die Schleppung der Glimmer, untergeordnet auch der Quarze, entsteht ein leicht welliges Gefüge. Dies zeigt aber auch, daß hier im wesentlichen nur einscharig deformiert wurde, da die Glimmer (deutlich auch an den Querbiotiten) nur an den Stellen deformiert sind, wo die neue Flächenschar einschwenkt bzw. kreuzt (hier deutlich abgeschnitten und als Chlorit in die Bewegungsfläche eingeschleppt). Die erkennbare Chloritisierung des Biotits in den neuen Bewegungsflächen, eventuell auch kleine, recht frische, teils mit ihrer Längsrichtung in der alten, teils in der neuen Schieferung liegende Muskovite beweisen eine mit der Zergleitung verbundene, sie überdauernde Mineralumsetzung.

2. Biegleitung durch Stauchung: (F. KARL, 1964, 76—79)

Sie tritt oft im selben Aufschluß wie die beschriebene einscharige Zergleitung auf. Dies dürfte teils auf einen anderen Beanspruchungsplan und/oder eine andere Verformungsgeschwindigkeit, teils aber auf lokal vorgegebene Strukturen (z. B. leichte Faltung oder durch Kalinatronfeldspat-Porphyroblastese bedingte wellige Struktur mit welligen Glimmerlagen in den Biotit-Augengneisen der Madrisa) oder lokal höhere Materialbeweglichkeit (z. B. durch stärkere Lösungsumsätze) zurückzuführen sein. Letzteres gilt sicher für die Fälle, wo erst auf eine vorausgehende Mylonitisierung eine Verfältelung erfolgte, verbunden oft mit einer mittelbaren Teilbewegung, also chemisch-mineralogischen Umsetzungen (s. u.).

Ein Beispiel für eine ausgesprochen schön ausgebildete Biegegleitung durch Stauchung bietet ein

Biotit-Muskovit-Gneis aus dem Äußeren Röbitobel (Mittelrücken m 1650). Das graubraune, stark limonitisch anwitternde Gestein zeigt im Querbruch deutliche spitzwinkelige Kleinfältelung, die auch ein Aplitgänglichchen miteinbezieht, und ist im Längsbruch und in s stark wellig und zerschert.

U. d. M.: mittlere Kg.: 0,1—0,4 mm, Glimmer und Gangquarz bis 1,5 mm; Plagioklas (25%), Quarz (35%), Biotit (15%), Muskovit (15—20%), Chlorit (5%) bilden ein durchwegs lentikuläres, stark lagiges, verfaltetes Gefüge mit einzelnen Scherflächen; Komponenten durchwegs postkristallin verbogen, eventuell tws. rekristallisiert (Muskovit und Quarz). Nach der Regel der „Stauchfaltengröße“ (B. SANDER, 1948, 98 u. 150) kommt es zu steil aufgerichteten, engen Falten mit deutlicher Mächtigkeitzunahme im Scharnier, wobei die Art der Glimmeranreicherung den Eindruck eines Aufplatzens und nachfolgender Füllung der Schichtflächen durch Blastese von Chlorit und Rekristallisation von Muskovit (mittelbare Teilbewegung) macht. Die Reaktion der einzelnen Gemengteile auf die Stauchung ist Verbiegen und Zerknittern (nur vereinzelt Zerbrechen und Serizitisierung bzw. Chloritisierung) der Glimmer, Zerbrechen und Längung der Plagioklase und Granulierung und Translation bzw. Kaltreckung der Quarze. Postkinematisch erfolgte eine Neublastese von Chlorit und Muskovit (tws. quer zur Knitterung im Biotit, in Faltenscheiteln Abbildungskristallisation).

Es können immer wieder Fälle beobachtet werden, in denen nach einer Verfältelung noch eine Zerschierung der Faltenscheitel erfolgte, also der Übergang zu Biegescherfaltung (F. KARL 1964, 82—84). Ein auffälliges Beispiel bildet der

Muskovit-Quarz-Glimmerschiefer, der unmittelbar unter dem St. Antönierjoch ober dem kleinen Moränensee beim Aufstieg rechts des Weges ansteht. Das mit denselben Achsen wie die unmittelbar unterlagernden (allerdings durch einen Bruch getrennten) Aptychenschichten eng N-vergent verfältelte Gestein verwittert rostig und mit heraustretenden Quarzlagen. Die Kartierung ergibt, daß es sich dabei um eine Quarz- und Glimmer-reiche Lage im Hornblendegneis handelt, die hier an der Basis des Kristallins verfältelt und dann von Pyrit injiziert wurde.

U. d. M.: Der Mineralbestand ist Quarz (65%), Plagioklas (0—5%), Muskovit (25%), Biotit, Serizit, Epidot-Klinozoisit, Apatit, Erz. Die Verfaltung erfolgte überwiegend durch Biegegleitung, doch ist jedenfalls in einer Spätphase eine zusätzliche Scherung eingetreten, die die Faltenscheitel durchsetzte und schleifte. Die Mineralreaktionen waren bei Quarz Kaltreckung und Granulierung, bei Feldspat Zerbrechen und bei den Glimmern Verbiegen. Allerdings sind tws. sowohl Quarz als auch besonders Muskovit (phengitisch) regeneriert, während Pyrit idiomorph auskristallisierte: Muskovit schließt Pyrit ein, wird aber auch von diesem eingeschlossen bzw. wächst teils in, teils außerhalb von Pyrit.

In den Sedimenten kann Biegegleitung durch Stauchung sehr ausgeprägt im Dünnschliff-, Handstück- und Aufschlußbereich (St. Antönierjoch-Gewölbe) und besonders im Prätigauflysch (Gargellner Alptobel-Bach) und den Aptychenschiefern der Arosa Zone (St. Antönierjoch-Fenster) erfolgt sein.

Kataklase und Mylonitisierung der Gesteine:

Dies sind die am häufigsten und sofort auffallenden Auswirkungen der alpinen Tektonik auf die Gesteine. Mechanische Zerkleinerung tritt bei allen Formen der alpinen Deformation auf, kann aber vereinzelt, wie beschrieben, gegenüber anderen Formen zurücktreten. Sehr häufig geht sie anderen Deformationen voraus oder löst sie ab. Ziemlich ausschließlich durch Zerkleinerung reagierten die Gesteine besonders bei der jungen Bruchtektonik und an der basalen Überschiebungsfläche des Kristallins. Wie dies auch E. WENK (1934, 218—250) beschreibt, können alle Grade der zerkleinernden Gesteinsdeformation beobachtet werden, der stets eine Deformationsphase vorausgeht, während der plastisch innerhalb der Mineralkörner reagiert wurde: Kaltreckung des Quarzes, Verbiegen der Glimmer und Hornblenden, Mikroklingitterung des Kalinatronfeldspates und Druckzwillingslamellierung des Plagioklases mit Verbiegen der Zwillinglamellen. Die weitverbreitete erste Erscheinung ist die oben beschriebene überwiegend einschichtige Zerkleinerung, die meist bereits von deutlicher Zerkleinerung (Granulierung der Quarze neben der Kaltreckung, Zerkleinerung von und Mörtelkranzbildung um Kalinatronfeldspat und Ausfaserung der Glimmer und Hornblenden) begleitet ist, aber sehr oft dem vorgegebenen s folgt.

Bei wahrscheinlich verstärkter Bewegung oder jedenfalls erhöhter Pressung genügen die beschränkten, meist vorgegebenen Bewegungsflächen nicht, und es kommt in bereits tws. cm-breiten Zonen zur Auflösung des ursprünglichen Gefüges, starker Kornzerkleinerung (besonders Quarz, Glimmer und Hornblende, aber auch Plagioklas) und Einregelung der verbleibenden Porphyroklasten (bes. Kalinatronfeldspat) in die Bewegungsebene.

Schließlich ist das Gestein in bis zu einigen 10 m mächtigen Bereichen völlig zerbrochen und sehr dicht von Mylonitzügen durchsetzt. Diese selbst, also Zonen mit völliger Zerreibung des Gesteins (mit nur vereinzelt Porphyroklasten), werden aber meist nur einige cm, sehr vereinzelt 1—3 m mächtig (Sarotlatal-Kämme s. u.). In diesem Stadium der Kataklase und Mylonitisierung ist häufig im Handstück keine Entscheidung über das Ausgangsmaterial mehr möglich und im Aufschluß nur aus der geologischen Situation und den Übergängen. An einigen wenigen, nur gering aufgeschlossenen Stellen der basalen Überschiebungsfläche des Kristallins war allerdings sogar eine Entscheidung, ob es sich um Kristallin oder kieseliges Sediment der Arosa Zone handelt, nicht mehr sicher möglich (s. u.), da auch Mineralumwandlungen auftreten.

1. Kataklase und Mylonitisierung von Orthogneisen:

Biotit-Augen- und -flasergneise und Aplitische Gneise kommen in keinen aufgeschlossenen Kontakt zur Überschiebungsfläche. Da sie (stark ausgefingert) in den schiefrigen Paragesteinen eingelagert sind, wurden sie bei der alpinen Pressung des Kristallins (und der auf ihm lagernden Sedimente, vgl. Ducan-Trias-Verfaltung) tws. als kompetente Lagen (Kerne) in die leicht verformbare Umhüllung hineingestoßen. Dabei wur-

den im Kontaktbereich zu den Paragesteinen, besonders am Scheitel, die Gneiskörper stark zerschert und verbogen, weshalb hier später besonders starke Erosion einsetzte (Ritzenspitzen s. u.). Ein Beispiel für diese Deformation durch Zerbrechen gibt ein

Muskovit-Serizit-Chlorit-Gneis, der sich an der Madrisa innerhalb weniger m (allerdings unter Mitwirkung von Mineralumsetzungen) aus schönem, nur leicht (zergleitend) deformiertem Biotitaugengneis entwickelt. Er zeigt im wesentlichen die oben angeführten Deformationen, die für die Muskovitaugen- und -flasergneise hier näher beschrieben werden, da diese leicht erreichbar unmittelbar ober den Häusern von Gargellen überall an der basalen Überschiebungsfläche des Kristallins auftreten.

Verschiedene Grade der mechanischen Deformation (und postkinematischer Kristallisation) von Orthogneisen in einem Handstück mit Schliiff zeigt ein kataklastischer

Muskovit-Chlorit-Serizit-Feldspataugengneis aus dem Graben W ober Rüti (m 1650, wo unten schöner Arosa Zonen-Aufschluß). Das graugrüne, speckige, ziemlich dichte, sehr harte (quarzitisch), von Scherflächen tws. stark durchsetzte Gestein zeigt nur undeutliches Parallelgefüge und im Querbuch selten Augen.

U. d. M.: Kg.: in stark mylonitischen Bereichen unter 0,01 mm, in weniger mylonitischen Bereichen etwa 0,25 mm, Porphyroklasten bis 1 cm. Bereiche mit völliger Mylonitisierung (bis submikroskopisch kleines Korn, hauptsächlich feingranularer Quarz, Serizit usw., wenige kleinere Mineralbruchstücke) wechseln mit Bereichen mit großen, nur von schmalen feingranularen Bewegungszonen getrennten Porphyroklasten (hpts. Kalinatronfeldspat) und Bereichen mit allerdings durchgescherter Biegegleitfaltung und ziemlich gleichmäßigem Korn (s. o.), aber auch mit Bereichen mit stärkerer Regeneration der Quarze und Neubildung von großen Chloriten und Muskoviten. Plagioklas — 20—25%, meist relativ gering saussuritisiert, stark ausgebildete polysynthetische Zwillingslamellierung mit oft stark verbogenen Lamellen (Druck!); Kalinatronfeldspat — 25%, fast durchwegs Mikroklin-gegittert (meist flau, mit Verbiegung der Gitterung), tws. sehr stark perthitisch (Fleckenp.), häufig zerbrochen, fast überall Mörtelkränze von Plag.-Quarz-Mikroklin-Serizit; Quarz — 35—40%, teils durch Translation stark gelängt, teils fein- bis feinstgranuliert, tws. schwach regeneriert; Serizit — 10%, besonders in den stark bewegten Bereichen auf Scherbahnen, aus Muskovit und Feldspat; Muskovit — 5%, blaßgrünlich, klein, deutlich posthauptidekinematisch von Mylonit in zerbrochenen Mikroklin hineinwachsend oder quer zu s; Chlorit — 5%, blaßgrünlich, meist fasrig, filzig, auch büschelig aus jüngeren Querklüften in die Mylonitisierungszonen hineinsprossend, blaugraue Interferenzfarben; Epidot-Klinozoisit, Titanit, Karbonat, Erz.

2. Kataklastik und Mylonitisierung der Biotit-Plagioklasgneise:

Ihrem stärker schiefriegen und daher leichter teilbeweglichen Gefüge entsprechend, reagieren diese Gesteine überwiegend durch Zergleiten (s. o.) und nie unter Bildung von mehr als cm mächtigen Myloniten, die zudem noch großteils gering veränderte Gesteinslinsen enthalten. Daher kann hier auf die oben beschriebenen kataklastischen Erscheinungen (Plagioklas-Zerbrechen, Quarz-Granulierung usw.) verwiesen werden.

3. Kataklyse und Mylonitisierung der Hornblendegesteine:

Im Gegensatz zu den Ausführungen von E. WENK (1934, 232) treten Kataklyse und Mylonitisierung in den Hornblendegesteinen sehr häufig auf. Dies mag u. a. auch darin seine Ursache haben, daß ihr Mineralbestand, soweit er nicht durch die regionale Diaphthorese verändert worden war, besonders schlecht den neuen p. t.-Bedingungen entsprach. Aus diesem Grund kommt es allerdings auch fast nie zu einer mechanischen Deformation ohne anschließende oder gleichzeitige Mineralneusprossungen. Hier werden nur solche Fälle beschrieben, die geringe Neublastese zeigen und besonders die junge Mylonitisierung durch die Bruchtektonik. Wie bei den Orthogneisen sind auch hier alle Stufen von geringer Kataklyse an einzelnen feinen Scherfugen über Ausbildung breiterer, völlig mylonitisierter Bahnen bis zu submikroskopischen Myloniten mit einzelnen Klasten vertreten. Während die älteren Mylonitisierungszonen wieder gut verkittet und echt rekristallisiert sind, wittern die von Gesteinsmehl gefüllten Bruchstörungen zu Scharten und Rinnen aus.

Ein Beispiel für die älteren zerbrechenden Deformationen an Hornblendegesteinen ist die Deformationsreihe von normalem (regional) diaphthoritischem **Epidot-Amphibolit** (Sarotla-Grat m 2500) über verschiedene Zwischenstufen — u. a. **mylonitischer Epidotamphibolit** (z. B. Grat zwischen Sarotla und Platina, m 2140) mit Dunkelgrün/Gelbbänderung und einem Wechsel von feinmylonitischen und leicht zerscherten Lagen von grobkörnigem Epidot-Klinozoisit, Quarz und Plagioklas sowie reliktscher Hornblende und Chlorit und **Epidotamphibolit-Mylonit** (Grat zwischen Sarotla und Platina, m 2090) mit völliger Kataklyse, ohne erkennbares s, von hellgrün-grauer Farbe mit helleren Klasten — zu einem, das Ausgangsmaterial nicht mehr erkennen lassenden

Mylonit: (Weg zum Sarotla-Paß, m 2170)

Dieser ist ein sehr hartes, dichtes, hellgelblichgrünes Gestein ohne oder mit nur sehr undeutlichem s.

U. d. M.: In eine submikroskopisch feine Grundmasse (65—70%) aus Quarz, Plagioklas, Epidot-Klinozoisit, Serizit, Karbonat?, Chlorit? und Erz sind als Klasten (30—35%, Kg. — 0,25 mm, selten — 2 mm) Quarz, Plagioklas, Mikroklin und Epidot (rekristallisiert) eingeregelt. Diese Einregelung bildet ein ausgeprägtes lagiges Gefüge.

Wie Übergänge zeigen, bilden sich aus weniger Epidot- und mehr Plagioklas-führenden Amphiboliten über Zwischenstufen stark karbonatische (30—35%), grüngrau-wachsglänzende Gesteine, deren feinfilziges Grundgewebe überwiegend aus Karbonat, Serizit und Quarz besteht.

Ein extremes Beispiel der jungen, bruchtektonischen (mit starker Pyritisierung — Limonitisierung des Gesteins verbundenen) Deformation von Hornblendegesteinen bietet ein

Mylonit vom Grat zwischen Platina und Sarotla, m 2120. Der Plagioklas-Amphibolit ist hier zu einem hell-grünlichen, wenig verkitteten Gesteinsmehl zerrieben, in dem bis einige cm große, gelängte und zerbrochene Bruchstücke des Ausgangsgesteins schwimmen.

U. d. M.: Nur undeutlich erkennbare Einregelung der überwiegend eckigen kleineren und großen Porphyroklasten (meist Gesteinsbruchstücke, aber auch

Einzelminerale: hauptsächlich Hornblende, Plagioklas; Kg. — 2 cm, 65%) in die feinmylonitische Grundmasse (35%). Der Vergleich mit den oben beschriebenen Myloniten zeigt, wie dort doch starke Mineralumbildungen neben der Mylonitisation stattgefunden haben, die z. B. die Hornblende und die Glimmer völlig umwandelten.

4. Kataklyse und Mylonitisation von Gesteinen des Fensterinhalts:

Auf die überaus starke Zerschering der schiefrigen (und deshalb gegen echtes Zerschneiden sehr widerstandsfähigen) Gesteine der Arosa Zone, auf brecciöse (tektonische) und mylonitisierte Zonen im Sulzfluhkalk (besonders Äußeres Röbitobel) und auf die Mylonitisation des Sulzfluhgranits wurde bereits oben bei der Beschreibung der Gesteine eingegangen. Wie schon erwähnt, sind echte Mylonite sehr selten und bestehen dann aus einem blaugrauen (Aptychenschichten!) oder weißen Brei, in dem nur vereinzelte Bruchstücke der betroffenen Gesteine schwimmen. Die am schönsten ausgebildeten und mächtigsten derartigen Mylonitzonen sind am Weg Gargellen Kirche — Ronggalpe unmittelbar links, besonders aber rechts (S) des Ronggbaches aufgeschlossen.

In diesem Zusammenhang muß auch erwähnt werden, daß es bisweilen außerordentlich schwierig und makroskopisch sogar unmöglich ist, bei stark zerscherten und mylonitisierten Hornblendegesteinen (Biotit-Paragneise bleiben wenigstens in Partien relativ gut erhalten und Orthogneise bewahren meist Kalinatronfeldspatporphyroklasten) im Kontakt zu kieseligen Arosa-Zonengesteinen zu entscheiden, ob ein Sediment oder ein Metamorphit vorliegt. Ein auffallendes Beispiel sind die **Kieselschiefer**, die unterhalb des Moränensees unter dem St. Antönierjoch direkt am Weg (m 2330) mit den Aptychenschichten verfaltet sind. Das etwas metamorphe (büschelige Chloritneusproung), stark durchbewegte und zerscherte bräunlich- und grünlichgraue Gestein wurde im Gelände — wie von M. M. BLUMENTHAL 1926 a, 69) — als mylonitisch-karbonatischer Serizitschiefer (aus Hornblendegneisen) ausgeschieden, zeigt aber unter dem Mikroskop eindeutig das feinstverzahnte Quarzgefüge von Radiolariten und Kiesalkalken in Wechsellagerung mit karbonatisch-serizitischen Lagen.

Ultramylonite:

Während u. a. J. CADISCH (1953, 417) die Ultramylonite („Pseudotachylithe“) als in Risse und Spalten des Kristallins eingedrungene feinste Mylonite der basalen Schubfläche ansieht, führt sie P. BEARTH (1933, 347—355) auf die Aufwölbung des Unterengadiner Fensters am Ende der alpinen Orogenese zurück. Bisher waren diese gangförmig auftretenden dunklen Mylonite nur aus der Umrahmung (besonders im W) des Unterengadiner Fensters bekannt, und zwar überwiegend bis 100 m, selten bis über 300 m von der Überschiebungsfläche entfernt. Im Silvrettakristallin um Gargellen konnten nun öfters solche Ultramylonite in Hornblendegesteinen, Ortho- und Biotitgneisen und (an der Madrisa) bis über 500 m von der Basalfläche entfernt, gefunden werden.

Das Auftreten der Ultramylonite und die Tatsache, daß die anderen internen und Basismylonite nie eine gleiche, dichte Struktur haben und

Ultramytonite in den basalen Myloniten oder von diesen ausgehend nie beobachtet wurden, sprechen sehr stark für die Unabhängigkeit von der Überschiebungstektonik und Entstehung in einer späteren Einengungsphase. Diese Erklärung wird durch das Verhältnis der Ultramytonite zu den anderen alpinen Deformationsvorgängen erhärtet:

Eindeutige alpine Fältelungen (Biegegleitung durch Stauchung s. o.) und Mylonitisierungen werden von mm bis cm, vereinzelt aber bis etwa 1 m mächtigen Gängen durchsetzt und teilweise abgeschnitten. Das schönste Beispiel dafür ist der

Ultramytonit in Biotit-Chlorit-Plagioklas-Gneis im Äußeren Röbitobel, m 1650. Das dunkelbraune, wellig schiefrige Gestein wird hier von einem dunkelgrauvioletten, fast schwarzen, dichten, etwa 80—100 cm mächtigen Gang mit zahlreichen Verästelungen quer zur Schieferung durchschlagen, wobei das s geschleppt wird.

U. d. M.: Der Biotit-Plagioklas-Gneis (Mineralbestand s. o.) zeigt ein stark lagiges Gefüge durch Längung von Plagioklas und Quarz und den Wechsel von dicken Glimmerzügen, Quarzlagen und normalen Plag.-Quarz-Glimmerlagen; tws. in s stärker einscharig zerglitten mit Granulierung von Plag. und Quarz sowie schwach-wellige Biegegleitung; Anätze zu postkinematischer Kristallisation: Chlorit, kleine Muskovite auch quer zu s (aber nie im Gang!). Die letzte Faltung wird vom Gangmylonit unter leichter Schleppung und Bildung eines stärker serizitischen Randsaums abgeschnitten, ist also älter als dieser. Der Ultramytonit besteht aus einem dichten, bräunlichen, tws. Fließfaltenstruktur zeigenden Filz (70%) mit deutlich serizitischen Partien (besonders randlich), in dem Erz und Epidot erkennbar sind; darin überwiegend gelängte und gerundete Klaster (20—30%) von Biotit-Quarz-Plagioklas-Gesteinen, granuliertem Plagioklas und Quarz.

Der einzige Fall, wo Ultramytonite an der Basis des Kristallins auftreten, spricht ebenfalls für eine Entstehung in einer Spätphase der alpinen Tektonik:

Ultramytonit im Hornblendegneis des St. Antönierjoch-Gewölbes:

In der größeren (NE) der in das Aptychenschichtengewölbe am St. Antönierjoch eingefalteten Kristallinsynklinalen steht ein Hornblendegneis-Mylonit an, der in unvermittelt einsetzenden, schlierenförmigen Bereichen Ultramytonit enthält. Offensichtlich ging hier durch eine verstärkte Einspannung das bereits bei der Überschiebung mylonitisierte Gestein in kleinen Bereichen unvermittelt in eine Art plastischen Zustand über, wanderte aber nicht weit, sondern drang nur vereinzelt verästelt in das überwiegend noch grobklastische Nebengestein ein. Die Ultramytonitbildung ist aber jedenfalls älter als eine abschließende, auch die Ultramytonite klein versetzende Zerschering und als die junge, mit Pyritisierung verbundene Bruchbildung, da im Ultramytonit schöne idiomorphe Pyritwürfel stecken. Die Struktur und Zusammensetzung des mylonitischen Nebengesteins ist die der oben beschriebenen Hornblendegesteinsmylonite.

Lokale (spät)alpine Diaphthorese:

Wie bereits betont, unterscheidet sich die an die alpine Tektonik gebundene retrograde Metamorphose von der älteren regionalen Diaphtho-

rese (s. o.) bei etwa gleicher Mineralfacies durch die strenge Bindung an bestimmte Bewegungszonen und durch die stets beherrschende Beteiligung von Durchbewegung (Druck) an der Gesteinsdeformation bei wahrscheinlich geringer Temperatur. Typische und häufige Mineralumsetzungen, die wenigstens lokal erreichte p.-t.-Bedingungen der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfacies belegen, sind:

- völliger Abbau von Hornblende und weitgehendes Verschwinden von Biotit und Granat;
- umfassende Saussuritisierung von Plagioklas und Verglimmerung von Kalinatronfeldspat;
- starke Verbreitung von Epidot-Klinozoisit und besonders Serizit;
- meist makroskopisch erkennbare Blastese von (phengitischem) Muskovit und von Chlorit sowie von Albit (3—8% An.) und Karbonat;
- Rekristallisation von Quarz.

Da in den oben beschriebenen, überwiegend durch Schieferung und Fältelung, Kataklyse und Mylonitisierung sowie Ultramylonitbildung veränderten Gesteinen häufig auch Mineralneubildungen bzw. -umsetzungen auftreten und auch aufgezeigt wurden, genügt hier ein besonders typisches und eindrucksvolles Beispiel:

Serizit-Chlorit-Schiefer = Amphibolitmylonitschiefer (Abb. 7) vom Schafberg, unmittelbar links (N) des Sessellifts, m 2130. Das limonitisch anwitternde, dunkelgrüngraue, leicht seidig glänzende Gestein ist wellig-dünnschichtig mit deutlicher wirrer Fältelung und dadurch in s feinfasrig.

U. d. M.: In einem feinstkörnigen, tws. verfalteten Grundgewebe (Kg. — 0,05 mm) aus Plagioklas, Quarz, Serizit, Chlorit, Epidot-Klinozoisit und Erz schwimmen einzelne Porphyroklasten (Kg. 0,2 mm, selten — 5 mm, stark saussuritierter, zerbrochener Plagioklas, granulierter Quarz, Epidot-Klinozoisit) und als Neusprossungen (bzw. regeneriert, Kg. — 2 mm) xenomorpher Lösblatt-Albit, Quarz mit einfachen Korngrenzen, tws. polygonaler phengitischer Muskovit (blaugrünlich) und gelbgrün bis dunkelgrün pleochroitischer Chlorit. Mineralbestand: 15% Plagioklas, 10% Quarz, 30% Serizit und Muskovit, 35% Chlorit, 5% Epidot-Klinozoisit.

Als Deformationsablauf ergibt sich:

1. nachdem aus dem Gestein mechanisch ein Mylonit geworden war, scheint dieser
2. durch plastische polytrope Fließfaltung reagiert zu haben, während im Kleinbereich neben
3. einschariger nichtaffiner Zergleitung
4. sehr häufig schöne Biegegleitung durch Stauchung erfolgte, die
5. durch nachfolgende Muskovitblastese (seltener Chlorit) schöne Abbildungskristallisation zeigen kann (Abb. 7).
6. Im Gesamtbereich entstand durch die postkinematische Kristallisation hauptsächlich von Chlorit ein Blastomylonit, der nur durch die Klasten noch als ehemaliger Mylonit erkennbar ist.

Naturgemäß erfaßte diese retrograde Dynamometamorphose neben dem Silvrettakristallin auch den Sulzfluhgranit (s. o.). Dieser wurde mylonitisiert, worauf sich Muskovit, Chlorit und Karbonat neugebildet haben,

wobei besonders schön große Chlorite büschelig zwischen den Klasten (bes. Kalinatronfeldspat) aufsproßen.

Mineralneusprossungen in den Sedimenten des Fensterinhalts:

Der stark schiefrige Charakter der von der Durchbewegung während der Überschiebung besonders betroffenen Arosa Zone (und des Prätigau-flyschs) bewirkte hauptsächlich ein starkes Zergleiten der meist nur mm-geschichteten und -geschieferten Gesteine. Angesichts dieses jede Mineralneubildung sofort überholenden und vernichtenden Vorherrschens der mechanischen, unmittelbaren Teilbewegungen überrascht die geringe Verbreitung von Mineralneusprossungen und Marmorisierungen in den Sedimenten nicht. Seidigglänzende Serizitüberzüge auf den s- bzw. ss-Flächen waren die einzigen erkennbaren Reaktionen. Es muß allerdings darauf verwiesen werden, daß die Sedimente und besonders auch der Flysch nicht speziell auf Mineralneubildungen hin untersucht wurden. In den kieseligem Gesteinen der Arosa Zone (Radiolarite, Kieselkalke s. o.) wurden hingegen öfters Neubildungen von Albit, Quarz, Muskovit, Karbonat beobachtet. Ebenso ergab eine Schriffserie durch die Basis der Sulzfluh-Decke eine geringe, mm bis einige dm in das Gestein reichende Marmorisierung des Sulzfluhkalks mit Blastese von einzelnen verzwilligten Albiten (ca. 5% An.) und etwas Chlorit. Diese Mineralneubildungen erfolgten sicher unter wesentlicher Beteiligung von Stoffzufuhr als Folge einer schwachen Dynamometamorphose.

Spätalpine Auffaltung (St. Antönierjoch-Gewölbe):

Seit dem Anfang der geologischen Erforschung des Fensters von Gargellen (s. o.) ist auch das Nebenfenster des St. Antönierjochs bekannt. Aber erst M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 67—70) erkannte dessen Gewölbebau, übersah aber die eindeutige Beziehung zum Kessi-Fenster (Taf. 2) und mißdeutete daher das Verhältnis von Auffaltung und Bruchbildung. Die Situation läßt sich am besten von unten, vom Gargellner Alptal (etwa 1750 m) aus übersehen. Von hier blickt man beinahe in der Richtung der ENE eintauchenden Achse auf die durch Brüche und die ihnen folgende Erosion angeschnittene Auffaltung (Abb. 2 und 3):

Im Kessi fallen durch ihre hellgraue Farbe sofort zwei, durch steil nach ENE fallende Brüche vom Hauptfenster und untereinander getrennte Sulzfluhkalkstufen (tws. mit hangender Arosa Zone) auf. Ihr auch unter der Quartärbedeckung durch die Karsttrichter (Taf. 1) gut verfolgbares Aufbiegen gegen N, also entgegen dem generellen NE-Fallen der Kalke, läßt die Beteiligung des Sulzfluhkalks an einer Aufwölbung erkennen. Im Talschluß tritt aus dem Gehänge eine steil aufgerichtete, etwas N-vergente Falte deutlich durch ihre bräunliche Farbe und die von der Umgebung abweichenden, scharfen Umrisse hervor. Sie wird von intensiv kleingefälten, von einzelnen radiolaritischen Lagen und sehr häufig von Kieselknollen durchsetzten bräunlichen und braungrauen Aptychenschichten aufgebaut. Ihre sichtbare Amplitude beträgt etwa 100 m, ohne daß der unterlagernde Sulzfluhkalk aufgeschlossen ist. Der Scheitel dieser Falte ist durch drei noch erhaltene Synklinalkerne aus stark verändertem,

limonitisch anwitterndem Hornblendegneis weiter gegliedert. Am \pm saigeren N-Schenkel preßt sich ähnliches Kristallin eng an die Aptychenschichten an (s des Kristallins parallel zu ss des Sediments) und wird durch eine Rinne von noch gut identifizierbarem, zerschertem Bänderamphibolit und Hornblendegneis getrennt. Durch eine, wie die weit hinabreichenden Hornblendegesteine beweisen, tiefe Kristallineinfaltung getrennt ist etwa 200 m NNE eine weitere, mit dem umgebenden Kristallin auf etwa 2—5 m zusammengepreßte, gegen S überschlagene Aptychenschichten-Antiklinale aufgeschlossen. Auf gleiche Weise getrennt, stehen 100 m SSW des schönen Gewölbes am Weg zum St. Antönierjoch unter dem Moränensee — intensiv verfaultet, wie die leicht mit Serizitgneisen und -Schiefern zu wechselnden Radiolaritlagen zeigen — und auch 200 m S davon Arosa-Zonen-Gesteine an (rote und grüne Radiolarite, rötliche Aptychenkalke und hauptsächlich stark schiefrige, kieselige Aptychenschiefer).

Aus diesen Aufschlüssen ergibt sich eine NNW-vergente Aufwölbung mit einer intensiven Detailverfaltung der Arosa Zone mit den basalen Teilen des Kristallins, das bis etwa 10 m vom Kontakt völlig verändert (mylonitisiert usw., s. o.) und bis etwa 50 m stark zerschert wurde.

Die Richtung der Achse dieser Auffaltung (B 075/05) kann einerseits am Aptychenkalkgewölbe eingemessen werden und ergibt sich andererseits aus der Verbindung von Gewölbe und Kessi-Sulzfluhkalk. Die Verlängerung nach E wäre in Gargellen zwischen dem Gaben W ober P 1474 und dem Ronggbach zu suchen. Da sich dort aber keinerlei Anzeichen einer Verbiegung von Sulzfluh-D. oder Arosa Zone zeigen und im Kessi die Arosa Zone im Scheitel der Sulzfluhkalk-Aufwölbung auf Grund der Aufschlußverhältnisse (im N-Gehänge stehen bis 60 m über den obersten Dolinen unveränderte bändrige Hornblendegesteine an) erst 40—50 m mächtig sein kann, muß die gesamte Auffaltung gegen ENE auslaufen. Die Aufschlüsse am Erosionsrand gegen das Prätigau (Gempiflüh) zeigen, daß sie auch gegen WSW ausklingt und daß ihre Achse (bei Berücksichtigung der Bruchtektonik) von der Kulmination E des St. Antönierjochs gegen W. und E mit ca. 5° abtaucht.

Wie aus den Gefügediagrammen (Abb. 8) hervorgeht, sind die ss-Flächen der Arosa-Zone im Bereich der Auffaltung überwiegend einer ESE tauchenden B-Achse zugeordnet, während die flachen Achsen der Kleinfältelung kein echtes Maximum haben und zwischen ENE und ESE pendeln. Das abgebildete Maximum erklärt sich daraus, daß in diesem Diagramm auch die Messungen aus dem Hauptfenster enthalten sind. Dort ist, wie besonders das ss-Flächendiagramm zeigt, war neben der flach SSW-auch S- und SSE-fallende Schichtung häufig, doch liegt auch hier das Maximum der flachwelligen Verfaltung bei flach ESE tauchenden Achsen. Diese von der Richtung der Auffaltungs-Hauptachse bis zu 45° abweichende Einregelung der ss-Flächen und eines großen Teiles der Kleinfaltungsachsen und die axiale Stauchung der Hauptachse dürften \pm gleichzeitig mit der NNW gerichteten, den gesamten Deckenstapel erfassenden Faltung erfolgt sein. Die offenbar auch in Richtung der Falten-Hauptachse starke Einspannung, vielleicht bedingt von oder verbunden mit einer Aufpressung aus dem Untergrund, führte lokal zu einem verstärkten Ausweichen nach

oben. Dies war dadurch möglich, daß, vielleicht auch unterstützt durch eine bereits geringer mächtige Kristallin-Überlagerung, ähnlich der Biegeleitung durch Stauchung eines Kartonpakets (F. KARL 1964, 76) der Scheitel zwischen den kompetenten Platten des Kristallins und der Sulzfluh-D. aufplatzte. In den freiwerdenden Raum wurde die sehr mobile Arosa Zone unter Einbeziehung der durch Kataklasten und Mylonitisierung beweglich gewordenen Kristallinbasis und unter interner Rotation ihrer Schichtflächen und Detailachsen aufgepreßt und angeschopt.

Da das Kristallin in die Auffaltung miteinbezogen wurde, erfolgte diese sicher nach der Hauptüberschiebung. Sie stimmt in Richtung und axialem Abtauchen gegen E mit dem Prätigaugewölbe einschließlich seines internen Großfaltenbaus (P. NÄNNY 1948, 82—84) völlig überein und bildet wie die von M. M. BLUMENTHAL (1926 b, 58—66) und von W. HAEFNER (1924, 30—32) beschriebenen Verbiegungen des Deckenstapels am Erosionsrand gegen das Prätigau nur eine Detailwellung dieses Gewölbes. Daher ist sie demselben Einengungsplan und derselben Bewegungsphase zuzuschreiben, die von J. CADISCH (1953, 408 und 417) als spätalpin und u. a. von E. CLAR (1965, 32) als nacheozän bestimmt wurde. Wie das Gesamtgewölbe wurde auch die Auffaltung des St. Antönierjochs durch den Übergang von der Faltung zur Bruchbildung verstärkt und umgestaltet (s. u.).

Bruchstaffelung:

Die Art und Richtung der Anlage des Fensters von Gargellen und besonders der Seitenfenster wird wesentlich von einem jungen Störungssystem bestimmt, über dessen stärker ausgebildete und weithin verfolgbare Flächenschar bereits kurz berichtet wurde (H. BERTLE, 1970). Nach Ausweitung und Abschluß der Detailkartierung muß die damals gegebene Deutung unter Bestätigung der Grundaussage etwas modifiziert werden. Wie aus der Geologischen Karte (Taf. 1), den Profilreihen (Taf. 3) und — auf die wesentlichsten Strukturen vereinfacht — aus der Tektonischen Karte (Taf. 2) ersichtlich wird, ist der gesamte Deckenstapel vom Prätigauflisch bis zum Silvrettakristallin sehr stark von Störungen zerhackt, an denen aber anscheinend keine erkennbaren Horizontalbewegungen, sondern nur Vertikalverstellungen stattfanden, in denen pyritreiche Lösungen vom Prätigauflisch bis ins Kristallin aufstiegen. Diese Bruchstaffelung ist besonders gut im Sulzfluhkalk zu verfolgen, da dieser infolge seiner Kompetenz besonders rasch zur Bruchbildung neigt und durch die Erosion als Steilstufe oder Wand morphologisch hervortritt. An den Verstellungen seiner Grenze zur überlagernden Arosa-Zone und besonders an der Lage der in den linken (W) Seitentälern und -gräben des Gargellner Tales durch die Versetzung ermöglichten kleinen Seitenfenster lassen sich das Einfallen der Brüche, ihr Bewegungssinn und ihre Sprunghöhe gut ablesen. Sie versetzen häufig nur um einige m und lassen so den Sulzfluhkalk scheinbar 120 m mächtig werden (bei einer wahren Mächtigkeit von höchstens 50—70 m), erreichen aber auch Sprunghöhen von 60 und 150 m (s. u.). Kleinstaffelungen sind besonders schön auf der rechten (S) Seite des Schwefeltobels und im Ronggtobel, größere Schollenversetzungen talein des Kalkfentobels im Schnapfenwald (Sulz-

fluhkalk der Schiabfahrt z. B. gegenüber dem des Kalkofentobels um 100 m zu tief) und im Schnapfentobel (zwei durch Schluchten und eine zwischengeschaltete leichte Verebnung markierte Sulzfluhkalkkomplexe) sowie an den Seitenfenstern im Äußeren Röbitobel, Röbitobel (zwei), Ronggtal und Kalkofentobel zu beobachten. Während sich die eine (NNW-SSE-streichende) weniger stark ausgeprägte, aber sicher auch durch die Aufschlußverhältnisse benachteiligte Störungsschar nur in Ausnahmefällen (Kessi) weiter verfolgen läßt, ist dies für die andere (NNE-SSW-streichende) gut möglich, ohne angesichts der doch beträchtlichen, aufschlußlosen Unterbrechungen eine sichere Zuordnung jeden Versetzers vornehmen zu wollen.

Das Verfolgen der Brüche auch im Kristallin wird dadurch erleichtert, daß sie für die zahlreichen Hangsackungen die Abrißflächen bilden und so markiert (besonders Schafberg, Madrisa, aber auch Sarotla-Mähder und Schmalzberg) oder von der Erosion als Scharten und Rinnen betont werden (besonders die Störung Valiseratäli-Schmalzbergsscharte-Ritzenspitzen). Durch solcherart verfolgbare Brüche werden auch die in der Tektonischen Karte (Taf. 2) dargestellten Ausbisse der Gesteine des Fensterinhalts im Tälchen des Gandasees ermöglicht und gestaltet, die völlig unter Quartärbedeckung vergraben sind und sich nur durch die Quellen und Versickerungstrichter abzeichnen.

Am deutlichsten wird die Bruchstaffelung in Richtung, Bewegungssinn- und Sprunghöhe aber in den Aufschlüssen des Gargellner Alptales und soll deshalb genauer beschrieben werden. Hier schneiden Brüche beider Flächenscharen das oben beschriebene, enge, ENE abtauchende Gewölbe in der Form von „Wursträdchen“ in gegeneinander versetzte Teile (Abb. 2 und 3), so daß das nach Erosionsanschnitt, Gewölbelage und generellem Deckeneinfallen gegen ENE zu erwartende, nach der geologischen Situation nur durch eine schmale Kristallinbrücke (Taf. 2) vom Hauptfenster getrennte Seitenfenster in zwei völlig selbständige (weiter gegliederte) Fensterchen geteilt wird, das Kessifenster und das Fenster des St. Antonierjochs:

Im Kessi wird der Sulzfluhkalk (wie natürlich der ganze Deckenstapel) durch zwei steil ENE fallende Brüche um jeweils etwa 30—35 m gegen W hinaufversetzt, wie die unvermittelt im Talgrund (m 1880) und im linken (N) Gehänge (m 1950) auftretenden Dolinen (Taf. 1) für den östlichen und die Lage der Dolinen und starken Quellaustritte sowie der etwa 15 m ober der von Arosa-Zone überlagerten unteren Sulzfluhkalkstufe wieder anstehende Sulzfluhkalk für den westlichen Bruch zeigen. Während unterhalb des östlichen und zwischen den Brüchen offenbar nur Sulzfluhkalk und Arosa-Zone erosiv angeschnitten werden, beißt nach der geologischen Situation (axialer Anstieg des Gewölbes gegen W, erosiver Anschnitt, Aufschlußverhältnisse und Quellhorizont) im oberen Teil des Kessifensters unter der Quartärbedeckung auch Prätigauflutsch aus. Außer im unmittelbaren Fensterbereich tritt in der Morphologie der östliche Bruch kaum, der westliche dagegen besonders im rechten (S) Gehänge als (durch eine Rinne und die Gratabstufung betonte) Abrißfläche einer großen Hangsackung deutlich hervor. Während sich die beiden Ver-

setzer gegen NNW nur sehr schwer und mit Unterbrechungen verfolgen lassen, ist dies gegen SSE besonders für den westlichen sehr gut möglich. Am Schafberg zeichnet eine Felsstufe (NW der Zollwachtür P 2168) den Verlauf des westlichen Bruches (und der ihm folgenden Abrißfläche der Schafbergsackung) nach, der durch eine Rinne zum Gandasee führt und dann wandbildend den Madrisastock schneidet. Der östliche Bruch bildet eine durch die Sackung gedrehte Stufung des Karraumes (s. u. und Taf. 1) am Schafberg und dann zusammen mit einem NNE—SSW verlaufenden Versetzer die weithin auffallende Rinne S ober dem Gandasee hinauf zum Madrisa-E-Grat. Durch diese Versetzer bricht der Madrisastock so unvermittelt gegen E ab, wobei eine Verstärkung durch eine ihnen folgende Sackung erfolgte. Das oben beschriebene Gewölbe des St. Antönierjochs wird gegen E und gegen W von NNE—SSW-streichenden Brüchen abgeschnitten, von denen der westliche immer stärker gegen WNW einfällt, während der östliche sein Einfallen von S nach N von steil WNW über saiger auf steil ESE umdreht. Diese Versetzer bewirken zusammen mit mindestens zwei weiteren, westlichen, am Rande bzw. schon außerhalb des kartierten Gebietes durchstreichenden Versetzern die gegenüber dem Deckenausstrich unter der Gempifluch und im Kessi bzw. in Gargellen ungewöhnliche hohe Lage des St. Antönierjoch-Fensters. Die westlichen (gegen W absetzenden) Brüche verbinden sich im Gelände sichtbar mit den seit CH. TARNUZZER (1892, 857) bekannten und wiederholt beschriebenen, allerdings je nach Bedarf verschieden streichend gesehenen Gempifluchbrüchen (W. HAEFNER 1924, 25), während die Verfolgung des östlichen (gegen E absetzenden) gegen S einer weiteren Kartierung vorbehalten bleibt. Die Lage, Streichrichtung und Sprunghöhe dieser Brüche ergibt sich aus dem unvermittelten (stets unter 100 m Horizontaldistanz von den höchsten Kristallinaufschlüssen entfernten) Einsetzen und Verschwinden der bis mindestens 100 m sichtbarer Scheitelhöhe aufgewölbten Arosa-Zone, aus deren relativer Höhenlage zum Deckenausstrich an der Gempifluch und im Kessi, aus der Morphologie und den Aufschlußverhältnissen. Der östliche Bruch versetzt die Arosa-Zone von etwa m 2040 im Kessi gegen W um mindestens 150 m (bei Berücksichtigung der axialen Aufwölbung) auf m 2300 unter dem St. Antönierjoch. Er streicht in der Morphologie erkennbar von S vom Grenzkamm durch eine Rinne in den Karraum, verursacht das unvermittelte Aufragen des Felsbuckels P 2288 im Moränenschutt, bildet die felsige Steilstufe im Gehänge des oberen Gargellenalptobels und läßt sich dann jeweils in den vom Grenzkamm gegen E abzweigenden Graten durch stark gestörte und mylonitisierte Gesteinsbereiche (Rinnen und Scharten) gegen N bis zum Kartenrand verfolgen. Der Bruch, der das Arosa-Zonen-Gewölbe gegen W wieder um etwa 60 m absetzt (der weiter westliche versetzt gleichsinnig um denselben Betrag), tritt in der Morphologie am markantesten und auch von der Ferne weithin verfolgbar durch die Verebnung mit kleinen Seen E unter dem Grenzkamm, durch den Sattel W der Ronggs Spitze, den rechtwinklig zum übrigen Verlauf des Ronggtales gegen S umgebogenen Karraum W und NW P 2266 und die Verebnung W der Rübispitze hervor.

Diese Bruchtektonik ist nach dem Geländebefund jünger als die Auf-faltung des St. Antönierjochs, da sie diese versetzt. Dies stimmt auch mit der Kleintektonik überein, auf die am Beispiel eines Ultramylonits (s. o.) bereits hingewiesen wurde: Der Hornblendegneismylonit aus der größten der in das Aptychenkalkgewölbe eingefalteten Kristallinsynklinalen ist nach der Mylonitisierung in kleinen Bereichen (infolge der starken Auf-faltung) ultramylonitisch geworden und dann einschließlich der Ultra-mylonitschlieren an kleinen, \pm saigeren Scherflächen versetzt worden. Entlang der Scherflächen drangen wie im Aufschlußbereich pyritreiche Lösungen ein. Das Gefügediagramm der Sulzfluh-D. und Arosa-Zone zeigt in Bestätigung der Geländebeobachtungen, daß die stets steilen Störungs- und Bruchflächen zwei verschieden stark ausgeprägten, ein-ander zugeordneten Flächenscharen angehören, von denen die eine (stär-ker entwickelte) NNE—SSW und die andere NW—SE streicht. Wie eben beschrieben, wird auch das Silvrettrakristallin von diesen Störungsscharen durchsetzt, doch kommen sie im Gefügediagramm nicht durch Maxima zur Geltung. Dies erklärt sich daraus, daß mangels einer Wertung der gemessenen Flächen nach Alter und Ausbildung (große Brüche und kleine Versetzer, Brüche und flachliegende Störungen) sehr unterschied-liche Flächen gleichwertig aufscheinen und zudem die Deformation bei gleichem Beanspruchungsplan wie in den Sulzfluhkalken infolge anderen Materials, besonders aber unter dem Einfluß vorgegebener Strukturen (Faltung, Schieferung, Störungen, Gesteinsgrenzen) eine andere Richtung nehmen mußte. Daher muß der der jungen Bruchtektonik zugrunde liegende Kräfteplan nur aus dem Gefüge von Sulzfluh-D. u. Arosa-Zone erschlossen werden:

Aus der durch die Maxima im Gefügediagramm (Abb. 8) festgelegten Lage der beiden Bruchflächenscharen ergibt sich, da die Mohrschen Flächen bei sprödem Materialverhalten immer den kleineren Winkel in Richtung der Hauptnormalspannung bilden. (L. MÜLLER 1963, 144, 196 und Abb. 3—15), eine Haupteinengungsrichtung SSE—NNW (fast S—N). Diese Richtung stimmt zwar generell mit der Einengungsrichtung, die die Aufwölbung des Prätigau-Gewölbes und der St. Antönierjoch-Auf-faltung bewirkte, überein, weicht aber doch etwas von ihr ab und würde vor allem nur zu einer Zerschering mit einer wesentlichen Horizontal-komponente führen. An den Brüchen sind aber ausschließlich Vertikal-bewegungen feststellbar. Bereits aus dem Kleingefüge des St. Antönier-joch-Gewölbes war die Beteiligung einer in Richtung der Gewölbeachse stärker wirksamen Kraft erkennbar (s. o.), als deren Quelle die gegen W zunehmende axiale Kulmination (tws. sehr steiles axiales Abtauchen des Penninikums und Helvetikums gegen E unter das Ostalpin) anzusehen ist. Durch das Zusammentreffen dieser WE gerichteten, stark vertikal wirksamen Kraft mit der NNW gerichteten Haupteinengungsrichtung erfolgte nach Überschreitung eines noch durch Verbiegen und Internrotation der Detailstrukturen in den leicht beweglichen Gesteinen (s. o.) ausgleichbaren Beanspruchungsgrades eine zur Aufwölbungsachse schräg verlaufende, hauptsächlich als Vertikalbewegung wirksame, zweischarige Zerschering. Die ausgeprägten SSW—NNE verlaufenden Brüche stellen damit ver-

schiedensinnige Abschiebungen vom Scheitel des Prätigaugewölbes dar. Sie weichen aber von der bei Aufwölbungen, die unter wesentlicher Beteiligung von Vertikalbewegungen entstanden sind, üblichen, zur Wölbungsachse parallelen Lage (vgl. L. U. DE SITTER, 1964, 182—187) infolge der Achsenverbiegung ab. Daher ist ihnen auch eine zweite schwächere Flächenschar zugeordnet, die bei nachträglicher Achsenverbiegung in ac angelegt worden wäre. Die Bruchtektonik stellt also zusammenfassend eine Kombination von Gewölbescheitelbruchstaffelung (einschließlich der ac-Zerrungsbrüche) und zweisechariger Zerschering dar, die als eine durch das Wirksamwerden einer von W ausgehenden axialen Hebung modifizierte Weiterentwicklung des zuerst zur Aufwölbung führenden SSE—NNW gerichteten Einspannungsplanes zu erklären ist. Wann diese Bruchtektonik ihren Abschluß fand, läßt sich nicht sagen; auf die an den Brüchen (vielleicht auch zeitlich anschließenden) ansetzenden hangtektonischen Bewegungen wird noch eingegangen (s. u.).

QUARTÄRE FORMUNG, QUELLEN

Die Entstehung und Formung des Fensters von Gargellen und seiner Seitenfenster ist abgesehen von der oben beschriebenen Bruchbildung vor allem durch das Einfallen der Schieferung des Kristallins gegen SSE, das Einfallen der Decken gegen NE (infolge der Lage auf dem südlichen Schenkel des gegen E abtauchenden Prätigaugewölbes) und die Unterlagerung wasserdurchlässiger Einheiten (Kristallin und Sluzfluhkalk) durch wasserstauende (Arosa-Zone, Prätigauflysch) bestimmt. Dem Schichteinfallen folgend und durch in s bzw. an den Deckengrenzen nachgleitende und -sackende Gesteinsmassen in ihrer erosiven Tätigkeit verstärkt, sowie durch die von den etwa talparallelen Störungen verursachte Gebirgsauflockerung begünstigt, hat sich der Suggadinbach zunehmend von W gegen E tiefer eingegraben, wie dies auch M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 56—57) ausführlich beschrieben hat. Dem Hauptbach als Zubringer folgend, erodierten auch die linksseitigen Seitenbäche soweit, daß das Hauptfenster heute gegen W stark ausgelappt erscheint und (durch die Bruchstaffelung ermöglicht) zahlreiche Seitenfenster in diesen Seitentälern entstanden. Dadurch erscheint die linke (W) Talseite reich gegliedert und relativ weich geformt (mit Ausnahme des an Störungen — s. o. — steil gegen das Tal abbrechenden Madrisastockes), während die östliche Talseite in durch das Vergaldner Tal unterbrochenen Steilabstürzen (30—45°) direkt zu den Kämmen aufsteigt (Schmalzberg, Ritzenspitzen). Die unterlagernden Decken kommen heute, abgesehen von der durch die Farbe auffallenden Wandstufe der Sulzfluhkalke, morphologisch kaum mehr zur Geltung. Die ursprünglich wahrscheinlich auf der linken (W) Talseite durchlaufend angelegte, durch die schiefrige, weich verwitternde, aber wasserstauende Arosa-Zone bedingte Verebnungsfläche ist nur mehr in Resten (Schwefeltobel S-Seite, Ecke Gargellenalptobel-Haupttal, Rongg-Alpe, Röbi-Maisäß, P 1546 und wahrscheinlich tws. Sarotla) erhalten, während sie dazwischen durch die Hangtektonik ausgeglichen wurde (s. u.).

Dagegen wirken sich die Großstrukturen des Kristallins deutlich auf die erosive Formung aus. Besonders auffällig wird dies an den Ritzen-
spitzen, wo die (alpin) zusätzlich gestörte Stirn-
biegung der oberen Biotit-Augengneis-
digitation stark herausgewittert wurde und dadurch in
Verbindung mit den großen, zu breiten Rinnen
ausgestalteten Störungen die aus dem Hang
herausragenden Hörner des Alpkopfs, Selzner-
kopfs und Schießhorns gebildet wurden. Auf die
erosive Verstärkung der Brüche besonders an
Schmalzberg — Ritzenspitzen, Madrisastock
(hier verstärkt durch die gegenüber den
schiefrigen Hornblendegesteinen grob-
blockige Verwitterung der Biotit-Orthogneise)
und E unter dem Grenzkamm wurde bereits oben
eingegangen.

Moränen und Blockströme:

Der äußerst vielfältige und teilweise sehr gut
erhaltene glaciale Formenreichtum veranlaßte ein
näheres Eingehen auf diese Formen und eine
stärker aufgegliederte Ausscheidung in der
Geologischen Karte. Es soll und kann damit
jedoch keine glacialgeologische Bearbeitung und
besonders Stratigraphie gegeben werden, da
dafür die Voraussetzungen fehlten und dies
nicht Ziel dieser Arbeit war. Die Aufgliederung
wurde auf rein beschreibender Grundlage durch
Vergleich der Höhenlagen, der Gestaltung und
Verwitterung bzw. Bewachsung sowie des
Einzugsbereiches vorgenommen. Dabei wurden
auf der Grundlage der zusammenfassenden
Chronologie von H. HEUBERGER (1968) besonders
die Arbeiten von H. HEUBERGER (1966) und von
O. REITHOFER (1931 und 1936) sowie von O.
AMPFERER (1936) zu Vergleichen herangezogen.

Als Ergänzung zur Karte soll nur eine
allgemeine Charakterisierung und die
Beschreibung der deutlichsten Formen gegeben
werden.

Das linke (W) Talgehänge ist durchwegs bis
etwa m 2150 (Madrisschafberg) und m 1800
(Sarotla) mit mächtiger Würm-Moräne
bedeckt, die relativ sehr viel Grobmaterial
enthält. Ob die bis 250 m mächtigen
Moränenrücken zwischen Röbibach und
Platinabach (besonders um das Äußere
Röbitobel) durchwegs aus Würm-Grundmoräne
bestehen oder sich daran auch (wie zu
erwarten und von O. AMPFERER 1936, 168—
169 angenommen) Endmoränen des Spät-
glacials beteiligen, blieb offen. Auf der
E-Seite fallen durch das lokal fremde
Material (Biotitaugengneise) am Ritzens-
spitzen-N-Grat (m 2080—m 2180) und am
Schmalzberg-S-Hang (m 2000—m 2100)
sowie auf dem Rücken zwischen Valisera-
Tal und -Täli grobblockige, teilweise auf
gestriemtem Untergrund liegende Moränen
auf, wobei auf der Gargellnertal-Seite
des erwähnten Rückens NP 1910 ein schöner
grobblockiger Wall m 1700 ausgebildet ist.

Die ersten sicher spätglacialen Wälle, die
der Position und Erhaltung nach dem
Gschneitz-Stadium angehören, ziehen nahe
der Talsohle unter dem Röbimaisäß von m
1470 nach m 1430 talaus abwärts. Gleichal-
trig dürften die Wälle ober dem Sulzfluh-
kalk an der Kante Gargellner Alptobel/
Haupttal, die obersten Teile der am linken
(N) Hang des Gargellner Alptales klebenden
Moränenbuckel und die obersten Wallreihen
sein, die vom Gandasee-Täli, m 2000, in
den Schnapfenwald, m 1720, talaus abwärts
ziehen. Alle diese Wälle sind sehr grob-
blockig,

stark verwachsen; das Feinmaterial ist oft ausgewaschen bzw. die Grobblecke sind eingesunken. Die Gschnitzgletscher der Seitentäler stießen also ins Haupttal (Gargellental) vor, in dem ebenfalls ein Gletscher bis ca. m 1300 hinab lag.

Sehr reich ist außer im Sarotlatal in allen Seitentälern der postglaciale Moränenschatz, wobei die Verhältnisse im Rongg-Täli und, allerdings stark von den sonstigen Gegebenheiten abweichend, im Gandasee-Täli am besten zu übersehen sind:

Die Daun-Moränen zeigen durchwegs nur einen Wall oder aber einen großen und einige kleinere Teilwälle dahinter (Röbital, Valiseratäli). Die Wälle sind stets stark verflossen und bewachsen und haben ihre Stirnwälle im Röbi- und Ronggtal in Höhe m 1850, im Gargellner Alptobel (von Hangsackung beeinträchtigt) auf m 1700, im Valiseratäli und Valiseratal (infolge der dem Gandasee-Täli ähnlichen Position unter hohen N-Wänden) bei m 1650 bzw. m 1680. Einen Sonderfall bildet, wie gesagt, für alle Spätglacialstadien das Tälchen des Gandasees durch seine Lage N unter tsw. 700 m hohen Steilwänden (mit einem rezenten kleinen Wandgletscher und sehr reicher, grobblockiger Schuttanlieferung) sowie durch die relative Länge. Daher stieß nur aus diesem Seitentälchen der Daun-Gletscher noch bis ins Haupttal vor (m 1530) und hinterließ eine schöne, grobblockige linke Seitenmoräne mit Stirnumbiegung.

Die Formen des Egesen-Stadiums unterscheiden sich von denen des Dauns deutlich durch die bessere Erhaltung und besonders durch die stärkere Auflösung in eine Vielzahl von Wällen hinter dem den größten Vorstoß markierenden Hauptwall. Durch diese Aufgliederung, die sicher durch von Solifluktion bewirkte Fließwälle verstärkt wird, gleichen die Egesen-Moränen den höheren und viel frischeren Larstig-Formen. Als einfache Form mit zwei (außen) begleitenden kleinen Wällen ist der Egesenstand im Ronggtal entwickelt, wo die Stirn bis m 2040 herabreicht und sich damit und durch die schärfer erhaltene Form deutlich von der tiefen Daun-Moräne unterscheidet. In zahlreiche, hinter dem Höchststand bei etwa m 2050 liegende Wälle aufgelöst ist das Egesen im Röbital und weniger stark im Gargellner Alptal ausgebildet. Eine gering mächtige, aber schön erhaltene Seiten- und Stirnmoräne hat der Egesen-Stand im Valiseratäli zurückgelassen (etwa m 1900). Einen Sonderfall bildet wieder das Gandasee-Täli. Hier ist das Egesen auf der linken (N) Hangverflachung mit einem einfachen, gering mächtigen, vollständigen Wall bis m 2100 hinab und in der Talfurche mit dem linken, mächtigen, zum Daunwall parallelen und mit ihm teilweise verschmelzenden Seitenwall und einer letzten grobblockigen Stirnumbiegung beim Gandasee, m 1960, erhalten. Vor diesem, dem letzten Halt entsprechenden Wall ist ein Egesen-Blockstrom ausgebildet. Er hat vielleicht einen großen Teil seines Materials von Bergstürzen aus der Nische in der N-Seite des Madrisa-NE-Grates (mit den zwei Störungen, s. o.) erhalten, die auf die Stirn oder das unmittelbare Vorland des Egesen-Gletschers niederbrachen. Durch die gut erkennbaren zungen- und halbzungenförmigen Wülste ist diese bis m 1680 ins Haupttal hinabreichende grobblockige Gesteinsmasse von gewaltiger Kubatur eindeutig als Blockstrom ausgewiesen und nicht ein-

fach ein Bergsturz, wie M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 63—64) annahm. Seine Zugehörigkeit zum Egesen ergibt sich durch die Gleichartigkeit an Bewuchs, Formung und Zusammensetzung mit dem Stirnwall unter dem Gandasee und dem starken diesbezüglichen Unterschied zur talaus anschließenden grobblockigen Daun-Moräne.

Das Larstig-Stadium ist auch um Gargellen weniger durch eigentliche Moränen als durch Wülste und Girlanden gekennzeichnet, die durch starkes Schuttfließen entstanden sind. Es bildet daher eine Vielzahl von Wallformen. Besonders schön ausgebildet sind solche Formen im Röbital, Gargellner Alptal und auf der linken (N) Hangverflachung des Gandasee-Täli und reichen jeweils bis ca. m 2180 (im Gargellner Alptal und talein der Madrisa sowie im Valisera-Täli auch tiefer). Eine echte Larstig-Moräne mit ausgeflossenem Stirnwall (m 2200) ist im obersten Ronggtal ausgebildet, wo in dem steil begrenzten, durch den hier verlaufenden Bruch nach S umgebogenen Karraum heute noch ein ganzjähriges Firnfeld liegt. Im Tälchen des Gandasees war offensichtlich noch ein durch Firn und Lawinen aus den Madrisa-N-Wänden genährter, gering mächtiger Talgletscher entwickelt, dessen Seitenwall durch dem Egesen-Wall aufliegende große Orthogneisblöcke gebildet wird und dessen schöner, grobblockiger Stirnwall hinter dem Egesen-Wall den Gandasee abdämmt (m 1960).

Alle glacialen Nach-Larstig-Formen wurden auf der Karte als subrezent zusammengefaßt: Es sind hauptsächlich noch nicht oder nur gering bewachsene Blockgirlanden und Firnwälle, wie sie besonders in dem S-Gehänge des Gargellner Alptales, aber auch sonst weit verbreitet ausgebildet sind.

Alluvionen:

Die Täler und Gehänge sind stark von Schutt verhüllt. Besondere Erwähnung verdienen die mächtigen, auffallenden, subrezenten bis rezenten Schuttkegel, die auch in der Geologischen Karte gesondert ausgeschieden wurden. Primär als Schutthalden angelegt, haben sie ihre heutige Größe und Gestalt hauptsächlich durch Materialtransport in Form von Muren erhalten. Von den die Steilhänge von Schmalzberg und Ritzen spitzen durchsetzenden Rinnen bzw. Schluchten (Störungen!) ausgehend, hängen sie heute fast durchgehend zusammen und haben sich weit ins Tal vorgebaut. Flachere, weit ausfächernde Murkegel haben sich auch vom Ausgang des Valiseratales, des Rongg-, Gargellner Alp-, Schwefel- und Kalkofentobels, besonders aber in Verbindung mit einer stark erweiterten Rinne von den Ritzen spitzen herab am Ausgang des Vergaldner Tales gebildet. Dabei interferierten die einander gegenüberliegenden Schuttkegel von Vergalden und des Schwefeltobels miteinander und mit der Erosion des Valzifenzbaches und bewirkten so die talein (S) der Seilbahntalstation zu beobachtende Stufung der Schuttkörper. Die Schuttkegel des Schwefeltobels und des Gargellner Alptobels sind deutlich der Holzegg-Gleitungs masse in ihrer Form angepaßt, also jünger als diese, und liegen eindeutig auf Moräne.

Die Schuttkegel des Valiserabaches, des Röbibaches zusammen mit dem gegenüberliegenden, mächtigen, vom Schmalzberg herab sich ausbreitenden und der Schuttkegel talein (S) der Unteren Valzifenzalpe haben offensichtlich zeitweise Seen aufgestaut, wie die völlig flachen Talböden und die vereinzelt noch erhaltenen kleinen Schotterterrassen (bes. talein der Unteren Valzifenzalpe) zeigen.

Hangtektonik:

Vereinfacht ausgedrückt sind alle linken (W) Hänge des Gargellner Tales in Bewegung begriffen, während die bedeutend steileren rechten (E) Talflanken keine bzw. nur gegen das querverlaufende Vergaldner- und Valiseratal gerichtete Hangbewegungen zeigen. Dies erklärt sich einerseits aus dem Einfallen der Kristallinschieferung und besonders der Decken gegen E (SE bzw. NE) und andererseits aus der W des Haupttales stärker ausgebildeten Bruchtektonik. Überall bilden die wasserstauende, gleitfähige Arosa Zone die Basis und die meistens verfolgbaren Brüche die obere Abrißfläche der Hangtektonik. Diese ist in einem Fall, wie bereits M. M. BLUMENTHAL (1926 a, 62) vermutete, als Gleitung (U. ZISCHINSKY 1967, 165) ausgebildet: Von den Ausläufern der Gargellner Köpfe herab ist die Holzegg-Gleitmasse (Abb. 1) in eine durch das Zusammentreffen der zwei fast gleich mächtigen Gletscher des Vergaldner- und Valzifenztales und des kleinen Gletschers aus dem Gargellner Alptobel weit gegen W zurückerodierte (dadurch besonders starke Hangübersteilung) und wahrscheinlich mit Moränen ausgestopfte Fensterausbuchung auf Moräne hinab- und weiter ins Tal hinausgeglitten.

Alle anderen Hangbewegungen sind in Form von Sackungen (U. ZISCHINSKY 1967, 165) erfolgt, von denen die größten noch nicht zur Ruhe gekommen sind, wie das fortwährende Aufreißen des Rasens und die in den oberen Teilen der Hänge oft sehr zahlreichen, tws. mehrere m breiten Spalten zeigen. Im Rahmen dieser Arbeit war kein näheres Eingehen auf die Mechanik dieser Bewegungen möglich, die hier an zahlreichen, offensichtlich sehr verschieden verlaufenden, aber eine bekannte gemeinsame Basis — Arosa Zone — besitzenden Beispielen auf engstem Raum sehr günstig untersucht werden könnten. Deshalb kann hier nur eine Beschreibung der bedeutendsten Sackungen gegeben werden:

Der östlichste Teil des Grates zwischen Platina- und Sarotlatal ist durch die hauptsächlich gegen das Sarotlatal gerichtete Bewegung im oberen Teil (Hornblendegesteine) stark aufgelöst und in drei morphologisch gut hervortretenden Stufen gegen das Sarotlatal abgesetzt, während der untere, von Muskovit-Orthogneis aufgebaute Hangteil blockartig aufgelöst gegen das Tal vorrückt. Die durch zwei gegen NE zu den Gräben des Äußeren Röbitobels abwärts ziehende Verebnungen (mit Gegenhang) erkennbare Bewegung des Hanges unter der Oberen Röbi Alp scheint wie diejenige des Täschers völlig zur Ruhe gekommen zu sein. Letztere fällt dadurch auf, daß hier offensichtlich unter Verwendung alter Brüche durch Kippungen die bergseitigen (W) „Schollen“ gegenüber den talseitigen abgesetzt erscheinen.

Auf die die Abrißnische der Hozegg-Gleitung ausgleichende und offensichtlich noch rezent wirksame Sackung des Rückens W ober der Gargellner Alp wurde bereits bei den Kessibrüchen eingegangen (s. o.), die die ausgeprägte Abrißfläche bilden. Hier erfolgt die Bewegung gegen das Gargellner Alptal und gegen das Haupttal und führte zu einer völligen Auflockerung des Rückens. Gerade hier markieren die starken Quellen der Arosa-Zone oder der Gargellner Alp, im Gargellner Alptobel und im Kessi die basale Ursache der Bewegung.

An diese Sackung schließt direkt die des Schafberges an. Sie ist die flächen- und massenmäßig weitaus größte des Gebietes, scheint aber nicht akut zu sein. Wie beschrieben, reißt sie hinten am Westlichen Kessibruch ab, zwei andere Brüche wurden offensichtlich ebenfalls mobilisiert und, da die Bewegung im N größer war (weil durch die Abgleitung der Holzegg-Masse jeder Halt fehlte?), gegen das Tal (E) gedreht und durch die mächtige Moränenbedeckung als auffallende, einige m hohe Stufen durchgepaust. Die starke Fels- und Hangsackung der Madrisa-E-Flanke, die eng den hier durchschneidenden Brüchen folgt und von weitem sichtbar ist (Abb. 1), wurde bereits erwähnt, während die Sackungen der östlichen Talseite keine besonderen, leicht einsehbaren Erscheinungen aufweisen.

Quellen:

Die Quellen wurden in der Karte besonders deshalb näher ausgeschieden, weil sie fast ausschließlich an die zwei wasserstauenden Horizonte des Gebietes, die Arosa-Zone und den Prätigauflysch, gebunden sind. Sie bilden so wie die oben bereits erwähnten Dolinen (besonders Kessi) eine wichtige Hilfe für die Kartierung des Fensterinhaltes und seiner Ausdehnung auch unter der Schuttverhüllung (vgl. oben besonders Fenster-N- und S-Ende).

Die Quellen der Arosa-Zone sind zwar nicht so reich wie die an der Basis des Sulzfluhkalkes, doch viel ausgeglichener in ihrer Wasserführung, da sie ihr Wasser anscheinend nur oder überwiegend aus dem obertägigen Einzugsgebiet des Suggadins beziehen.

Dagegen haben die im Auftrag der Vorarlberger Illwerke AG vom Speleologischen Institut in Wien durchgeführten Farbversuche (Einspeisung am 18. 10. 1968 in den Gruoben ober dem Partnunsee an der Sulzfluh, nach fünf Tagen undeutliche, nach acht Tagen starke Austritte etwa 6 km entfernt im Fenster von Gargellen in den Quellen von Sarotla, Fidelis Kapelle usw.) gezeigt, daß die Quellen aus dem Sulzfluhkalk ein bedeutend größeres, über die Kämme hinweggreifendes Einzugsgebiet haben. Ihre Wasserführung ist gerade nach der Schneeschmelze gewaltig, schwankt aber auf Grund der trotz der Bruchstaffelung sehr geringen Retentionskapazität sehr stark.

Die bedeutendsten Quellen sind die auf Sarotla (in einem kleinen See aus der Moräne hervortretend), N der Fidelis Kapelle, am Ausgang des Ronggtobels, im Kessi, am Ausgang des Schwefeltobels (gefaßt) und auf Vergalden (gefaßt) sowie die Quellen talein (S) der Madrisahütte.

EMPFEHLENSWERTE EXKURSIONEN

Wird das Fenster von Gargellen im Anschluß an eine Rätikonexkursion besucht, so ist der Weg aus dem Tilisuna-Gebiet über den Plasseggapaß und Sarotlapaß nach Gargellen zu empfehlen. Abgesehen vom Einblick in den Deckenbau am Erosionsrand (Scheienfluh, Schollberg) und dem weitreichenden Überblick über die Silvretta können dabei am Weg praktisch alle Gesteinstypen des Kristallins außer den Biotit-Augen- und -Flasergneisen angeschlagen werden: vor dem Sarotlapaß die von den Sarotlaspitzen herabstreichenden Glimmerschiefer mit großem Granat, Stauroolith und Turmalin, am Paß selbst und durch das felsige, versackte Teilstück hinab stärker (regional) diaphthoritische, (alpin) zerscherte, aber auch frische Amphibolite und Hornblendegneise mit aplitischen und Glimmerschiefer-Lagen, am Fuß der Steilstufe bei den letzten Felsen vor den Schutthalden Im Schlegel am Weg in einer kleinen Rinne (Störungen) ein dichter, grügelber Mylonit (Beschreibung s. o.), im Röbitobel als Bachgerölle Muskovit-Augen- und -Flasergneise, Aplitische Gneise und Biotit-Paragneise (etwas bachaufwärts mit Ultramyloniten anstehend).

Wird im Röbitobel der Weg kurz verlassen, so bietet sich ein leicht erreichbarer Einblick in die Bruch- und Verschuppungstektonik (vgl. Geologische Karte): einige m bachaufwärts steht im Bachbett diaphthoritischer (vergrünt) Biotitgneis an, darüber (nach einem Bruch) in einem winzigen Aufschluß im Geröll Sulzfluhkalk; bachabwärts des Weges ist, besonders am linken Hang von verfältelten, tws. grünlichen Aptychenschiefen (besonders im Bachbett) überlagert, Sulzfluhkalk aufgeschlossen, weiter unten (nach zwei weiteren Brüchen) bei dem kleinen Wasserfall ober der Sulzfluhkalkschlucht in die Aptychenschichten eingepreßt ein ausgedehnter Silvrettakristallin-Span (s. o. Verschuppungen).

Von der Rongg-Alpe abwärts ist der neu angelegte Weg, der unterhalb der Alpe den Ronggbach quert (Sulzfluhkalk, Mylonite) und durch den Wald direkt zur Kirche hinabführt, empfehlenswert: die letzten m im Wald, kurz vor der Rastbank, folgt der Weg der Gesteinsgrenze Sulzfluhgranit / Sulzfluhkalk, die unmittelbar SW ober der Rastbank m 1525 besonders gut aufgeschlossen ist (s. o. Sulzfluhgranit). Der Weg, an dem in der Wiese verrutschte Prätigauflyschgesteine anstehen, sollte kurz vor dem kleinen Graben ober P 1474 verlassen werden, um auf dessen linker Seite (Sulzfluhkalkblöcke) etwa 50 Höhenmeter hinauf den eindrucksvollsten Aufschluß im Fenster von Gargellen mit Prätigauflysch, Falknis-Decke, Sulzfluh-Decke (s. o.) zu erreichen.

Als zweiter Exkursionstag oder für einen Kurzbesuch von Gargellen ist die Benützung des Sesselliftes auf den Schafberg (über Holzegg-Gleitmasse und Schafberg-Gargellner Alp-Sackung) zu empfehlen. Von der Bergstation auf dem Weg zum St. Antönierjoch nach N zum Grat hinauf (Schlepplift): Glimmerschiefer und Hornblendegneise, Übersicht über das St. Antönierjoch-Fenster und die Bruchstörungen Röbispitzen-Gargellner Alptal-Schafberg-Madrisa. Nach dem Abstieg in den Karraum können am Weg unter dem St. Antönierjoch unterhalb des Moränensees intensiv verfältelte Aptychenschichten und Kieselschiefer und am Felssporn ober-

halb des Moränensees (Bruchstörung!) intensiv alpin gefälte Muskovit-Quarz-Glimmerschiefer (s. o. Biegegleitung durch Stauchung) angeschlagen werden. Es muß unbedingt geraten werden, nicht am St. Antönierjoch zu bleiben, sondern nach S noch ca. 20 Minuten auf markiertem Weg den Kamm entlang bis zum Gratkopf P 2482 aufzusteigen. Hier bietet sich ein großartiger Überblick über das E-tauchende Prätigauer Schiefergewölbe, das halbrundförmig von den hellen Kalkwänden der Sulzfluh-Decke: Rätchenfluh — Gaviatal — Gempiflüh — Schollberg (bis hierher mit überlagernder Arosa Zone eindrucksvoll unter das Silvrettakristallin eintauchend) — Scheienfluh — Sulzfluh — Drei Türme — Drusenfluh — Kirchlispitzen — Schesaplana (unter die Nördlichen Kalkalpen einfallend), bzw. der Falknis-Decke: Tschingel-Falknis überlagert wird; im Hintergrund die klassische Glarner Überschiebung.

Abstieg zurück auf das St. Antönierjoch und ins Kessi (Sulzfluhkalk-Ausbisse), eventuell mit einem Abstecher beim Moränensee nach N auf den Schenkel des Aptychenkalkgewölbes mit Kristallineinfaltungen und an dessen N-Schenkel hinab zum Weg zurück. Aus dem Gargellner Alptal (guter Rückblick auf das Kessi-St. Antönierjoch-Gewölbe, Abb. 2 u. 3) entweder hinüber zur Seilbahn-Mittelstation oder auf dem Fußweg (hier Blöcke von rotem Radiolarit und Kieselschiefern, Aptychenschiefern und Prätigauflyschsandsteinen neben Sulzfluhkalken) über Rüti nach Gargellen zurück. Bei einem Kurzbesuch in Gargellen sollte aber doch unbedingt noch der kurze Aufstieg über den Weg von der Kirche Gargellen zur Ronggalpe und dann links des Grabens ober P 1474 hinauf zu dem besten Aufschluß Gargellens (s. o.) unternommen werden.

Literaturverzeichnis

- ALKER, A., CLAR, E. et al.: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Miner. Mh. **1962**, 163—172, 5 Abb., Stuttgart 1962.
- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Fytschproblems. — Jb. Hist. Ver. Fstt. Liechtenstein **56** (1956), I—VI, 9—244, 21 Abb., 12 Taf., Schaan 1957.
- AMPFERER, O.: Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung. — Jb. Geol. B.-A. **86**, 151—175, 17 Abb., 1 Taf., Wien 1936.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Stuben. — Wien (Geol. B.-A.) 1937.
- BEARTH, P.: Geologie und Petrographie der Keschgruppe. — Schw.Min. Petr. Mitt. **12**, 256—278, 1 Abb., 1 Taf., Zürich 1932.
- BERTLE, H.: Kurze Mitteilung über ein NNE—SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. — Verh. Geol. B.-A. **1970**, 486—490, 1 Abb., Wien 1970.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. — Unveröff. Diss. Univ. Wien, 115 S., 2 Prof.-Taf., 17 Beil.-Taf., 2 Kt., Wien 1971.

- BLUMENTHAL, M. M.: Das Fenster von Gargellen (Vorarlberg). — *Ecl. Geol. Helv.* **20**, 40—78, 8 Abb., Basel 1926 a.
- BLUMENTHAL, M. M.: Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun. — *Jber. Nf. Ges. Graub.* **64**, 51—83, 1 Abb., 2 Taf., Chur 1926 b.
- CADISCH, J.: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). — *Beitr. Geol. K. Schw., N. F.* **49/I**, 91 S., 10 Abb., 3 Taf., Bern 1921.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl. — 480 S., 59 Abb., 2 Taf., Basel (Wepf) 1953.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A., Sdh.* **6**, 11—35, 2 Abb., 4 Taf., Wien 1965.
- CORNELIUS, H. P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe I. Teil. — *Beitr. Geol. K. Schw.* **70/I**, I—XIII, 1—321, 3 Taf., Bern 1935.
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). — *Earth and Planetary Sc. Letters* **1**, 139—147, Amsterdam 1966.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). — *Contr. Mineral. Petrol.* **20**, 34—56, 6 Abb., Berlin-Heidelberg-New York 1968.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — *Diss. Univ. Bern*, 166 S., 42 Abb., 5 Tab., 2 Beil., München 1969.
- HÄFNER, W.: Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). — *Beitr. Geol. K. Schw. NF.* **54/I**, 33 S., 1 Abb., 3 Taf., *Geol. Kt. No.* 111, 1 : 25 000, (1926), Bern 1924.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz II/10. — 737—800, Abb. 228—241, Taf. 33, Leipzig 1921.
- HEISSEL, W. et al.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg, 1 : 25 000. — Wien (*Geol. B.-A.*) 1965.
- HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. — *Wiss. Alpenvereinshefte* **20**, 1—126, 8 Abb., 5 Taf., 2 Tab., 1 Beil., Innsbruck 1966.
- HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglacial. — *Eiszeitalter und Gegenwart* **19**, 270—275, Öhringen/Württ. 1968.
- HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. — *Tsch. Min. Petr. Mitt.* **15**, 56—70, 12 Abb., Wien 1971.
- JÄGER, E. et al.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. — *Schw. Min. Petr. Mitt.* **41**, 255—272, 3 Tab., Zürich 1961.
- JÄGER, E.: Rb-Sr-Age Determinations on Micaceous and Total Rocks from the Alps. — *J. Geophys. Res.* **67**, 5293—5306, Richmond VA 1962.
- KARL, F.: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik I. — *Tekton. Hefte* **5**, 142 S., 73 Abb., Clausthal-Zellerfeld (Ellen Pilger) 1964.
- KOCH, G. A.: Vorläufige geologische Mittheilungen aus der Ferwallgruppe. — *Verh. Geol. R.-A.* **1876**, 187—190, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 1: Aus dem Montafun. — *Verh. Geol. R.-A.* **1876**, 320—323, Wien 1876.

- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 2 und 3: Aus dem Montafon.-Verh. Geol. R.-A. **1876**, 343—346, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Petrefakten vom Plateau der Sulzfluh. — Verh. Geol. R.-A. **1876**, 371—375, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Kurze Erläuterungen zur Vorlage der geologischen Aufnahmekarte des Selvrettagbietes. — Verh. Geol. R.-A. **1877**, 137—142, Wien 1877.
- KOCH, G. A.: Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Selvrettagruppe. — Verh. Geol. R.-A. **1877**, 202—205, Wien 1877.
- MOJSISOVICS, E. v.: Beiträge zur topischen Geologie der Alpen 3. Der Rhätikon (Vorarlberg). — Jb. Geol. R.-A. **23**, 163—174, 3 Abb. 1 Karte, 1 Taf., Wien 1873.
- MÜLLER, L.: Der Felsbau I. — XXIV, 624 S., 307 Abb., 22 Taf., Stuttgart (Ferdinand Enke) 1963.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. — Diss. E. T. H. Zürich, 128 S., 3 Taf., Zürich 1948.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B.-A. **111**, 115—145, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. — Verh. Geol. B.-A. **1970**, 477—485, 1 Taf., Wien 1970.
- OTT, W. F.: Zur Geologie des Sulzfluhkalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg. — Diss.-Auszug, 5 S., Darmstadt 1968.
- REITHOFER, O.: Über den Nachweis von Interglacialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. — Jb. Geol. B.-A. **81**, 217—236, 7 Abb., Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Die Quartärablagerungen des Silbertales. — Jb. Geol. B.-A. **86**, 177—196, 1 Taf., Wien 1936.
- REITHOFER, O.: Aufnahmen 1952 auf Blatt Silvrettagruppe (5244). — Verh. Geol. B.-A. **1953**, 45—46, Wien 1953.
- REITHOFER, O.: Bericht 1955 über Aufnahmen auf den Blättern Gaschurn (169) und Mathon (170). — Verh. Geol. B.-A. **1956**, 80—81, Wien 1956.
- REITHOFER, O.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf den Blättern Feldkirch (141), Schruns (142), Gaschurn (169), und Mathon (170). — Verh. Geol. B.-A. **1963**, A 44—45, Wien 1963.
- REITHOFER, O.: Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Gaschurn (169) und Mathon (170). — Verh. Geol. B.-A. **1964**, A. 37—38, Wien 1964.
- REITHOFER, O.: Bericht 1964 über Aufnahmen auf den Blättern Gaschurn (169) und Mathon (170). — Verh. Geol. B.-A. **1965**, A 40—42, Wien 1965.
- RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — N. Jb. Geol. Pal., Abh. **105**, 285—372, 7 Abb., 1 Tab., 1 Karte, Stuttgart 1957.

- ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen I, Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und West-Alpen und die Rhaetische Überschiebung. — V, 176 S., 69 Abb., 4 Einlagen, 1 Taf., München 1900.
- ROTHPLETZ, A.: Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. — Sammlung Geologischer Führer **10**, XI + 256 S., 81 Abb., Berlin (Bornträger) 1902.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper I. — X + 215 S., 66 Abb., Wien-Innsbruck (Springer) 1948.
- SCHMIDT, A. R.: Vorarlberg nach den von dem geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg durch seine Kommissäre veranlaßten Begehungen geognostisch dargestellt. — VII + 158 S., 1 Karte, Innsbruck 1843.
- SEIDLITZ, W. v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. — Ber. Nf. Ges. Freiburg i. Br., **16**, 232—366, 20 Abb., 5 Taf., Freiburg i. B. 1906.
- SEIDLITZ, W. v.: Rätikon, 1 Kartenskizze, 2 Prof., in: STEINMANN, G., SEIDLITZ, W. v. & MEYER, H.: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. — Geol. Rdsch. **3**, 423—432, 3 Abb., Leipzig 1912.
- SITTER, L. U. de: Structural Geology. 2. Aufl. — XII + 551 S., 310 Abb., 16 Tab., New York-San Francisco-Toronto-London (Mc Graw-Hill Book Company) 1964.
- SPAENHAUER, F.: Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sussura-Gruppe (Graubünden). — Schw. Min. Petr. Mitt. **12**, 27—146, 4 Taf., Zürich 1932.
- STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). — Schw. Min. Petr. Mitt. **8**, 87—239, 3 Abb., 8 Tab., 5 Taf., Zürich 1928.
- STRECKEISEN, A. et al.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. — Schw. Min. Petr. Mitt. **46**, 704—722, 1 Taf., Zürich 1966.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen 3. Teil. — Mitt. Geol. Ges. Wien **62**, 78—170, 3 Taf., Wien 1970 a.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. — Verh. Geol. B.-A. **1970**, 324—345, 2 Abb., Wien 1970 b.
- TRÜMPY, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. — Beitr. Geol. K. Schw. N. F. **46/II**, 163 S., 27 Abb., 5 Taf., 1 geol. K., Bern 1916.
- TRÜMPY, R. et al.: Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Les Grisons. — Compt. rend. Soc. géol. France **1969**, 329—396, 22 Abb., Paris 1970.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. — Schw. Min. Petr. Mitt. **14**, 196—278, 7 Abb., 3 Taf., Zürich 1934.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der Metamorphen Gesteine. 2. Aufl. — VIII + 237 S., 53 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1967.



Abb. 2

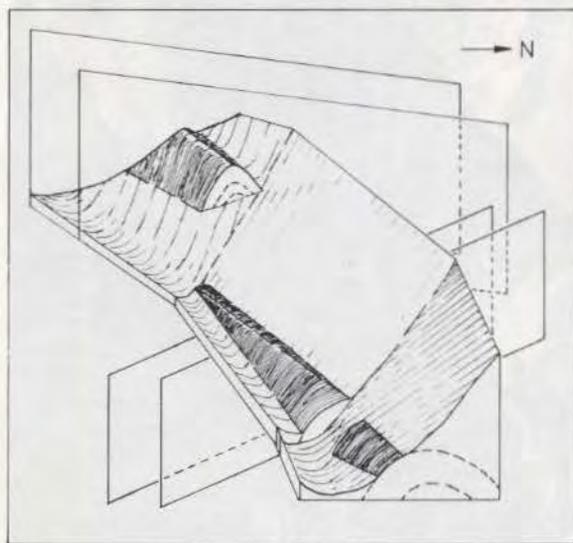


Abb. 3



Abb. 1

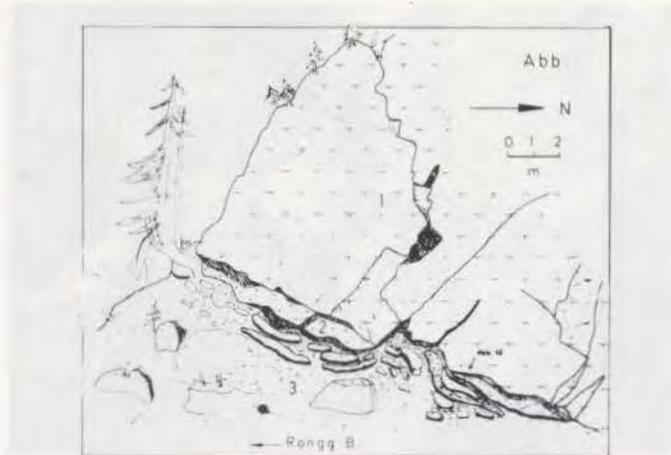


Abb. 6



Abb. 7

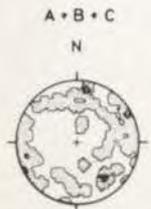
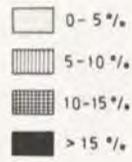
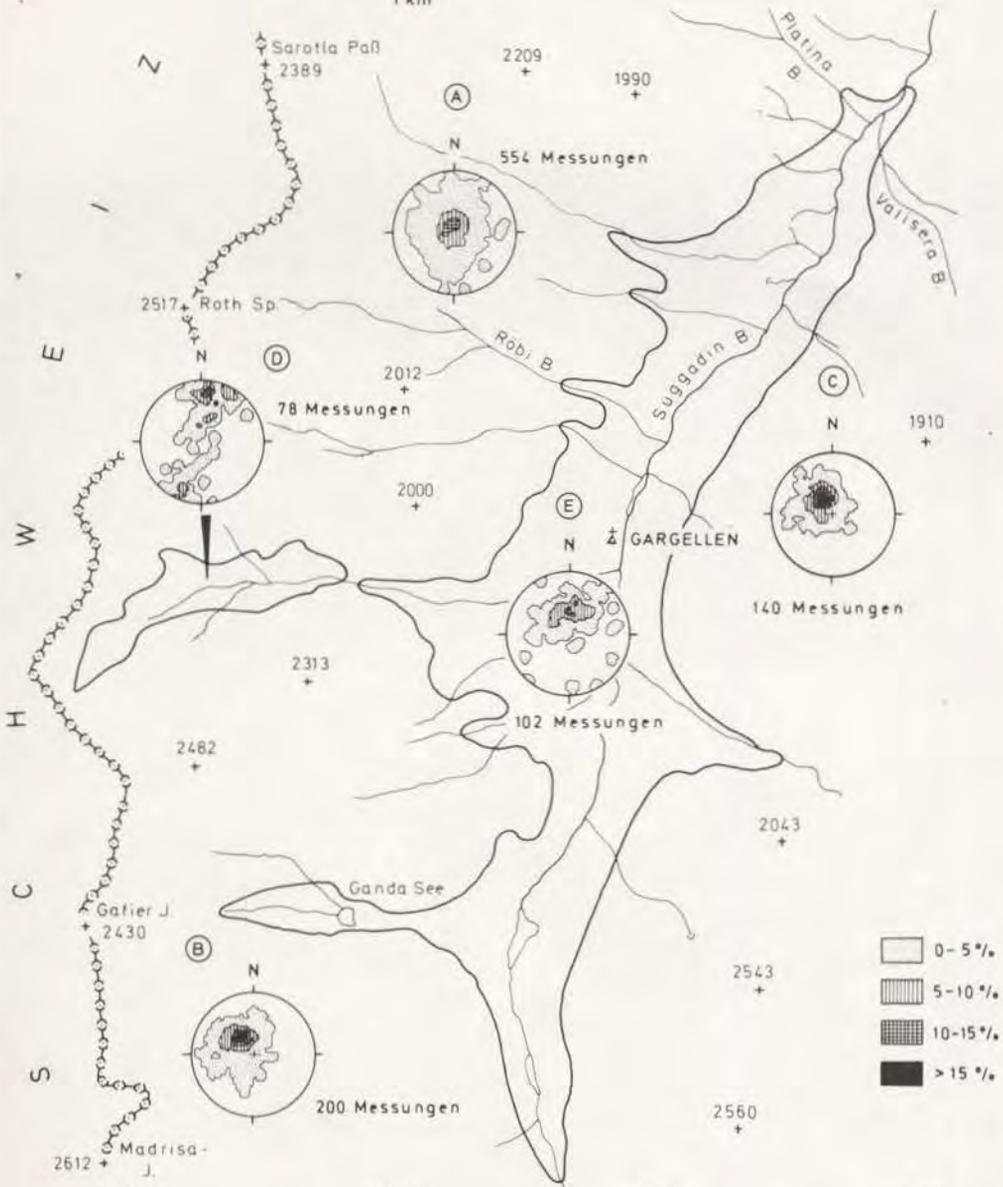
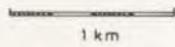


Abb. 4

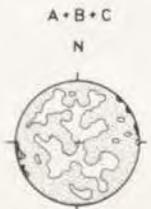


Abb. 5

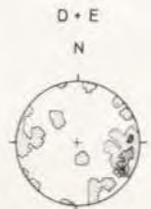
H. BERTLE



67 Messungen
FALTENACHSEN



150 Messungen
BRÜCHE u. STÖRUNGEN



52 Messungen
FALTENACHSEN



85 Messungen
BRÜCHE u. STÖRUNGEN

ZISCHINSKY, U.: Bewegungsbilder instabiler Talflanken. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17 (1966), 127—168, 17 Abb., 7 Taf., 3 Kt., 2 Stereo-Luftbilder, Wien 1967.

Abbildungserläuterungen

Abb. 1: Gesamtansicht des Fensters von Gargellen (durchgehende Linie) von NE; links Schmalzberg-Valiseraspitze; im Hintergrund Madrisastock; davor Schafberg mit Sackung und Holzegg-Gleitung (unterbrochene Linie).

Abb. 2: Das von Brüchen zerschnittene Gewölbe St. Antönierjoch (im linken oberen Bildviertel scharf halbbogenförmig aus dem Gehänge hervortretend) — Kessi (rechts unten den Talgrund querender, heller Sulzfluhkalk) vom Flachstück des Gargellner Alptales aus gesehen.

Abb. 3: Vereinfachtes Modell des St. Antönierjoch-Kessi-Gewölbes und seiner Brüche (NNW-SSE und NNW-SSW).

Abb. 4: Unterlagerung des Sulzfluhkalks (Wand, 1) durch Sulzfluhgranit (dunkel, 2) und Prätigauflysch (4, untere Hälfte des leicht schuttüberstreuten Gehänges) mit eingelagertem Falknis-Decken-Span (3, in der Bildmitte morphologisch aus dem Gehänge tretende Couches rouges-Scholle); N-Seite des Grabens W ober P 1474.

Abb. 5: Kontakt zwischen Sulzfluhkalk und Sulzfluhgranit (dunkel): links deutlich tektonisch bewegt, rechts wenig gestört, höckerförmig; Detail aus Abb. 4 (von links der am Wandfuß wurzelnden Fichte).

Abb. 6: Unterlagerung des Sulzfluhkalks (Wand, 1) durch Sulzfluhgranitmylonit (2) und Prätigauflysch (3, Ton- und Mergelschiefer mit eingelagerten Feinbreccien, Sandsteinen und Kalken sowie Falknis-D.-Spänen r (S) des Ronggwasserfalls).

Abb. 7: Polygonal gesproßter alpiner Muskovit als Abbildung einer Biegegleitfaltung durch Stauchung zwischen zwei Plagioklas-Klasten (regenerierte helle Körner) in einem durch Chloritblastese verfestigten Feinmylonit eines Plagioklasamphibolits = Serizit-Chloritschiefers vom Schafberg m 2130.

Abb. 8: Gefügekarte des Fensters von Gargellen (ss-Flächen, Schieferungsflächen, Störungs- und Bruchflächen, Faltenachsen).

Summary

In the window of Gargellen the superposed rocks of the Silvretta-kristallin, assoziated to the tectonical units of Prätigauflysch (Upper-Cretaceous, perhaps Paleogene), Falknisnappe (Upper-Cretaceous, couches rouges), Sulzfluhnappe (granite and Malm-limestone) and Arosazone (Permoscyth till Cretaceous) were eroded. The Silvrettakristallin around Gargellen consists of old paragneiss and amphibolites, intruded by granitic magmas. After a variscic metamorphism these granites build up the gneiss cores of w-vergent recumbant amphibolite and paragneiss-folds. A local, alpine diaphtoresis (restricted to the lines of motion) is limited from the regional, late variscic diaphtoresis of the crystalline. Further effects of the Alpine tectonics are described. That are: flaking, cleavage, puckering, cataclasis, mylonitization, ultramylonitization a late alpine folding of the nappe-piles and shearfaulting.

Résumé

Dans la fenêtre de Gargellen, l'érosion de roches cristallines de la Silvretta se trouvant en haut a découvert des roches qui sont attribuées

aux unités tectoniques du flysch du Prätigau (craie supérieure, éventuellement ancien tertiaire), de la couche de Falknis (craie supérieure — couches rouges), de la couche Sulzfluh (granite et calcaire Malm) et de la zone Arosa (permoskyte à craie). Les roches cristallines de la Silvretta qui se trouvent autour de Gargellen sont constituées d'un résidu de paragneiss et d'amphibolites pénétré de magmas granitiques. A l'heure actuelle les magmas granitiques sont intercalés dans les amphibolites et les paragneiss. Ils le sont sous forme de noyaux de gneiss à oeil et de noyaux de gneiss flaser qui se trouvent dans des plis couchés et des plis orientés vers l'Ouest. Cet état de fait est dû à une métamorphose variscique et à une schistosité qui s'étendaient sur l'ensemble des roches cristallines. A partir de la diaphtorèse du cristallin efficace régionalement et tardivement variscique, on délimite une diaphtorèse alpine — avec les formations nouvelles de minéraux correspondantes dans les sédiments fenêtres. Cette diaphtorèse alpine est limitée localement (par rapport aux trajectoires de mouvement). Les autres répercussions de la tectonique alpine qui sont décrites sont la structure en écailles, la schistosité et le plissement, la cataclase et la mylotinisation, la formation d'ultramylonite, un plissement alpin tardif et achevé de couches empilées les unes sur les autres et un système de fractures qu'on peut suivre longtemps. Les fractures se divisent en deux grandes parties dont l'une et l'autre ont des fractures multiples.

Geol. Karte des Fensters von GARGELLEN und seines Rahmens

Tafel 1

Aufgenommen in den Jahren 1968-1970 von H. BERTLE



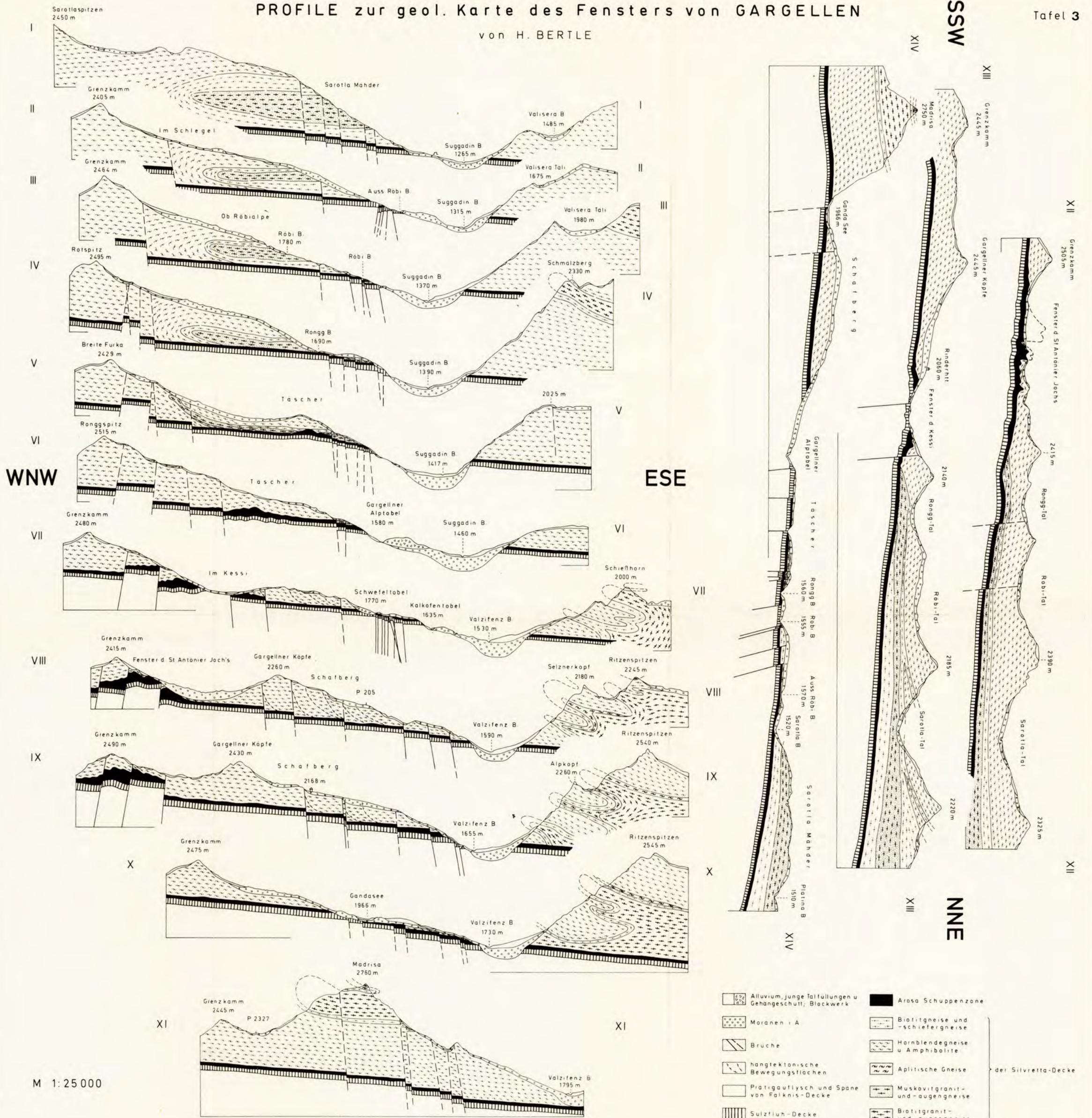
LEITNER 71

	Alluvium, junge Talfüllungen u. Gehängeschutt		Moränen des Gschnitz-Stadiums		Biotitgneise, -schiefer- u. -fleckengneise	+ 0°-5°	▲ 45°-65°
	Schutt-, Mur- und Schwemmkegel		PRÄTIGAUFLYSCH u. FALKNIS-DECKE		Biotit-(Chlorit)-granit-, feldspat- u. -flasergneise	± 5°-25°	± 65°-85°
	Sackungs- und Gleitungskörper		Ob. Kreide-Alttertiär in Flyschfacies und Späne v. Falknis-Kreide (bes. Couches rouges)		Muskovitgranit-, feldspat- u. -flasergneise	± 25°-45°	+ 85°-90°
	in Blockwerk aufgelöste Gesteinsmassen		SULZFLUH-DECKE		Aplitische Gneise (Serizit, Muskovit) intensiv alpin deformierte (zerscherte, diaphoritische) Gesteinsbereiche		
	Moränen i. A., vorw. Würm-Grundmoränen		Sulzfluhkalk (Oxford?-Tithon)		Brüche und Störungen		
	grobblockige Moränen i. A.		Sulzfluhgranit		hangtektonische Bewegungsflächen (Abriß u. Hauptbewegungsfläche)		
	Wallmoränen i. A.		AROSA SCHUPPENZONE				
	subrezente Firnwälle, Blockgirlanden u. Morän.		haupts. Aptychenschichten, Schuppen von Permo-Skyth-Kreide		ungebrautete Quellen	○ 25-20	○ 20-100
	Blockgletscher, Moränen etc. des Larstig-Stadiums		SILVRETTA-DECKE		gefaßte Quellen	■	■
	Moränen des Egesen-Stadiums		Hornblendegneise u. Amphibolit		Dolinen		
	Moränen des Daun-Stadiums		Glimmerschieferzüge, (Granat-, Hornblende-, Staurolith) in den Hornblendegesteinen				

TOPOGRAPHISCHE GRUNDLAGE:
 Fotografische Vergrößerung der österr.
 Karte 1:25.000, Blatt 169/1 GARGELLEN

PROFILE zur geol. Karte des Fensters von GARGELLEN

von H. BERTLE



- | | | | |
|--|---|--|----------------------------------|
| | Alluvium, junge Talfüllungen u Gehängeschutt; Blockwerk | | Arosa Schuppenzone |
| | Moränen i A | | Biotitgneise und -schiefergneise |
| | Brüche | | Hornblendgneise u Amphibolite |
| | hangtektonische Bewegungsfächen | | Aplitische Gneise |
| | Prätiogauflysch und Späne von Falknis-Decke | | Muskovitgranit- und -augengneise |
| | Suizfluh-Decke | | Biotitgranit- und -augengneise |
- } der Silvretta-Decke

M 1:25 000