

Unterostalpin

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **50 (1957)**

Heft 2

PDF erstellt am: **23.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Piz Roz, Piz Vadret, Piz Chamins usw., während die NW-Hänge dieser Schieferberge geringere Steilheit aufweisen. Bei der stereoskopischen Betrachtung senkrechter Luftbilder (Photoatlas der Eidgenössischen Landestopographie, Bern) ist die Abhängigkeit von Kleintektonik und Morphologie sofort erkennbar.

Unterostalpin

Stratigraphisch nehmen die unterostalpinen Decken eine vermittelnde Stellung zwischen den orogenen, penninischen Geosynklinaltrögen und dem oberostalpin-mediterranem Faziesgebiet ein. J. CADISCH (1950) betrachtet die Tasna-Decke als alleinigen Vertreter des Unterostalpins im Unterengadiner Fenster. Im Laufe der Untersuchung kamen wir zu einer tektonischen Zweiteilung des Unterostalpins, nämlich in eine

- I. Unterostalpine Basalschuppe und
- II. eine eigentliche Tasna-Decke.

I. Unterostalpine Basalschuppe

Zwischen den basalen Bündnerschiefern im Liegenden und der Stammer-Decke im Hangenden schiebt sich in unserem Untersuchungsgebiet eine zur Hauptsache aus vermutlich unterostalpinen Flyschschiefern und tektonisch verschleppten Triasgliedern der Tasna-Decke zusammengesetzte Schuppe ein.

Schubspäne im Hangenden der Schuppe sind der Stammer-Decke zuzuordnen und werden später (p. 435 und 437) eingehend behandelt. In die Flyschschiefer eingeschlossene Ophiolithe werden gemeinsam mit den Ophiolithen der Tasna-Decke besprochen.

A. AUFTRETEN UND GEOLOGISCHE LAGERUNG (TEKTONIK)

Ob die Auflagerung auf den basalen Bündnerschiefern des penninischen Fensterinners eine tektonische ist, konnte im Felde nicht ermittelt werden, muss aber angenommen werden. Eine auffallende Anhäufung von tektonisch eingeschleppten Schürflingen und ophiolithischem Material an der Basis der Schuppe wurde nicht beobachtet. Immerhin sind hier zahlreiche Linsen von Fremdmaterial festgestellt worden. Die maximale Mächtigkeit dieser intensiv verfalteten und möglicherweise verschuppten Gesteine wird an der Basis der Stammerspitz-Klippe (90 m) erreicht. Auf den Querprofilen durch die Stammerspitz (Taf. VII) kann eine Zunahme der Mächtigkeit gegen E erkannt werden. Die Flyschzone unterlagert als wannenförmiges Polster diese Klippe, bildet im Gebiet der Fuorcla Chamins eine flache Antiklinale und sinkt in der Val Chamins bei abnehmender Schichtdicke ins Samnauntal ab, wo sie auf höchstens 30–40 m reduziert den Schergenbach quert und links vom Bach an einer einzigen Stelle aufgefunden werden konnte. Oberhalb Ravaisch (Samnauntal) zieht sie ca. 80 m mächtig (Fig. 4) im waldigen Gelände durch.

Auch südwestlich der Fuorcla Chamins wurde dieser Flyschzone bei ungefähr gleichbleibender Dicke bis in die hinter Val Lavèr (letzte Fundstelle südwestlich Mot, im Bacheinschnitt bei 2480 m) nachgegangen. Die flache Terrainmulde auf

Spi da la Muranza (P. 2564) wird durch die leichte Verwitterbarkeit dieser weichen Schiefer verursacht.

Verwerfungen und andere Störungen wurden nirgends wahrgenommen, sind aber wahrscheinlich vorhanden. Leichte Diskordanzen innerhalb der Schiefer können beobachtet werden, sind aber infolge Fehlens von Bezugsmarken in ihrer Bedeutung weder abzuschätzen noch zu messen. Im Liegenden der Stammer-Decke machen sich unmittelbar an der Überschiebungsfläche einige Erscheinungen der Dislokationsmetamorphose bemerkbar, die nicht übergangen werden sollen. Während die Schiefer eine intensive Verfältelung, die bis zur völligen Zerknitterung gehen kann, erlitten, wurden sandige Partien in griffelförmige Stengel zerlegt («lineation»). Diese Erscheinung ist z. B. auf der Westseite der Stammerspitze über ein grosses Areal verbreitet, die eingemessenen Griffelachsen erlaubten wertvolle Schlüsse auf die Bewegungsrichtungen der überschobenen Gesteinsmassen (Stammer-Decke) zu ziehen. Auswalzung von Breccienkomponenten (Längung) ergab ebenfalls Indizien über die Richtung von Massenverschiebungen.

Mittels statistischer Erfassung von Kleinfaltenachsen und Klüften wurde versucht wesentliche Unterschiede in der Anlage dieser kleintektonischen Strukturelemente zwischen den basalen Bündnerschiefern und der von uns postulierten Schuppe aufzudecken. Es liessen sich aus dem Diagramm (Fig. 1c) keine Maxima der Faltenachsen-Richtungen herauslesen. Immerhin sind die Projektionspunkte (79 Messungen) auf einen Gürtel, der von NE nach SE bis SW reicht, beschränkt. Da die Flyschschuppe eine dünne Lamelle darstellt, sind möglicherweise die transportierten Kleinfalten durch spätere Ereignisse aus ihrer ursprünglichen Lage geraten. Der kleine Nebensattel nördlich der Stammerspitz-Klippe kommt auf dem Diagramm gut zum Ausdruck (Str. N 50° E). Hingegen ist die völlige Übereinstimmung in den Kluftsystem-Richtungen bei den basalen Bündnerschiefern und unserer Schuppe sehr bemerkenswert. Auch die der Roz-Schiefer (Fig. 1b) gelangen schon bei einer minimalen Drehung im Uhrzeigersinne mit den vorigen zur Deckung.

Aus diesen Untersuchungen geht die Deckenrepetition im Unterengadiner Fenster nicht hervor.

B. GESTEINSINHALT (Stratigraphie)

Die Hauptmasse nehmen dünnsschichtige Kalk-Tonschiefer ein, die sich von jenen des Tasna-Flysch nicht unterscheiden und die neben wahrscheinlich primär eingelagerten, spilitischen Diabasen auch grobklastische Einstreuungen enthalten. Wildflyschartige Gesteinskomplexe fehlen nicht.

1. Unterostalpiner Flysch

Der Einfachheit halber werden die auftretenden Gesteinstypen gesondert behandelt, obwohl sie zum Teil in primärer Wechsellagerung auftreten.

a) Halbphyllitische, quarzitisches Kalk- und Tonschiefer

Es sind hervorragend gut geschichtete, papierdünne bis einige cm (im Mittel 1 cm) dicke, kalkige, limonitführende Quarzitschiefer in Wechsellagerung mit

blaugrauen, im Durchschnitt 1–5 mm dicken Tonschieferlagen. Sehr gut gibt Fig. 10 den äusseren Aspekt dieser von W. PAULCKE als «ruppige Schiefer» bezeichneten Gesteine wieder. Sie sind infolge ihrer innern Beweglichkeit ausserordentlich intensiv (mehrheitlich zu Spitzenfalten mit geraden Schenkeln und scharfen Umbiegungen) verfaultet worden und sehr mühsam zu begehnen.

DÜNNSCHLIFF eines feinkörnigen, schwach kalkigen, limonitführenden Quarzitschiefers. Fundort: Stammerspitz S-Seite, 2770 m.

Massenhaft eingestreute, limonitisierte Dolomitrhomboeder von 0,5–0,2 mm, die wie Übergänge zeigen, aus winzigen Dolomitfragmenten hervorgegangen sind, bedingen die rostbraune Farbe des Gesteins. Sie schwimmen in einer feinkörnigen (10–20 Mikron), quarzitischen Grundmasse, die akzessorisch neben neugesprossenen Feldspäten einschliessreiche, allothigene Plagioklase, Muskowit, Serizit, Turmalin, Zirkon und graphitische Schmitzen führt. Der relativ hohe Feldspatgehalt ist auf detritische Einschwemmung zurückzuführen. Der kalkige Anteil liegt in Form zerlappter, amöbenartiger Kalzitkörner vor und ist völlig rekristallisiert. Er wurde u.d.M. durch Färbung mit Kampesche-Farblösung identifiziert.

Als Ausgangsmaterial des vorliegenden Gesteins kommt ein kalkig-quarzitischer Dolomit-Sandstein in Betracht.

Unterscheidung von Calcit und Dolomit in Gesteinsschliffen

Bei der Untersuchung von Sandsteinen, feinen Breccien usw. war es manchmal wünschenswert die beiden Karbonate auch im Dünnschliff diagnostizieren zu können. Bekanntlich lässt sich dies im Dünnschliff optisch nur in Ausnahmefällen durchführen. Körnerpräparate kommen, da dabei die Verbandsverhältnisse verloren gehen, nicht in Frage. Für unsere Arbeiten wurde deshalb zu der von J. LEMBERG (1888) vorgeschlagenen und von E. HOEGBERG (1950) verbesserten Färbmethode mit Kampescheholz-Extrakt (logwood reagent) gegriffen, die gute Resultate lieferte. Neben einer sehr kurzen Einwirkungsdauer von 10–30 sec gibt diese Methode eine genügend intensive Blauviolett-Färbung um im Schliffbild eindeutig erkannt zu werden. Nur Calcit wird angefärbt, während Dolomit, Magnesit u.a. gesteinsbildend wichtige Karbonate farblos bleiben. Die von HOEGBERG angeführten synthetischen Farblösungen und von TH. HÜGI (1945) erwähnten Farbverfahren eignen sich aus verschiedenen Gründen (zu blasse Farbtöne, Kochen der Proben usw.) nicht für Dünnschliffuntersuchungen.

Um beim Einbetten des Schliffes in Kanadabalsam das lästige Scholligwerden der Farbschicht zu vermeiden, wurde folgender Kunstgriff angewendet: Nach dem Färben des ungedeckten Schliffes – zu Vergleichszwecken empfiehlt es sich nur die eine Hälfte zu färben – wird die überschüssige Farblösung weggewaschen und das anhaftende Wasser durch Filtrierpapier entfernt. Auf die noch feuchte Schlifffläche werden 1–2 Tropfen eines Alkohol-Anisöl-Gemisches (einige Tropfen Anisöl auf 10 ml 94% Alkohol) gegeben. In kurzer Zeit ist der Alkohol verdunstet, und der Schliff mit dem durch einen feinen Ölfilm geschützten Farblack kann gedeckt werden.

Verschiedentlich sind in den oberen Horizonten des Flyschkomplexes lichtgrüne, seifig sich anfühlende und chloritführende Serizitquarzitschiefer bis Chloritphyllite eingelagert.

Dünnschliff: Serizitschüppchen durchsetzen das stark verfingerete Quarzgemengsel von durchschnittlich 0,15 mm grossen Körnern. Chloritkörner sind häufig, Feldspäte dann und wann zu beobachten. Die gelblichweisse, bei auffallendem Licht intensiv leuchtende Substanz ist ein titanhaltiges, leukoxenartiges Mineral.

Ein 2 × 8 m grosser Einschluss von grünem, serizitischem Tonschiefer liegt am Südosthang des Mot, 2540 m (hintere Val Lavèr) an der Basis der Flyschschiefer eingeschaltet.

Mit Ausnahme fucoidartiger Gebilde auf den Schichtflächen der Schiefer auf der Westseite der Stammerspitz fehlen jedwelche Lebensspuren.

b) Breccien und Sandsteine

Mengenmässig sind diese monomikten, seltener polymikten, psephitischen und psammitischen Bildungen von ganz untergeordneter Bedeutung. Auf 100 m Schiefer kommen einige wenige m Breccien und Sandsteine. Um den ganzen Flyschkomplex altersmässig fixieren zu können, wurden alle Aufschlüsse einer genauen makroskopischen und mikroskopischen Prüfung unterzogen.

Geologisches Vorkommen. Auf eine Eintragung in die Karte wurde verzichtet, da es sich vorwiegend um kleine Linsen und rasch absetzende, geringmächtige (maximal 4–5 m dicke) Gesteinsbänke handelt. Eine länger aushaltende, etwa 100 m sich erstreckende Breccienbank konnte auf der Südseite der Stammerspitze beobachtet werden. Die Auflösung zu linsenförmigen Körpern in dem extrem plastischen Schiefermaterial kann im Feld in allen Einzelheiten studiert werden. Es scheinen die sandigen und brecciösen Gesteine den oberen Teilen des Flysch anzugehören, sie sind aber keinesfalls niveaubeständig, finden sich doch in den basalen Schieferpartien gelegentlich geringe Einlagerungen von Grobklastika.

Gesteinsbeschreibung. Makroskopisch handelt es sich bei den Psammiten um bunt anwitternde, quarzitisches Quarzsandsteine (Nomenklatur nach P. NIGGLI, 1952), quarzreiche kalkig-quarzitisches Dolomit-Quarzsandsteine, quarzitischkalkige Quarz-Dolomitsandsteine bis seltener kalkige Kalk-Dolomitsandsteine mit recht variablen Korngrössen. Die psephitischen Gesteine sind als bunte, oft ockerig und rotbraun anwitternde, feine bis grobe (max. Durchmesser der Komponenten 40 cm), kalkig-quarzitisches Quarz-Dolomitbreccien bis reine graue, kalkige Dolomitbreccien zu bezeichnen. Gelegentlich stellen sich zwischen den sandigen Lagen tonige oder kohlige und oft etwas eisenschüssige Schmitzen ein.

Dünnschliffuntersuchungen von Grundmasse und Komponenten:

Als Grundmasse fungiert in den untersuchten Gesteinsproben ein feinkörniges, mehr oder weniger kalkiges Quarzpflaster, leider organismenfrei.

Komponenten:

Die Untersuchung zahlreicher Dünnschliffe ergab, dass der Grobdetritus ziemlich eintönig zusammengesetzt ist. An erster Stelle stehen dolomitische und kalkig-dolomitische Fragmente von wechselnder Korngrösse und verschiedenfarbig anwitternd (in allen Grautönen, gelblich-bräunlich, orange usw.). Umriss vorwiegend eckig. Farblose und milchigweisse Quarze sind häufig, überwiegen lokal die Dolomite und liegen im allgemeinen als gut gerundete Geröllchen bis 1 cm Grösse vor. Kalk sind selten. Ein pseudoolithisches Kalkfragment hat grosse Ähnlichkeit mit rhätischen Gesteinen der Stammer-Serie. Als Raritäten treten auf:

Grünlicher, richtungslos massiger, grobkörniger Granit. Nach den Beschreibungen von F. SPAEHNAUER (1941) entspricht die Gesteinsprobe einem Tasna-Granit (unterostalpinen Granit von Err-Bernina-Typus). Mikroskopischer Befund: Zerbrochener, undulös und gefeldert auslöschender Quarz in grossen Individuen stecken in fein zerriebenem, mit Serizit und Chlorit durchsetztem Quarz- und ?Albitpflaster (Mörtelquarz). Etwas Erz. Kataklastischer Biotit ist durch ein einzelnes Korn vertreten. Sekundärer Kalzit füllt die Risse in den Mineralkörnern aus.

Blaugrünlischer, plagioklasführender, kalkig-quarzitischer Quarzsandstein. Dünnschliffbild: Völlig eckige Quarz- und untergeordnet Plagioklaskörner von 0,1–0,4 mm schwimmen in sehr feinkörnigem, chloritisch-serizitischem Plagioklas-Quarzgemengsel. Das helle, stark lichtbrechende Mineral ist Titanit.

Kalkige Komponenten mit ?*Trocholina* u. a. unbestimmbaren Foraminiferenresten.

Onkoidisch-pseudoolithisch struierte Kalkkomponenten mit *Spirillina liassica* (JONES) im

einem etwas schiefen Achsialschnitt. Das 0,4–0,6 mm grosse Schälchen weist verdickte innere Umgänge auf und ist von den auf p. 416 beschriebenen Formen nicht zu unterscheiden.

Komponenten mit nicht isolierbaren Ostracodenschälchen.

Als einen etwas abweichenden Gesteinstyp nennen wir einen rötlichen, plagioklasführenden, kalkig-quarzitischen Dolomit-Quarz-Sandstein, der am Nordabhang der Val Bolchèras (linkes Seitental der hinteren Val Sinestra) im Flysch eingelagert ist:

Dünnschliff. Die Dolomit-Komponenten, die 0,2–0,4 mm im Durchschnitt nicht überschreiten, sind durch schwache Metamorphose in dolomitische Rhomboeder (z.T. mit klarem Kern und dicker, limonitischer Umkrustung, z.T. völlig limonitisiert) sukzessive übergeführt worden. Serizitisch-chloritische Züge durchdringen das Gestein und bedingen dessen lagige Textur.

Alter der klastischen Gesteine

In diesem aus feinkörnigem Quarzzement verkitteten Quarz-Dolomit-Detritus sind die Erhaltungsbedingungen für Organismenreste denkbar ungünstig. Schlecht erhaltene Foraminiferen (fragliche Spirillinen) in Kalkkomponenten lassen einzig den Schluss zu, dass es sich um postliasische Sedimente handelt. Im Lieferungsgebiet waren vorwiegend dolomitische und quarzreiche Gesteine (Kristallinschwelle, Buntsandstein, dolomitische mittlere und obere Trias) der Erosion zugänglich.

c) Einsedimentierte Schollen im Flysch (Wildflysch)

Wenn sich die Einschlüsse vertikal verteilen, also nicht mehr streng an die Überschiebungsflächen gebunden sind, wird sedimentäre Einlagerung wahrscheinlich. Als wildflyschartige Blockeinstreuungen wurden beobachtet:

Milchweisse, reine Quarzite (?Buntsandstein, ?Ladiser-Quarzit). Einige Linsen von max. 1 m Dicke auf der NW-Seite der Stammerspitze.

Grobspätige, massige, hellfarbene Kalke. Ebenfalls auf der NW-Seite der Stammerspitze. Das Gestein erinnert an Steinsberger Lias.

Tristelschichten? Als isolierte, ca. 30×100 m grosse Scholle steht oberhalb Laret-Plan (Samnaun) ein hellgrau verwitternder, grauer, ziemlich dicker Kalk in massigen Bänken an. Fossilien fehlen. Am Stammer selbst ist dieses Gestein nicht vorhanden.

Nordöstlich Piz Valpiglia, etwas südwestlich des alten Signals sind einige nur wenige m grosse, linsenförmige Schollen von mergeligen Kalken, kalkigen Dolomitsandsteinen bis Feinbreccien an der Basis der hochpenninischen Rozschiefer als Deckenscheider eingeklemmt. Der gute Erhaltungszustand dieser feinklastischen Gesteine veranlasste uns einige Dünnschliffe anzufertigen.

Dünnschliffuntersuchung einer kalkigen Dolomitfeinbreccie bis groben kalkigen Dolomitsandsteins, braun und mit rauher Oberfläche anwitternd: Scharfkantige Splitter aus hellem bis grauem Dolomit (auch kantengerundete Komponenten sind eingestreut) und seltener Glimmer- und Chloritquarzite in kalkigem, einzelne detritische Quarz- und zersetzte Plagioklaskörner enthaltendem, rekristallisiertem Kalkzement. Viel Pyritkristalle, von Hämatit umrindet. Keine organische Strukturen.

Ein mergeliger, ziemlich dichter, massiger Kalk, der in einen blaugrauen, feinkörnigen Kalksandstein übergehen kann, gab interessantere Resultate. Dünnschliff: Neben umkristallisierten Spongiennadeln wurde ?Globo truncana sp., ?Lingulina und andere nicht näher bestimmbare Foraminiferenreste festgestellt.

Ein kleiner, phakoidartig gerollter Einschluss von feinkörnigem, schwach quarzhaltigem kalkigem Kalksandstein liegt direkt an der Überschiebungsfläche auf der SW-Seite der Stammerspitze in 2795 m Höhe. Im Dünnschliff zeigen sich 0,1 mm grosse, vollkommen gerundete Kalkkörner. Organismen fehlen völlig.

2. Tektonisch eingeschobene Massen

Bei der Kristallinlamelle und den Dolomiteinschlüssen kann eine tektonische Herkunft nicht mit Sicherheit belegt werden. Ihre geologische Stellung unmittelbar an der Basis der Stammer-Decke – übrigens auch die ophiolithischen Einlagerungen sind z. B. in der hinteren Val Chamins an diese Bewegungsfläche gebunden – spricht aber dafür.

a) Kristallin (Tasna-Granit)

Nordwestlich Laret (Samnaun) ist auf 2235 m [824,30/206,05] eine grössere Kristallinscholle (ca. 20 × 80 m) unter der Rasendecke verborgen, von der nur einzelne Teile zutage treten. Auf die genaue Abgrenzung wurde, da eine Karte in grösserem Maßstab nicht zur Verfügung stand, verzichtet. Grüne, makroskopisch dichte Gesteine am Rand der Scholle erwiesen sich u.d.M. als Albitchloritpilite.

Handstück Nr. 1628 a und b:

Grünliches Gestein von etwas schiefriger Textur und mittlerem bis feinem Korn.

Dünnschliff 1628 a:

Hauptgemengteile: Quarz, saurer Plagioklas

Nebengemengteile: Chlorit, Serizit

Akzessorisch: Winzige Körner von ?Epidot-Zoisit und limonitisiertem Pyrit.

Der Quarz löscht undulös aus und ist stellenweise zerbrochen, der Plagioklas ist stark serizitisiert.

Handstück Nr. 1628 d und e: Feinkörnige, pistaziengrüne Gesteine, schiefrig-lagig texturiert.

Dünnschliff Nr. 1628 d:

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, neu gebildeter Albit

Nebengemengteile: Chlorit, Muskowit

ÜG: Klinozoisit.

Muskowit und Chlorit sind oft gegenseitig verwachsen. Die spärlichen, polysynthetischen Plagioklaszwillinge sind von einem feinen Serizitgewebe durchsetzt, während im Kern des Minerals Ansammlungen von kleinen Stengelchen und Körnchen eines stark lichtbrechenden Minerals auftreten. Einen hohen Prozentsatz der Schlifffläche nehmen kataklastische, grössere Quarzindividuen ein, zwischen denen breite Züge eines feinkörnigen Gemengsels von Albit, Klinozoisit und Serizit durchgehen. Diese Züge stellen nichts anderes als serizitisierte und saussuritisierte Plagioklase dar. Dazwischen liegen ausgefranzte Muskowit-Schuppen und Flatschen von Chlorit.

Dünnschliff Nr. 1628 e:

Sehr feinkörniges Aggregat von Quarz und ?Albit (für Bestimmung im Konoskop zu feinkörnig), Epidot (Pistazit) in grösseren Individuen und erheblicher Menge, Chloritfetzen und Züge eines stark lichtbrechenden, feinkörnigen Mineralaggregates (?Titanmineral).

ZUSAMMENFASSUNG

Es liegt ein verwalztes, granitisches Gestein vor, dessen Mineralbestand epimetamorph umgewandelt wurde: Je nach Örtlichkeit Zertrümmerung der Quarze (undulöse Auslöschung, Mörtelstruktur) und Serizitierung und Saussuritierung der Feldspäte und Chloritierung, ev. Epidotierung der melanokraten Gemengteile (Biotite).

Vergleiche mit dem Kristallin der Plattamala, von Sent und Crusch usw., d. h. mit unterostalpinen Granittypen (O. ZUEST, 1905 und U. GRUBENMANN, 1909) zeigen Übereinstimmung.

b) Gips

Ein vertikal 50 m aufgeschlossenes Gipslager ist bei Chè d'Mutt oberhalb Ravaisch (Samnauntal) in die oberpenninischen Bündnerschiefer eingespiesst (Fig. 4) und bedingt durch die leichte Verwitterbarkeit eine Einmuldung in den sonst morphologisch monoton gestalteten Schieferhängen des linksseitigen Samnaunales. Zahlreiche Dolinen geben auch da, wo der Gipsstock oberflächlich nicht aufgeschlossen ist, dessen Verlauf im Untergrund an. Auf Blatt Nauders (5245) der «Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich», 1923 wurde dieses Gipsvorkommen von W. HAMMER verzeichnet.

Der Gips ist von weisser Farbe, gewöhnlich mittelgrobkristallin, von massiger Textur und durch erbsen- bis nussgrosse, eckige Bruchstücke aus grauem Dolomit verunreinigt, die sich zu grösseren Nestern ansammeln können. Zweifellos handelt es sich um zerborstene Dolomitschichten, die in Nachbarschaft eines Gipsstockes gelegen, als Schollen in das plastische Medium hineingeraten sind. Ein Lösungs-umsatz mit nachheriger Wanderung über weite Strecken in gelöster Form, wie einige Autoren annahmen, kommt hier nicht in Frage. Auf dem Grund der Gipstrichter finden sich gelegentlich braun verwitternde Rauhwarestücke. Ein schwacher Schwefelwasserstoffgeruch wurde festgestellt.

Eine sichere stratigraphische und tektonische Zuordnung des Gipses ist infolge der ausserordentlichen Labilität dieser salinaren Bildung nicht möglich, das Auftreten von Rauhwaren und Dolomiten spricht für triasisches Alter. Wir setzen ihn stratigraphisch, ohne dass eine direkte Verbindung besteht, den ebenfalls im Flysch auftretenden Gipsmassen von Zebblas gleich.

c) Rauhwaren

In Form von grösseren und kleinern Linsen und ausgequetschten Zügen begleiten die Rauhwaren als Deckenscheider die Basis der Stammer-Decke. An folgenden Punkten wurden sie festgestellt:

1. Beim SW-Erker der Stammerspitze auf 2830 m als schmaler, ca. 30 m langer Zug von einigen cm bis auf 1,5 m Dicke anschwellend; am Nordgrat desselben Berges, dort wo er flacher wird, ca. 2900 m; eine 6×45 m grosse Dolomitlinse, von Firnschnee umgeben, wurde auf 2810 m Höhe in der flachen Wanne nordöstlich des Stammerspitz-Gipfels entdeckt. Im Dolomit finden sich sporadisch und in untergeordneten Mengen Rauhwaren, die gespickt voll von grünen Tonschieferstückchen und rötlich verwitternden, kalkigen Quarziten sind. Eckige Hohlräume, z.T. von losem, grauem Kalzitpulver erfüllt, sind als zersetzte Dolomite zu deuten. Die Rauhware wird hier, allerdings in einem andern Sinne mancher Autoren, zur Grundmasse einer tektonischen Breccie; an verschiedenen anderen Stellen, alle an der Basis der Stammer-Klippe. Die Aufschlüsse konnten ihrer geringen Ausdehnung wegen nicht immer auf der Karte vermerkt werden.

2. An der tiefsten Stelle auf Fuorcla Chamins und in der Fortsetzung gegen NE in der hinteren, linken Talseite der Val Chamins.

3. Bei Chè d'Mutt oberhalb Ravaisch als lose Brocken auf dem Grund der Gipsdolin.

Es muss zwischen sedimentären Rauhwaren und rauh und zellig anwitternden Kalk-Dolomitmyloniten unterschieden werden. Rauhware-ähnliche Kalk- und Dolomitreccien tektonischer Entstehung sind hier ohne weiteres zu erwarten und wurden auch gefunden, so auf dem Felsvorsprung in 2790 m Höhe, ca. 280 m nordöstlich Fuorcla Chamins in enger Nachbarschaft von echten Rauhwaren. Eindeutige Kriterien, die echte, d. h. sedimentäre Rauhwaren von sog. tektoni-

schen zu unterscheiden gestatten, sind in der Literatur bis heute nicht bekannt geworden. Einige wertvolle Hinweise gab E. GENGE jun. (1952). Eine Rauhwaacke von Fuorela Chamins (2818 m) wurde auf Sulfat geprüft (qualitative Prüfung mit Bariumchlorid schwach positiv. Die Hepar-Reaktion ergab ebenfalls einen schwachen Schwefelgehalt). Beim Zermörsern der Gesteinsprobe trat ein deutlich wahrnehmbarer Schwefelwasserstoff-Geruch auf, Bleiacetatpapier $[\text{Pb}(\text{CH}_3 \cdot \text{COO})_2]$ blieb hingegen farblos. Es handelt sich um ein schmutzig gelbbraun anwitterndes, weiches, trotz Gleitmittel-Funktion richtungslos massiges Gestein mit grauen und eckigen Komponenten eines ziemlich zusammenhanglosen, wenig kohärenten Dolomitsandes (loses Haufwerk kleiner Dolomitkriställchen neben etwas Quarzkörnern). Zur bessern Erkennung des Gefüges wurde ein Gesteinsschliff mit Kampescheholz-Farbextrakt angeätzt, wobei sich die kalzitischen Scheidewände dunkelblau färbten. Zusammenfassung: Es liegt in diesem Fall eine sedimentäre, tektonisch verschleppte Rauhwaacke vor.

Auf Spi della Fuorela (Siegfried-Karte) in ca. 2130 m fand sich in Nachbarschaft von Spilitschiefer ein helles, schwach rosa gefärbtes, kalkiges Gestein von sandigem Anfühlen, das schon unter leichtem Fingerdruck zerbröckelte. Die Prüfung auf Gips verlief negativ, so dass es sich um einen mylonitisierten Kalktektonit handeln dürfte.

d) Dolomite

Neben der schon erwähnten grossen Dolomitscholle an der NE-Flanke des Stammergipfels sind zahlreiche andere kleinere Dolomitlinsen an der Basis der Stammerüberschiebung eingeklemmt (vgl. Fig. 5 und Taf. VIII). Weitere Fundstellen: Val da Mottana bei 2280 m, nahe der Basis der Schuppe.

Die grauen, völlig zerbrochenen und durch sekundären Kalzit, Dolomit und Quarz wieder verkitteten, schwach kalkigen Dolomite haben in der Stammer-Serie kein Analogon, so dass sie wohl unterostalpinen Herkunft sind.



Fig. 5. 3—4 m anger Dolomitschürfling, eingeklemmt zwischen Kalken und Kalkschiefern des Malm der Stammer-Decke und Flyschschiefern der unterostalpinen Basalschuppe.

Nordostabfall des Stammerspitz-Gipfels.

Dünnschliff einer Gesteinsprobe von der Westseite des Stammerspitz-Gipfels (2830 m):

In der trüben, durch organisches Pigment verunreinigten, von der Rekristallisation nicht betroffenen, dolomitischen Grundmasse, sind massenhaft auftretende Organismenreste erkennbar, bei denen es sich wahrscheinlich um Foraminiferenschälchen handelt.

3. Ophiolithe

Es sei hier lediglich auf die enge Verwandtschaft mit den gleichfalls im Flysch der Tasna-Decke auftretenden Ophiolithe hingewiesen. Vgl. p. 443.

ZUSAMMENFASSUNG

DER STRATIGRAPHISCHEN UND TEKTONISCHEN ERGEBNISSE

Wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, ist nach unserer Auffassung der eben behandelte Flyschkomplex nicht dem penninischen, sondern dem unterostalpinen Ablagerungsraum zuzuordnen. Fazielle Übereinstimmung mit der Tasna-Serie und tektonische Überlegungen sprechen dafür.

Von Prof. L. KOBER, Wien, angeregt, erwägt neuerdings W. MEDWENITSCH (1954) die Möglichkeit eines vom Helvetikum bis zum Penninikum reichenden, einheitlichen Flyschmeeres, dessen Absätze erst durch jüngere Bewegungen den heutigen tektonischen Einheiten zugeteilt worden wären. Aus den Untersuchungen von P. NÄNNY (1948), RR. ALLEMANN und R. BLASER (1951) ging hingegen die Existenz einer Schwelle zwischen Prätigauflysch und den penninischen, bzw. ultrahelvetischen Flyschkomplexen des Fürstentums Liechtenstein (Vorarlberger, Vaduzer und Triesner Flysch) hervor. Nördlich des Vorarlberger Flyschtroges war ebenfalls eine Schwellenzone wirksam (siehe Abwicklungsschema von R. BLASER, 1952).

Auch von uns wurde anfänglich der besprochene Flyschkomplex dem basalen Bündnerschiefer als Hangendstes und Jüngstes beigeordnet. Diese Interpretation wurde von uns aber später zugunsten des tektonischen Erklärungsversuches aufgegeben.

II. Tasna-Decke

A. STRATIGRAPHIE

Einleitung

Unsere Untersuchungen der unterostalpinen Rahmenzone basieren auf den jahrzehntelangen Bemühungen von J. CADISCH (1921, 1926, 1932, 1941) diese der Falknis-Sulzfluh-Decke, resp. in den ältern Horizonten der Aroser Schuppenzone entsprechende Gesteinsserie im Gebiet von Ardez zu entziffern. Nur schrittweise gelang es diesem Autor trotz komplizierter, oft nicht zu enträtselnder Lagerungsweise der Schichtkomplexe eine detailliert gegliederte «Ardezer Schichtreihe» aufzustellen.

Feinstratigraphische Arbeiten konnten in den Kreidebildungen (Neocom bis oberkretazische Mergelkalke) aus Zeitmangel nicht mehr durchgeführt werden, obwohl sich das kartierte Gebirgsstück allem Anschein nach dazu gut eignen würde. Künftigen Forschungen werden hier wohl ergänzende Funde gelingen.

1. Kristallin

Am Ostabfall des Piz Tasna (3179,3) sind zwischen Serpentin und den von uns ins Neocom gestellten Tonschiefern einige Linsen eines grob- bis mittelkörnigen, hellgrünlichen Gesteins von gneisigem Habitus eingeschaltet [815, 1–2/193, 8–9].

Dünnschliff

U.d.M. erkennt man folgenden Mineralbestand: Quarz, Plagioklas als Hauptgemengteile; als Nebengemengteil Chlorit; daneben etwas chloritisierte, ausgebleichte Biotite und Kalzit; akzessorisch Körner von Zirkon, Titanit; Erz.

Die Quarzkörner haben Trümmerstruktur (gefelderte, undulös auslöschende, anomal zweiachsige Quarze); ebenso zertrümmert sind die serizitisierten Plagioklase (mit gebogenen Zwillinglamellen usw.). Zwischen den grösseren Quarz- und Feldspatporphyroklasten ist ein feinkörniges Zerreibsel aus Quarz, Feldspat (?Albit) und Serizit vorhanden, das dem Gestein seine flaserige Textur verleiht. Auf Verschieferungsflächen ist sekundär Kalzit infiltriert.

Werden die gesammelten Gesteinsproben mit dem von F. SPAEHNHAUER (J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER, 1941) beschriebenen Kristallin der Tasna-Decke verglichen, so ergibt sich, dass hier verwalzter Tasna-Granit vorliegt. Die linsigen Körper sind stellenweise aus richtungslos massigem Gestein von mittlerer Korngrösse zusammengesetzt, häufiger und insbesondere randlich schiefrig-gneisig texturiert.

Ausserhalb des kartierten Gebietes auf der E-Seite des Piz Tasna auf 2800 m [815,2/193,7], aber in derselben geologischen Position wie die eben erwähnten Vorkommen, wurde eine weitere, auf ca. 10 × 30 m aufgeschlossene Scholle aus hellgrünem, stark tektonisiertem Tasna-Granit entdeckt. Ein weiterer Kristallinschürfling ist am Grat zwischen Bergli und Ravaischer Salas, an der hier völlig verschuppten Basis der Tasna-Decke aufgeschlossen. Es ist bei fortgeschrittener, bis ins einzelne Mineralkorn sich auswirkender Kataklyse des Gesteins nicht immer leicht zu entscheiden, ob nicht grobe, feldspatführende Quarzsandsteine bis Arkosen vorliegen.

2. Permowerfénien (Verrucano-Buntsandstein)

Da die zu behandelnden Gesteinskomplexe im kartierten Gebiet jeden primär stratigraphischen Zusammenhang verloren haben, sind wir auf Vergleiche mit Vorkommen der nordöstlichen Fensterecke angewiesen, wo permisch-untertriasische Sedimente erhebliche Mächtigkeiten erreichen und eine lithologische Gliederung erfolgen konnte. Wir stützen uns dabei auf die Arbeiten von W. HAMMER (1914) und W. MEDWENITSCH (1953). Für eine Aufteilung in einen triasischen und permischen Anteil fehlen allerdings stichhaltige Anhaltspunkte. Wir verwenden die Termini «Verrucano» und «Buntsandstein» in fazielltem Sinne, d. h. den ersten Ausdruck für psephitischere, den letzteren für feinkörnigere Gesteine wie ja dies allgemein in der alpingeologischen Literatur praktiziert wird.

In unserem Arbeitsgebiet lassen sich zwei Arten von Vorkommen, die sich in ihrer geologischen Lagerung und ihrem Gesteinsinhalt unterscheiden, auseinanderhalten:

a) Bunte, verrucanoartige Gesteine

In den basalsten Teilen des Tasna-Flysch, der zwischen Fimberpass und Ravaischer Salas die Basis der Tasna-Decke bildet, sind geringmächtige, meistens nur

wenige dm dicke Lagen auffällig bunter Gesteine konkordant dem Flyschschiefer eingelagert:

1. Das südwestlichste uns bekannt gewordene Vorkommen liegt südöstlich Piz Val Gronda, unweit P. 2752 in dem den Untergrund nur schwach überdeckenden Schutt.
2. Ein weiteres Vorkommen wurde im Tälchen, das sich östlich desselben Berges in nordöstlicher Richtung gegen Vesil hinabsenkt, bei 2560 m aufgefunden.
3. Schlecht aufgeschlossen auf Zebblas nördlich Zebblasjoch in den von den Frühjahrsschmelzwassern tief eingefurchten Runsen in mehrfacher Repetition.
4. Im Bergli (oberstes Samnauntal), ca. 2610 m [819,75/203,95] als maximal 20 m starkes und auf 200 m aufgeschlossenes Gesteinsband. Folgendes lithologisches Detailprofil wurde notiert: Im Hangenden Flysch (feinschichtige, wechsellagernde Kalk- und Tonschiefer), einige Meter Schutt, z.T. von Grasnarbe bedeckt, dann

h) Wein- bis violettrote Tonschiefer	0,5 m
g) Rötliche und lichtgrüne Sandsteine	1,4–1,6 m
f) Weinrote Tonschiefer mit Schmitzen von grünlichem Quarzitschiefer und einer 3–4 m grossen Linse aus grobem, rötlichgrün gesprenkeltem Sandstein, der stellenweise in ein feinkörniges Konglomerat übergeht	6–7 m
e) Bunte, rötliche und grünliche Sandsteine	2,3 m
d) Rötliche, grobkörnige Sandsteine mit grössern, blutroten Knöllchen (?Radiolarienhornstein, ohne Radiolarienresten), unten in hellgrüne Quarzite mit roten und grünen Tonschieferschmitzen übergehend	0,7 m
c) Bunte Tonschiefer mit blutroten Quarzitschmitzen	0,5 m
b) Grüne Quarzitschiefer und bunte Tonschiefer wechsellagernd	0,4 m
a) Weinrote bis violette Tonschiefer.	5,5–6 m

 Im Liegenden setzen nach 15 m Moränenschutt, schlecht aufgeschlossener Rauhwaacke und Gips wieder feinblättrige Flyschschiefer ein.
5. Völlig verschuppt auf dem Kamm, der Ravaischer Salas von Zebblas trennt.

PETROGRAPHISCHE CHARAKTERISIERUNG

Es handelt sich um eine auffällig bunte, kalkfreie Serie grobklastischer bis feinstkörniger und dann feinschichtiger Gesteine. Grobe Breccien mit milchigen und rosaroten, aber auch blutroten (Radiolarienskelette liessen sich in diesen an Radiolarite gemahnenden Gesteinsbrocken auch im Dünnschliff nicht nachweisen!), vorwiegend eckigen Quarz- und Quarzitkomponenten enthalten gelegentlich Schmitzen violettrot gefärbter, feinblättriger Tonschiefer und gehen oft unvermittelt in violette und weinrote Tonschiefer über. Bunte, apfelgrüne und schmutzigweiss gefärbte, meist rötlich gesprenkelte, grobkörnige Sandsteine führen bis nussgrosse, schlecht gerundete Quarzknauer als Komponenten, bei stark serizitischem Zement in Serizitquarzsandsteine, resp. Serizitquarzite übergehend. Feinkörnige Varietäten sind als Phyllite und Chloritphyllite zu bezeichnen und weisen bei grösserem Chloritgehalt eine charakteristische Tüpfelung auf. Die Gesteine variieren lithologisch ausserordentlich auf kürzeste vertikale Erstreckung, die Korn-Sortierung bei den klastischen Sedimenten ist schlecht. Sie sind als Aufarbeitungsprodukte eines vermutlich granitischen Gesteins (Tasna-Kristallinrücken im Bereiche der unterostalpinen Decken) aufzufassen.

STRATIGRAPHISCHE STELLUNG UND GEOLOGISCHES ALTER

Die petrographische Übereinstimmung mit dem sog. «Ladiser Quarzit» (Ausdruck 1951 von MEDWENITSCH für metamorphe, terrestrische Bildungen der Paläozoikum-Mesozoikum-Grenze geprägt) ist ausgezeichnet. Es stellen sich trotzdem

Bedenken ein, diese Gesteine vom Flysch, mit dem sie wiederholt, wenn auch ohne Übergänge wechsellagern, abzutrennen und als separates Schichtglied aufzufassen. Eine verrucanoartige, 5 m mächtige Gesteinsbank, überlagert von 2,1 m grünen, gelbgrünen, weinroten, ockergelben und flaschengrünen Schiefen, 50 cm gelbem Dolomit, 30 cm Sandstein und 1 m Quarzit, wurden von J. CADISCH⁵⁾ im unterostalpinem Flysch der Val Triazza (Fensterrand südlich Schuls) entdeckt und als «Pseudoverrucano», «Pseudobuntsandstein» usw., d. h. als Transgressionsserie des Tasna-Flysch interpretiert. Ob auf Zebblas der analoge Fall zutrifft, könnte ev. bei geringerer Verbackung der feinklastischen Sedimente durch die von A. CAILLEUX (1942, 1952) entwickelte morphoskopische Quarzkornanalyse entschieden werden. Sedimentfraktionen bestimmter Korngrösse weisen bei marinen Ablagerungs- und Umlagerungsprodukten (Flysch) genau definierbare Eigenschaften (Form und Oberflächenbeschaffenheit) der Quarzkörner auf und lassen sich demnach von den vorwiegend wohl festländischen permotriasischen Verwitterungsbildungen unterscheiden. Das Absatzmilieu – ob marin oder terrestrisch – des Verrucano der Schweizer Alpen ist ein noch ungelöstes Problem.

Bis die laufenden Untersuchungen in den Samnauner Alpen veröffentlicht sind und den Zusammenhang mit dem tirolischen NW-Rand des Fensters durch eine moderne Kartierung herstellen, betrachten wir die besprochenen Gesteine als an der Basis der Tasna-Decke mitverschlepptes und verschupptes, permo-untertriasisches Schichtglied der «Ardezer», resp. «Prutzer Serie». Dunkle Quarzphyllite und Phyllonite, die im NE-Teil des U.E.F. die Basis der unterostalpinen Schichtfolge bilden und oberkarbonisch-permischen Alters sein dürften, wurden in unserem Untersuchungsgebiet nicht gefunden.

Die unter 1., 2. und teilweise 3. und 5. aufgeführten Vorkommen sind eher als Aufarbeitungsprodukte des Tasna-Flysches zu betrachten. Eine Begehung im Herbst 1952 in der unteren Val Triazza liess über die bestehende Analogie keinen Zweifel aufkommen. Das gelegentliche Mitauftreten von grünen Sandsteinen und schwächtigen Dolomitbänken (SE-Flanke von Ils Calcuogns) spricht ebenfalls für Flyschalter dieser eigenartigen Bildungen.

b) Weisse Quarzite und Quarzkonglomerate

Eine völlig andere Lagerungsweise und abweichende petrographische Zusammensetzung zeigen Vorkommen, die im Höllenkar, nordwestlich Inner Viderjoch auf tirolischem Gebiet entdeckt wurden. In Gestalt zweier riesiger, bis zu 70 m dicken Platten entragen diese Härtlinge den rasch niederwitternden Flyschschiefern in Gesellschaft weiterer Schollen aus Liasspatkalken, Tristelschichten usw. unterostalpinen Fazies.

LITHOLOGIE

Makroskopisch sind es reine, äusserst zähe Quarzfelse von sehr heller, lichtapfelgrüner bis schmutzigweisser Färbung, die auf frischem Bruch Glasglanz aufweisen. U.d.M. zeigt sich, dass metamorphe, quarzitisches Quarzsandsteine vorliegen.

⁵⁾ Freundliche, briefliche Mitteilung von Herrn Prof. J. CADISCH, Bern. Vgl. auch J. CADISCH (1946).

Dünnschliff: Zwischen gegenseitig verzahnten, grösseren Quarzindividuen stellt sich ein feinkörniger, stellenweise etwas serizitischer Quarzzement in geringfügiger Menge ein.

Erwähnenswert ist der Fund eines rein weissen, groben Quarzkonglomerates (bis eigrosse, farblose Quarzgerölle von vollkommener Rundung und hoher Reinheit der milchigen Quarzsubstanz) in diesen fein- bis mittelkörnigen Quarziten.

STRATIGRAPHISCHE STELLUNG UND GEOLOGISCHES ALTER

Aus den Feldbeobachtungen kann nicht ermittelt werden, ob es sich um tektonisch eingeschobenes oder primär in die Ablagerung des Flyschmeeres eingesediementiertes, resp. eingerutschtes Material handelt. Gesteinstypen aus der Serie der «Ladiser Quarzite» (W. MEDWENITSCH, 1953) stimmen mit unseren Gesteinen völlig überein, so dass sie in Anlehnung an W. HAMMER (1914) als Zeugen der terrestrischen Paläo-Mesozoikumgrenze in die unterste Trias (Buntsandstein) gestellt werden können. Fossile, die Aufschluss über Alter und Absatzmilieu liefern könnten, fehlen.

3. Gips und Rauhwacke (? Carnien)

Ihr geologisches Zusammenvorkommen und ihre vermutlich auch syngenetische Bildung rechtfertigt eine gemeinsame Behandlung.

a) Gips

Zahlreiche grössere und kleinere Gipslager begleiten die Basis der Tasna-Decke, eng verknüpft mit tonigen Schiefern, Dolomiten und Rauhwacken. Einige kleinere Gipszüge gehen ziemlich weit in die hangenden Flyschschiefern hinein. Von SW nach NE wurden folgende Gipsvorkommen kartiert:

a) In der hinteren Val Lavèr, in der flachen Einsenkung westlich Mot durch einige kleinere Sickerlöcher gekennzeichnet;

b) Nördlich Fuorela d'Lavèr, 2770 m [814,7/195,3] liegen auf eng begrenztem Areal zahlreiche lose Stücke von Gips und Rauhwacke, die hier anstehen;

c) Auf der rechten Talseite der Val Fenga in kleinen, isolierten Aufschlüssen, gelegentlich in mm bis cm feiner Wechsellagerung mit Flyschschiefer. An folgenden Stellen wurde Gips kartiert: Koord. [815,8/198,1], [815,8/199,15], [815,35/199,6], [815,35/199,9], [815,6/199,85], [816,05/199,95], [816,2/199,8], [816,35/199,6]. Ein weiteres, nicht aufgeschlossenes (nur einige trichterförmige Einsenkungen in der Grasnarbe) Gipsvorkommen befindet sich NW Fimberpass, 2570 m [816,05/197,95]. Im Gips eingebettete, eckige Dolomitfragmente schliessen ein Einwandern des Gipses in gelöster Form (Metasomatose) aus;

d) Bei Ils Gips südwestlich Piz Davo Sassè als mächtiger, zusammenhängender Stock;

e) Zwischen Piz Val Gronda und P. 2725, stellenweise nur durch kleine Dolinen und Geländewannen im Untergrund zu vermuten; als bedeutende Lager am Nord-Grat des Piz Val Gronda, durch Flyschschiefer unterteilt;

f) Einige kleinere, isolierte Vorkommen in Vesil (Paznauntal, Tirol): 50 m NE und 275 m NNE P. 2555 ([818,0/202,55], [818,0/202,95]) u.a.;

g) Grössere Einlagerungen von Gips am Südgrat des Pauliner Kopf, dort wo er flacher wird; auf Zebblas und im Bergli, von verrucanoartigen Felsarten und Rauhwacken begleitet. In aufschlussarmem Gelände erlaubten Murmeltierbauten gelegentlich Gips in die Karte einzutragen, auch wo er oberflächlich nicht sichtbar ist;

h) Auf Inner Viderjoch und bei P. 2664 (Übergang zu Ravaischer Salas).

Alle Vorkommen sind dem Flysch der Tasna-Decke sekundär eingeschaltet. Für intensivste Verschuppung spricht die Verteilung auf verschiedene Niveaus.

Einige Dezimeter lange, von grauen Dolomitbruchstücken durchspickte Gipschmitzen in kalkig-tonige Schiefer eingelagert zeigt Fig. 6.

Häufen sich die Dolomitkomponenten (eingequetschter, unterostalpiner Triasdolomit) stark an, so wird das Gestein zur Gips-Dolomit-Breccie (mit Gips als Zement). Sie bilden kugelige bis ellipsoidale Einschlüsse im dichten, mitunter körnigen, weiss oder rosa gefärbten, ungeschichteten oder durch tonige Verunreinigungen deutlich geschichteten Gips. Durch schwache Epimetamorphose bildete sich aus den tonigen Substanzen kleine Schüppchen von hellem oder bräunlichem Glimmer, so dass das Gipsmineral heute in reinerer Beschaffenheit vorliegt.



Phot. L. Kläy

Fig. 6. Von Dolomitfragmenten durchsetzte Gipslinsen im Flysch der Tasna-Decke. Piz Davo Sassè (Fimbartal). Hammerstiel 50 cm.

Auf ein ungewöhnliches Grobgefüge in den Gipszügen nördlich Piz Val Gronda (2811,7) sei hier aufmerksam gemacht. Zwischen relativ ungestörtem, durch schmale, grüne Tonschiefer lagig texturiertem Gips sitzt eine ungefähr 3–5 m lange Linse aus randlich brecciösem Dolomitgestein. Der langgestreckte Körper wird von wechsellagernden, zentimeterdicken Ton- und Kalkschiefern (unterostalpiner Flysch) umschlossen und weist an der breitesten Stelle eine Dicke von etwa 2 m auf. Die eigentümliche Bildung wirft einiges Licht auf den Entstehungsmechanismus der schon verschiedentlich erwähnten eckigen, dolomitischen Einschlüsse im Gips der Tasna-Decke (p. 361, c) und bei Chè d'Mutt (p. 355). Die allmähliche Auflösung des kompakten, grauschwarzen Dolomites in ein durch Gips verfestigtes Trümmerwerk lässt sich hier prächtig verfolgen (Fig. 7).

Erwähnenswert sind Körnchen von gediegenem Schwefel (Reduktion von Gips durch organische Substanz), die auf drusenartige Hohlräume im Gips von Zebblas und Bergli konzentriert sind und von den alten Saumnanern zu Medizinalzwecken gesammelt wurden.

TEKTONIK DER GIPSMASSEN

Bei dem niederen Eigengewicht (Dichte ca. 2,3), der hohen Wasserlöslichkeit und ausserordentlichen Plastizität ist das Gipsgestein ein Gleitmittel par excellence. Aus seinem normalen Schichtverband herausgebracht, wird es auf Schubbahnen zu oft bedeutenden Massen angestaut. Durchgehende Horizonte fehlen vollständig, sie setzen lateral rasch ab.

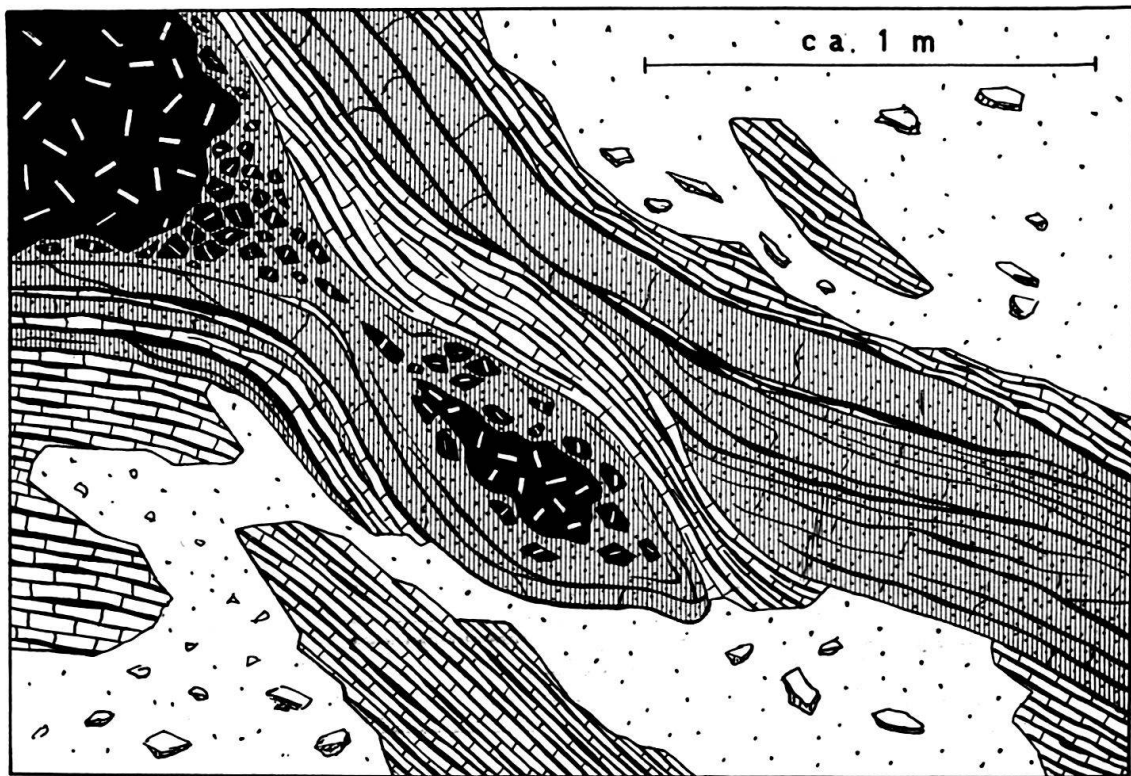


Fig. 7. Im Flysch (wechsellagernde tonige und quarzitisch-kalkige Schiefer) eingelagerte Dolomit-Gips-Linse nördlich Piz Val Gronda bei 2725 m. Die schematisierte Abbildung gibt einen Ausschnitt wieder (Gips schraffiert, Dolomit schwarz haschiert).

Morphologisch erzeugt das weiche, leicht lösliche Gestein flache und weite Geländedepressionen. Eindrucksvoll sind die Dolinenlandschaften von Zebblas, Ravaischer Salas, Ils Gips und an anderen Orten.

b) Rauhacken

Die Rauhacken sind eng an die Gipsvorkommen gebunden, zum Teil als selbständige, maximal 200 m aushaltende und einige m mächtige Züge wie auf Zebblas, wo sie die Gipsstöcke begleiten, zum Teil ist es zu einer innigen Verquickung der beiden plastischen Felsarten gekommen (tektonische Gipsbreccie mit Rauhacke als Bindemittel). Siehe Fig. 8.

Auch schnur- oder aderartige Durchdringungen sind häufig anzutreffen und ergeben beim Abwittern des Gipses Mäuerchen aus Rauhacke.

Wie der Gips sind auch die plastischen Rauhacken als Gleitflächenindikatoren zu bewerten und enthalten des öfteren aus den hangenden und liegenden Schichten eingeknetete, fremde Gesteinseinschlüsse. Die Rauhacke wird dadurch zur Grundmasse einer tektonischen Breccie. Zu den primär eingelagerten oder benach-



barten Dolomitbänken, geringmächtigen Mergeln und Tonschiefern, die zerbrochen und epimetamorphosiert wurden, kommen Gesteine aus dem Flysch (Kalk-Tonschiefer, Fetzen von Serizitphylliten und Serizitquarziten, Quarzite etc.), Sandkalke aus der Roz-Serie und Quarzkörner hinzu. Auf diese Weise erhält die an sich eintönig graue Rauhacke ein recht buntes Aussehen (grüne Tonschiefer, rotbraune, limonitische Sandkalke usw.). Die akzessorischen Gesteinsfragmente erreichen Durchmesser bis zu 10 cm.

Fig. 8. Gipsbreccie (Gips hell) mit Rauhacke (grau) als Bindemittel. Bergli (oberstes Samnaun), 2540 m. Hammerstiel = 50 cm.

Phot. L. Kläy

Im Handstück sind es graue, gelbliche oder ockerbraune, zellig verwitternde und oft erdig zerfallende Gesteine mit völlig ungerichteter Textur, deren Zellwände bei den untersuchten Proben aus kalkiger Substanz mit eingeschlossenen Quarzsplittern bestehen. Meist sind die grauen, eckigen Dolomitkomponenten völlig zu einem feinkörnigen Dolomitgrus («Dolomitasche» mancher Autoren) umgewandelt. Selektive Verwitterung von Kalk und Dolomit lässt die polygonen Hohlräume entstehen. Reine Dolomitrauhacken ohne Kalksubstanz fehlen in unserem Arbeitsgebiet.

Aus der Tatsache, dass unsere sedimentären Rauhacken mit Gips eng verknüpft sind, muss auf lagunäre Faziesbedingungen während einer Regressionsphase des Meeres geschlossen werden. Die psammitische Struktur (u. d. M. ist die durch eisenschüssige und tonige Substanzen verunreinigte Kalkgrundmasse von eckigen, kleinern und grösseren Quarz- und Felsspatkörnern durchsetzt) einer untersuchten Gesteinsprobe von Ils Gips (Fimbartal) spricht für Küstennähe. J. CADISCH (1953) gibt einen prägnanten Überblick über Entstehungs- und Umwandlungsprobleme von Rauhacken alpinschweizerischer Herkunft.

Infolge raschen An- und Abschwellens bis Aussetzens der Gips- und Rauhackezüge kann die primäre Mächtigkeit nicht ermittelt werden.

Geologisches Alter: Durch ihre Vergesellschaftung mit verrucanoartigen Gesteinen und Dolomiten sind diese salinaren, stratigraphisch horizontierbaren Absätze in das Permo-Skythien oder in die Trias (Raibler Niveau) zu stellen. W. MEDWENITSCH (1954) nimmt, basierend auf Detailaufnahmen im nordöstlichen Fenster-

gebiet, permo-skythisches Alter der unterostalpinen Gipse an. In unserem Arbeitsgebiet sind dafür keine Anhaltspunkte gegeben. Ihre Einlagerung in Flyschschiefer ist tektonisch.

4. Dolomit (Trias)

Unmittelbar an der Basis der Tasna-Decke auftretende Schollen eines hell- bis mittelgrauen, sehr hell anwitternden, ungeschichteten Dolomites wurden als tektonische Schubfetzen gedeutet. Fundorte dieses tektonisierten, kataklastischen und stellenweise verquarzten Gesteins wurden notiert:

- a) Als ein dem Alluvialschutt entragender, markanter Felskopf auf Fenga pitschna [817,0/200,2], 2670 m, eingelagert im Flysch;
- b) Südwestlich Salas, zwischen P. 2711 und 2800, 2655 m [820,45/204,0] als ein auf ca. 5×5 m aufgeschlossener Felskomplex.

Dolomite in Gestalt grösserer und kleinerer Linsen und Blöcke und in Gesellschaft anderer unterostalpiner Schichtglieder in Linsenform sind als eingesedimentiertes Wildflyschmaterial (vgl. p. 381) zu betrachten.

5. Lias

Unterostalpiner Lias findet sich im bearbeiteten Gebiet nur in Gestalt von kleineren und grösseren Linsen, vermutlich zum grösseren Teil ins Flyschmeer des unterostalpinen Sedimentationsraumes eingerutscht. An der Basis der Tasna-Decke eingeklemmte Schichtpakete dürften hingegen tektonisch eingespiesste Schubspäne darstellen.

Liaslinsen wurden nur in die Karte eingetragen, wenn ihre Ausdehnung dies rechtfertigte. Erwähnenswert ist ein 50 m langer und 15 m hoher Klotz auf der SE-Seite von Ils Calcuogns (nördlich Fimberpass), 2760 m.

Eine Schichtfolge aufzustellen war natürlich ausgeschlossen. Im Nachstehenden soll aber eine kurze Charakterisierung einiger Gesteinstypen gegeben werden:

- a) Lilafarben bis gelblich anwitternde, helle, oft rosa gefärbte Kalke, z.T. dicht, z.T. sehr grobspätig. Undeutliche Reste von Krinoidenstielgliedern. Textur richtungslos-massig;
- b) Bunte, krinoidenstielglieder- und belemnitenführende, monomikte Spatkalkbreccien (Komponenten sind grobspätige, rötliche Kalke in braunroter und grünlicher, toniger Zwischenmasse). Diese Fazies wird in der Literatur meist als «Hierlatz- oder Steinsberger Fazies» beschrieben;
- c) Epimetamorphe, chlorit- und muskowitzführende, kalkige Quarzsandsteine von grünlicher Farbe. Als Organismenreste sind aus einem Dünnschliff Echinodermenbruchstücke und eine fragliche *Quinqueloculina* zu erwähnen.

6. Untere Kreide (? Neocom)

Am Ostfuss des Piz Tasna folgen über dem Serpentin 15–20 m blauschwarze, kalkfreie Tonschiefer, die von 50–70 cm grünen Schiefen überlagert werden. Diese zurückwitternde, weiche Gesteinszone grenzt gegen oben an eine steile, massige Bank von grobem, polygenem Konglomerat (Basiskonglomerat). Darüber folgen wandbildende, spätige Kalke und feine Kalkbreccien der Tristelschichten.

Wie die Dünnschliff-Untersuchung des grünen Schiefers ergab, liegt kein spilitisches Gestein, sondern ein feinschichtiger, etwas phyllitischer, dislokationsmetaporpher Tonschiefer vor.

STRATIGRAPHISCHE EINORDNUNG

Nur auf Grund ihrer geologischen Lagerung im Liegenden des Tristelniveaus stellen wir diese flyschähnlichen Bildungen in die untere Kreide (vgl. J. CADISCH, 1941). Möglicherweise gehören sie dem Flysch der Tasna-Serie an.

MANGANKNOLLEN AUS DEM UNTERENGADIN

Im blauschwarzen, auf der E-Seite des Piz Tasna anstehenden Tonschiefer von fraglichem Unterkreide-Alter sind knollenförmige Gebilde eingeschaltet, deren hohes Eigengewicht und dunkelbraun abfärbende Verwitterungskruste eine Manganvererzung vermuten liess. Die nachstehende, kurze Zusammenfassung einiger Beobachtungen ist als eine insbesondere die geologischen Verhältnisse behandelnde, vorläufige Mitteilung aufzufassen. Im Rahmen einer Lizentiatsarbeit soll später die Struktur des Knollenmaterials im Institut für anorganische Chemie der Universität Bern⁶⁾ näher untersucht werden.

GEOLOGISCHES AUFTRETEN UND LAGERUNGSVERHÄLTNISSE

Die Knollen treten, soweit unsere Kartierung reicht, an 5 isolierten Lokalitäten auf, von denen wenigstens vier demselben Gesteinshorizont (? Neocom der Tasna-Serie) angehören.

a) Vorkommen in der hinteren Val Lavèr:

1. Auf der linken Talseite der Val Davo Lais, links des Abflusses des Seeleins östlich P. 2718, 2520–2550 m. Koord. [815,7/194,8]. Es sind nur einige m² Tonschiefer im Liegenden des Serpentin aufgeschlossen.
2. In Val Davo Lais, 2570–2595 m, Koord. [815,5/194,7]. Die blauschwarzen, kalkfreien Tonschiefer enthalten zudem Lagen von Hämatit- und Chlorit-albitspiliten und werden von Serpentin überlagert.
3. Westlich Mot (P. 2705,3), 2640–2680 m. Weitgehend von Schutt überdeckt. Im Liegenden stehen spilit- und variolitführende, unterostalpine Flyschschiefer an, im Hangenden trennt ein schmaler Gips- und Rauhwaskezug von Serpentin.
4. E-Wand des Piz Tasna, 2680–2800 m. Die Knollen sind auf die basalen, dem Serpentin unmittelbar auflagernden Partien des Tonschiefers beschränkt. Wie Granitschollen (p. 358) vermuten lassen, stellt diese Grenze einen Bewegungshorizont dar. Eine Metamorphosierung der Tonschiefer fand an der Grenzfläche nicht statt. Dagegen sind die an die Tristelschichten grenzenden Tonschiefer etwas metamorphosiert worden.

b) Das Vorkommen am Grat zwischen Muttler und Piz Arina, nordnordwestlich P. 2840,8, Koord. [823,5/196,6].

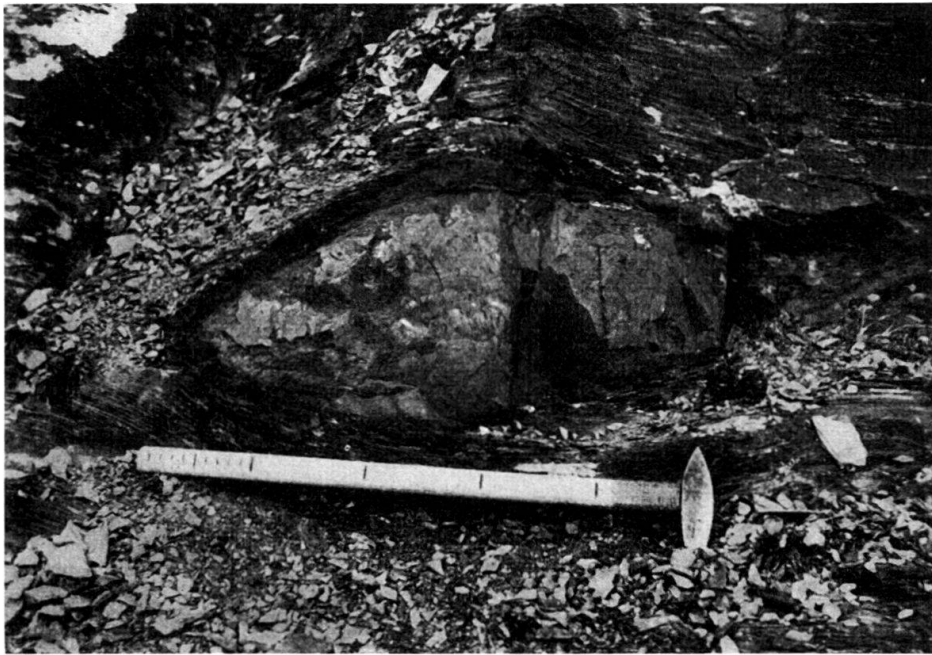
Die knollenführenden Schichten, ebenfalls kalkfreie, blauschwarze Tonschiefer und sandige Kalkschiefer bis schiefrige, kalkige Sandsteine, streichen an diesem

⁶⁾ Den Herren Prof. Dr. W. FEITKNECHT und Prof. Dr. W. BUSER danken wir für das anregende Interesse, das sie diesen eigentümlichen Funden entgegenbrachten, sowie für finanzielle Unterstützung (Schweizerische Studienkommission für Atomenergie). In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass zur Zeit in diesem Institut strukturelle Untersuchungen an rezenten Manganknollen (manganese nodules) der Tiefsee durchgeführt werden (W. BUSER und A. GRÜTTER, 1956).

N-S gerichteten Berggrat N 105° E und fallen ca. 23° SSW. Wie später ausgeführt (p.390) wird, ist die stratigraphische und tektonische Stellung der hier auftretenden Gesteine problematisch.

MAKROSKOPISCHES ERSCHEINUNGSBILD

Es stimmt bei allen Vorkommen völlig überein. Zumeist handelt es sich um rundliche Knollen bis fladenförmige Linsen von recht unterschiedlichen Dimensionen (5–50 cm Durchmesser in der Längsachse und 5–20 cm Dicke), seltener um flache, bis etwa 15 cm mächtige, nach 1–2 m aussetzende, plattenförmige Körper.



Phot. A. Kläy

Fig. 9. Schalenstruierte Manganknolle in tonigen Schiefer (?Neocom) der Tasna-Decke. Ostseite des Piz Tasna. Hammerstiel = 50 cm.

Aus dem Primärverband gelöste Faltenscharniere in Form von länglichen Bolzen konnten gelegentlich beobachtet werden. Mit grosser Wahrscheinlichkeit handelt es sich um eine ursprünglich zusammenhängende Gesteinslage, die sekundär durch mechanische Differentialbewegungen in sog. tektonische Gerölle (Phakoide) zerteilt wurde.

Alle Übergänge von schwach manganhaltigen Knollen aus dichtem, mergeligem, manchmal etwas grünlichem, chloritführendem Kalk zu stark vererzten, beinahe 75% MnO_2 führenden, pyritfreien, fast kalkfreien Knollen sind vorhanden. Am S-Grat des Muttler sind auch vererzte, dunkelgrüne, chloritführende Sandsteinlinsen eingeschaltet. In dem an Mangan armen Material fallen als erstes zahlreiche, 1–4 mm grosse Pyritwürfelchen auf. Die hochprozentigen, derben Gesteinsproben (mit stahlblauen, metallischen Anlauffarben, dunkelbrauner Eigenfarbe und dunkelbraunem Strich bei einer Härte von 3–4) zerfallen beim Zermörsern in ein dunkelbraunes, sich erdig anführendes Pulver.

Vielfach besitzen die Knollen einen grobschaligen Aufbau mit mattschwarzem, etwas härterem Kern und einer 1–4 cm dicken Zwischenschicht mit stahlgrauen, ins Violette spielenden Anlauffarben. Diese massigen Innenpartien werden von einer schiefrigen Hülle aus ? tonigem, grünlichem Material umschlossen (Fig. 9). Die gleiche Abfolge lässt sich übrigens an den plattigen Erzkörpern nachweisen.

UNTERSUCHUNGEN AN DÜNNSCHLIFFEN

Gesteinsprobe No. 1123 (5,5% MnO)

Ein feinkörniges (Korndurchmesser von 10–20 μ) Kalzitaggregat von sehr gleichmässiger Beschaffenheit wird von jüngeren Gängchen aus gröberkörnigem, granoblastischem Quarzpflaster durchadert. Zahlreiche Chloritkörner mit anomalen Interferenzfarben und von der gleichen Größenordnung wie die Grundmasse sind anwesend. Ein Manganmineral konnte nicht diagnostiziert werden.

Handstück No. 56/11 (Grat Muttler–Piz Arina). Dunkelgrüner, grobkörniger, braunrot verwitternder Sandstein. Qualitative Prüfung auf Mn gibt stark positive Reaktion.

U.d.M.: Komponenten aus Dolomit, Kalk und Quarz in quarzitisch-kalkig-chloritischem Zement (Chlorit nimmt etwa $\frac{1}{3}$ des Mikroskop-Gesichtsfeldes ein!). Dunkelbraunes, schwach durchscheinendes Pigment in Form unregelmässiger Körner und feinerem Staub füllt die Interstizien zwischen den Korngrenzen des Bindemittels (Matrix) und die Spaltrisse der detritischen Kalkkörner und authigenen Kalzitkristalle aus. Die Karbonattrümmer sind mehr oder weniger durch braune Partikel pigmentiert.

Handstück No. 1514 (60% MnO)

Mikroskopischer Befund: Einheitliches, pigmentfreies, schwach wolkig braun gefärbtes Karbonatpflaster aus Körnern von 10–20 Mikron Durchmesser wird von schmalen, von dunkelbrauner, fast opaker Substanz erfüllten Gängchen durchzogen.

Wie die Dünnschliffe andeuten, sind Mangan und Eisen zum Teil im Karbonat maskiert vorhanden (No. 1123 und 1514), zum Teil im braun durchscheinenden Pigment enthalten, das isoliert und röntgenographisch näher untersucht werden sollte. Elektronenmikroskopische Aufnahmen der Proben No. 1123 und 1514 sind ebenfalls angezeigt.

QUALITATIV-CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Mangannachweis: Kochen mit konz. Salpetersäure und Bleidioxid ergibt bei Anwesenheit von Mangan Rotviolett färbung (F. P. TREADWELL, 1930).

Alle untersuchten Gesteinsproben reagierten stark positiv. Nur sehr schwache Rosafärbung ergab die Prüfung eines einer Knolle noch anhaftenden Tonschiefers. Mit kalter, 10%iger Salzsäure brausten die zu feinem Mehl zerstoßenen Gesteinsproben mehr oder weniger stark auf. Erhitzung mit konz. Salzsäure brachte keine weitere Kohlensäure-Entwicklung (Dolomit oder Magnesit abwesend). Bei No. 1514 entwickelte sich beim Kochen mit konz. Salzsäure grünes Chlorgas, d. h. es liegt vierwertiges Mangan vor.

Prüfung auf Eisen: In allen Fällen mit KCNS stark positiv.

QUANTITATIV-CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN⁷⁾

Methodik der Manganbestimmung (G.CHARLOT et D.BEZIER, 1949; I.M.KOLTHOFF and E.B.SANDELL, 1946; siehe auch W.BUSER und A.GRUETTER, 1956): Das lufttrockene, feinst zerriebene Material wurde mit H_2SO_4 und Flußsäure (E.DITTLER, 1933) aufgeschlossen und mit verdünnter Schwefelsäure aufgenommen. Oxydation des Mn durch KJO_4 und kolorimetrische Bestimmung des gebildeten MnO_4' .

Nr. der Gesteinsprobe	% MnO	Kalte HCl 10%	Heisse HCl konz.	Fe (mit KCNS)	Dichte
1123	5,5	++ CO ₂ ↑	—	positiv	2,91
1087	15,2	+ CO ₂	—	positiv	3,06
1089	0,1	+ CO ₂	—	positiv	2,88
1514	60,0	wenig CO ₂	Chlor ↑	positiv	3,23

Fundorte:

No. 1123 Grat Muttler–Piz Arina,

No. 1087 E Piz Tasna,

No. 1089 E Piz Tasna. Schmale, kalkige, schwarzblaue Linsen von 2–3 cm Dicke in den obersten Partien der Tonschiefer, die hier grüne Färbung aufweisen.

No. 1514 W-Seite Mot, hintere Val Lavèr.

RADIOAKTIVITÄTSMESSUNG

Die Bestimmung der Alpha-Emanation, die von Herrn H. DEBRUNNER⁸⁾, Physikalisches Institut der Universität Bern mit Hilfe eines «scintillation counters» (aktiviertes ZnS und Photomultiplier) ausgeführt wurde, ergab folgenden Wert:

$$< 0,2 \cdot 10^{-6} \text{ gr U / gr Erz (No. 1514)}$$

$$(< \text{entsprechend } 6,7 \cdot 10^{-14} \text{ gr Ra / gr Erz}).$$

Vgl. G. C. AMSTUTZ (1951), Radioaktivitätsmessungen an splitischen Laven des Glarner Freiberges.

HERKUNFT DER ERZLÖSUNGEN

Die Tatsache, dass der einbettende Tonschiefer praktisch manganfrei (Prüfung mit $NaBiO_3$, vgl. E. M. CHAMOT and C. W. MASON, 1946) und die Vererzung auf ein kalkiges Substrat angewiesen ist, spricht für metasomatische Verdrängung einer ev. diagenetisch noch unverfestigten Kalkschicht (synsedimentär-metasomatischer Entstehungsprozess). Zudem kann – mit einer Ausnahme am Grat Muttler–Piz Arina, wo möglicherweise der Serpentin der Erosion anheim gefallen ist – die strikte Beschränkung der Knollen auf die unmittelbare Nähe (Entfernung vertikal max. 20 m) des Serpentinlagers als weiteres Indiz für direkte metasomatische Einwirkung gelten. Eine gesetzmässige Änderung im Vererzungsgrad in irgendeiner Richtung

⁷⁾ Herrn Prof. Dr. E. Niggli, Institutsvorsteher und Herrn Pd. Dr. Th. Hügi sei für die gewährte Gastfreundschaft im Mineralog-Petrographischen Institut, sowie für manchen Hinweis bestens gedankt.

⁸⁾ Auch an dieser Stelle sei Herrn cand. phys. H. Debrunner, Bern, aufs verbindlichste gedankt.

konnte nicht beobachtet werden. Durch das undurchlässige Tonschieferband wurden die im Hangenden einsetzenden Tristelkalke abgeschirmt.

Im übrigen von uns begangenen Flyschgebiet mit seinen zahlreichen Einschaltungen von spilitischem Extrusivmaterial fehlt jede Spur einer ähnlichen Erscheinung. Serpentin aus der hinteren Val Lavèr führt manchmal rotbraune Beläge, die sich als an Mangan angereichert erwiesen. Damit rücken die enormen Serpentinmassen des Piz Nair–Fuorcla und Alp Champatsch als mögliche Manganlieferanten in den Vordergrund des Interesses. Der Mangangehalt schweizerischer Serpentine ist zwar gering und übersteigt kaum 0,1% MnO (vgl. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER, 1930). Auch die Diabase und Spilitgesteine alpiner Vorkommen weisen übrigens geringe MnO-Werte auf: 0,07–0,08% MnO bei den Glarner Laven (G. C. AMSTUTZ, 1954), 0,09–0,10% MnO bei den Diabasen der Alp Champatsch nördlich Schuls (M. VUAGNAT, 1946).

Auf Versuche mit sehr verdünnten Kupfer- und Bleilösungen basierend, warnt C. W. CORRENS (1924) vor einer Überschätzung der Adsorptionsfähigkeit unverfestigten Sedimentschlammes. Durch Adsorption allein können nach diesem Autor wohl Sedimente mit geringen Metallgehalten (0,8, bzw. 0,25% für Cu und Pb), jedoch nicht mit höheren Metallkonzentrationen entstehen. Da das Meerwasser zudem praktisch manganfrei ist, müssen andere Eisen- und Manganlieferanten gesucht werden. Es könnten in Frage kommen: Kontinentale Verwitterungslösungen, kosmische Zuwanderung durch Meteoritenfall, submarine Gesteinsauflösung (Halmyrolyse), magmatische Tätigkeit usw. Die strenge Lokalisation der Knollen lässt sich mit den drei erstgenannten Möglichkeiten der Metallzufuhr nicht in Einklang bringen.

Für TH. GEIGER (1948), der sich in einer Monographie mit Manganerzen in den Radiolariten Graubündens befasst, ist die Vergesellschaftung Radiolarit-Manganerz (und Kupfer)⁹⁾ – basisches Eruptivgestein in Verbindung mit submarin-vulkanischen Extrusionen und Exhalationen typisch. Zur gleichen Auffassung kam schon W. EPPRECHT (1946) bei der Bearbeitung der Eisen- und Manganerze des Gonzen und obschon von einer magmatischen Tätigkeit zur Zeit des oberen Jura im süd-helvetischen Sedimentationsraum der Ostschweiz nichts bekannt ist, vermutet EPPRECHT direkte Zusammenhänge mit der tiefpenninischen, zur «Zone der medianen Grünschiefer-Metallisation» (H. HUTTENLOCHER, 1934) gehörenden Ophiolithprovinz des westlichen Bündens. F. BUKEISEN¹⁰⁾ beschreibt Braunit-Knollen

⁹⁾ Auf die Malachitanflüge, welche die hochpenninischen Schiefer an der Basis der Tasna-Decke (z. B. auf Mot, hintere Val Lavèr) manchmal aufweisen, sei nur hingewiesen. Kupfer ist an basische Eruptiva gebunden (K. RANKAMA and TH. G. SAHAMA, 1950).

¹⁰⁾ F. BUKEISEN. Mineral-Analysen. Sitzber. k. Ak. Wiss., 24. [1857]. Es wird eine chemische Analyse der «abgerundeten, unförmlichen Knollen und Massen von mehreren C. Zollen» gegeben:

	Spuren
Manganoxydul (MnO)	56,04
Sauerstoff	6,42
Eisenoxyd	14,55
Bitterde (MgO)	9,01
Kalk	Spuren
Kieselsäure	11,19
Wasser	2,53
	<hr/>
	99,74

aus einem Serpentin Graubündens (leider ohne Angabe der Fundstelle) und H. HUTTENLOCHER (1934) von Praborna in Val di S. Marcel (Val d'Aosta, Piemonte) in metamorphe Grüngesteine linsenartig eingelagerte Manganerze. Vergleichenden quantitativen Untersuchungen von Spurenelementen mittels der in den letzten Jahren rationeller gestalteten spektrographischen Methoden wird es vielleicht vorbehalten sein, Licht in die vermuteten Zusammenhänge zu bringen.

Mit rezenten, feinschalig struierten Manganknollen (manganese nodules) der Tiefsee haben unsere Linsen nur geringe Ähnlichkeit.

7. Tristelschichten (Urgo-Aptien)

Am Ostabfall des Piz Tasna folgt über den ins Neocom gestellten Tonschiefern das helle Felswände bildende Niveau der Tristelschichten. Ein ungefähres Profil durch diesen etwas verfalteten Gesteinskomplex soll uns mit der Gesteinsabfolge bekannt machen:

- h) Polygene Feinbreccien und Sandsteine, welche die Felsinseln auf der SE-Seite des Vadret da Tasna, 2800–2870 m, aufbauen,
- g) Einige m polygene Feinbreccien und Sandsteine, dunkelgrau-schwarze Kalke und dunkelblau-graue Tonschiefer,
- f) Graue, wenig charakteristische Kalkschiefer, nach oben in Sandkalke übergehend, 80–100 m,
- e) 5 m gestreifte (hellgraue, kalkige und schmutziggelbe, sandigere Lagen alternierend) Kalke,
- d) 8 m atypische Kalkschiefer, an Bündnerschiefer erinnernd,
- c) 25 cm dicke Konglomeratbank mit kalkigem Zement,
- b) Grüne Tonschiefer von wechselnder Mächtigkeit (1–30 cm), eingeknetet in die härteren Bänke,
- a) 6 m polygenes, grobbankiges Transgressionskonglomerat mit marmorisiertem Kalkbindemittel und bis faustgrossen, grünen Granitgeröllen.

Die Hauptmasse der Tristelschichten nehmen atypische, hellgrau anwitternde, im Bruch etwas dunklere, mehr oder weniger spätige Kalke und Kalkschiefer ein, die nur lagenweise feine Breccien- und Sandsteinlagen führen. Typisch für Tristelkalke sind sodann makroskopisch erkennbare, ockerfarben bis orange verwitternde, detritische Dolomitpartikel. In den unteren Niveaus ist die Bankung gröber als in den oberen Partien, wo Sandkalke – manchmal mit tonigen Zwischenlagen – vorherrschen. Feinbrecciöse und psammitische Gesteine leiten zum Gault über.

Dünnschliff-Untersuchungen

Durch die Anhäufung von organogen-detritischem Feinschutt (Echinodermenfragmente, darunter Pentacrinusstielglieder, Bryozoenästchen, Dasycladaceenreste u.a. unbestimmbare, organische Relikte) werden die Tristelkalke zu Spatkalcken mit Übergängen zu eigentlichen organogenen Mikrobreccien. Mineralischer Herkunft sind die in die bräunlich pigmentierte, teils krümelige, teils schon rekristallisierte Kalkgrundmasse eingestreuten eckigen bis gerundeten Quarz- und Feldspatsplitter, Dolomit- und Kalktrümer dichter bis grobkristalliner, gelegentlich pseudoolithischer Textur. Helle Glimmerblättchen fehlen nicht. Dichte, strukturlose Kalkkörner (ohne schalig-radialfaseriges Gefüge) führende Kalke sind in Anlehnung an ARN. HEIM (1924) und G. STAENDER (1943) als Onkolithe zu bezeichnen.

Eine einwandfreie Bestimmung von *Salpingoporella mühlbergi* (LOR.) ist bei dem schlechten Erhaltungszustand nicht möglich. Die länglichen, öfters schwach gebogenen Kalkröhrchen

mit wirtelig angeordneten Poren entsprechen den von M. HOVELACQUE (1900) aus dem zoogenen Barrémien von Châtillon-en-Diois (Drôme), von TH. LORENZ (1901) aus dem südlichen Rhätikon und von P. ARBENZ (1908) aus dem unteren Schrattenkalk des Säntisgebirges beschriebenen. Als typisches Faziesfossil der neritischen Kalkalgen-Zone ist Salpingoporella auf Barrémien und unteres Aptien beschränkt.

Unsere untersuchten Gesteinstypen weichen mikrofaunistisch durch das völlige Fehlen (? durch Rekristallisation zerstört) von Foraminiferen vom Urgon präalpi-ner Fazies ab, während letztere in der Gegend von Ardez und in Mittelbünden häufig sind.

Geologisches Alter

Durch den Fund von *Orbitolinopsis* (J. CADISCH, 1941), eine für Barrémien und unteres Aptien leitende Foraminiferengattung, von der Alp Trida im Samnaun ergibt sich die stratigraphische Zuordnung zur unteren Kreide. Die Tristelschichten entsprechen stratigraphisch und teilweise auch lithofaziell dem helvetischen Schrattenkalk (dieses eher hellere, oolithisch-onkoidische Gestein führt keine Dolomitpartikel und kristallinen Detritus) und den Urgonkalken der französischen Westalpen. Der von D'ORBIGNY (1810) nach der Typlokalität Orgon (unteres Rhonetal) geschaffene Begriff «Urgonien» wird heute nur mehr faziell für organogen-detritische Sedimente neritischer Entstehung der Barrémien- und unteren Aptien-Stufe verwendet, ist also auch auf die unterkretazischen Gesteine der Tasna-Decke übertragbar.

8. Mittlere Kreide («Gault»)

Zwischen den kalkig-spätigen Gesteinen des Urgo-Aptien und den sicher nachweisbaren Mergelkalkschiefern der oberen Kreide schaltet sich ein vornehmlich aus quarzitischen Feinbreccien, Sandsteinen, Kieselkalken, Sandkalken und Quarziten bestehender Schichtstoss ein, der von J. CADISCH (1919) erstmals im Unterengadin erkannt, in die mittlere Kreide s. l. gestellt und als «Gault» bezeichnet wurde.

Zur Hauptmasse umfasst diese Gesteinsserie polygene Feinbreccien bis Sandsteine, die dunkelbraun und rau anwittern und als wandbildendes Element in Erscheinung treten. Durch Zurücktreten des Sandgehaltes werden die Psammite des Gault dem Tristelkalk sehr ähnlich, wittern hellgraublau an, brechen spätig und sind dann in isolierten Aufschlüssen nur ihrer geologischen Stellung nach stratigraphisch zuzuordnen. In oberen Teilen wird das Gestein quarzitischer, nimmt graugrünliche Farbtöne an und geht schliesslich in Quarzite und reine, tiefgrüne Ölquarzite über. Letztere sind im Gebiet von Davo Dieu (oberstes Fimbartal) als 1–2 m dicke Bänke ziemlich verbreitet. Sie brechen splittrig und zeigen typisch öligen Fettglanz. Hellgrüne Varietäten sind seltener.

Mikroskopische Befunde.

Es sind durchwegs kieselreiche, mehr oder weniger psammitische Gesteinsarten mit kalkig-quarzitischer Grundmasse und Quarz als vorherrschendem, detritischem Gemengteil (neben ockergelbem Dolomit, Kalken und kristallinem Material). Chloritische Fetzen und zu Limonit verwitternde Pyritkörner sind zahlreich zwischen die Trümmer eingestreut und können als Umwandlungsprodukte des Glaukonites aufgefasst werden. Neben dem zumeist hohen Sandgehalt erfüllt organogener Detritus (Echinodermenbruchstücke, Echinidenstacheln, fragmentäre Bryozoenästchen und andere unbestimmbare, organische Reste) das Gestein zu einem wesentlichen

Anteil. Die organischen Bestandteile haben, wie ihre Trümmernatur beweist, einen gewissen Transport erlitten und sind heute, lagenweise in bestimmten Horizonten angereichert, auf sekundärer Lagerstätte. Krinoidenstielglieder sind gelegentlich in ausgezeichnetem Erhaltungszustand vorhanden, so ist z. B. bei quergeschnittenen Trochiten der Zentralkanal deutlich zu erkennen. Andere Echinodermenplatten weisen nur noch reliktsische Siebstrukturen auf. Oolithische Umrundungen von organischen und mineralischen Trümmern kommen vor, sind aber nicht häufig.

Geologisches Alter und Abgrenzung gegen das Tristelniveau

Da weder makroskopisch noch mikroskopisch Leitfossilien gefunden wurden, waren wir auf Vergleiche mit dem Gebiet von Ardez (J. CADISCH, 1941) und Rätikon (D. TRÜMPY, 1916 und W. HAEFNER, 1924) angewiesen. Wie schon erwähnt, sprechen diese für mittelkretazisches Alter unserer quarzitischen Serie. Tasna-Gaultgesteine sind helvetischen Schichten gleichen Alters teilweise sehr ähnlich. Die Abtrennung gegen den Tristelkalk erwies sich infolge des allmählichen, von keinen grobklastischen Bildungen oder Diskordanzen unterbrochenen Überganges als eine im Terrain nicht immer lösbare Aufgabe. Einschaltungen von zoogenen Kalken in mittleren Niveaus des Gault erleichterten diese keineswegs.

9. Couches rouges (Mergelkalkschiefer der oberen Kreide)

Konkordant überlagern die Couches rouges als hellgraue, dünnschiefrige Kalkschiefer von wechselnder Mächtigkeit (3–15 m) die quarzitischen Gesteine des Gault. Charakteristisch ist die flaserige Beschaffenheit der mergeligen Kalke, die durch die Einlagerung feinsten, tonig-serizitischer Häutchen bewirkt wird. In unserem Arbeitsgebiet konnten Couches rouges nur an drei engbegrenzten Fundstellen nachgewiesen werden:

a) Im oberen Fimbartal südöstlich Davo Dieu, 2760 m [814,4/195,5] schalten sich in steilgestellten, tiefgrünen Ölquarziten des oberen Gault Linsen von blau-anwitterndem Kalk ein. Sie werden überlagert von geröllführenden, feinbrecciösen bis sandigen Gesteinsschichten, die ihrerseits in dichte, graue Mergelkalkschiefer von ca. 4½ m Mächtigkeit übergehen. Darüber setzen in raschem lithologischem Übergang die unruhigen Ablagerungen des Wildflysch ein.

b) Bis kopfgrosse, kristalline Gerölle aus vorwiegend grünem Tasna-Granit, eingebettet in feine Kalkbreccien oder Kalk, bilden das Hangende der hier verkehrt gelagerten, etwa 10 m mächtigen Couches rouges nordöstlich Fuorcla d'Lavèr, 2770 m [815,16/195,27].

c) Am Piz Davo Lais, eingeschaltet zwischen Gault und Flysch.

Nach unseren Feldbeobachtungen ist eine transgressive Auflagerung auf mittlere Kreide sehr wahrscheinlich, wenn diese auch nicht deutlich in Erscheinung tritt und ohne Diskordanzen erfolgt ist.

Dünnschliffuntersuchungen

Helle, verwaschene Aussparungen im dichten Kalk sind als rekristallisierte Foraminiferenschälchen anzusprechen ohne dass eine nähere Bestimmung möglich gewesen wäre. Der Grössenordnung (0,3–0,4 mm) und Form nach kommen Globigerinen oder ähnliche pelagische Kleinforaminiferen in Frage. Kleinere, kugelförmige Durchschnitte sind als Reste von Radiolarienskeletten zu deuten, die teilweise ihre Kieselsäure an die Grundmasse abgegeben und dafür Kalziumkarbonat aufgenommen haben.

Ausserdem treten in der dichten Grundmasse winzige, kugelige Gebilde von etwa 50μ Durchmesser auf, wie sie von J. WANNER (1940) als einkammerige Foraminiferen von sphärischer bis ovoider Gestalt beschrieben und in die Familien der *Cadosinidae* und *Stomiosphaeridae* zusammengefasst wurden. Der schlechte Erhaltungszustand erlaubte auch hier eine nähere Bestimmung nicht.

Die kalkig-tonige Grundmasse ist durchsetzt von kleinen Quarzsplittern und führt gelegentlich kleinere Feldspatkörner. Clivageerscheinungen machen sich auch noch im Dünnschliffbild bemerkbar.

Alter der Couches rouges

Da unsere rekristallisierten Gesteinsproben keine Altersbestimmungen zuließen, musste auf die Arbeiten von J. CADISCH (1932, 1941) zurückgegriffen werden, die aus dem Gebiet der südwestlichen Fensterecke bei Chaschlogna nördlich P. 2128 (hintere Val Tasna) folgende Organismen anführen: *Globotruncana linnei* (D'ORB.), *Globotruncana cf. appeninica* RENZ, *Nodosaria*, *Globigerinen*. Nach einem Vorschlag von F. BROTZEN (1936) wurde inzwischen die Bezeichnung *Globotruncana linnei* durch *Gl. lapparenti* BROTZEN 1936 ersetzt. J. CADISCH (1953) gibt neue und eine Präzisierung alter Funde von derselben Örtlichkeit bekannt: *Gl. lapparenti lapparenti*, *Gl. leupoldi* und *Gümbelinen*. Während *appenic*-Typen für Cénomane und unteres Turon leitend wären (vgl. O. RENZ, 1936 und B. S. TSCHACHTLI, 1941), ist die Subspezies *lapparenti lapparenti* auf Turon bis Campanien, die *leupoldi*-Form auf Campanien und Maestrichtien, evtl. noch Palaeocänen beschränkt (H. BOLLI, 1944).

10. Flysch (inkl. Wildflysch)

Mit dem Begriff «Flysch» bezeichnen wir im Unterengadin die über den Couches rouges liegenden jüngeren, sandig-kalkigen und tonigen, seltener psephitischen Gesteine der Tasna-Decke. Als breiter Gürtel monoton zusammengesetzter Schiefergesteine überlagert er die oberpenninischen Roz-Schiefer in konkordanter Lagerung, an der Basis von grösseren Massen tektonisch eingeschobener, recht verschiedenartiger und -artiger Gesteine (Gipse, Rauhdecken, Ophiolithe u. a. m.) begleitet. Eingeschaltet in die monotonen Schiefermassen treten in begrenzten Arealen dünne Lagen von quarzitischem, kalkigem und dolomitischem Material sowie Gerölle und grobe Blöcke von Fremdmaterial auf, wodurch die Schieferserie einen wildflyschartigen Charakter annimmt. Am Piz Davo Lais und am Piz Tasna ruht der Flysch teils älteren Schichtgliedern der Ardezer Schichtreihe auf, teils unterlagert er diese in Begleitung grösserer Serpentinmassen.

Der Übersicht halber muss etwas schematisch vorgegangen werden. Vorerst werden die tonigen und kalkig-quarzitischen sowie die psephitischen und psammitischen Gesteine besprochen, daraufhin die normal stratigraphisch eingeschalteten, für Flyschschiefer ungewöhnlichen Absätze (Radiolarite, dichte Kalke bis Radiolarienkalke, Quarzitschiefer). Zum Schluss wird der Gesteinsbestand des eingesedimentierten, grobblockigen Wildflyschschuttens einer näheren Prüfung unterzogen. Tektonisch eingeschobenes Material (Gips, Rauhdecke, Triasdolomite, Liasschollen usw.) wird hier nicht berücksichtigt.

a) Tonige und kalkig-quarzitische Schiefer in Wechsellagerung

Bei den basalen Flyschanteilen, mit denen wir es in unserem Untersuchungsgebiet zu tun haben, handelt es sich hauptsächlich um sehr feinschichtige Sedimente (Fig. 10). Wir nehmen von der lithologischen Besprechung dieser Schiefer

Abstand und verweisen, um Wiederholungen zu vermeiden, auf die Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe (p. 350), die in ihrem Gesteinshabitus mit feinschichtigem Flysch der Tasna-Serie völlig übereinstimmen. Fazielle Änderungen grösserer Bedeutung lassen sich in lateraler Richtung, von SW nach NE, nicht feststellen. Dies war ebenso wenig der Fall bei Begehungen in Richtung vertikal zum Streichen, soweit wenigstens das bearbeitete Gebiet reicht.



Phot. L. Kläy

Fig. 10. Quarzitischer Kalk- und Tonschiefer in cm- bis mm-feiner Wechsellagerung. Spitzgefalteter (Zickzackfalten mit ebenen Flügeln und scharfen Umbiegungen) unterostalpiner Flyschschiefer auf der rechten Talseite der oberen Val Fenga (NW Ils Calcuogns, ca. 2500 m).

Sanft geneigte Talflanken (rechte Talseite der oberen Val Fenga), gerundete, kuppenartige Bergformen (Piz Val Gronda, 2811,7) und weite Geländedepressionen wie Zebblas charakterisieren die Morphologie dieser Flyschlandschaft. Zackige Gratformen (Höllenspitz, 2799) treten nur ausnahmsweise auf. Aufschlüsse sind im moränenbedeckten Gebiet selten oder nur auf dem Grund tiefeingeschnittener Runsen zu finden, die nur zur Zeit der Schneeschmelze oder bei ergiebigeren Regenfällen Wasser führen. Weite Flächen sind unter geringmächtigem Verwitterungsschutt verborgen.

Schon die frühesten, geologisch geschulten Reisenden erwähnen aus diesem Gebiet das massenhafte Vorkommen von Helminthoiden. Am N- und S-Grat des Paulinerkopfes sind diese 1–2 mm breiten, gerippten Lebensspuren auf den Schichtflächen sehr feinkörniger, mergeliger Sandsteinplatten gut zu studieren. Bis heute ist das Helminthoidenproblem ungelöst geblieben. O. ABEL (1935) schreibt: «Ich habe ein einziges Mal in der Mangrove-Zone von Batabano an der Südküste von Kuba rezente, helminthoidenartige Fährten beobachtet, konnte aber das diese Spur erzeugende Tier nicht ermitteln.» Während R. RICHTER (1927) in einem Anne-

liden den Erzeuger dieser oberflächlichen Abweidungsspuren vermutet, denkt ABEL eher an Nacktschnecken. Fucoidenartige Gebilde und kreisrunde Wärzchen sind ebenfalls häufig und als Grabspuren von Würmern (*Chondrites* sp.) oder als Bauten tubikoler Anneliden zu deuten. Sie unterscheiden sich weder in der Färbung noch im Material vom Nachbargestein, heben sich lediglich durch ihre Körperlichkeit ab und sind spätere Ausfüllungen von vorher gebildeten Hohlräumen mit Sediment (vgl. J. WANNER, 1949).

Auf den Schichtflächen machen sich gelegentlich bis daumengrosse Wülste und sackartige Gebilde bemerkbar, die wohl als Fließmarken von unverfestigtem Schlick anzusprechen sind. Bildungen dieser Art mit parallel angeordneten Längsachsen, sind im Gezeitenbereich von Flachküsten (Wattenmeere) zu erwarten.

b) Breccien, Konglomerate und Sandsteine

Grobklastika

Breccien und Konglomerate sind über das ganze Flyschgebiet verteilt, ohne dass es zu einer lokalen Anhäufung käme. Meist sind es rasch aussetzende Lagen von einigen cm bis m Dicke, die vertikal immer wieder schlagartig einsetzen können (? Verschuppung). «Graded bedding» wurde nicht festgestellt, schwache Andeutungen sind aber vorhanden. Sehr grobes und feinkörniges Material liegt kunterbunt durcheinander. Kopfgrosse Gerölle bzw. eckige Bruchstücke liegen in schlechter Sortierung in sandigem Medium. Von Kleinzyklen ist keine Rede, gleichzeitige Schüttung von feinem und grobem Material charakterisiert diese Sedimentation von orogenem Typus. Die plötzlichen, groborogenen Einstreuungen lassen auf ruckweise Bewegungen im schuttliefernden Festland schliessen.

Da durchgehende Breccienhorizonte nicht aufzufinden sind, konnte die Herkunft der Komponenten auf Grund einer Korngrössenanalyse nicht ermittelt werden.

Am Südgrat des Paulinerkopfes, ca. 2670–2700 m, stehen einige geringmächtige Breccienlagen an, die seitwärts teils infolge tektonischer Ausquetschung, teils wohl auch infolge primären Fehlens rasch auskeilen. Auch auf der Westflanke dieses Berges wurden ähnliche, dünne Breccienlagen angetroffen. Sie gehen vertikal und lateral in Sandsteine, Sandkalke, kalkige Quarzite über, im Liegenden sind sie häufig durch vermutlich tektonisch akzentuierte, schwache Diskordanzen vom Flyschschiefer getrennt.

LITHOLOGIE

Die Breccien sind infolge ihrer grauen Farbe und ihren meist schiefriegen Habitus im Gelände kaum wahrnehmbar. Die Grundmasse ist ein mässig verschieferter, sandig-dolomitisch-kalkiger Sandstein, mit dünnen Serizithäuten auf den Schichtflächen. Bei der starken Rekristallisation sind oft im Dünnschliff Zement und feinere Komponentenfraktionen schwer zu unterscheiden, und das Hauptziel unserer Schliffuntersuchungen, eine Datierung mit Hilfe mikropaläontologischer Funde, blieb unerreicht. In dieser sterilen Matrix regellos eingebettet, stecken nun, schlecht sortiert in Richtung Gesteinsart, Grösse, Form, Rundung usw. Komponenten, die selten 1–2 cm überschreiten. Grössere Gerölle, manchmal bis faustgross, sind allgemein von einer weitgehenden Abrollung betroffen worden als die kleineren Bruchstücke. Kleine, eckige Gesteinssplitter neben vollkommen gerundeten, ei- bis apfelgrossen Komponenten sind häufig zu konstatieren. Ganz abgesehen davon, dass die morphologische Beschaffenheit der Komponenten von der

Gesteinsart und auch individuellen Eigenschaften wie Klüftung usw. abhängt, darf bei der Beurteilung der Absatzbedingungen und der Länge des Transportweges, mehrfach umgelagertes Gesteinsmaterial natürlich nicht berücksichtigt werden. Kantenscharfe Partikel sind für die Rekonstruktion des Ablagerungsvorganges wertvolle Indikatoren und vermitteln ein unverfälschtes Bild. Die petrographische Zusammensetzung der Breccienkomponenten ist ziemlich einförmig:

Kalke. Am häufigsten, dichte bis grobkörnige Varietäten, zum Teil mit pseudoolithisch-onkoidischer Struktur (oberostalpinen Rhät?) Die feinkörnigen enthalten gelegentlich unbestimmbare organische Reste (darunter fragliche Ostracodenschälchen) und helle Aussparungen, die zweifellos einst vorhanden gewesener Radiolarien entsprechen. Sandkalke, Kieselkalke.

Dolomite. Häufig, gewöhnlich von limonitischer Rinde umkrustet, frisch grau, gelblich verwitternd. Korngrösse variiert stark, kalkige Typen treten auf.

Quarzite, Serizitquarzite und -schiefer. Mengenmässig stark zurücktretend. Feinkörnige, limonitisch pigmentierte und grobkörnige, reine Quarzite, mitunter pyritführend. U.d.M. sehr feinkörnige Gesteine stellen Hornsteine dar (ohne Radiolarien). Tiefgrüne Abarten können unterostalpinem «Gault» zugeordnet werden.

Quarze. Ziemlich häufiger Gemengteil. Milchige und glasig-durchsichtige, meist gerundete Gerölle. Seltener rosa gefärbt.

Serizitische Tonschiefer.

Diabase mit ophitischer Struktur (Plagioklaleistchen in chloritischer Zwischenklemmasse), nur vereinzelt auftretend.

Quarz- und Feldspatporphyre. Helle und hellgrünliche Varietäten, ziemlich häufig.

Dünnschliff: In feinkörniger mikrofelsitischer bis mikrogranitischer Grundmasse aus Quarz und Feldspat schwimmen idiomorphe Einsprenglinge von mehrheitlich einheitlich auslöschendem, selten kataklastischem Quarz mit undulöser Auslöschung und serizitisiertem, stark zersetztem Plagioklas. Orthoklas fraglich. Etwas Muskowit. Akzessorisch sind Hämatit, ?Magnetkies, Pyrit, sekundär Chlorit, Serizit, Calcit in grossen Rhomboedern. Die Quarze zeigen nicht selten Dihexaederform und sind durch Resorption gerundet und magmatisch korrodiert. Randliche Einstülpungen fehlen nicht.

O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und F. SPAENHAUER (J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER, 1941) beschreiben analoge Gesteine aus dem Tasna-Kristallin. Zweifellos entstammen die 4 untersuchten Gerölle der von J. CADISCH (1941) postulierten Granitschwelle, die den unterostalpinen, kretazischen Sedimentationsraum unterteilt. Die Gesteinsproben gehören der geringen Schwankungsbreite von Mineralbestand und Struktureigenschaften zufolge derselben Gesteinsgruppe (dachnahe, porphyrische Randfazies oder Ergüsse und Gangnachschiebe eines Granitstockes) an. Wiederaufarbeitungsprozesse (auf sekundärer Lagerstätte) sind jedoch nicht ausgeschlossen.

Nach der Nomenklatur von P. Niggli (1952) sind diese grobklastischen Sedimente als heteroklastische, gelegentlich polymikte, «kalkig-quarzitische Quarz-Dolomit-Kalkbreccien» zu bezeichnen. Je nach Anteil der Gesteinsarten im Bindemittel, resp. in der Matrix und im Grobdetritus ist der Gesteinsname nach diesem Autor zur variieren; doch dürfte für unseren speziellen Fall die obige Zusammensetzung dem Durchschnitt entsprechen.

Im Bachbett des kleinen NE gerichteten Tälchens nordöstlich Piz Val Gronda, 2610 m (Vesil, Tirol) bildet ein grobes Konglomerat mit Komponenten bis 35 cm Durchmesser, das gegen das Hangende rasch in feinere Fraktionen übergeht, eine 1,4 m starke, massige, nur auf einige m sichtbare Gesteinsbank. Ähnlichen Gesteins-

inhalt weisen einige schlecht aufgeschlossene Vorkommen auf Zebblas (oberstes Samnaun) auf, alle an die Basis des unterostalpinen Flysch gebunden. Als auffallendste Merkmale sind diesen unzusammenhängenden Gesteinskomplexen, die wir auf Grund der geologischen Lagerung und des Gesteinsinhaltes als *polygene Transgressionskonglomerate* der Flysch-Serie auffassen, der bunte Gesteinshabitus, der Reichtum an kristallinen Geröllen und deren vollkommene Rundung (eckige Fragmente fehlen aber nicht) gemeinsam.

Eine qualitativ-quantitative, geröllkundliche Bearbeitung der Flysch-Konglomerate und deren palaeogeographische Auswertung bleibt Aufgabe zukünftiger Untersuchungen. Geröllstudien werden uns gestatten, die zu dieser Zeit bestehenden Sedimentationsräume und Lieferungsgebiete näher zu erfassen und den Bewegungsablauf der alpinen Gebirgsbildung auch für diesen Alpenquerschnitt besser zu verstehen. Warum fehlt z. B. in diesen Flyschhorizonten Silvretta-Ötztal-Kristallin?

Sandsteine

Sie sind stärker verbreitet. Massige Bänke sind selten, gewöhnlich ist das graue Gestein schiefrig und zerfällt blättrig. Bei Abnahme der Korngrösse und Einschaltung von tonigem Material findet ein allmählicher Übergang zu den feinschichtigen, wechsellagernden quarzitären Kalk- und Tonschiefern statt, zum Teil treten kalkige Quarzite (epimetamorphe Quarzsandsteine) und Sandkalke auf. Da es sich vorwiegend um quarzitären (d. h. mit quarzreichem Bindemittel) Quarz-Dolomit-Sandsteine handelt, deren Zement zudem umkristallisiert ist und serizitisiert wurde, haben wir, da eine mikropaläontologische Altersbestimmung nicht zu erhoffen war, es bei einigen orientierenden Gesteinsschliffen bewenden lassen. Klastische Sedimente mit vorwiegend quarzitärer, kalkarmer Grundmasse und dolomitischen Komponenten weisen selten Schalenreste auf.

MIKROSKOPISCHE BEOBACHTUNGEN

Korngrösse und Zusammensetzung der Komponenten wechseln rasch von Handstück zu Handstück. Feldspatkörner (Plagioklasse) stellen sich ein; Arkosesandsteine treten nicht auf. Grünlich gefärbte Sandsteinvarietäten führen oft reichlich Chlorit. Durch Sammelkristallisation formen sich kleine Dolomittrümmer zu gewöhnlich eisenschüssigen Dolomitrhomboedern um, ein Vorgang, der u. d. M. sukzessive verfolgt werden kann.

Erwähnt sei hier noch der Fund eines winzigen Echinodermenbruchstückes, dessen ferritisch imprägnierte Gitterstruktur (vermutlich aufgearbeitet) gut erhalten geblieben ist. Ohne Leitwert.

Bekanntlich lassen sich im frischen Bruch psephitischer und psammitischer Gesteine Foraminiferenreste selten wahrnehmen. Das Augenmerk wurde deshalb besonders auf die Anwitterungsfläche gerichtet, eine Methode, die bei kalkarmen Breccien und Sandsteinen versagt. Frisch gebrochene Handstücke wurden deshalb im Feld mit stark verdünnter Salzsäure kurz behandelt. Im Institut wurden die gesammelten Gesteinsproben angeschliffen, mit der Binocularlupe abgesehen, kurz angeätzt und erneut untersucht. Zufällige Dünnschliffe sind von geringem Wert, ergeben aber Aufschluss über den Grad der Rekristallisation von Bindemittel und Komponente.

c) Normalstratigraphische Einlagerungen im Flyschschiefer

Radiolarite

J. CADISCH (1941) stellte erstmals grüne, tonige und kieselige Schiefer mit Lagen von Radiolarit auf Grund von lithologischen Übergängen zur Flyschserie. Jaspislagen treten gegenüber den roten Tonschiefern («Radiolaritschiefer») zurück. Eigentliche rote, unzweifelhaft radiolarienführende Radiolarite werden erwähnt. Unsere eigenen Begehungen führten zu folgenden Ergebnissen.

GEOLOGISCHES VORKOMMEN

a) Rechte Talflanke des Fimbertales, 700 m nordöstlich Heidelberger Hütte, in Bachrunse, 2400 m. Schlecht aufgeschlossen stehen hier rotviolette, brecciöse Radiolarithornsteine, von Erzschnüren durchadert mit einigen cm Mächtigkeit an. U.d.M.: Das Kieselskelett dieser marinen Protozoen ist noch zu erkennen, die Dimensionen der hellen Aussparungen in dem durch braunrotes, ferritisches Pigment verdecktem, feistkörnigem Quarzaggregat schwanken zwischen 0,05–0,25 mm (runde oder leicht gepresste Durchschnitte. Vorwiegend Spumellarien). Das Erz reflektiert stahlgrau bis eisengrau, ist etwas bunt angelaufen und bis auf Reste zu einer amorphen, braunen Masse zersetzt. Es liegt Hämatit vor und nicht ein Manganerz wie anfänglich vermutet wurde. Halbquantitative Bestimmung von Mangan: Der Radiolarit wurde samt Erz vermahlen, Mangan mit Kaliumjodat zu Kaliumpermanganat oxydiert und kolorimetrisch mit Standardlösungen bestimmt. Die Analyse ergab 0,27 Gew. – % Manganoxyd (entsprechend 0,21% Mangan).

Die Mangananreicherung in unserem Radiolarit liegt, verglichen mit anderen schweizerischen Vorkommen (J. JAKOB, 1925), eher unter dem Mittel. Vgl. auch P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER (1930).

b) 100 m südwestlich P. 2752, in einer Mulde zwischen Piz Val Gronda und Spi da Chöglias. Lose, blutrote, randlich verschieferte und serizitisierte, schwach kalkige Radiolarite und weinrote, tonige Schiefer durchsetzen gemeinsam mit grünen Schiefen (spilitische Gesteine) den monoton zusammengesetzten Schutt, der sicher durch Verwitterung des Untergrundes an Ort und Stelle gebildet wurde. Im Dünnschliff sind massenhaft Radiolarienreste sichtbar.

c) Nördlich Zebblasjoch, ca. 2600 m, in einer Runse, die sich Schneeschmelzwässer im weichen Moränenschutt gegraben haben, wurde ein loser, von weissen und grünen Äderchen durchzogener Radiolaritgesteinsbrocken gesammelt. Im Dünnschliff fehlen neben massenhaft auftretenden, elliptischen, mechanisch deformierten Radiolarianskeletten mützen- und helmförmige Durchschnitte. Staubartig feinst verteiltes, ferritisches Pigment verdeckt die Grundmasse, die von mit Quarz, Kalzit und Chlorit erfüllten Rissen durchzogen wird.

d) Fundort: Bergli, oberstes Samnauntal, in einer Geländemulde südlich Inner Viderjoch. Loses Gesteinsstück, eine Zufuhr durch glazialen Transport ist infolge Höhenlage ausgeschlossen. Es handelt sich um ein rotes, dichtes, extrem zähes Kieselgestein, das makroskopisch ohne weiteres als Radiolarienhornstein angesprochen würde. U.d.M. sind Radiolarienspuren nicht nachweisbar. Schon im Handstückbereich können aber in einem Radiolarit, wie E.F. DAVIS (1918) demonstrierte, sterile Gesteinspartien mit fossilreichen wechseln.

Anstehend sind diese selten auftretenden, wenige Zentimeter mächtigen Radiolaritlagen von uns nur im Fimbertal gefunden worden, sie sind aber über den ganzen untersuchten Flyschgürtel verbreitet. Konkordant im schiefrigen Gestein eingebettet, sind diese interessanten Gesteine infolge fast lückenloser Schuttüberlagerung des Felsuntergrundes horizontal nicht zu verfolgen. Häufig treten sie mit Spiliten vergesellschaftet auf. Die leuchtend blutroten bis dunkelrotvioletten, dichten, opaken Gesteine lassen sich im Felde schon mit der Lupe identifizieren. Weisse und grünliche Durchaderungen und Klüftchen der spröden, scharfkantig brechen-

den Gesteine sind auf mechanische Beanspruchung und Verheilung durch sekundären Lösungsumsatz zurückzuführen.

U.d.M.: Fortsätze und Stacheln fehlen den Radiolarienskeletten fast vollkommen. Bei einzelnen Exemplaren ist die Gitterung noch erhalten geblieben, mehrheitlich sind die feinen Strukturen des Kieselsäureskelettes ausgewischt worden. Von einer näheren Bestimmung wurde infolge des schlechten Erhaltungszustandes abgesehen. Radiolarite sind bis heute (eine kritische Revision der Klasse drängt sich auf) ohne nennenswerten Leitwert geblieben. Nach der Systematik von E. HAECKEL, die noch heute im Gebrauch ist, gehören die untersuchten Proben zur Unterordnung der *Sphaeroidea* (*Spumellarien* mit sphärischen Schalen). Eine nähere Einordnung war infolge fortgeschrittener Rekristallisation, bei der die feinen Verzierungen und Fortsätze als erstes zum Opfer fallen, nicht empfehlenswert. Nasselarien mit axialem Bauplan sind nicht beobachtet worden. Bei Dünnschliffuntersuchungen sind, um Irrtümer zu vermeiden, orientierte Schnitte unumgänglich. Ellipsoidische Durchschnitte sind, falls deren Längsachsen mehrheitlich parallel verlaufen, als deformierte kugelige Schälchen zu betrachten.

Eng verknüpft sind diese Radiolarienhornsteine mit weinroten, grünen, tonigen und quarzitischen Gesteinen. Diese Gesteinsassoziation ist in terrigene Absätze (Breccien, Sandsteine, sandige Kalkschiefer, Tonschiefer) eingeschaltet und weist, vergleichen wir sie mit Radiolaritvorkommen anderer Flyschgebiete, z. B. mit denen der Simmendecke (B. CAMPANA, 1943), eine überraschende Ähnlichkeit auf. Sogar helle, grünliche und rosagefärbte, aptychenkalkähnliche Kalkschiefer sind, angrenzend an die Radiolarite, zu konstatieren.

Im übrigen verweisen wir auf die vergleichende Bearbeitung dieser sog. Tiefseesedimente (Radiolarite, Aptychenkalke usw.) von H. GRUNAU (1947), der ihre Assoziation mit detritischen Absätzen einer kritischen Prüfung unterwirft. Gesetzmässige genetische Zusammenhänge zwischen submariner Förderung ophiolithischer Magmen spilitischer Zusammensetzung und vulkanischen Tuffen diskutierte E. WENK (1949) auf breiter hydrogeologischer, petrochemischer und biologischer Grundlage. Für die meisten Schweizer Radiolaritvorkommen ist diese Arbeitshypothese infolge des zeitlichen Hiatus zwischen Radiolaritbildung (Oberjura) und oberkretazischer Spilitförderung andererseits nicht anwendbar (H. GRUNAU, 1947). R. A. SONDER (1947) legt hingegen das Hauptgewicht seiner Betrachtungen auf die Alimentation von Meeresbecken. Abgeschlossenheit durch tektonische Barrieren oder grosse Landferne, die zufällig mit grosser Meerestiefe zusammenfällt, geben nach diesem Autor zur Bildung sog. Mangelsedimente (defizitäre Sedimentation) Anlass. Die häufige Vergesellschaftung mit Radiolarienkalken eröffnet uns einen weiteren Problemkreis. Die Sedimentationsgeschwindigkeiten von Flyschmassen und Radiolaritgesteinen sind extrem verschieden.

Alter der Radiolarite. Nach unserem Feldbefund sind sie normal stratigraphisch eingelagert und gleichalt wie der Flysch.

Helle, dichte Kalkschiefer, z. T. radiolarienführende Kalke bis Radiolarienkalke

Diese für Flyschschiefer ebenfalls ungewöhnlichen Gesteine wurden einer eingehenderen Prüfung unterzogen, da mit Hilfe dieser an Calpionellen- und Aptychenkalke erinnernden Gesteine eine Altersbestimmung erhofft wurde.

Fundorte. Neben vielen losen Gesteinsstücken auf Zebblas und an den Hängen des Fimbertales bei Ils Gips wurden, was in dem aufschlussarmen Gebiet nicht so

einfach war, auch einige anstehende Schichten angetroffen. (Pischa, Siegfriedkarte, 2410 m; 400 m nördlich Zebblasjoch auf 2535 m u. a. Fundorte.)

Die Schichten liegen konkordant im Flysch.

Mikroskopische Untersuchung: Lichte Aussparungen von Radiolariengröße in dichter, kalkiger Grundmasse wurden verschiedentlich gefunden. Eine Gesteinsprobe von Zebblas ergab schlussendlich die reichliche Anwesenheit von sekundär verkalkten Radiolariengerüsten in dem sehr feinkörnigen ($< 0,01$ mm Korndurchmesser), von wenigen Quarzkörnchen durchspickten Kalzitaggregat.

Wie bei den Radiolariten ist eine normalstratigraphische Einlagerung anzunehmen. Eine Verwechslung mit Couches rouges ist makroskopisch leicht möglich.

Grüne, quarzitische Schiefer bis Quarzite und grüne Tonschiefer

Geringmächtige Einlagerungen von quarzitischen Gesteinen wurden in den basalen Teilen der eintönigen Flyschbildungen öfters festgestellt. Sie liegen zum Teil konkordant als grüne, speckig glänzende Bänken von einigen Zentimeter Dicke im Flysch, zum Teil sind es massig texturierte Gerölle, die isoliert im zurückwitternden Schiefer eingebettet sind. Bei den letzteren Vorkommen handelt es sich um unter dem Gebirgsdruck geborstene (Phakoide), primär dem Flysch eingeschaltete, spröde Gesteinsbänke. Nicht ausgeschlossen ist dagegen, dass teilweise auch einsedimentiertes Blockmaterial infolge rotierender Bewegung Geröllform annahm.

Es sind also zwei mögliche Fälle zu berücksichtigen:

a) Ursprünglich normal stratigraphisch eingelagerte Schichten, zum Teil infolge verschieden mechanischen Verhaltens zu linsigen Körpern umgeformt. Gleichaltrig wie Flysch.

Wie einige Dünnschliffe ergaben, gingen diese grünen, serizit- resp. muskowitz-chloritführenden, gelegentlich limonitisch imprägnierten Quarzite bis Quarzitschiefer aus fein- bis feinstkörnigen Quarzsandsteinen hervor. Der Quarz ist graduell verzahnt.

Nach den beobachteten lithologischen Übergängen zu Serizithalphylliten, resp. epimetamorphen Tonschiefern, die ihrerseits wieder mit Sandkalken wechselagern, sind diese Quarzitschiefer zur Flyschserie zu rechnen.

b) Einsedimentiertes Fremdmaterial, zu tektonischen Geröllen deformiert.

Dünnschliffuntersuchung eines tiefgrünen, schwach kalkigen, hellgrün anwitternden Ölquarzites von Fenga pitschna, südlich Piz Val Gronda: E senschüssiger, chloritisch-kalzitischer Zement bindet in spärlichen Mengen eckige, homöoklastische, im Durchschnitt 0,2 mm messende Quarzkörner und einige kleine Biotitschuppen.

Die ausserordentlich gute lithologische Übereinstimmung mit reinen Quarziten des «Gault» der Ardezer Schichtreihe erlaubt den Schluss, dass es sich um Wildflysch-Einschlüsse handelt.

Geringmächtige Lagen grüner Tonschiefer finden sich allenthalben in die kalkig-sandig-quarzitischen Schichten eingebettet, stellenweise zu einigen dm anschwellend. Sie sind heute an keine bestimmten Horizonte gebunden.

d) Einsedimentiertes Fremdmaterial im Flysch (Wildflysch)

Es ist oft schwierig, wenn nicht unmöglich zu entscheiden, ob das Fremdmaterial tektonisch oder sedimentär in den Flyschschiefer hineingelangt ist. Bei grobblockigem, kantigem Gesteinsschutt kommt eine Zufuhr auf tektonischen

Gleitbahnen nicht in Frage. Ist der Gesteinsinhalt der Einschlüsse sehr variabel, wie es hier der Fall ist, so spricht dies ebenfalls für sedimentären Absatz, sei es durch submarine Rutschungen, sei es durch gewöhnliche Aufarbeitung beim transgressiven Vormarsch des Flyschmeeres. Es gelten hier jene Überlegungen, die H. P. CORNELIUS (1927) am Beispiel tektonischer Breccien eindrücklich darlegte.

Wildflysch wird von J. CADISCH (1953) als «eine kretazische bis tertiäre Gesteinsvergesellschaftung orogener Fazies, die aus einem mergelig bis tonigen Grundgestein besteht, welches meist Bänke von kalkigem, sandigem oder quarzitischem Material sowie Gerölle verschiedener Art eingelagert enthält» definiert, eine Erweiterung des Begriffes von F. J. KAUFMANN (1886) auf alle alpinen Vorkommen.

Schon 1926 wurde von J. CADISCH Wildflysch in Gestalt schwarzer, glimmerführender Tonschiefer, Sandsteine, Quarzite, Breccien und grüner Tonschiefer mit eingeschlossenen Geröllen aus Granit, Quarzit etc. aus dem Unterengadiner Fenster signalisiert.

An folgenden Stellen kartierten wir wildflyschartige Blockanhäufungen:

1. Auf der NW-Seite des Tälchens östlich Piz Val Gronda (Tirol),
2. Auf der N-Seite des Fimberpasses, einige m nordöstlich der tiefsten Einsattelung und auf dem Grat von Ils Calcuogns,
3. Im obersten Fimbortal, südwestlich P. 2382, im schluchtartigen Bacheinschnitt, der von W nach E verläuft,
4. Auf dem Grat Spi d'Ursanna, südwestlich P. 2885,1 und
5. Auf der S-Seite des Grates zwischen Fuorcla d'Lavèr und Fuorcla davo Lais (Siegfried-Karte) in der hinteren Val Lavèr.

Wie die geologischen Vorkommen (1–3) erkennen lassen, ist der Wildflysch auf die den Roz-Schiefern direkt aufruhenden Flyschanteile beschränkt. Bei Davo Dieu, oberstes Fimbortal [814,5/195,4] transgrediert der Wildflysch mit einer schwächtigen Lage von in einem tonigen Grundgestein eingebetteten Quarzitgeröllen direkt auf «Gault» (Ölquarzite des oberen «Gault»), bei 5. sind die oberkretazischen Mergelkalke infolge stratigraphischer Aufzehrung nur mehr rudimentär vorhanden.

Das hervorstechendste Merkmal dieser Gesteinsassoziation ist die weite horizontale und an keine bestimmte Niveaus gebundene Streuung der Einschlüsse, wodurch der ganze Gesteinskomplex einen sehr unruhigen Aspekt erhält. Sie ist sicher nicht tektonischer Natur, d. h. durch mechanische Vermengung entstanden. Dafür ist das kalkig-tonige Grundgestein zu sehr intakt geblieben. Für die Entstehung ausgeschwänzter, ellipsoidischer bis kugelliger Gebilde dürfte nachträgliche tektonische Durchbewegung von ursprünglich scharfkantigem, eingesedimentiertem Blockmaterial vollauf genügen. Eine Unterscheidung in tektonisch eingeschleppte Schichtpakete und sedimentär abgelagerten Blockschutt wird dadurch weitgehend verunmöglicht. In der Literatur finden sich zahlreiche Hinweise über Bildungsmöglichkeiten von Wildflysch, auf die wir hier nicht näher eingehen können.

Neben vermutlich wiederaufgearbeitetem Flyschmaterial (Sandkalke, Sandsteine und Breccien, dichte Kalke, Quarzite usw.) wurde folgendes allothigenes Gesteinsmaterial festgestellt:

1. Violette und grüne, grobkörnige Sandsteine und Feinbreccien (unterostalpinen Permowerfénien); weisse, kalkfreie Quarzite (? Ladiser Quarzite),
2. Hellgelbliche und rauchschwarze Dolomite (vermutlich triasischen Alters),

3. Liasgesteine von Steinsberger-Typus,
4. Polygene Breccien und kalkige Grobsandsteine (Tristelschichten sehr ähnlich),
5. Dunkelgrüne Quarzite, Ölquarzite, quarzitisches, dunkelbraun verwitternde Quarzgesteine, zum Teil wenigstens sicher dem «Gault» der Ardezer Schichtreihe entstammend,
6. Dichte, blassrote Mergelkalke, fossilifer (? Couches rouges),
7. Linsen aus Spilit, zum Teil als sedimentär aufgearbeitetes Eruptiv, zum Teil wahrscheinlich primär eingelagert.

Als wichtiges Ergebnis unserer Untersuchung ist die unterostalpine Herkunft der grobblockigen Wildflyscheinschlüsse festzuhalten. Eine genauere Inventarisierung bleibt Aufgabe späterer Bearbeitung.

e) Ophiolithe

Die im Flysch der Tasna-Decke eingeschalteten, spilitischen Diabase werden auf S. 445 behandelt.

FAZIESVERGLEICHE

Der untersuchte Gebirgssektor liegt in der direkten Fortsetzung der Tasna-Decke, deren Schichtserie nach J. CADISCH (1953) in den älteren Horizonten grosse Übereinstimmung mit der Err-Bernina-Decke und mit der Aroser Zone, in den jüngeren Schichtstufen mit der Falknis-Sulzfluh-Decke des Rhätikon aufweist. Unsere Gesteine stimmen mit denen der südwestlichen Fensterecke überein.

Kürzlich zog W. MEDWENITSCH (1954) nach einer detaillierten Aufnahme der unterostalpinen Schichtfolge am Nordwestrand des Fensters Vergleiche mit Nachbarserien, u. a. mit der Tasna-Serie, bei der MEDWENITSCH nur schwache Analogien mit seiner «Prutzer-Serie» (unterostalpine Schichtreihe in der nordöstlichen Fensterecke) konstatierte. Es ist hier allerdings darauf hinzuweisen, dass bei Prutz (Tirol) ältere Gesteinsarten (Quarzphyllite mit eingelagerten Eisendolomiten, Quarzite, verschiedene Triashorizonte, Rhät und Jura) fast allein am Aufbau der unterostalpinen Zone beteiligt sind, Kreidebildungen und Flysch sozusagen fehlen. Nach unserer Auffassung dürfen gültige Faziesvergleiche nur gezogen werden, wenn beide Schichtfolgen einigermaßen vollständig sind und zeitlich sich entsprechende Schichtstufen vorhanden sind. Auf Grund stratigraphischer Vergleichsmomente ergibt sich nach diesem Autor für die Prutzer Serie eine Äquivalenz mit der Aroser Schuppenzone, im Osten mit dem Tarntaler Mesozoikum (westliche Lungauriden) und der Matreier Zone (südliches Tauernfenster).

ZUR PALAEOGEOGRAPHIE DES UNTEROSTALPINEN FLYSCHABLAGERUNGSRAUMES

Den von der Tasna-Decke am Piz Davo Lais und in der hinteren Val Lavèr überfahrene Wildflysch fassen wir als unterostalpinen Vortiefenflysch auf. Zu Beginn des alpinen Zusammenschubes ist dieser unmittelbar nördlich des unterostalpinen Inselkranzgebirges (sich abzeichnende Stirn der Tasna-Decke) zur Ablagerung gelangt, teilweise greift er, wie seine transgressive Auflagerung auf «Gault» und Couches rouges in der Piz Lavèr-Gruppe erkennen lässt, auf ältere Glieder der Ardezer Schichtreihe über.

B. TEKTONIK

Im NW und N unseres Arbeitsbereiches wird der oberpenninische Schieferkomplex in einem weitausholenden Bogen von einer mächtigen, eintönigen Flysch-Serie sandig-kalkiger und toniger Gesteine überlagert, die bei völliger Konkordanz eine aus wechselvollen Gesteinen bestehende Basis aufweist. Verrucanoartige Konglomerate und Sandsteine, Triasgipse und Rauhacken nebst Ophiolithen in grösseren und kleinern Massen begleiten die Schubfläche der Tasna-Decke. Innerhalb der Flyschmassen müssen, wie Detailprofile und die vielen isolierten Gipsvorkommen anzeigen, intensive Verschuppungen angenommen werden.

Im W legt sich in der Gebirgsgruppe Piz Tasna–Piz Lavèr–Piz Davo Lais – durch ein gegen NE ausdünnendes Serpentinlager und streckenweise durch Flyschschiefer unterostalpinen Abkunft vorerst noch getrennt – eine verfaltete und verschuppte, von fraglichem Neocom bis in den Flysch reichende, unterostalpine, mit der Tasna-Decke in Zusammenhang stehende Schichtserie auf die penninischen Roz-Schiefer.

Die einzelnen Gebietsabschnitte werden der Reihe nach von SW nach NE besprochen.

1. Die Gebirgsgruppe Piz Tasna–Piz Lavèr–Piz Davo Lais (Taf. III, IV und V)

Von der südwestlichen Fensterecke streicht die Tasna-Decke als breite Zone zu beiden Seiten der Val Tasna und Val Urschai in das obere Fimbertal hinein. Auf Blatt 420 Ardez des «Geologischen Atlases der Schweiz» (1940) ist der südöstliche Teil dieser unterostalpinen Rahmenzone dargestellt und in den zugehörigen Erläuterungen (1941) beschrieben worden. Zwischen dieser sorgfältigen Kartierung im SE und unseren Aufnahmen im Raum nordöstlich des Piz Tasna klafft eine Lücke, die in den Bereich der Atlasblätter 421 Tarasp und 417 Samnaun fällt. Die Ergebnisse der laufenden Untersuchungen dieses Gebietsstreifens können hier nicht berücksichtigt werden.

Als Unterlage der unterostalpinen Schubmasse fungieren auf der Ostseite des Piz Tasna ein Flyschpolster von wechselnder Mächtigkeit, ein kleines, schlecht aufgeschlossenes Gipslager nordwestlich Mot und eine rasch absetzende Serpentinmasse, die im SW mit der enormen Ophiolithintrusion des Piz Nair und der Fuorcla Champatsch in Zusammenhang steht. Nach den Lagerungsverhältnissen zu urteilen, ist der Serpentin hier syntektonisch längs einer tektonischen Naht eingedrungen, seine «mise en place» wäre damit jünger als die der spilitischen Ophiolithe der Flyschschiefer im Liegenden der Tasna-Decke (vgl. p. 449). Im Hangenden des Serpentin wurden neben einer grössern Scholle einige nur wenige Meter grosse Linsen von Tasna-Granit als tektonische, von der kristallinen Unterlage des Unterostalpins abgesplitterte Schürflinge notiert. Als ausgedehnte Basalplatte nimmt das Tasna-Kristallin im Gebiet der vorderen Val Tasna bis Alp Laret einen breiten Geländestreifen ein und ist hier, wie Einlagerungen von sedimentären Schichtgliedern beweisen, von sekundären Schubflächen durchsetzt (J. CADISCH, 1941). Bei Mot (hintere Val Lavèr) sind isolierte, diabasische Gesteine (Spilite und Variolite) primär den kalkig-tonigen Flyschschiefern eingeschaltet. Ausserdem wurden einige grössere Schollen von marmorisierten Tristelkalken kartiert, die als mit-

verfrachtete, von den basalen Tristelschichten abgesprengte Schubspäne zu betrachten sind.

Alle diese stratigraphisch in anomalen Verband stehenden Felsarten verschiedener Herkunft setzen am Südende des Seeleins östlich P. 2718 aus, so dass in der Folge die Tristelschichten der Tasna-Decke unmittelbar auf die hochpenninische Zone zu liegen kommen. Die langgestreckte Form dieses Seeleins und dessen relativ tiefe Einkerbung ist tektonisch motiviert. In schwachen, wellenförmigen Verbiegungen von lokaler Bedeutung steigt die Basisfläche des Unterostalpins rasch zur Spi d'Ursanna auf – hier noch einmal von Flysch von Wildflysch-Charakter und spilitischen Einschaltungen begleitet – und sinkt anschliessend in das obere Fimbertal ab.

An der Spi d'Ursanna stellt sich eine tektonische Komplikation ein, indem eine kleine Schuppe sandig-kalkiger Gesteine der oberpenninischen Serie in unterostalpine Schichtglieder eingeschoben ist (siehe Taf. III und V).

Im Gelände konnten die Bewegungsflächen in einzigartiger Schönheit durch tektonisierte, einige Dezimeter bis Meter breite, und durch zirkulierende Wässer verfärbte Gesteinsverbände (tektonische Breccien und Rutschharnische) verfolgt werden.

Am Ostabfall des Piz Tasna folgt über dem Serpentin und den von uns ins Neocom gestellten Tonschiefern eine mächtige Folge von Tristelschichten. Nach einer prächtigen Rückfalte zieht das Urgo-Aptien nordwärts und bildet am Piz Lavèr und Piz Davo Lais eine Art Unterbau, über den eine eng verfaltete Folge von Gault-, Couches rouges- und Flyschgesteinen an einer sekundären Schubfläche nach NE hinweggeschoben wurde.

Diese Verschuppung steht im untersuchten Gebietsabschnitt nicht vereinzelt da. Fuorcla Davo Lais (Siegfried-Karte) und Fuorcla Lavèr sind längs einer solchen Störungslinie eingeschnitten. Auf dem Südgrat des Piz Lavèr wurden drei ähnlich gerichtete Aufschiebungen beobachtet. Im gesamten sind hier bis an die Basis des Unterostalpins an der Spi d'Ursanna mehr als 10 solche Schuppen oder Lamellen zu zählen. Überall ist die Bewegung, soweit festzustellen war, in Richtung ENE bis NE erfolgt. An der Fuorcla Davo Lais, 2807 m, ist eine grössere Tristelkalkscholle an der Bewegungsbahn emporgerissen und in den hangenden Gault verschleppt worden. In der nordwestlichen Fortsetzung der vermuteten Verschuppungsfläche ist ein Flyschpaket mit diabasischen Ophiolithen und einem ?tektonischen Lias-Schubspan in die Gaultgesteine eingepresst. Zudem treten hier als sehr bezeichnendes Indiz Rauhacken auf. Starke Gehängeschuttentwicklung in den Mulden, die oft mit Störungszonen identisch sind, erschwert die Klärung der Tektonik und die Sicherstellung vermuteter Zusammenhänge.

Die Innenstrukturen der verschiedenen Schuppen weichen voneinander ab, können aber durch Verschiebungen und geringe Drehungen ineinander übergeführt werden. Im Detail ist die Tektonik ausserordentlich kompliziert. Eine ins einzelne gehende Aufnahme und Darstellung der Ostseite des Piz Davo Lais wäre eine äusserst reizvolle Aufgabe, musste aber aus Zeitgründen unterbleiben.

Im grossen ganzen bildet die Tasna-Decke hier eine nach NNW vergierende, liegende Antiklinale, in deren Hangendschenkel die Gault- bis Flyschschichten über einer starreren Unterlage aus Tristelschichten zusammengeschoben wurden (Taf. IV). Die Faltenachsen der einzelnen verschuppten Segmente dieser liegenden Falte

streichen WSW bis SW mit einem gegen den oberostalpinen Fensterrand gerichteten Achsialgefälle von ca. 15–30°.

Schwieriger zu interpretieren ist der Gebirgsbau am Piz Lavèr, 2984 m und am SW–NE verlaufenden Grat bis zur Fuorcla Lavèr. Im E liegen Gaultgesteine synklynal in einer Mulde aus Tristelschichten, am Gipfel selbst unterlagern Tristel-schichten die Gaultgesteine der Gipfelpartie. Von S her sind einige Gleitbretter aus Sandsteinen und Quarziten der Gaultstufe an diese Synklinale angeschoben worden.

Ursprünglich lag allem Anschein nach eine einfach gestaltete Gesteinsplatte von kretazischen bis tertiären Gesteinen vor, die sekundär verfaultet und verschuppt wurde. Nördlich der Breiten Krone, 3079 m und des Piz Lavèr streichen einige Verbiegungen ungefähr N–S. Am einfachsten lässt sich diese Abweichung durch ein Abschwenken einzelner Schollen resp. Schuppen im Sinne gegen den Uhrzeiger erklären. Der markante Diabaskopf südwestlich Davo Dieu [814,6/195,2] scheint auf einer dieser Schwächezonen zu liegen. Solange die unmittelbar nordwestlich angrenzenden Gebiete im Fimbertal nicht genauer kartiert sind, bleibt unsere Deutung ein Versuch. Bei Aua Naira (oberstes Fimbertal) endet der vom Neocom bis in die obere Kreide reichende, zusammenhängende Anteil der Tasna-Decke als eine von Flysch ummantelte Deckenstirn. Von hier ab gegen N und NW beherrschen weiche Flyschschiefer die rechte Talseite der Val Fenga. Die Fortsetzung der Präflyschsedimente muss weiter westlich im Liegenden der Silvretta-Decke, im breiten, flach gegen W ansteigenden Moränengelände links des Fimberbaches gesucht werden.

Der Grat zwischen Piz Davo Lais und Fuorcla d'Lavèr wird südwestlich P. 2898 durch eine N 170° E streichende, fast saiger stehende Verwerfung gekreuzt. Dabei ist der Westflügel 25–30 m abgesunken und ca. 15 m im S zurückgeblieben.

ZUSAMMENFASSUNG

In der Piz Tasna–Piz Lavèr–Piz Davo Lais-Gebirgsgruppe sind neben geringfügigen salinaren, triasischen Bildungen und grösseren Ophiolithmassen unterostalpine Kreidesedimente am Aufbau des Gebirges beteiligt. Die Entstehungsgeschichte dieses Gebirgsstückes kann etwa wie folgt gegliedert werden:

1. Überschiebung der Tasna-Decke auf unterostalpinen Flysch und hochpenninische Roz-Schiefer und gleichzeitig Verfaltung der unterostalpinen Schichtglieder. Nebenher fand ein Eindringen ophiolithischen Magmas an der Basis der Tasna-Decke statt. Der Serpentin ist streng an diese tektonische Naht erster Ordnung gebunden, während die splitischen Diabase teils primär im Flysch eingeschaltet erscheinen, teils zweifellos tektonisch eingeschleppt sind. Die Auflagerungsfläche der Tasna-Decke ist relativ einfach gestaltet.

2. Verscherung der Faltenstrukturen in Richtung N und intensive Verschuppung bis Gleitbretterbildung mit NE bis ENE gerichteter Bewegungstendenz (Anschoppung).

Allem Anschein nach endet hier jeglicher Zusammenhang von Präflyschgesteinen. Nur in Form grösserer Schollen und Faltenzylinder (z. B. Lias-Rollfalten nordwestlich der Heidelberger Hütte), eingeknetet in den Flyschgürtel, setzt sich die Ardezer Schichtreihe gegen NE in die Samnauner Alpen fort.

2. *Rechtsseitiges, oberes Fimbartal–Ils Calcuogns–Piz Davo Sassè–Piz Val Gronda–Filisur–Pauliner Kopf*

Obschon die eintönigen Flyschmassen dieses Gebietes gleichförmig gegen NW einfallen, muss, wie zahlreiche darin isoliert auftretende Gips- und Ophiolith-einlagerungen beweisen, eine intensive Verschuppung angenommen werden. Die Abgrenzung gegen die oberpenninischen Schiefer wird, wenn tektonisch eingeschrufte Massen wie Rauhacken, Gipse und Schollen älterer Gesteine sowie Ophiolithe fehlen, problematisch. Wildflyschartige Gesteinskomplexe werden zur unterostalpinen Schichtreihe gerechnet, wie schon auf Seite 345 ausgeführt wurde. Bei P. 2898 westlich Piz Mottana blieb die Abtrennung sehr unsicher. Wir verlegten sie deshalb in das moränenüberdeckte Gelände von Aua Naira. Am Fimberpass waren wir infolge Auftretens von wildflyschartigen Gesteinen genötigt, eine stärkere Einfaltung, resp. Verschuppung anzunehmen. Wellenförmige Verbiegungen wurden schon (p. 348) aus der hinteren Val Lavèr beschrieben. Ein grosses Gipslager mit Rauhackeeinschlüssen steht bei Ils Gips an; ein winziges am Südwestgrat (!) des Piz Davo Sassè erlaubte die Fixierung dieser wichtigen tektonischen Grenze zwischen Hochpenninikum einerseits und Unterostalpin andererseits. Der steile Südostabfall dieser sanften, grasbestandenen Berggestalt wird demnach noch aus hochpenninischen Serien gebildet. Anschliessend quert die Störungslinie das Bächlein auf Fenga pitschna, zieht südlich des Piz Val Gronda (etwas südlich P. 2752) und am Zebblasjoch durch in das Weidegelände von Zebblas.

Zwischen Fimberpass und Zebblasjoch ist eine Anzahl niederer, gut begehbarer Passlücken in diese, für die Grosstektonik wichtige Störungszone eingeschnitten, allerdings ist letztere auf weiteste Erstreckung durch Gehänge- und Moränenschutt der direkten Beobachtung entzogen. Diskordanzen wurden nirgends konstatiert.

Die Schiefer fallen im allgemeinen im Fimbartal gegen NW und schwenken allmählich bis in die Gegend von Zebblas in die WSW–ENE-Streichrichtung um. Entsprechend der feinen Alternanz zwischen sandig-kalkigem und tonigerem Material sind die Flyschschiefer fein gefältelt, im grossen ganzen ist die Lagerung aber ruhig und erweckt einen ungestörten Eindruck. Am Südgrat des Paulinerkopfs sind die Rinnen hier häufig zu findender Helminthoiden gegen das Hangende gerichtet, so dass auf eine verkehrte Lagerung dieser Schichtpakete geschlossen werden kann. Ungezählte Gipseinlagerungen von extrem variabler Mächtigkeit, oft von Rauhacken begleitet, wurden soweit als zugänglich kartiert. Da der Gips stets Knollen von eckigen Dolomitbruchstückchen enthält, ist auch bei Millimeter bis Zentimeter starken Gips-Einschaltungen im Flyschschiefer eine synsedimentäre Ablagerung des letzteren ziemlich ausgeschlossen.

Einige wenige an der Basis des Flysch auftretende Schollen wurden als tektonische Schürflinge gedeutet:

- a) Grosser Klotz aus unterostalpinem Liasgestein (Steinsberger Fazies, p. 365) auf dem SW–NE verlaufenden Grat von Ils Calcuogns, Koord. [816,55/198,55];
- b) Grosse, im Bachschutt von Fenga pitschna einen kleinen Hügel bildende Scholle aus Dolomit (?unterostalpine Trias). Koord. [817,0/200,2], 2670 m;
- c) Im Tälchen östlich Piz Val Gronda. Ziemlich sicher Gault.

3. Das Gebiet von Zebblas–Inner Viderjoch–Höllenkarr (Tirol)

In der durch eine weithin geschlossene Grasnarbe bewachsenen Mulde von Zebblas und im Bergli (oberstes Samnaun) nehmen Gips und Rauhwaacke einen noch grösseren Raum ein und geben Anlass zu einer der imposantesten Dolinenlandschaften Bündens. Die tiefste Stelle des Inner Viderjoch (P. 2699) und P. 2664 liegen auf Gips. Mindestens drei verschiedene, durch Flyschschiefer getrennte Gipszonen wurden erkannt. Die Hauptmasse des Gipses zieht nach Ravaischer Salas durch, ein Seitenzug quert das Inner Viderjoch.

Es besteht hier eine enorme Verschuppung, wurden doch verrucanoartige Bildungen in mindestens vierfacher Wiederholung notiert. Auf dem Grat zwischen Bergli und Ravaischer Salas wurde ein Detailprofil aufgenommen, das hier nicht wiedergegeben werden kann. Von P. 2664 bis P. 2711 wurden zwei Rauhwaacke-, vier Verrucano- und mindestens sieben Spilithorizonte gezählt, die alle konkordant im Flyschschiefer eingebettet sind.

Ein kleiner Dolomitschürfling steckt am Nordhang des Grates von P. 2711 nach Piz Ot auf 2655 m Höhe zwischen oberpenninischem Bündnerschiefer und Unterostalpin [820,45/204,0].

Während zweier Exkursionstage wurde das tirolische Gebiet nordwestlich von Inner Viderjoch begangen. Im Profil Paulinerkopf–Höllenspitze wurde eine monotone Folge von Flyschschiefern notiert, im Höllenkarr sind dagegen einige, nach unserem Dafürhalten tektonisch verschleppte Großschollen aus Verrucano-Buntsandstein, Lias, Tristelschichten usw. durch die Erosion selektiv freigelegt und der Beobachtung zugänglich gemacht worden (vgl. Fig. 11).

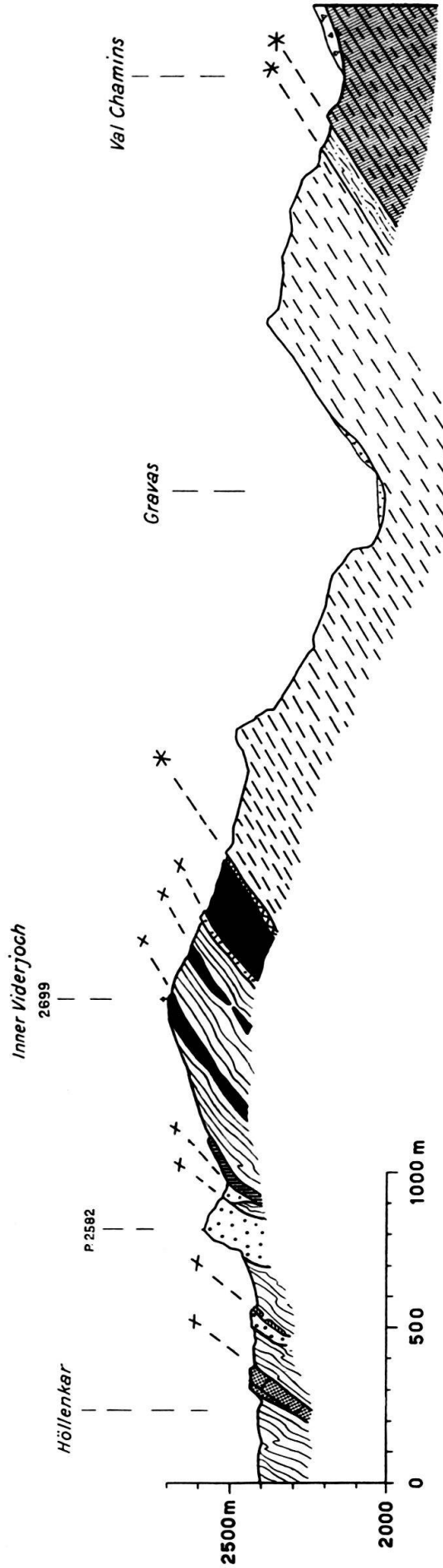
Gefügeanalytische Untersuchungen (Fig. 1, d)

Die vorwiegend im Flyschschiefer beobachteten Kleinfaltenachsen streichen N 50–150° E und fallen ca. 15–20° SW, W oder NW, einige wenige NE. Zwischen den in den Tristelschichten eingemessenen Faltenachsen (Falten mit Radien von 10–20 m) und jenen im «Gault» bestimmten lässt sich ein deutlicher Unterschied im Achsenstreichen feststellen (über dessen Bedeutung siehe p. 385). O. REITHOFER (1954, Diagramme D₁ und D₂) berichtete kürzlich über eine Untersuchung von flächigen und linearen Parallelgefügen aus einem eng begrenzten, unmittelbar an der Basis der Silvretta-Decke gelegenen, unterostalpinen Flyschgebiet (Berglerstollen der Vorarlberger Illwerke zwischen Fimber- und Laraintal). Nach diesem Autor streichen die B-Achsen (stereographische Projektion der Durchstichpunkte von Faltenachsen in der unteren Halbkugel) eines deutlichen Maximums N 98–114° und fallen mit 5–38° gegen WSW ein, während die Polpunkte von s-Flächen ein sehr starkes Maximum bei N 68–91° E und 80° N- bis 74° S-Fallen ergeben. Die starke Streuung in unserm Diagramm d rührt wohl daher, dass sich die Messpunkte über ein grösseres Areal verteilen. Unser tektonisches Diagramm, das gelegentlich ergänzt werden sollte, besitzt deshalb den Charakter einer vorläufigen Mitteilung.





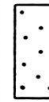
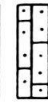
Bei den Kluftsystemen besteht gute Übereinstimmung mit den Diagrammen a), b) und c), so dass syntektonische Entstehungsakte dieser rupturrellen Erscheinungen für das ganze Deckengebäude im Unterengadiner Fenster – wenigstens für unseren Gebietsabschnitt – anzunehmen ist.

NW

SE



Tasna - Decke (unterostalpin)

-  Dünablättrige, quarzilitische Kalk- und Tonschiefer, Sandsteine und Breccien, Flysch
-  Kalk, Kalksandsteine und feine Kalkbreccien, Trisletschichten, (Urgo - Aptien)
-  Dolomite (Trias)
-  Gips; Rauchwecke (Trias)
-  Weiße Quarzite und Quarzkonglomerate (Permo - Trias)
-  Bunte Quarzsandsteine und Konglomerate, bunte Tonschiefer, "ferrucano" (Permo - Trias)

Unterostalpine Basalschuppe





-  Dünablättrige, quarzilitische Kalk- und Tonschiefer, Breccien, Flysch
- Roz - Serie (hochpenninisch)**
-  Vorwiegend Sandkalkschiefer
- Basale Bündnerschiefer**
-  Vorwiegend Kalk- und Tonschiefer
- Ophiolithe**
-  Spilitische Gesteine im Flysch der Tasna - Decke

Fig. 11. Geologisches Profil 1:25000 durch das oberste Samnauntal-Höllenkar (Tirol). (Profil 6 der Tafel I.)

ANHANG

Pseudounterostalpine Schichtglieder zwischen Muttler und Piz Arina

Wie bei der Behandlung der Stratigraphie der basalen Bündnerschiefer (p. 334) dargelegt wurde, sind am Ostgrat des Muttler fremdartig anmutende Gesteine, die in den Profilen I, II und IV nicht vorhanden sind, dem basalen Bündnerschiefer eingeschaltet (siehe 3 und 4 des Prof. III in Taf. II). Trotz mehrfachem, peinlich sorgfältigem Absuchen des Terrains fehlen südlich der Stammerspitze, nordwestlich des Piz Arina und in Val da Ruinas diese markanten, sehr charakteristischen Horizonte. Die am Südfuss des Stammerspitz in Val Griosch anstehenden Quarzite (Prof. II, 1) sind zwar mit denen von P. 2954 östlich Munt Bel ziemlich identisch, nur fehlen in Val Griosch grünliche, chloritführende Typen. Die interessierenden Gesteine finden auch in der Literatur mit einer Ausnahme (W. HAMMER, 1914) keine Erwähnung.

Gesteinsinhalt

Am schmalen Berggrat, der Muttler und Piz Arina verbindet, sind zwischen P. 3149 und P. 2840,8 diese an Neocom, Tristelschichten, Gault und Flysch der Tasna-Decke erinnernden Gesteine am vollständigsten entwickelt und am besten aufgeschlossen. Es nehmen folgende Gesteinsserien am Aufbau des Grates teil:

1. Flyschähnliche Kalk-, Ton- und Sandkalkschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von quarzitischen Sandsteinen und groben Breccien. Mit Ausnahme von Fucoiden und einige mm grossen, eisenschüssigen Zylinderchen (?Crinoidenstiellglieder. Auch im Dünnschliff sind keine Feinstrukturen zu beobachten) in den Grobklastika fehlen Organismenreste.
2. Rostrot anwitternde, olivfarbene bis graugrünliche, schwach kalkige Quarzite mit dünnen Tonschiefern von blauschwarzer Färbung wechsellagernd. Hellgrünliche Quarzitvarietäten und quarzitisches Sandsteine sind selten. Mächtigkeit: 90 m.
3. Hell taubengrau anwitternde, auf frischem Bruch dunkelblauschwarze, spätige Kalke mit dolomitischen, ockerig anwitternden und kalkigen Fragmenten bis Kalk-Dolomit-Sandsteinen bis Feinbreccien in Gestalt massiger Bänke (20–100 cm) und mit eingeschalteten, dünnen, blauschwarzen, bunt anlaufenden Tonschiefern. Mächtigkeit: 130 m.
4. Blauschwarze Tonschiefer mit Manganknollen (vgl. p. 366), Sandkalk- und Sandsteinbänkchen. Einige m.

Zwischen 2. und 3. findet ein allmählicher Übergang statt. Tristelschichten und Gaultgesteine der Tasna-Decke sind zur Hauptsache aus spätigen Kalken, feinkörnigen Dolomit-Kalkbreccien, resp. Dolomit-Kalk-Quarzbreccien und Quarziten zusammengesetzt. Eine Analogie mit Schichtgliedern der Ardezer Schichtreihe ist nicht abzustreiten, bei näherem Studium zeigen sich aber doch bedeutendere Faziesdifferenzen, die nur zum Teil durch den stärkeren Grad der Metamorphose erklärt werden können. Diese epimetamorphen Gesteine erwiesen sich bei der Untersuchung von Dünnschliffen als völlig fossilifer. 1. und 4. lassen sich von unterostalpinen Schichtgliedern lithologisch nicht unterscheiden.

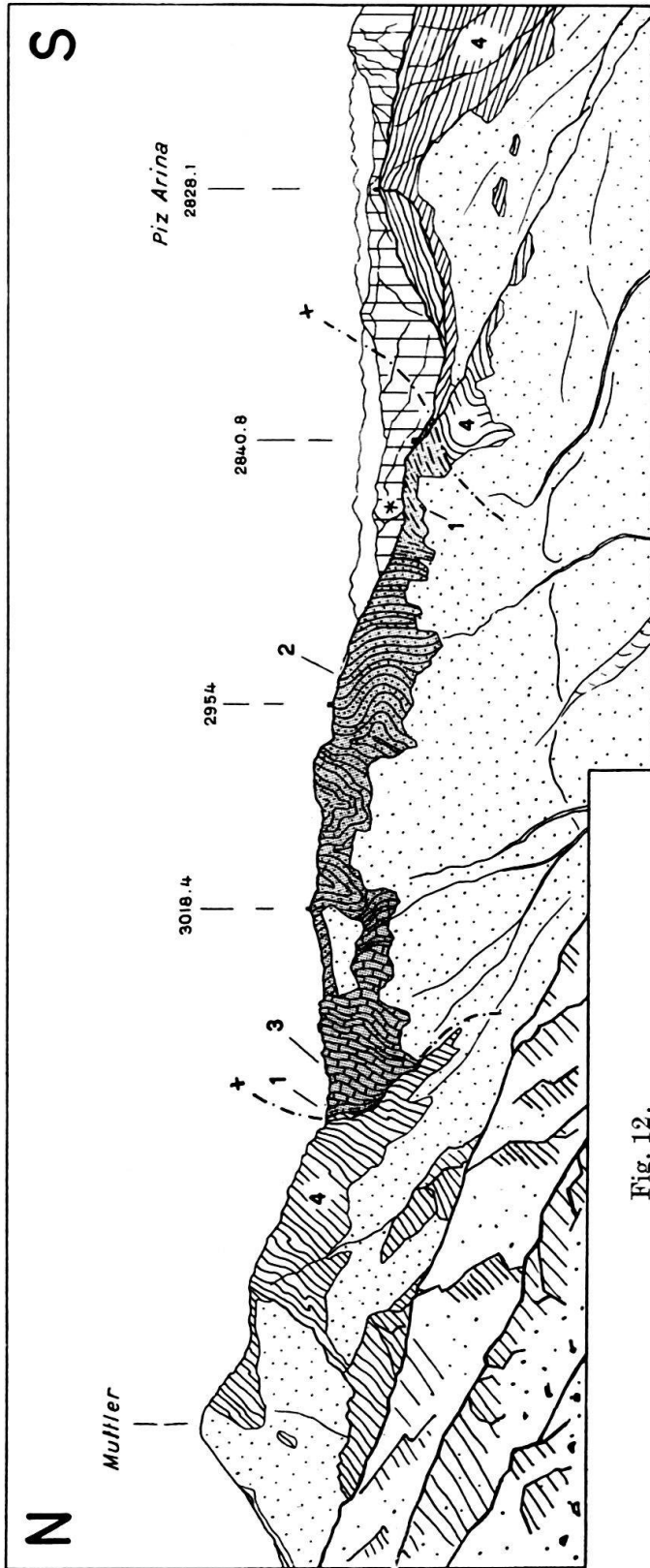


Fig. 12.

Zwischen Muller und Piz Arina eingelagerte, pseudounerostalpine Schichtglieder tektonisch unsicherer Stellung. Blick gegen E-SE (erste, senkrecht und weit schraffierte Kulisse = Unterengadiner Dolomiten, im Hintergrund Ötztaler Alpen).

- 1 Flyschartige Schiefer, bei * mit Manganknollen (Flysch oder ? Neocom der ? Tasna-Decke).
- 2 Quarzite und quarzitische Feinbreccien bis Sandsteine. ? «Gault».
- 3 Tristelkalkähnliche Kalke und kalkige Feinbreccien bis Grobsandsteine. Urgo-Aptien ?.
- 4 Vorwiegend kalkig-tonige Schiefer, oft getüpfelt, am Piz Arina sandige Schiefer. Basale Bündnerschiefer.

Geologische Lagerung

Wir beschränken uns auf die Wiedergabe einer Ansichtsskizze (Fig. 12). Aus der Lage der wenigen, eingemessenen Faltenachsen lassen sich durch Vergleiche mit solchen im basalen Schiefer keine klaren Schlüsse ziehen. Entsprechend dem bankigen Charakter des Gesteins weisen die Gaultfalten Radien von $\frac{1}{2}$ bis 10 m auf. Der ganze Komplex sitzt dem Scheitelpunkt der grossen Bündnerschieferantiklinale auf und steigt konkordant dem Schiefer eingelagert ins obere Val Sampuoir (rechtes Nebental des Samnaun) ab, wo als übrig gebliebener Gesteinskomplex die tristelkalkähnlichen Kalke in eine Anzahl Linsen und Züge aufblättern.

ZUSAMMENFASSUNG

Es bestehen zwei Interpretationsmöglichkeiten: a) Die Gesteinsserie wurde innerhalb des penninischen, geosynklinalen Haupttroges nahe einer Schwellenzone (submariner Rücken, wirksam von der ? unteren Kreide an bis ins Tertiär) abgesetzt; b) die rudimentäre Schichtfolge wurde unmittelbar nördlich des unterostalpinen Faziesbezirkes am Abfall gegen die penninische Geosynklinale abgelagert und ist heute den basalen Bündnerschiefern tektonisch eingeschuppt. Wir geben der letzteren Erklärung den Vorzug.

Stammer-Decke

Wir greifen auf W. PAULCKE (1913) zurück und definieren als Stammer-Decke jenes tektonische Element, das sich am NW-Rand des Unterengadiner Fensters zwischen unterostalpinem Flysch im Hangenden der basalen Bündnerschiefer und den hochpenninischen Schieferserien einschiebt.

Mit J. CADISCH (1934, a) verstehen wir unter «Stammer-Serie» die von der oberen Trias bis in den oberen Jura, bzw. noch in die Kreide reichende, oberostalpine Schichtfolge der Stammer-Decke.

A. STRATIGRAPHIE

HISTORISCHES

Reizvoll ist es, den Gang der Erforschung dieser kleinen Scholle mesozoischer Gesteine mitten in den penninischen Schiefermassen zu verfolgen. Auf dem Blatt Davos-Martinsbruck der Geologischen Karte der Schweiz 1:100000 (G. THEOBALD, 1864) suchen wir vergeblich eine Eintragung von älterem Mesozoikum im Bündnerschiefer. Erst 40 Jahre später, im Sommer 1902, entdeckte W. PAULCKE die imposante Klippe der Stammerspitze und beschrieb (1904) zum erstenmal ihre Schichtfolge. Über dem Bündnerschiefer und der aus Triasdolomit-Schollen und Spilitschieferlagen bestehenden Überschiebungsbasis unterschied dieser Autor von oben nach unten folgende Schichtglieder:

5. Am Gipfelgrat weiche Mergel und Kalke mit zahlreichen Zweischalern. Rhät.
4. Hauptdolomit. 200–280 m wohlgeschichteter, teils homogener, weissgrauer, splittrig verwitternder, teils brecciöser Dolomit von etwas dunklerer Färbung, fossilfrei.
3. Tonschiefer mit herbstlaubfarbigen Verwitterungsflächen, eingequetscht in Fugen von Kalk- und Dolomitgesteinen = ?Raibler-Niveau,