

Geologie der Stammerspitze : Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin)

Autor(en): **Kläy, Louis**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162219>

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.

Geologie der Stammerspitze

Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin)

Von Louis Kläy, (Brig)

Mit 25 Textfiguren und 10 Tafeln (I–X)

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomo
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	328
Einleitung	
1. Lage und Umgrenzung des bearbeiteten Gebietes. Geologische Übersicht	329
2. Historisches	331
3. Ziel unserer Untersuchungen	332
Basale Bündnerschiefer	
A. Stratigraphie	
1. Besprechung von vier Profilen.	333
2. Fazielle Zusammenfassung	337
3. Geologisches Alter	338
B. Tektonik	
1. Die grosse Schieferaufwölbung	338
2. Verfaltung im Mittelbereich	340
3. Rupturelle Erscheinungen (Brüche und Klüfte)	342
Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Schiefer)	
A. Stratigraphie	344
Hochpenninische Gesteinstypen	345
Die Altersfrage	346
B. Tektonik	346
Zum tektonischen Diagramm	348
Unterostalpin	
I. Unterostalpine Basalschuppe	
A. Auftreten und geologische Lagerung (Tektonik)	349
B. Gesteinsinhalt (Stratigraphie)	
1. Unterostalpiner Flysch	
a) Halbphyllitische, quarzitische Kalk- und Tonschiefer	350
Unterscheidung von Calcit und Dolomit in Gesteinsschliffen	351
b) Breccien und Sandsteine	352
c) Einsedimentierte Schollen im Flysch (Wildflysch)	353

	Seite
2. Tektonisch eingeschobene Massen	
a) Kristallin (Tasna-Granit)	354
b) Gips	355
c) Rauhacken	355
d) Dolomite	356
3. Ophiolithe	357
Zusammenfassung der stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse	357
 II. Tasna-Decke	
A. Stratigraphie	
Einleitung	357
1. Kristallin	358
2. Permowerfénien (Verrucano-Buntsandstein)	358
a) Bunte, verrucanoartige Gesteine	358
b) Weisse Quarzite und Quarzkonglomerate	360
3. Gips und Rauhacke (?Carnien)	
a) Gips	361
b) Rauhacken	363
4. Dolomit (Trias)	365
5. Lias	365
6. Untere Kreide (?Neocom)	365
Manganknollen aus dem Unterengadin	366
7. Tristelschichten (Urgo-Aptien)	371
8. Mittlere Kreide («Gault»)	372
9. Couches rouges (Mergelkalkschiefer der oberen Kreide)	373
10. Flysch (inkl. Wildflysch)	374
a) Tonige und kalkig-quarzitische Schiefer in Wechsellagerung	374
b) Breccien, Konglomerate und Sandsteine	376
c) Normalstratigraphische Einlagerungen im Flyschschiefer	
Radiolarite	379
Helle, dichte Kalkschiefer, z. T. radiolarienführende Kalke bis Radiolarienkalke	380
Grüne, quarzitische Schiefer bis Quarzite und grüne Tonschiefer.	381
d) Einsedimentiertes Fremdmaterial im Flysch (Wildflysch)	381
e) Ophiolithe	383
Faziesvergleiche	383
Zur Palaeogeographie des unterostalpinen Flyschablagerungsraumes	383
 B. Tektonik	
1. Die Gebirgsgruppe Piz Tasna–Piz Lavèr–Piz Davo Lais	384
2. Rechtsseitiges, oberes Fimbartal–Ils Calcuogns–Piz Davo Sassè–Piz Val Gronda–Filisur–Pauliner Kopf.	387
3. Das Gebiet von Zebblas–Inner Viderjoch–Höllenkar (Tirol)	388
 Anhang	
Pseudounterostalpine Schichtglieder zwischen Muttler und Piz Arina	390
 Stammer-Decke	
A. Stratigraphie	
Historisches	392
1. Hauptdolomit	
Geologisches Vorkommen	394
Lithologie	395
Breccien im Hauptdolomit	396
Genetische Deutungsversuche	398

	Seite
Abgrenzung gegen das Rhät	398
Fossilführung und Alter	399
Faziesvergleiche mit der oberen Trias anderer Schichtreihen Bündens	399
2. Rhät	400
a) Unteres Rhät	400
Gesteinstypen des unteren Rhät	402
Fossilführung und Alter	404
b) Oberrhät	407
Typische Gesteinsarten des oberen Rhät	408
Fossilführung und Alter	409
Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse	409
Rhät in anderen Schichtfolgen Bündens	409
3. Lias – ?Dogger	410
Charakterisierung einiger typischer Aufschlüsse	411
Fossilführung und geologisches Alter	416
Stratigraphische Zusammenhänge und Zusammenfassung	417
Faziesvergleiche	418
4. Quarzite, Radiolarite, quarzitische radiolarienführende Kalkbreccien, Kalkschiefer, Kalkmergel und Tonschiefer (?Malm)	
Geologisches Vorkommen	419
Gesteinsabfolge	419
Lithologischer Charakter einiger Gesteinstypen	419
Geologisches Alter	421
Fazieller Vergleich mit Malmgesteinen anderer Schichtreihen	422
Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse	423
Zur Bildungsgeschichte der Stammer-Serie	423
Ergebnisse unserer Vergleichsstudien	424
B. Tektonik	
Bisherige Untersuchungen	427
1. Der Bau der Stammerspitze	
a) Die basale Schubfläche	428
b) Die Verschuppung	430
c) Der Faltenbau	430
d) Querbrüche	431
e) Der Schollenbau	432
Zusammenfassung	434
Der Bewegungsablauf	434
2. Die Fortsetzung der Stammer-Decke gegen Nordosten	435
3. Die Fortsetzung der Stammer-Decke im Westen und Südwesten	437
4. Tektonische Beziehungen zu Nachbar-elementen	438
5. Die tektonische Stellung der Stammer-Decke	439
Ophiolite	440
A. Serpentin	441
Gesteinsbeschreibung	441
Ophikalzite	442
B. Spilite	
1. Geologisches Auftreten, Verbandsverhältnisse und petrographische Charakterisierung	442
a) Spilite der unterostalpinen Basalschuppe	443
Verteilung im Flysch	443

	Seite
Gesteinsinhalt (Gefüge und Mineralbestand)	443
Mischgesteine an Kontakten	445
b) Spilitische Gesteine im Flysch der Tasna-Decke	
Petrographische Beschreibung	446
c) Der Spilitfund in der Stammerspitz-Klippe	447
2. Beziehungen zwischen Ophiolithen und Radiolariten	447
3. Vergleich zwischen Spiliten der unterostalpinen Basalschuppe und Tasna-Decke	448
Geologisches Alter der Ophiolithe.	449
C. Hornblendegabbro	450
Quartär	
1. Pleistocaen	
a) Moränen der Eiszeit	451
b) Wechsellagernde Moränen und Schotter	451
2. Holocaen	
a) Moränen der heutigen Gletscher und letzte Rückzugsstadien	453
b) Bergstürze	453
c) Sackungen	454
d) Erdbeben und Schlipfe	454
e) Schuttströme, Schuttflüssen, Strukturböden	454
Kalköfen	456
Zur Morphologie	456
Eistransfluenzen	456
Epigenesen	457
Talbildungsphasen	457
Dolinen	457
Bemerkungen zur Hydrographie	
a) Mineralquellen	458
b) Wasseraustritte an der Basis der Stammerklippe	458
c) Moränenquellen	458
d) Sackungsquellen	458
e) Schuttquellen	458
Quelltuffe	458
Zusammenfassung der Ergebnisse	
I. Stratigraphie	459
II. Tektonik	461
Literaturverzeichnis	463

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Fig. 1 Kleintektonische Elemente aus dem Unterengadiner Fenster in flächentreuer Projektion	339
Fig. 2 Fraglich atektonische Verfaltung im Bündnerschiefer (subaquatische Rutschungsachsen) westlich Fuorcla Pradatsch, 2580 m	341
Fig. 3 Quarzitscholle (Phakoid) mit Rutschharnisch und -streifen in den basalen Bündnerschiefern der Südseite des Stammerspitzes	343
Fig. 4 Verschuppung bei Chè d'Mutt (Samnauntal)	347
Fig. 5 3-4 m langer Dolomitschürfling, eingeklemmt zwischen Kalken und Kalkschiefern des Malm der Stammer-Decke und Flyschschiefern der unterostalpinen Basalschuppe. Nordostabfall des Stammerspitz-Gipfels	356
Fig. 6 Von Dolomitfragmenten durchsetzte Gipslinsen im Flysch der Tasna-Decke. Piz Davo Sassè (Fimbartal)	362

	Seite
Fig. 7 Im Flysch (wechsellagernde tonige und quarzitisches-kalkige Schiefer) eingelagerte Dolomit-Gips-Linse nördlich Piz Val Gronda bei 2725 m	363
Fig. 8 Gipsbreccie mit Rauhwanke als Bindemittel. Bergli (oberstes Samnaun), 2540 m	364
Fig. 9 Schalenstruierte Manganknolle in tonigen Schiefen (? Neocom) der Tasna-Decke. Ostseite des Piz Tasna	367
Fig. 10 Quarzitischer Kalk- und Tonschiefer in cm- bis mm-feiner Wechsellagerung. Spitzgefalteter unterostalpinen Flyschschiefer auf der rechten Talseite der oberen Val Fenga (NW IIs Calcuogns, ca. 2500 m)	375
Fig. 11 Geologisches Profil durch das oberste Samnauntal – Höllenkar (Tirol)	389
Fig. 12 Zwischen Muttler und Piz Arina eingelagerte, pseudounterostalpine Schichtglieder tektonisch unsicherer Stellung. Blick gegen E-SE	391
Fig. 13 Grobspätige Kalkeinschlüsse im schwach kalkigen Hauptdolomit der Stammer-Serie. Südwannd des Stammerspitzes in der Rinne zwischen Ost- und Westgipfel (2960 m)	397
Fig. 14 Lithologisches Detailprofil durch das untere Rhät der Stammer-Serie (Stammerspitz, Südflanke des Ostgrates, ca. 3025–3035 m)	401
Fig. 15 Detailprofil durch das Rhät am Nordgrat des Stammerspitzes	403
Fig. 16 Lithologisches Detailprofil durch das obere Rhät der Stammer-Serie (Stammerspitz-Südwannd, SE Ostgipfel, 2950–2990 m)	406
Fig. 17 Stratigraphisches Detailprofil durch drei isolierte Rhät- und Lias-Aufschlüsse auf der Nordostseite des Stammerspitz-Gipfels	408
Fig. 18 Belemnitenführender, spätiger Knollenkalk. Unterer Lias der Stammer-Serie	411
Fig. 19 Lithologisches Detailprofil durch den Malm der Stammer-Serie am Stammerspitz (oberste Val Bolchèras)	420
Fig. 20 Isohypsenkarte der Stammer-Schubfläche am Stammerspitz (Unterengadin), 1:20000	429
Fig. 21 Schema der Faltenversicherung am Stammerspitz	431
Fig. 22 Tektonische Kartenskizze des Stammerspitzes (Unterengadin), 1:20000	433
Fig. 23 Ansichtsprofil des tektonischen Schürflings der Stammer-Decke bei Alp Chöglias (500 m NNE P. 2054)	437
Fig. 24 Involutionsgefüge in Gletscherschwemmaterial. Cluchers bei Zuort, Val Sinestra	452
Fig. 25 Schuttstrom auf Chavrà, oberstes Samnauntal. Zungenförmige Stirnpartie	455

VERZEICHNIS DER TAFELN

(am Schluss des Textes)

Tafel I	Tektonische Übersichtskarte des Gebirges zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Nordwestrand des Unterengadiner Fensters). 1:50000.
Tafel II	Lithologische Sammelprofile durch die basalen Bündnerschiefer des Unterengadiner Fensters. 1:10000.
Tafel III	Geologische Profile durch die Piz Davo Lais–Piz Tasna-Gruppe (Nordwestrand des Unterengadiner Fensters). 1:25000.
Tafel IV	Geologische Querprofile durch die Piz Davo Lais–Piz Lavèr-Gruppe (hintere Val Lavèr). 1:25000.
Tafel V	Piz Tasna–Piz Lavèr–Piz Davo Lais. Ansichtsskizze vom Mot (2705,3 m, hintere Val Lavèr) aus.
Tafel VI	Schichtreihe der Stammer-Decke an der Stammerspitze (hintere Val Sinestra, Unterengadin). 1:800.
Tafel VII	Geologische Querprofile durch die Stammerspitze (hintere Val Sinestra, Unterengadin). 1:10000.
Tafel VIII	Stammerspitze von NE (Samnauner Seite).
Tafel IX	NW – Flanke der Stammerspitze.
Tafel X	Südwannd der Stammerspitze. Aufnahme Schweiz. Militärflugdienst, 12. August 1953.

VORWORT

Motto: Nicht die Extensität, sondern die Intensität unseres Verhältnisses zu den Dingen verleiht uns die grössten Werte des Lebens.
Nach Ellen Key. (1849–1926)

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch, Direktor des Geologischen Institutes der Universität Bern, ausgeführt. Nach ersten Rekognoszierungen im Sommer 1951 wurde die Kartierung in den Sommermonaten 1952–1955 durchgeführt und abgeschlossen. Schlechte Zugänglichkeit und widrige Witterungsverhältnisse – kurze Sommer zwischen Schneeschmelze und ersten Schneefällen im September – verzögerten den Abschluss der Feldarbeiten.

Als topographische Unterlagen für die Feldaufnahmen dienten Kartenblätter (erste Auswertung aus dem Autographen) der Eidgenössischen Landestopographie im Maßstab 1:25000. Für den Stammerspitz stand eine Kurvenkarte ohne Felszeichnung 1:10000 zur Verfügung, die eine maßstäbliche Wiedergabe der geologischen Befunde erlaubte.

Ortsbezeichnungen, Koten und Koordinaten wurden der Landeskarte der Schweiz (Blatt Tarasp, Kartenzusammensetzung 249, Ausgabe 1951) entnommen. Nur dort, wo die L.K. keine Angaben enthielt, wurde auf die reichlichere Namendotierung der Siegfried-Karte zurückgegriffen. In Ergänzung konnte ich Luftaufnahmen des «Photoatlasses 1946» und terrestrische Aufnahmen der Eidg. Landestopographie, sowie Flugbilder der Eidg. Vermessungsdirektion, Bern, konsultieren, deren stereoskopische Betrachtung manchen Hinweis ergab. Im Sommer 1953 wurde durch freundliche Vermittlung meines Studienkameraden Herrn Dr. G. Nicol von der Photoflugstaffel des Schweizerischen Militärflugdienstes eine Serie Flugbilder der Stammerspitz-Südwand aufgenommen. Für die zwei Flüge ins Unterengadin und die Erlaubnis zur Reproduktion dieser wertvollen Photographien bin ich Herrn Oberst M. Loepfe, Photodienst Dübendorf und der Sektion für Genie und Festungswesen (E.M.D.) zu Dank verpflichtet.

Die Leitung der Arbeit lag in den Händen von Herrn Prof. J. Cadisch, dessen stetes Interesse am Fortschreiten der Untersuchungen in zahlreichen Diskussionen im Institut und auf Exkursionen mir immer wieder Ermutigung und Ansporn war. Für seine nie erlahmende Hilfsbereitschaft spreche ich ihm hier meinen warmen Dank aus. Während meiner Studienzeit standen mir die Herren Prof. Dr. R. F. Rutsch, Prof. Dr. H. Günzler-Seiffert und vor allem Pd. Dr. H. Grunau vom Geologischen Institut in zuvorkommender Weise mit Ratschlägen bei.

In petrographischen und gesteins-chemischen Problemen konnte ich mich jederzeit der tatkräftigen Hilfe der Herren Prof. Dr. H. Huttenlocher † und Pd. Dr. Th. Hügi vom Mineralogischen Institut erfreuen. Durch gütige Vermittlung von Fräulein Dr. E. Jäger wurde die Röntgenaufnahme eines Feldspates aus dem Hauptdolomit der Stammerspitze durchgeführt, während Herr J. Schilling, cand. min., eine thermoanalytische Bestimmung von österreichischem Vergleichsmaterial ausführte. Allen Genannten bin ich für bereitwillige Beratung, Herrn Prof. Dr.

E. Niggli auch für die grosszügige Gastfreundschaft im nachbarlichen Institut zu grossem Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder (Zürich) danke ich für die Untersuchung von Fischresten aus dem Rhät, den Herren Dr. L. Pugin (Fribourg) für die Bestimmung von Wirbellosen und Dr. H. Oertli (Bern) für einen Schlammversuch und Begutachtung von Ostracoden aus dem Lias der Stammerspitze.

In zuvorkommender Weise stellte mir Herr Dr. W. Medwenitsch, Universität Wien, das Manuskript seiner Habilitationsschrift «Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen» (1954) während längerer Zeit mit sämtlichen Beilagen zur Verfügung, darunter eine für Vergleichsstudien besonders aufschlussreiche Kopie seiner geologischen Originalkarte im Maßstab 1:25000.

Meine Studienkollegen, Herren Dr. G. Nicol und Dr. G. Torricelli, führten mich in ihren Dissertationsgebieten in die Methoden der Feldgeologie ein. Mit meinem Studienfreund Herrn cand. geol. K. Meyer unternahm ich einige Begehungen durch das Unterengadiner Fenster. Ihnen wie allen Studienkameraden am Geologischen Institut sei hier für die vielen anregenden Diskussionen herzlich gedankt.

Freundliche Erinnerungen verbinden mich mit der einheimischen Bevölkerung dieses abgelegenen Bündner Berglandes, insbesondere mit dem lieben Vöcklein von Vnà auf dem sonnigen Nordhang des Inntales, mit den pflichtgetreuen Grenzwächtern, den Schweizer und Tiroler Sennen und Hirten in den entlegenen Alpen.

Mein grösster Dank gilt meinen lieben Eltern, denen ich diese Arbeit zueigne. Durch ihr Vertrauen und finanzielle Opfer ermöglichten sie mein Studium. Herrn H. Zufferey-Parodi und Familie, z. Z. in Córdoba (Argentinien) bin ich für finanziellen Beistand zu grossem Dank verpflichtet. Aber auch an alle jene, welche die reine Freude des Schauens und zweckentbundenes Interesse an unserer schönen Bergwelt und ihren ungelösten Rätseln empfanden, mit mir teilten und mich dadurch menschlich unterstützten, werde ich mich stets dankbar erinnern.

Der Kommission der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der SNG., insbesondere ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch, bin ich für die Subvention dieses Druckes sehr verpflichtet.

Die Gesteins- und Dünnschliffbelegsammlung, sowie die geologischen Originalkarten sind im Geologischen Institut der Universität Bern deponiert.

EINLEITUNG

1. Lage und Umgrenzung des Arbeitsgebietes. Geologische Übersicht

Das von uns untersuchte Gebiet liegt auf der Nordseite des Unterengadins nordöstlich Schuls. Es umfasst Teile der hinteren Val Sinestra, der oberen Val Fenga und des oberen Samnaunales und greift im NW auf österreichischen Hoheitsbereich über. Der kartierte Gebirgsabschnitt wird folgendermassen abgegrenzt:

Im E durch den N-S verlaufenden Berggrat zwischen Piz Arina-Muttler-Piz Motnair bis zum Dorf Samnaun. Von da ab verläuft die Nordgrenze schief die linke Talflanke des Samnaun hinauf zu P. 2711 und Inner Viderjoch-Paulinerkopf-Piz Val Gronda zur Heidelberger Hütte (D.Ö.A.V.). Im W bilden der Fimberbach, Vadret da Fenga und Vadret da Tasna die natürlichen Begrenzungen. Vom Piz Tasna ostwärts wurde gegen S bis zu den Bächen der Val Lavèr und Valmains kartiert. (Taf. I).

Der Flächeninhalt des untersuchten Gebietes beträgt rund 95 km². Als höchste Erhebungen beherrschen Muttler (3294,3 m) und die prachtvoll, einer weichen

Schieferunterlage aufruhende Zackenkronen der Stammerspitze¹⁾ (3254,4 m) das Landschaftsbild, während der tiefste Punkt des kartierten Gebietes südlich Zuort bei ca. 1650 m zu finden ist. Drei Bachsysteme (Brancla, Schergenbach und Fimberbach) entwässern das Gebirge.

Seiner Lage am NW-Rand des Unterengadiner Fensters entsprechend, bildet der untersuchte Geländeabschnitt keine geologische Einheit, sondern ist ein Ausschnitt aus den hier SW-NE streichenden geologischen Einheiten. Von oben nach unten, bzw. von NW nach SE können folgende tektonische Elemente auseinandergehalten werden (vgl. Taf. I):

6. Oberostalpinen Kristallin der Silvretta-Decke,
5. Tasna-Decke (unterostalpinen Äquivalent der Falknis-Sulzfluh-Decke im Unterengadiner Fenster),
4. Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Serie),
3. Stammer-Decke, oberostalpin,
2. Basale, unterostalpine Flyschschuppe,
1. Basale Bündnerschiefer, penninisch.

Im SE quert die grosse Schieferantiklinale als dominierendes Strukturelement des Unterengadiner Fensters das Aufnahmegebiet zwischen Piz Arina und Zuort, und entsprechend fallen die basalen Bündnerschiefer südöstlich der Gewölbe-scheitellinie generell gegen SE, nordwestlich davon in entgegengesetzter Richtung ein. Die Gewölbeachse taucht gegen SW ab, der Betrag des Achsialfallens im Fensterinnern ist aber infolge Fehlens von Leithorizonten nicht zu eruieren.

Diesem mächtigen Schieferbuckel, dessen triasische Unterlage im Unterengadiner Fenster nirgends aufgeschlossen ist, ruht auf dem NW-Schenkel ein bis 100 m dickes Flyschpolster auf, das wir gestützt auf lithologische Vergleiche als Flysch der Ardezer Schichtreihe betrachten. Obschon nur gelegentlich schwache Diskordanzen auftreten, sind diese Schiefer der penninischen Unterlage aufgeschoben.

Auf eine deutlich erkennbare Schubfläche folgt als nächst höhere Einheit die auf Grund von Faziesvergleichen den oberostalpinen Schichtserien gleichgesetzte Stammer-Decke (oberostalpin im Sinne von J. CADISCH, 1953). Am Stammerspitz erreicht die von der oberen Trias bis in den Malm gehende Schichtreihe ihre grösste Mächtigkeit und lässt sich hier klar gliedern. Verfaltet und verschuppt hat dieses Element im N keine direkte Verbindung mit den nördlich Fuorcla Chamins wieder einsetzenden Schichtgliedern der Stammer-Serie und ist damit ein imposantes Beispiel einer geologischen Klippe. Entlang der Schubfläche konnten zur Stammer-Decke gehörende Teilelemente bis Chè d'Mutt (Samnauntal) verfolgt werden. Zwischen Munt Chöglias und Val Bolchèras (NE Alp Chöglias) wurde eine weitere kleine Klippe der Stammer-Decke entdeckt. Weiter südwestlich keilt dieses tektonische Element, das wir fortan «Chaminser Quetschzone» benennen, aus. Spärliche Reste in Form von flachen Schollen stehen noch auf der Nordostflanke des Piz Valpiglia (SW Alp Chöglias) an.

¹⁾ Auf der «Landeskarte der Schweiz» wird der Gipfel als Stammerspitz oder Piz Tschütta (rom. tschüt, m. = Blick, tschütter = umherschauen) bezeichnet. In der älteren geologischen Literatur findet man öfters die Schreibweise «Stammerspitze» oder abgekürzt «Stammer». Der letztere Ausdruck ist in der Samnauner Mundart geläufig.

Über der Stammer-Decke setzen konkordant die monotonen, vermutlich in sich verschuppten Schieferserien der ins Hochpenninikum gestellten «Zone von Champatsch» (J. CADISCH, 1934, b) ein. Wir bevorzugen für dieses tektonische Element, da die Verhältnisse am Piz Champatsch uns noch nicht völlig abgeklärt erscheinen, den neutralen Ausdruck «Roz-Schiefer» oder «Roz-Serie». Als ungefähr 1000–2000 m starke, gegen NE und vor allem SW sich verschmälernde Zone baut es die Nordhänge des Samnaunales, die Piz Roz-Piz Chamins-Berggruppe und den Piz Mottana auf.

Von tektonischen Komplikationen grösseren Stils betroffen ist die Auflagerung der Tasna-Decke auf das Schiefergebirge. Zwischen Piz Tasna und Spi d'Ursanna (SW Piz Mottana) unterlagert unterostalpinen Flysch mit eingeschalteten Ophiolithen (Serpentin und Spilite), Gips und Rauhwanke die normale Folge der Tasna-Decke, die fragliches Neocom bis Couches rouges und Flysch umfasst. Diese Einheit, die der Falknis-Sulzfluh-Decke im Rhätikon entspricht und in einige, nachträglich verscherte Falten gelegt wurde, ist nordöstlich Piz Davo Lais nur mehr durch Flysch und eingeschichtete Gips-, Rauhwanke- und Verrucanozüge vertreten. Als eingeschuppte, aus dem stratigraphischen Verband gerissene Schichtglieder der Tasna-Decke sind die riesigen Schollen im Höllenskar (Tirol) zu bewerten.

Nur an einer einzigen Stelle, auf der Ostseite der Krone (3186 m), einem schweizerisch-österreichischen Grenzgipfel 2 km WNW des Piz Lavèr, tangiert unser Aufnahmegebiet auf 3060 m Höhe den oberostalpinen, von Kristallin der Silvretta-Decke gebildeten, schwach gegen W abtauchenden Rahmen des Unterengadiner Fensters.

2. Historisches

Eine lebendige Darstellung der geschichtlichen Entwicklung der geologischen Forschung im Unterengadin und den angrenzenden Gebieten vermittelten R. STAUB und J. CADISCH (1921). Nach einer Dezennien dauernden wissenschaftlichen Kontroverse für und wider den Deckenbau in diesem Gebirgssektor bedeuteten die Arbeiten von F. ZYNDEL (1912) und J. CADISCH (1921) in Mittelbünden, von R. STAUB (1915) im südlichen Bünden und die Übertragung der erzielten Ergebnisse auf das Unterengadin, im speziellen aber die wichtigen stratigraphischen Funde von J. CADISCH im Jahre 1917 den entscheidenden Wendepunkt. Die Existenz eines Deckenbaues und damit die Fensternatur, sowie die tektonische Dreiteilung der ganzen Gebirgsregion in einen oberostalpinen Fensterrahmen, eine unterostalpine Mittelzone und einen basalen, penninischen Fensterkern konnte von da an nicht mehr ernstlich bestritten werden. Mit dem Auffinden der Leitlinien war aber die geologische Forschung keineswegs abgeschlossen, eine grossmaßstäbliche Aufnahme und Bearbeitung von Detailproblemen setzte ein.

Der Kürze halber werden im folgenden die wichtigsten, das Unterengadiner Fenster und seinen Rahmen betreffenden Arbeiten ab 1921 tabellarisch zusammengestellt:

Mit der Stratigraphie und Tektonik des Fensterinnern (Bündnerschiefer und unterostalpine Schichtreihe) beschäftigten sich die Publikationen von J. CADISCH (1926, 1928, 1932, 1934 a und b, 1938, 1941, 1946, 1950, 1953) und W. MEDWENTZSCH (1951, 1952, 1953 a und b, 1954), mit dem oberostalpinen, sedimentären Fensterrand im SE (Scarl-Decke) die Arbeiten von H. EUGSTER (1923 a), G. BURKARD (1953) und G. TORRICELLI (1956). Stratigraphie und Innenbau der Kristal-

linanteile der Silvretta-Decke bearbeiteten F. SPAENHAUER (1932), P. BEARTH (1932), E. WENK (1934 a), J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER (1941), indessen G. MÜLLER (1953) an das Fenster angrenzende Teile der Ötztal-Decke zum Gegenstand seiner Untersuchungen machte (unveröffentlichte Diss., Wien). Eine Arbeit vornehmlich tektonischen Inhaltes ist die von E. WENK (1934 b). Spezieller Erwähnung wert sind die nach modernen Gesichtspunkten erstellten Blätter des «Geologischen Atlases der Schweiz» im Maßstab 1:25 000: Blatt 423 Scaletta (1935), Erläuterungen 1953, Blatt 420 Ardez (1940), Erl. (1941), Blatt 424 Zernez (1948), Erl. (1953).

Im Rahmen eines Untersuchungsauftrages der «Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft» bearbeitet Prof. J. CADISCH, Bern, seit mehr als drei Jahrzehnten den schweizerischen Anteil des Unterengadiner Fensters.

3. Ziel unserer Untersuchungen

Aus dieser Zusammenstellung geht die Vernachlässigung, welche die den Fensterkern aufbauenden Schieferserien erfuhren, deutlich hervor. Mit Ausnahme der von W. HAMMER (1923) aufgenommenen «Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt 5245 (Nauders) im Maßstab 1:75 000, die aber nur den Ostteil unseres Gebietes darstellt, fehlt seit G. THEOBALD's Karte (Dufour-Atlas, Blatt XV Davos-Martinsbruck, 1:100 000, 1864) jedwelche genauere geologische Karte. Tektonische Übersichten, dem jeweiligen Stand der Forschung angepasst, veröffentlichte J. CADISCH (1948, 1955) im Alpenpostführer «Unterengadin-Samnaun», herausgegeben von der Generaldirektion der Post-Telegraphen- und Telefonverwaltung, Bern.

Hauptprobleme unserer Untersuchung, wie sie zu Beginn unserer Feldaufnahmen vorlagen, waren:

- a) Die Bearbeitung der Stratigraphie der Sedimente der Stammerspitz-Klippe in der hinteren Val Sinestra und Abklärung der stratigraphischen Zugehörigkeit dieser Serie mittels Vergleich mit Schichtreihen von Nachbargebieten,
- b) Die Ermittlung der tektonischen Stellung der Klippe im Deckenschema dieses Alpensektors. Abklärung ihres Innenbaues.

Nachdem die Fortsetzung der Stammer-Serie auf der Nordostseite der Fuorcla Chamins sicher festgestellt werden konnte, war die seitliche Verfolgung dieser Quetschzone gegen NE und SW die zunächst zu lösende Aufgabe.

Im weiteren wurde eine Verfeinerung der Stratigraphie der hangenden Anteile der basalen Bündnerschiefer angestrebt und tektonischen Erscheinungen alle Aufmerksamkeit geschenkt. Ohne nennenswertes Ergebnis blieb die Untersuchung der hochpenninischen Schieferserien. Weder mikropaläontologische noch lithofazielle Untersuchungen führten zum Ziel. Immerhin wurde dieser Komplex gegen das Liegende und Hangende abgegrenzt.

Neue Funde und auch neue Probleme brachten, wenn auch weniger in stratigraphischer Beziehung, die Begehungen im NW unseres Arbeitsgebietes, im Falten- und Schuppenbau der unterostalpinen Decke. Deren Auflagerungsfläche wies im Gebiet des Piz Davo Lais und des Fimberpasses einige Komplikationen auf, die nicht vernachlässigt werden konnten. Bei der mangelhaften Kenntnis der unterostalpinen Rahmenzone auf der linksseitigen, obersten Val Fenga und der obersten Val Urschai, mussten unsere Aufzeichnungen Stückwerk bleiben.

Ophiolithe, zum grossen Teil aus dem zu besprechenden Gebiet nicht bekannt, wurden so weit als zugänglich kartiert und der Art ihres geologischen Auftretens,

der Altersfrage, ihren makroskopischen und mikroskopischen Merkmalen alle Aufmerksamkeit geschenkt.

Quartärgeologischen und hydrologischen Erscheinungen wurde nicht systematisch nachgegangen.

Im Laufe der Untersuchungen tauchten neue Fragen auf, auf die in den einzelnen Kapiteln näher eingegangen werden soll. Kursorische Begehungen von Nachbargebieten erleichterten und festigten das Verständnis der gewonnenen Beobachtungen. Als Grundlage und als eine der Hauptaufgaben betrachteten wir von Anfang an die Erstellung einer geologischen Karte im Maßstab 1:25 000 (für den Stammerspitz 1:10 000), deren Druck als Teil eines zukünftigen Atlasblattes 417-Samnaun Krönung unserer Bemühungen der Sommer 1952–1955 sein wird.

Basale Bündnerschiefer

Diese mächtigen Schieferserien nehmen den Südosten unseres Arbeitsgebietes ein und liegen zur Hauptsache auf dem Nordwestschenkel der grossen Unterengadiner Schieferantiklinale. Ihre geologische Verbreitung ist dem beigegebenen tektonischen Übersichtskärtchen (Taf. I) zu entnehmen. Sie repräsentieren obere Partien der im Unterengadiner Fenster aufgeschlossenen Schiefermassen; basalere Anteile sind in der Val Sinestra (beim Kurhaus) und in der Tiefe der Innschlucht bei Hochfinsternünz sichtbar. Eine auf neueren Methoden basierende Untersuchung und zusammenfassende Darstellung dieser orogenen Gesteinsserien, die zwei Drittel des Fensterraumes beanspruchen und am Piz Mundin (3146 m) eine noch nicht näher untersuchte Schale von Ophiolithen führen, drängt sich heute auf. Unsere Ausführungen wollen als Beitrag zu einer späteren, umfassenden und vergleichenden Bearbeitung des ganzen Fensterkernes bewertet sein und beschränken sich deshalb auf eigene, allerdings durch ältere Literatur fundierte Beobachtungen. Als eine wahre Fundgrube lithologisch-petrographischer Beobachtungen sind die sorgfältigen Arbeiten des Österreicher Geologen W. HAMMER (1914) zu bezeichnen; sie sind aber in tektonischen und stratigraphischen Belangen kritisch aufzunehmen.

A. STRATIGRAPHIE

Eine Gliederung dieser von HAMMER (1914) «Basale Bündnerschiefer» bezeichneten Gesteinfolgen in wohl definierte Serien und ihre altersmässige Einordnung konnte infolge Fehlens ausscheidbarer Horizonte nicht durchgeführt werden. Trotzdem seien die erreichten Ergebnisse hier mitgeteilt.

1. Besprechung von vier Profilen

(siehe Taf. II)

Wir bescheiden uns auf die Wiedergabe von vier lückenlos durchgehenden Profilen, aus denen die Schwierigkeiten einer Seriengliederung in unterscheidbare Zonen hervorgeht. Für die stratigraphische und anschliessend auch tektonische Erforschung ist die laterale Verfolgung ausgeschiedener Gesteinskomplexe unerlässlich.

Die Profile II und III werden von Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe überlagert und lassen sich annähernd parallelisieren. In beiden Profilen kann eine «quarzitische» von einer «kalkig-tonigen Tüpfelschiefer-Serie» abgegrenzt werden. Bei III (mit Ziffer 4 bezeichnet, siehe Legende p. 336) ist als das charakteristischste Glied des ganzen Schichtstosses ein ungefähr 100 m mächtiger Komplex spätiger Kalke in Gestalt bis 1 m dicker, mit Tonschiefern wechsellagernder Bänke eingeschaltet, der gegen Nordosten bis in die obere Val Sampuoir (südwestlich Munt da Sterls) verfolgt wurde. Auf dem schmalen Muttler-Südgrat zwischen P. 3149 und P. 2954 tritt dieser Gesteinszug ebenfalls in ungefähr gleicher Mächtigkeit auf. Von da ab südwestwärts konnte dieses an «Tristelschichten» erinnernde Gestein nicht mehr nachgewiesen werden. Auch auf dem Westhang des Piz Arina nicht, wo es der allgemeinen Lagerung der Gesteinsschichten entsprechend durchziehen sollte. Die in Val Trommas auf 2560 m und in Val Bolchèras auf 2190 m in die Schiefer eingebetteten Linsen von hell anwitterndem, blaugrauem Spatkalk liegen zu hoch als dass sie die zerrissene Fortsetzung dieses Gesteinszuges darstellen könnten. Trotz zahlreicher Dünnschliffe lieferten diese am Ost- und Südgrat des Muttler anstehenden, von dichten, dolomitischen und kalkigen Fragmenten durchspickten Kalke, die auch feinschichtige Lagen enthalten, nicht die geringsten organischen Überreste. Auch lassen die Kalkkörner keine «Echinodermen-Gitterung», wie sie sonst noch bei stark rekristallisierten Gesteinsproben beobachtet werden kann, erkennen.

Bei den spätigen Kalken und Quarziten der Horizonte 2 und 4 des Profils III ist die Frage berechtigt, ob nicht aus dem Grenzgebiet zwischen hochpenninischem und unterostalpinem Ablagerungsraum stammende, tektonisch in die Bündnerschiefer eingeschobene Schichtglieder vorliegen (vgl. p. 390).

Der Schichtstoss des Profils IV, zum Hauptteil aus schiefrigen, rostig anwitternden Sandsteinen bestehend, findet keine Parallelen in den übrigen Schichtfolgen. Wir vermuten daher das Vorliegen einer höheren Bündnerschiefer-Schuppe.

Bei Profil I wagen wir keine Korrelationen durchzuführen. In den oberen Partien vermuten wir Verschuppung mit unterostalpinem Flysch. Im Hangenden stösst das Profil direkt an unterostalpinen, ophiolithführenden Flysch der Tasna-Decke, das Hochpenninikum scheint hier zu fehlen. Ehe aber Gültiges ausgesagt werden kann, sollte die Berggruppe Piz Champatsch-Piz Soèr im Detail kartiert werden.

Nachstehend wird die Gesteinsabfolge dieser vier Profile beschrieben. Die Mächtigkeiten sind der Tafel II zu entnehmen.

I

Kurhaus Val Sinestra-Val da Ruinas-Piz Spadla-Fil Spadla-Piz Soèr

- 12 Feingeschichtete, braunrot verwitternde, quarzitische Feinbreccien bis Sandsteine in Wechsellagerung mit 8
- 11 Mehr oder weniger quarzitische Kalke und Kalkschiefer, Kalkmergelschiefer und Tonschiefer mit zahlreichen 0,5–1 m dicken Breccien- und Sandsteinlagen
- 10 Quarzitische Feinbreccien; Kalke, Kalkschiefer und Tonschiefer in Wechsellagerung
 - 9 Kalkschiefer und Tonschiefer wechsellagernd, mit braun anwitternden Sandsteinen
 - 8 Dünngeschichtete, quarzitische Kalkschiefer (1–5 cm, im Durchschnitt 2–3 cm dick) mit schwächtigen Tonschiefern (1–3 cm) wechsellagernd und mit spärlichen Einschaltungen von sandigen Lagen. Der Komplex erinnert an unterostalpinen Flysch, wie er z. B. im Fimbertal ansteht
 - 7 Wechsellagernde Kalk-, Ton- und quarzitische Sandsteinschiefer
 - 6 Mehr oder weniger tonige Kalkschiefer, obere Teile als getüpfelte, mergelige Kalkschiefer ausgebildet
 - 5 Graue, rotbraun bis orange verwitternde, auf den Schichtflächen silbrig glänzende, massige Sandsteine von feinem Korn; getüpfelte, graue Kalkschiefer mit geringen tonigen Zwischenlagen; rotbraun verwitternde, serizitführende, feine, kalkig-quarzitische Sandsteine bis Sandkalkschiefer. Die Sandsteine blättern leicht auf. Nach oben in plattige Kalk- und Tonschiefer übergehend; Kalk-, Ton- und Kalkmergelschiefer; braunorange verwitternde Quarzite bis kalkige Quarzite
 - 4 Feingeschichtete bis blättrige Spatkalkschiefer, getüpfelt

- 3 Kalke, Kalk-, Kalkmergel- und Tonschiefer mit eingeschalteten rot anwitternden, kalkigen Quarziten und cm dicken Sandsteinlagen, meist getüpfelt
- 2 Feingeschieferter Quarzsandsteine und rostig anwitternde Feinbreccien, dazwischen etwas Tonschiefer; getüpfelte Kalkmergel und blauschwarze bis silbergraue Tonschiefer; serizitführende, feinkörnige Sandsteine; quarzitisches Kalke in Form von blaugrauen, massigen Bänken; feinkörnige Sandsteine
- 1 Blaugraue, kristallinische Kalke, dünn-schichtige, getüpfelte Kalkmergelschiefer, etwas blaue Tonschiefer, z. T. serizitisiert.

II

Südhang Stammerspitz, Tobel westlich Graskamm Tschütta (1920–2800 m)

- 8 Dickere (5–20 cm) Bänke von rau anwitternden, quarzitischen, grobgetüpfelten Kalken mit dazwischen geschalteten Tonschiefern = quarzitisches Tüpfelschiefer-Serie. «Helle Bündnerschiefer» nach W. HAMMER (1914)
- 7 Vorherrschend dünn-schichtige (1–3 cm) Kalkschiefer mit Tonschiefern wechsellagernd. Einzelne quarzitisches Kalklagen getüpfelt; etwas Kalkmergel
- 6 Bei 2545 m zahlreiche niveaunbeständige Quarzitolinsen von einigen m Durchmesser (Phakoide)
- 5 Muskowitführende Dolomit-Quarzfeinbreccie bis Sandstein; bis 2 m dicke, orange anwitternde Quarzite; 1–4 cm dicke Kalkschiefer, durch tonige Häutchen getrennt; kalkige Quarzitbänke ($\frac{1}{3}$ –1 m) und massige Bänke aus reinem Kalk bis Kalkmarmor; orange anwitternde, frisch blaugraue, gut geschichtete (3–6 cm dicke Bänkchen), kalkige bis kalkfreie Quarzite bis quarzitisches Kalkschiefer; dünnplattige bis dünnbankige (1–15 cm dicke), getüpfelte Kalkschiefer mit tonigen Einlagen; Quarzite bis Quarzsandsteine und Tonschiefer. Vereinzelt kalkige und mergelige Lagen
- 4 Dünnplattige Kalkschiefer, Kalkmergel- und Tonschiefer. Die Kalke gelegentlich quarzhaltig. Bei 2345 m sandige bis feinbrecciöse, linsige Einschaltungen (grobkörniger, kalkig-quarzitischer, glimmerführender Dolomit-Quarz-Sandstein bis Feinbreccie). Diese Linsen fallen in der schieferigen Umgebung durch ihre Massigkeit auf. Eine nicht sehr ausgeprägte Tüpfelung, vor allem der mergeligen Gesteine, ist über den ganzen Komplex verbreitet
- 3 Massige, graublau Kalke bis Kalkmarmore und quarzitisches Kalke, letztere bräunlich-gelblich verwitternd. Tonschiefer wenig. Ausschwitzungen von Kalzit und Quarz
- 2 Mergelige Kalkschiefer, Kalkmergel- und Tonschiefer. Zuerst ca. 35 m plattige, vielfach mergelige Kalkschiefer in Lagen von 2–5 cm mit dazwischengeschalteten, feinen Tonschiefern. Unten 20 m Kalkmergel- und Tonschiefer, untergeordnet dünn-schichtete Kalkschiefer. Quarzite sehr selten. Die stumpfgrauen Tonschiefer sind oft sandig-serizitisch (Halbphyllite). An der Basis bei 2080 und 2081 m graue, linsig texturierte, kalkig-quarzitisches Quarzsandsteine von einigen cm Dicke
- 1 Gut gebankte (bis 2 m, durchschnittlich 20–30 cm dicke) kalkige bis kalkfreie, rostrot anwitternde, frisch graublau bis olivfarbene, manchmal glimmerführende Quarzite mit schwächtigen, blauschwarzen Tonschieferzwischenlagen, die öfters bis zu Meterdicke anschwellen. Rhomboedrische Absonderung der massigen Bänke. Bei Abnahme des Quarzgehaltes findet Übergang in quarzitisches Kalk statt. Glimmerführende Kalkmergel sind vertreten, aber selten.

III

Stammerspitz Ostgrat–Fuorcla Maisas–Muttler–Fuorcletta (2804 m)

- 9 Rau anwitternde, getüpfelte, quarzitisches Kalkschiefer von schmutzigweisser bis beigefarbener Anwitterungsfarbe; daneben atypische graue Kalkschiefer, Kalkmergel und Tonschiefer. Quarzitisches Tüpfelschiefer-Serie = nach HAMMER «Helle Bündnerschiefer»
- 8 Schmutzivolivgrüne, kalkarme bis kalkfreie Quarzite in Linsenform. Nicht streng niveaubeständig. Daneben wurden schwache Diskordanzen festgestellt. «Zone der Quarzitphakoide»
- 7 Quarzitisches Kalkschiefer, daneben getüpfelte Kalkmergelschiefer und etwas Tonschiefer
- 6 Vorherrschend dünn-schichtige, graublau, getüpfelte Kalkschiefer bis Kalkmergelschiefer, etwas blauschwarze Tonschiefer = «kalkig-tonige Tüpfelschiefer-Serie»

- 5 Feinblättrige, rostrote Sandsteine bis reine Quarzite neben atypischen, oft getüpfelten Kalkschiefern mit mergeligen und tonigen Einschaltungen
- 4 Spätige Kalke mit dolomitischen und kalkigen Fragmenten bis feine Kalk-Dolomit-Breccien in Gestalt massiger Bänke mit eingeschalteten dünnen, blauschwarzen Tonschiefern. Pseudotristschichten
- 3 30–70 cm dicke Quarzitbänke mit 2–10 cm dicken Tonschieferlagen wechsellagernd. Pseudo-Gault
- 2 Tonschieferreiche, zurückwitternde Zone mit geringmächtigen Quarzitbänken und Sandsteinen bis Sandkalken
- 1 Rotbraun verwitternde, beigefarbene und grüne Quarzite mit dünnen Tonschiefer einschaltungen. Linsige, einige cm dicke Breccienlage (Dolomit-, Kalkkomponenten usw. bis zu Nussgrösse) eingelagert.

IV

Nordost-Seite des Piz Arina (2500–2828,1 m)

- 4 Blauschwarze Tonschiefer; graue, grau und ockerfarben anwitternde, massige, z. T. schiefrige Sandsteine bis Sandsteinschiefer von vorwiegend feinem Korn. Die massigen Komplexe blättern leicht auf
- 3 Blauschwarze Tonschiefer mit eingeschalteten, einige mm bis $\frac{1}{2}$ m dicken Kalkschiefern bis -bänken
- 2 Dünngeschichtete ($\frac{1}{2}$ –5 cm), graue Sandkalkschiefer, wechsellagernd mit tonig-serizitischen Zwischenlagen von $\frac{1}{3}$ bis 1 mm
- 1 Feingeschichtete, graue, serizitführende, kalkarme bis kalkfreie Sandsteine bis Sandsteinschiefer. In den oberen Partien zwei feinkörnige Quarzbreccienlagen von je 2–3 m.

Verschiedentlich wurden in den basalen Bündnerschiefern neben den schon erwähnten, einigermassen horizontbeständigen Quarzitlinsen (Profil II und III der Tafel II) grössere, an keine bestimmte Schiefer niveaus gebundene Schollen festgestellt. Im folgenden seien diese, obschon ihre stratigraphische Stellung nicht bekannt ist, der Vollständigkeit halber aufgeführt.

TRISTELKALKÄHNLICHE SPATKALKE, hellgraublau anwitternd, frisch dunkelgraublau, massig, mit gelblichen Dolomitpartikeln. Auch den Rhätkalken der Stammer-Serie (p. 408, 1) oder dem Steinsberger Lias täuschend ähnlich:

- a) In Val Bolchèras auf 2190 m und 5–10 m rechts über dem Bachbett,
- b) Auf dem breiten Grasrücken südlich Val Bolchèras, ca. 2200 m als ca. 3×9 m grosse Scholle;
- c) In Brünun südwestlich des Stammerspitzgipfels auf 2560 m Höhe [819,9/198,1].

QUARZSANDSTEINE:

- d) Nördlich Val Trommas auf 2600 m, Stammerspitz-Westgrat [820,1/198,3]. Gut gerundete, auffallend rostrot anwitternde, ca. 1,5–4 m grosse Blöcke aus Quarzsandstein. Dünnschliffuntersuchungen dieses massigen und schwarz getüpfelten Gesteins ergaben die Anwesenheit von eckigen Quarzbrückstücken in mengenmässig stark variierendem, quarzitischkalkigem Bindemittel. Im Zement etwas tonig-ferritisch-graphitisches Pigment und Serizit, akzessorisch grosse Turmalinkörner, Biotit, Pyrit.

Die von W. HAMMER (1914) und W. MEDWENITSCH (1953) verwendete Einteilung in «graue, helle und bunte Bündnerschiefer» wurde von uns als zu schematisch empfunden. Ausserdem trennen wir die im Hangenden der «hellen Bündnerschiefer» einsetzenden, «bunten Schiefer» vom Penninikum ab. Auf deren Flyschnatur wies schon MEDWENITSCH hin, er beliess sie aber als Kreidebildungen beim basalen Penninikum.

Aus den «hellen Bündnerschiefern» auf der Südseite des Stammers beschrieb HAMMER (O. AMPFERER und W. HAMMER, 1911) graue Tüpfelschiefer und stellte

eine vollständige Übergangsreihe zu den radiolarienführenden, quarzitischen Kalkbreccien der oberostalpinen Stammer-Serie auf. Als ein der Deckenlehre ablehnend gegenüberstehender Forscher konnte HAMMER die an der Basis des Stammergipfels durchgehende Überschiebungsfläche nicht erkennen.

Wir unterscheiden zwischen einem tieferen, tonig-kalkigen und einem in den höheren Partien der basalen Bündnerschiefer auftretenden quarzitischen Tüpfelschiefer-Typus. In beiden Fällen liegen, wie einige Dünnschliffe erkennen liessen, durch Pigment getrübe Kalkkörperchen von $\frac{1}{2}$ -2 mm Grösse in einer fein- bis feinstkörnigen, tonig-quarzitisch-kalkigen, resp. kalkig-quarzitischen Grundmasse.

NOMENKLATUR VON TRÜMMERGESTEINEN

Wir folgen einem Vorschlag von P. NIGGLI (1952), den wir noch etwas präziser anwenden möchten. Trümmerbestandteile werden dem Hauptwort einverleibt und zwar so, dass die vorherrschende Komponente unmittelbar der Korngrössenbezeichnung vorangeht. Der Zement wird attributiv bezeichnet und zwar wiederum so, dass der Hauptgemengteil des Bindemittels direkt vor das Substantiv zu stehen kommt. Beispiel: Ein kalkig-quarzitischer Dolomit-Kalksandstein enthält in einer quarzitischen, etwas kalkigen Grundmasse neben Dolomitpartikeln zur Hauptsache Kalktrümmer.

Bei den quarzitischen Tüpfelschiefern ist der Zement fast kalkfrei. Letzterer enthält zahlreiche, aus kleinen Fragmenten hervorgegangene, völlig limonitisierte Dolomitrhomboeder. Die Tüpfelschiefer sind ihrer petrographischen Zusammensetzung nach als schwach metamorphe quarzitisch-kalkige bis kalkig-quarzitische Kalksandsteine zu bezeichnen. HAMMER (1914) gibt neben einer vorzüglichen Gesteinsbeschreibung (p. 466-467) eine Dünnschliffphotographie (Taf. XXIII, Fig. 2).

2. Fazielle Zusammenfassung

Die Bündnerschiefer, Sedimente des einstigen geosynklinalen, von Schelfgebieten umgrenzten Haupttroges, liegen als sedimentäre Mischgesteine von sandig-tonigem bis kalkigem Charakter (orogene Fazies) vor. Klastische (grob- bis feinstkörniges Material) und chemische Absätze bauen die im grossen ganzen erschreckend einförmigen, im einzelnen ausserordentlich wechsellvollen Gesteinsserien auf. Kalke, Tonschiefer, Sandsteine, und Quarzite sind mit allen möglichen gegenseitigen Übergängen vertreten. Dolomitische Gesteine als Niederschläge des Flachmeeres sind in den Bündnerschiefern nie nachgewiesen worden. Beim Kurhaus Val Sinestra (1521 m) beherrschen mehr oder weniger mergelige, glimmerführende Kalkschiefer bis massige Kalke mit dünnen Belägen oder stärkeren Lagen von blauschwarzen bis silbergrauen Tonschiefern den Gesteinscharakter (bathyalen Faziestypus), während sandiger und grobkörniger Detritus in den oberen Partien der basalen Bündnerschiefer sich stärker bemerkbar macht.

Eine Zu- oder Abnahme der Kristallinität von unten nach oben kann, da zuverlässige, exakt definierte Kriterien für schwach epimetamorphe Umwandlungen noch nicht ausgearbeitet sind, nicht festgestellt werden.

Linsenförmige Einschlüsse in den höheren Anteilen des Bündnerschiefers können verschiedener Herkunft, bzw. Entstehung sein:

a) In den Profilen II und III (Taf. II) z. B. sind auf der Süd- und Westseite des Stammerspitzes ziemlich niveaubeständige Quarzitschollen auf weite Erstrek-

kung zu verfolgen. Es handelt sich wohl um ehemals den Schiefern konkordant eingelagerte, später mechanisch deformierte Bänke aus sprödem Quarzit (tektonische Gerölle).

b) Nur gelegentlich auftretende Schollen aus dunkelgraublauem, spätigem Kalk, die durch ihre Massigkeit in der schiefrigen Umgebung auffallen, sind entweder tektonisch eingeschleppt oder bei der Sedimentation als Gleitpakete eingedrungen. Sie haben oft erhöhte mechanische Beanspruchung erlitten.

3. Geologisches Alter

Es gelang trotz zahlreicher Gesteinsschliffe nicht, irgendwelche organische Spuren in den Bündnerschiefern zu entdecken.

Bei dem wichtigen Fund von Oberkreideforaminiferen von Campanien-Maestrichtien-Alter, die nach G. TORRICELLI (1956) dem basalen Bündnerschiefer (150–200 m im Liegenden der am Südrand des Fensters die Tasna-Decke unterteufenden Ophiolithe) entstammen sollen, ist die Frage berechtigt, ob die krinoiden- und foraminiferen-führende Feinbreccie nicht eher der hochpenninischen Serie oder sogar dem Unterostalpin angehört. Analog frische und mechanisch unversehrte Gesteine fehlen in unserem Arbeitsgebiet, so dass wohl wenig Hoffnung besteht, die Bündnerschiefer der hinteren Val Sinestra mittels mikropaläontologischer Untersuchungsmethoden altersmässig festlegen zu können.

B. TEKTONIK

Die Besprechung der Tektonik der basalen Bündnerschiefer erfolgt der Einheitlichkeit des Baumaterials gemäss nach tektonischen Strukturelementen und nicht gebietsweise.

1. Die grosse Schieferaufwölbung

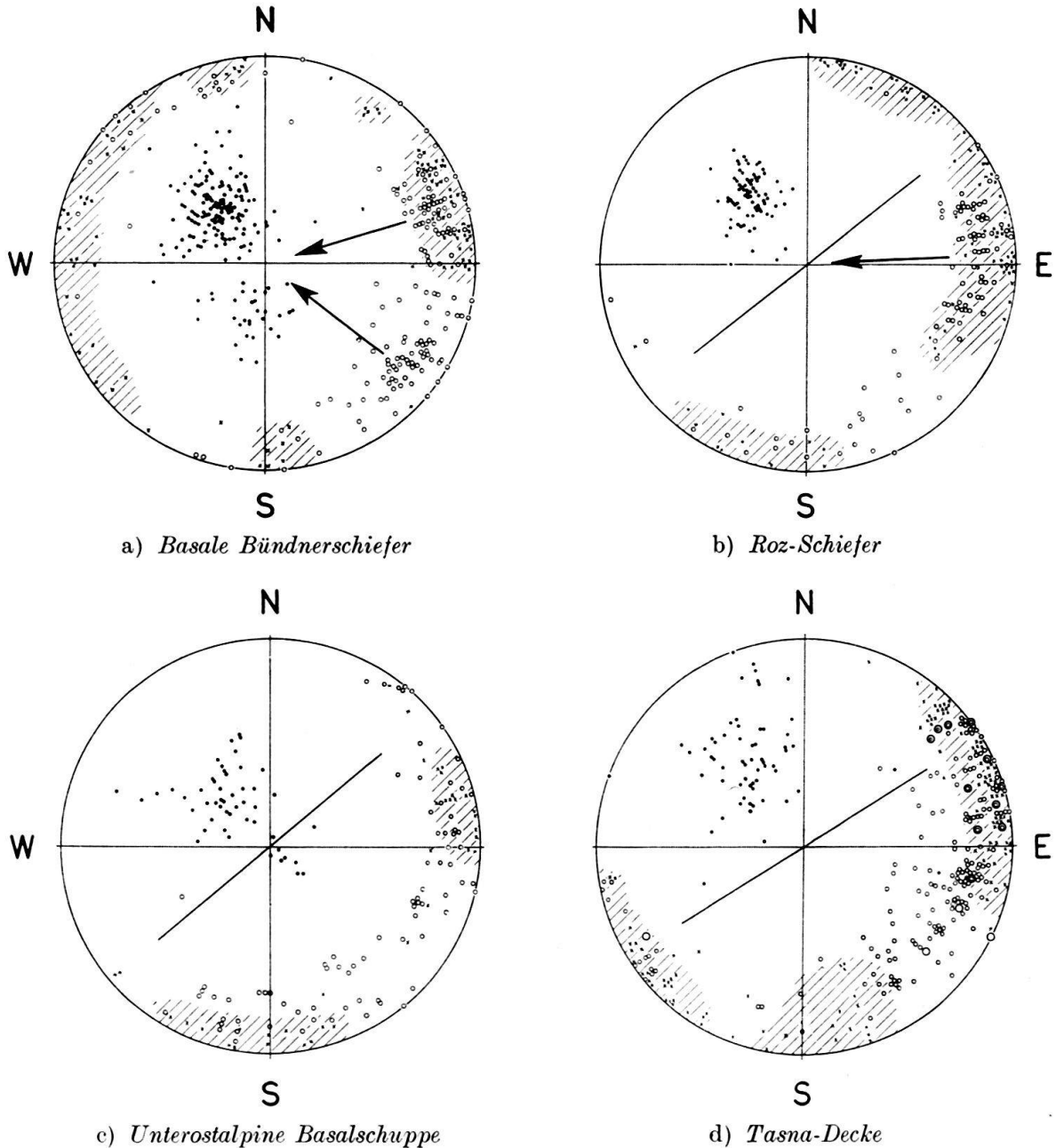
Als tektonisches Grosselement erster Ordnung beherrscht die zentrale, SW–NE streichende Schieferantiklinale die Lagerungsweise der Gesteinsschichten unseres Aufnahmegebietes. Ihre Achse durchzieht vom Piz Mundin (Scheitellinie 300 m südsüdöstlich P. 2938,0 südwestlich Piz Salet, 2971 m) die hintere Val Sinestra; bei günstiger Morgenbeleuchtung ist in der Ostwand des Piz Spadla die beidseitige flache Abbiegung der Schichten trefflich zu erkennen und zwar verläuft die Scheitellinie der Antiklinale etwas südlich des Gipfels dieser breiten, symmetrischen Berggestalt. Aus dem Kartenbild ergibt sich demnach für unseren Gebietsabschnitt ein Achsenstreichen von N 51–53° E, während das Achseneinfallen gegen SW infolge fehlender Leithorizonte nicht zu ermitteln ist. Nordwestlich des Gewölbefirstes fällt das Gesteinsmaterial isoklinal gegen NW, südöstlich davon in südlicher (!) Richtung ein.

Die Arsensäuerlinge von Val Sinestra (südlich des kartierten Gebietes) entspringen aus den Schiefern des SE-Schenkels unweit der Scheitellinie der Fensterantiklinale²⁾. Durch das schluchtartige Quertal der Brancla wurde beim Kurhaus

²⁾ Vgl. J. CADISCH (1946): Ein Beitrag zur Geologie der Mineralquellen von Schuls-Tarasp. *Eclogae geol. Helv.* 39,2.

(1521 m) der am tiefsten reichende Aufschluss der basalen Bündnerschiefer des ganzen westlichen Fensteranteiles geschaffen.

Aus dem tektonischen Diagramm (Fig. 1, a), das sich wie die übrigen mit Ausnahme der Messungen in der Val da Ruinas, am Piz Spadla und Piz Soèr (2916,8) strikte auf das von uns kartierte Gebiet beschränkt, lässt sich herauslesen:



Zu d). Punkte: Nur Schichtflächen von Flyschschiefern eingemessen; kleine Ringe: Faltenachsen im Flysch; grosse Ringe: Tristelschichten; Doppelringe: Falten im «Gault» mit Radien > 5 m.

Fig. 1. Kleintektonische Elemente aus dem Unterengadiner Fenster in flächentreuer Projektion (LAMBERTSche Projektion).

Bei den Faltenachsen (Ringe) wurde der Durchstichpunkt, bei den Schichtflächen (Punkte) und Klüften (Kreuzchen) der Durchstichpunkt der Normale der eingemessenen Flächen eingetragen (in obere Halbkugel). Ausgezogene Linie: Generelles Schichtstreichen, Pfeil: Streichrichtung der Kleinfaltenachsen, schraffierte Felder: Kluftsysteme.

1. Werden nur die Schiefer auf dem NW-Schenkel in Betracht gezogen, so ergibt sich für die Fensterlängsachse ein Streichen von N 51° E (stimmt mit dem auf p. 338 angegebenen überein)³⁾.

2. Die Fallrichtungen der Schichtkomplexe der beiden Schenkel stehen aber in einem stumpfen Winkel zueinander (südliches und nicht südöstliches Schicht-einfallen am Piz Arina!). Wir sprachen schon im stratigraphischen Teil (p. 334) die Vermutung aus, es könnte am Piz Arina eine höhere Schuppe der Bündnerschiefer vorliegen. Die generell etwas verschiedene Lage der Schichten am Piz Arina scheint unsere Auffassung zu bestätigen, wenn auch nicht von der Hand zu weisen ist, dass die Lage des Untersuchungsgebietes am SW-Ende des grossen Gewölbes Tendenzen zu periklinalem Streichen in sich tragen muss. Im letzteren Falle ergäbe sich für das grosse Unterengadiner Schiefergewölbe ein Streichen von etwa N 65° E.

Ein kleiner Zweigsattel untergeordneter Bedeutung zieht zwischen Stammerspitz und Piz Chamins durch, zweifellos durch die hier rasch anschwellenden Sedimente der Stammer-Serie sekundär bedingt. Seine Achse läuft einigermassen der Scheitel-linie der grossen Schieferantiklinale konform und liegt auch den Faltenachsen in der Stammer-Decke annähernd parallel (vgl. Fig. 20). Dies spricht für direkten Zusammenhang zwischen Stammer-Decke und dem erwähnten Zweigsattel, einem Strukturelement von lokaler Bedeutung.

Der von J. CADISCH (1950) erwähnte, durch das Quellgebiet von Scuol-Tarasp streichende Nebensattel tangiert unser Gebiet nicht. Er dürfte weiter südlich durchgehen oder auch aussetzen.

Die Grenzfläche gegen das Hangende ist scharf abgrenzbar, ist eine einfache, verbogene, nur an das Basis der Stammerspitze eingebuchtete Fläche. Verschuppungen sind nicht beobachtet worden, ebenso scheint nirgends eine nennenswerte Anstauung der Schiefermassen stattgefunden zu haben.

2. Verfaltung im Mittelbereich

Im grossen ganzen zeigen die Schiefermassen eine ruhige Lagerung und die primären Mächtigkeiten dürften nicht erheblich geringer als die ermittelten, tektonischen gewesen sein. Die Tektonik dieses Geosynklinalgebietes ist von den besser untersuchten Nachbargebieten penninischer Zugehörigkeit nicht verschieden. Einen zusammenfassenden Vergleich mit dem Prätigauer Halbfenster vermittelte uns J. CADISCH (1950).

Tektonische Komplikationen grösseren Stils stellen sich nur am Grat Muttler-Piz Arina ein, wo fraglich unterostalpine Schichtglieder als massigere, starrere Elemente gegen WNW abtauchende Faltenwalzen von bedeutenderem Radius bilden (Fig. 12).

Die Kleintektonik gestaltet sich durch die unendliche Wechsellagerung von härterem und plastischerem Material und die dadurch begünstigten Differentialbewegungen innerhalb der Schichten sehr kompliziert. Diese intensive Kleinfälte-lung kann nur durch schichtparallele Bewegungen erklärt werden. Clivage ist häufig, aber lokal beschränkt.

³⁾ Die berücksichtigte Kompass-Korrektur (Deklination) betrug für das Gebiet Val Sinestra-Samnaun und für die Jahre 1952–1955 ca. 5° W. Vgl. Isogonen-Karte der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt.

Mit Hilfe der Faltenachsen aller Kaliber versuchten wir die Vergenz der in den basalen Bündnerschiefern wirkenden Schubkräfte zu ermitteln, da sich bekanntlich das durchschnittliche Faltenstreichen senkrecht zur Richtung des faltenden Zusammenschubes anordnet. Jede Richtung entspricht dabei einem Bewegungsakt mit einem anderen gearteten Kräfteplan. Bei Überrollung von Faltenumbiegungen lösen sich diese völlig aus dem Gesteinsverband und liegen als bolzenförmige Zylinder (Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich) zwischen den Schiefern. Auch sie



Phot. L. Kläy

Fig. 2. Fraglich atektonische Verfallung im Bündnerschiefer (subaquatische Rutschungsachsen) westlich Fuorcla Pradatsch, 2580 m.

wurden eingemessen. Auf eine Eliminierung der geringfügigen Fehlerquelle, die aus der nachträglichen Aufrichtung des Fenstergewölbes und dem dadurch bedingten Abdrehen der Faltenachsen resultiert, wurde abgesehen. Primär lagen die Faltenstränge wohl mehr oder weniger horizontal und blieben innerhalb einer Schichtplatte.

Es ist hier die Frage berechtigt, ob in den Bündnerschiefern nicht auch atektonische, synsedimentär durch Rutschung entstandene Falten vorliegen. Wulstartige, verdrehte Faltenstränge, Doppelfalten mit starken Achsenrichtungsänderungen sind bei orogen-tektonischer Beanspruchung kaum zu erwarten. Nach W. PLESSMANN (1953) geben überdies Rutschungsachsen beim Einmessen in Sammeldiagramme starke Streuungen und von den Faltenachsen tektonischer Entstehung (B-Achsen) abweichende Maxima. In unserem Beispiel (Fig. 2) mit Wulstachsenstreichen von N 55°, 75°, 100° E, Fallen 0–2° E trifft dies tatsächlich zu.

Subaquatische und präorogene Gleitfaltung fehlt im Bündnerschiefer-Sedimentationstrog allem Anschein nach nicht, und sollte in zukünftigen Arbeiten berücksichtigt werden.

In unserm tektonischen Diagramm (Fig. 1 a), dem ungefähr 100 Messungen von Kleinfalten- und Streckungsachsen zu Grunde liegen, sind zwei, ziemlich gleichwertige Richtungen von Faltenachsen vertreten:

a) Eine WSW–ENE-Richtung (Str. N 73° E, F. 15° WSW),

b) Eine NW–SE-Richtung (Str. N 128° E, F. 17° NW).

Die Achsen tauchen, der Lage des Kartierungsgebietes am NW-Rand des Unterengadiner Fensters und auf dem SE-Schenkel des Schiefergewölbes entsprechend, nach WSW, resp. NW ab.

3. Rupturelle Erscheinungen (Brüche und Klüfte)

Von besonderem Interesse sind einige ungefähr N–S verlaufende Verwerfungen mit saigeren oder sehr steilstehenden Verschiebungsflächen, die sich auch morphologisch durch Felskamme, Bacheinschnitte, breitere und schmalere Runsen usw. im Landschaftsbild bemerkbar machen.

a) In der vorderen Val Lavèr, südöstlich Prümaran da la Muranza, ziehen vom Bachbett zwei breite, steile Rinnen in nordnordwestlicher Richtung in waldbestandenes, von mächtigem Moränenschutt überdecktes Gelände aufwärts. Beim westlichen Einschnitt konnte mit Hilfe eines Quarzithorizontes – Horizont 1 von Profil II der Taf. II zieht hier durch – eine Verstellung des Ostflügels gegen Norden von wenigstens 60 m (vertikal zu den Schichtflächen gemessen) nachgewiesen werden. Die Bruchfläche streicht annähernd N 180° E.

b) In der mittleren Val Tiatscha, westlich Tschütta, einem grasbewachsenen Rücken auf der Südseite der Stammerspitze, ist an einer ebenfalls N–S streichenden, saigeren Verwerfungsfläche der Ostflügel um ca. 15 m nordwärts (diagonaler Saigersprung) verstellt worden.

Diesen wenigen, sicher feststellbaren Rupturen kommt trotz der geringen Sprunghöhen insofern prinzipielle Bedeutung zu, als sie sich auf das gesamte Unterengadiner Fenster ausdehnen. Aus der Gegend von Finstermünz beschreibt z. B. W. HAMMER (1914) gleichgerichtete, grosse Klüfte, nach Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, Bern (mündliche Mitteilung) und eigenen Beobachtungen entspringen die Arsen-säuerlinge von Bad Val Sinestra auf einer N–S bis NNW–SSE orientierten, steilstehenden Störung. Auf Luftaufnahmen aus dem Photoatlas 1946 der Eidgenössischen Landestopographie ist dieses tektonische Element deutlich erkennbar. Es kommt in NE-Richtung zu einem treppenförmigen Aufsteigen der einzelnen Segmente, wodurch das rasche, achsiale Aufsteigen der grossen Schieferantiklinale verstärkt wird.

Gegenläufige Bewegungen, durch die der W-Flügel höher zu liegen kommt, sind wie an einem Beispiel am Südhang des Stammerspitzes beobachtet werden konnte, ebenfalls vertreten. Hier im Tobel zwischen den Grasrücken Urezza und Tschütta auf 2590 m Höhe und in den Felsen im Weidgelände östlich Alp Pradgiant (2500 m) ist zwischen den saiger stehenden, einige Zentimeter klaffenden Bruchflächen eine aus eckigen Schieferstückchen bestehende Dislokationsbreccie mit verkieseltem,

durch Eisenlösungen braunorange gefärbtem Bindemittel eingeklemmt. Eine zu Phakoiden zerborstene Quarzitbank (vgl. p. 335, Profil II, 6) am Südhang des Stammers weist einen mit Rutschstreifen versehenen, N 180° E streichenden, polierten Rutschharnisch auf (Fig. 3), dessen Rillen senkrecht stehen. Gelegentlich gehen von diesen Störungen fiederartige Kluftsysteme aus, die aber nicht berücksichtigt wurden. Häufiger sind Schleppungserscheinungen.

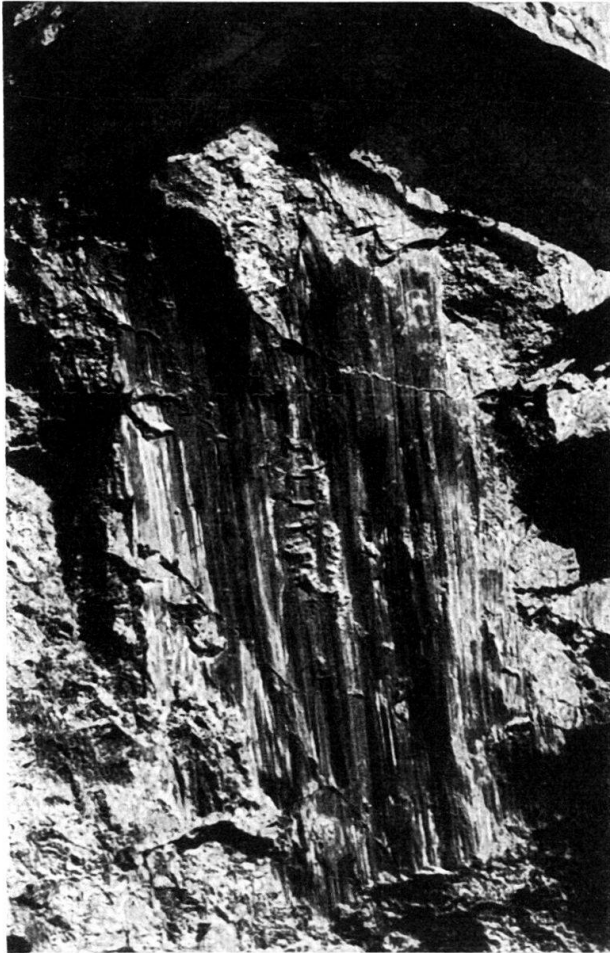


Fig. 3. Quarzitscholle (Phakoid) mit Rutschharnisch und -streifen in den basalen Bündnerschiefern der Südseite des Stammerspitzes.

In Figur 1 a sind auch die Klüfte eingetragen. 2 Systeme konnten zusammengefasst werden, die wie folgt streichen und fallen:

- a) N 160–170° E, F. 80° ENE
oder WSW,
- b) N 85° E, F. 80–90° bald S, bald N,

wobei das erstere stärker, das zweite schwächer in Erscheinung tritt. Kluftsystem a) steht senkrecht zu einer Faltenachsen-Richtung, das andere ungefähr parallel dazu (Faltenverwerfungen bei Verschiebung). Die Klüfte sind öfters (statistische Untersuchungen wären interessant) durch ein Quarz-Kalzit-Gemenge verheilt und weisen manchmal senkrecht angeordnete und abgeplattete, das heisst den Kluftflächen angepasste Drusen mit zentimetergrossen Quarz- und Kalzitkristallen auf.

Die Ausbildung der Klüfte und Verwerfungen (Bruchphase) kann zeitlich der Aufwölbung der Bündnerschiefer zugeordnet werden.

Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Serie)

(Schuppenzone von Champatsch, J. CADISCH, 1934 a und b)

Als breiter, scheinbar ungestörter Gürtel aus monotonen Schiefergesteinen durchzieht diese von J. CADISCH (1948) erstmals ins obere Penninikum gestellte und der Margna-Decke resp. der Platta-Decke Südbündens gleichgesetzte Zone unser Arbeitsgebiet von SW nach NE. Sie kann nach diesem Autor mit der «Schuppenzone von Champatsch» der südwestlichen Fensterecke parallelisiert werden und entspricht dem «Hochpennin» der österreichischen Geologen (W. MEDWENITSCH, 1953). Vom Liegenden ist sie durch Lamellen aus Dolomit, Kalk und Quarzit, durch

Rauhwanke und Ophiolithe, bei Chè d'Mutt durch ein Gipslager getrennt. Diese rudimentäre, auf weite Erstreckung völlig aussetzende Unterlage des Hochpenninikums parallelisieren wir im Gegensatz zu J. CADISCH (1950) wenigstens zum Teil mit den Schichtgliedern der Stammer-Decke.

Unsere Beschäftigung mit diesen von Anfang an wenig versprechenden Schieferserien setzte sich zum Ziel: die Kartierung im Maßstab 1:25 000, eine lithologisch-petrographische Seriengliederung, den Nachweis von Faziesänderungen in lateraler Richtung, nicht zuletzt die Altersbestimmung der Schiefer und die Klärung der tektonischen Verhältnisse. Tektonische Komplikationen wie interne Verschüppungen und Einfaltungen fremder Deckenanteile waren nicht von vornherein ausgeschlossen.

Der Einfachheit halber und weil die Verhältnisse am Piz Champatsch noch zu wenig gesichert erscheinen, benennen wir diese Schiefermassen im folgenden kurz «Roz-Schiefer».

A. STRATIGRAPHIE

Vier detaillierte Querprofile wurden durch diese flyschartigen Schiefermassen gelegt, beginnend im Südwesten (siehe Taf. I):

1. Durch den Ostgrat des Mot, hintere Val Lavèr. Mächtigkeit ca. 260 m (P_I),
2. In Val da Mottana, eine steile Schlucht südwestlich Piz Mottana, ca. 1200 m (P_{II}),
3. Von Fuorcla Chamins über Piz Chamins–Piz Vadret–Piz Roz nach Vesil (Tirol), einem rechten Seitentälchen von Val Fenga (P_{III}),
4. Im ersten Tobel südwestlich Piz Ot (Samnaun), auf der Siegfried-Karte als Val Champ raduond bezeichnet, ca. 1300 m (P_{IV}).

Die von W. SCHILLER (1904), W. HAMMER (1914) und W. MEDWENITSCH (1953) geschaffene Einteilung in «graue, helle und bunte Bündnerschiefer» konnte nicht auf unsere tektonisch komplizierteren Verhältnisse übertragen werden. Einigermaßen ungestörte Profile dürften nirgends vorhanden sein. Eine lithologische Seriengliederung war, da ausscheidbare Gesteinshorizonte fehlen, nicht durchführbar. Es sei trotzdem eine schematische Gesteinsfolge gegeben (Profil P_{IV}). Von oben nach unten folgen:

- f) Vorw. bräunlich verwitternde Sandkalke, 170 m;
- e) tonschieferreiche Kalkschiefer, 80 m;
- d) vorherrschend Sandkalke bis kalkig-quarzitische Dolomit-Kalk-Quarz-Sandsteine, untergeordnet schwach tonige Kalkschiefer, 120 m;
- c) sandige Kalkschiefer, Sandkalke und glimmerführende Kalksandsteine, letztere in zentimeter- bis dezimeterdicken Lagen, 460 m;
- b) massige, tonschieferarme Kalkschiefer, 60 m;
- a) tonschieferreiche Kalkschiefer und untergeordnet kalkige Quarzite, 420 m.

Die Mächtigkeitsangaben sind infolge gelegentlichen Wechsels von Schichtstreichen und -fallen sowie durch Faltenbildung approximativ.

Eine ähnliche Entwicklung wie im Samnaun weisen die Gesteine des Profils P_{II} auf. Nach 400 m atypischen, tonschieferreichen Kalkschiefern, mehr oder weniger durch Metamorphose halbphyllitisch geworden, folgen ca. 300 m Sandkalkschiefer, die 1–3 von Profil P_{IV} entsprechen. Darüber setzt ein ca. 100 m starker Komplex ein, der sich im Gesteinshabitus von unterostalpinem Flysch nicht unterscheiden

lässt. Wildflyschartige Gesteine, sowie ophiolithische Einlagerungen fehlen. Sandige Kalke setzen den Schichtstoss nach oben bis auf 2800 m fort, wo diesselben feinschichtigen Tonschiefer und kalkig-quarzitischen Kalkschiefer mit 100–150 m sich wieder einstellen. Ob es sich hier um eine tektonisch eingeschobene Flyschlamelle der Tasna-Decke oder um Hochpenninikum in Flyschfazies handelt, ist nicht zu ermitteln. MEDWENITSCH (1953) bejaht die Existenz von Flysch und Wildflysch in den oberen Teilen des Hochpenninikums. Die völlige Abwesenheit fremdartiger Begleitgesteine spricht unseres Erachtens für normalstratigraphische Einlagerung. Die restlichen Schiefermassen im Hangenden der flyschartigen Schiefer werden aus sandigen Kalkschiefern bis Sandkalkschiefern zusammengesetzt.

Wildflyschartige Gesteine mit Blockeinstreuungen im Hangenden der Serie wurden von uns im Gegensatz zu W. MEDWENITSCH (1953) zum Unterostalpin gezählt. Als Deckenscheider waren diabasische Ophiolithe, Gipse und Rauhwacken willkommen. Wo diese fehlen, war die Abgrenzung gegen unterostalpinen Flysch nicht mehr mit Sicherheit zu bewerkstelligen. Das war der Fall am Grat westlich Piz Mottana und am SE–NW verlaufenden Grat zwischen P. 2898 und P. 2873,2, den fein wechsellagernde kalkige Quarzitschiefer und tonig-serizitische Lagen von Millimeter bis Zentimeter Dicke zusammensetzen. Diese entsprechen nach MEDWENITSCH den den «bunten Bündnerschiefern» der hochpenninischen Serie, der die letzteren nach undeutlichen Foraminiferen- und Algenresten in Breccienkomponenten in die Kreide stellen möchte. Am Nordwestabfall des Piz Roz und im oberen Samnauntal fehlen diese relativ bunten Gesteine.

Profil P_{III} beginnt an der Fuorcla Chamins mit Sandkalkschiefern, die nordwestlich Piz Chamins von Kalk- und Tonschiefern abgelöst werden und die ihrerseits wieder von einem Sandkalkkomplex überlagert werden. Darüber stellen sich Kalkschiefer, gefolgt von Sandkalken und schiefrigen Sandsteinen, ein. Wird dieses Profil mit P_{II} und P_{IV} verglichen, so wird eine dreifache Verschuppung wahrscheinlich. Doch stehen Übergänge und wechselvolle Lithologie innerhalb eines Gesteinskomplexes einer klaren Gliederung im Wege. Wir verzichteten deshalb auf eine entsprechende Ausscheidung auf der Karte und in den Profilen. Sie wäre mit zu vielen Unsicherheiten behaftet.

Hochpenninische Gesteinstypen

Kalkschiefer gehen bei steigendem Tongehalt in Kalkmergel über. Durch die Marmorisierung des Karbonatanteiles kommt es zu einer lagenweisen und schlierenartigen Sondierung von kalkiger und toniger Substanz. Die Folge dieses Prozesses ist die relative Armut der Bündnerschiefer an eigentlichen Kalkmergeln.

Alle Übergänge von reinen, ebenflächigen Kalken und Kalkschiefern (eigentlich dünn-schichtige Kalke), rotbraun verwitternden Sandkalken, quarzitären Kalken, rötlich verwitternden, kalkigen Quarziten sind vertreten. Ebenso alle Typen aus der Reihe sandige Kalke – rau und knorrig anwitternde Sandkalke – Sandsteine bei allmählichem Überhandnehmen der detritischen Komponente gegen oben (Trümmer von Quarz, Dolomit, Kalk, untergeordnet von Quarzit, Chloritserizitquarzit usw., sowie von eingeschwemmten Feldspatkörnern, Muskowitblättchen). Die leicht zersetzlichen Dolomitpartikel verleihen durch ihre Pigmentierung mit limonitischen Verwitterungsprodukten den Sandsteinen ein buntes Aussehen.

Gelbbraun bis orange anwitternde, dichte, mergelige Kalklagen von einigen wenigen cm Dicke stechen aus der grauen Umgebung hervor. Sie sind auf die oberen Partien des ganzen Schichtsstosses beschränkt. Weit verbreitet, aber ebenso schwächliche Einschaltungen bildend, sind kalkig-quarzitische Tüpfelschiefer:

Dünnschliff. Dichte, durch Pigment dunkelgraubraun gefärbte Kalkkörner bis -mikrolinsen sind von opaken, tonigen Schlieren umschlossen und weisen randlich in der Streckungsrichtung des Gesteins eine sich durch grobkristallinen Kalzit verratende Rekristallisation auf. Im Handstück sind diese Stellen rein weiss. Als Grundmasse liegt ein feinstkörniges, zahlreiche limonitische Kalzitrhomboeder führendes, durch Pigment etwas grau gefärbtes Quarzaggregat vor. Also ganz analoge Erscheinungen wie bei den Tüpfelschiefern der basalen Bündnerschiefer.

Wie das Schliffbild erkennen lässt, sind diese getüpfelten Schiefer aus tonig-quarzitischen Kalksandsteinen hervorgegangen. Epimetamorphen Umwandlungen verdanken auch die anderen Gesteine ihre zum Teil recht hohe Kristallinität (Kalkmarmore), ihren reichlichen Serizit- und Chloritgehalt. Die Tonschiefer besitzen halbphyllitischen Charakter, und die Sandsteine sind durch die Einregelung der Glimmer durchwegs stark verschiefert.

Die Altersfrage

Der bekannte Fund von W. PAULCKE (1910b) eines von H. DOUVILLE als *Orthophragmina (Discocyclina)* gedeuteten *Orbitoides* aus der sog. «Roz-Breccie» stammt aller Wahrscheinlichkeit nach nicht aus der hochpenninischen Schieferserie, sondern aus dem unterostalpinen Flysch. Die gröbstklastischen Sedimente am Piz Roz überschreiten nach unsern Felduntersuchungen nirgends Korngrössen von 2 mm und sind zudem einer sehr weitgehenden Rekristallisation unterworfen worden, so dass die detritischen Partikel nur noch mit Mühe mikroskopisch und makroskopisch erkannt werden können. Der hohe Quarzgehalt der Gesteinsproben ist zudem für die Konservierung von Organismenresten nicht günstig. Mittelkörnige Breccien sind uns aus dem zitierten Gebiet überhaupt nicht zu Gesicht gekommen. Genauere Angaben fehlen leider in der Arbeit PAULCKES.

Nach P. ARNI (1933), der den Fund PAULCKES einer kritischen Prüfung unterwarf, ist anhand der retouchierten Abbildung auch eine generische Bestimmung nicht mit Sicherheit zu bewerkstelligen. Die verhältnismässig grossen Lateral-kammern mit dünnen Zwischenwändchen sprechen für einen *Orbitoides* s.str.⁴⁾.

Eigene Untersuchungen: Mit Ausnahme einer vagen Echinodermenstruktur in der kalkigen Komponente eines mittelkörnigen Sandsteins blieben unsere Dünnschliffuntersuchungen resultatlos.

B. TEKTONIK

Das grosse, ungefähr SW-NE streichende Schiefergewölbe der basalen Bündnerschiefer wird im NW durch eine äusserst eintönige, sandig-kalkig-tonige Gesteinsserie überlagert, die nach J. CADISCH (1950) mit der «Schuppenzone von Champatsch» der südwestlichen Fensterecke parallelisiert werden kann. Diese hoch-

⁴⁾ Vgl. auch R. J. SCHUBERT (1910): Über das «Tertiär im Antirhätikon». Verh. k.-k. Reichsanst., Wien, p. 328.

penninischen Serien bauen die Nordhänge des oberen Samnauntales (Piz Munschuns, Piz Ot), die Gruppe Piz Roz–Piz Vadret–Piz Chamins und weiter westlich den Piz Mottana auf. In der hinteren Val Lavèr streicht dieser oberpenninische Komplex am Mot östlich P. 2705,3 als bedeutend reduzierter Gesteinszug durch und wird von da ab durch die ausgedehnten Schuttbildungen von Tiral der Beobachtung entzogen.

Von Interesse ist die starke Mächtigkeitszunahme am Piz Roz. Sie wurde schon von früheren Autoren auf interne Verschuppung zurückgeführt. Beweise liessen

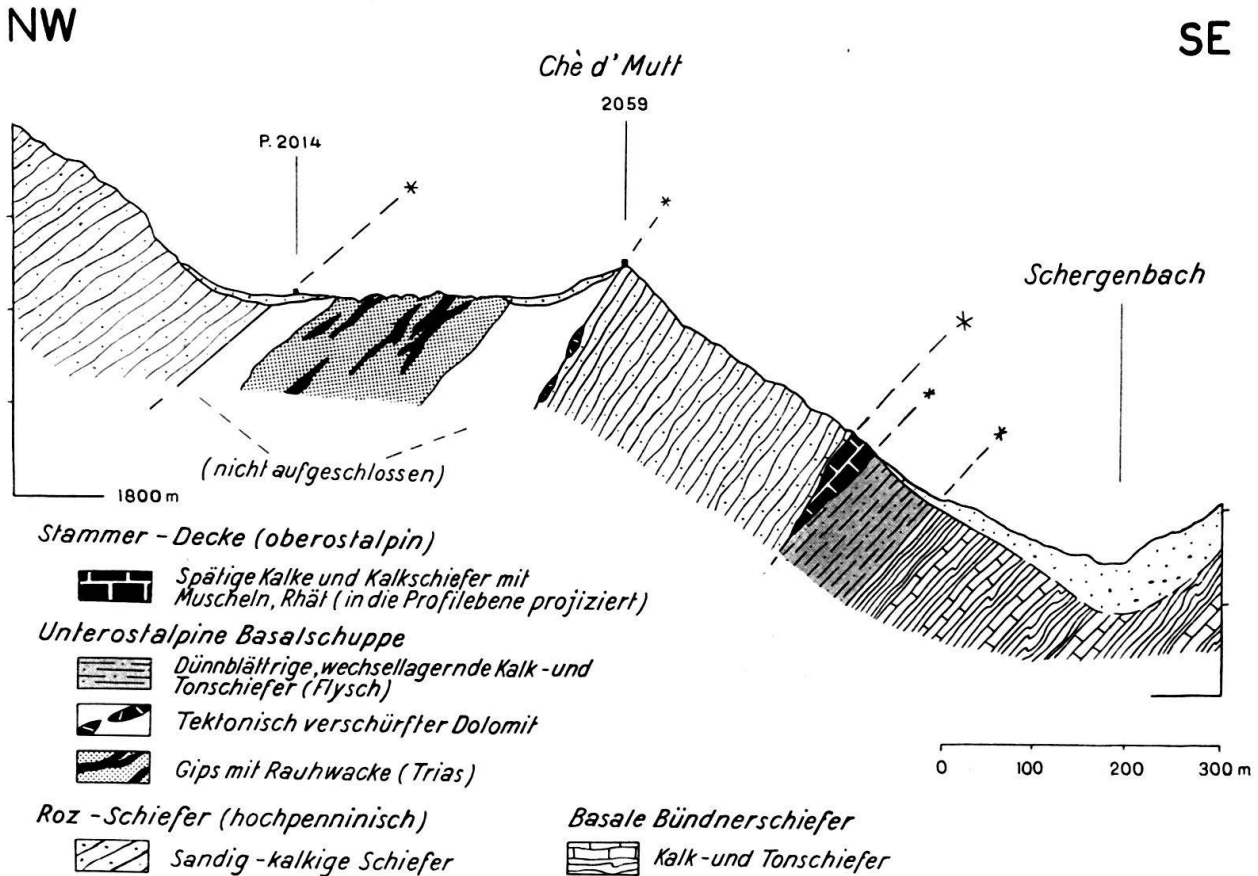


Fig. 4. Verschuppung bei Chè d' Mutt (Samnauntal).
(Profil 7 der Tafel I.)

sich allerdings bis heute, wie aus dem stratigraphischen Abschnitt hervorging, nicht erbringen. Nach der auffallend raschen Mächtigkeitsabnahme von 1200 m in der Val da Mottana auf nur 260 m am Mot zu schliessen, wird hier vermutlich der Schieferkomplex durch die älteren Schichtglieder der Tasna-Decke schräg abgeschnitten.

Bei Chè d' Mutt (oberhalb Ravaisch) zeigt sich eine tektonische Komplikation grösseren Stils. Es wird hier ein 300 m starkes Band von oberpenninischen Schiefen durch ein rauhwackeführendes Gipslager abgetrennt (Fig. 4). Weiter nordöstlich davon scheint sich eine mehrfache Verschuppung einzustellen.

Auf Fuorcla Chamins unterlagert eine dünne Lamelle aus grauen Kalkschiefern, grünen und roten Quarziten sowie radiolarienführenden Kalkbreccien die ober-

penninischen Schiefer. Wie genaue lithologische Vergleiche ergaben, handelt es sich dabei nicht um die fragmentäre Basis des Oberpenninikums (J. CADISCH, 1950), sondern um Gesteine der Stammer-Decke. Wo diese Einschaltungen fehlen, ruhen die oberpenninischen Sedimente direkt dem Flysch der unterostalpinen Basalschuppe auf. Der Kontakt mit den rudimentären Schichtgliedern der Stammer-Decke ist nicht als eine durch tektonische Einflüsse verwischte, primäre transgressive Auflagerungsfläche aufzufassen.

Die Grenzfläche zwischen den hochpenninischen Bündnerschiefern und der Tasna-Decke ist im Westen unseres Arbeitsgebietes komplizierter gestaltet. Auf ihre wenig ausgeprägte Wellung und auf die Verschuppung der beiden tektonischen Elemente (vgl. p. 385 und Taf. IV) sei hier nur hingewiesen.

Unsere Untersuchungen führten uns dazu, die von W. MEDWENITSCH (1953) benützte Gliederung des Hochpenninikums in «graue, helle und bunte Bündnerschiefer» abzulehnen. Nach unserer Auffassung gehören die bunten Schiefer im Liegenden der Tasna-Decke, resp. «Prutzer-Serie» als überfahrene Flyschanteile der unterostalpinen Decke an. Diese Interpretation stützt sich auf die Kartierungsbefunde im Gebiet der Piz Tasna–Piz Lavèr–Piz Davo Lais-Gruppe (siehe p. 384 und Taf. III).

Das interessante Vorkommen von diploporenführendem Kalk und Dolomit am Beutelkopf, 1784 m, bei Serfaus (W. HAMMER, 1914; W. MEDWENITSCH, 1954) an der Basis der «bunten Bündnerschiefer» kann durch submarine Rutschung in den Schichtverband gelangt oder tektonisch eingeschoben sein. Wir geben der letzteren Deutung den Vorzug und legen die Basis der unterostalpinen Decke an die Störungslinie, die durch diese Scholle angezeigt wird.

Zum tektonischen Diagramm (Fig. 1 b)

Bemerkenswert ist die geringe Streuung der Pole eingemessener Schichtflächen (Str. N 52° E, F. 37° NW). Bedeutendere Abweichungen von diesem generellen Streichen und Fallen kommen nirgends zum Ausdruck, obschon sich die Messpunkte über das Gebiet von Samnaun bis in die Val Lavèr verteilen. In spitzem Winkel zum Schichtstreichen verläuft die Haupttrichtung der Achsen von Kleinfalten (Str. N 87° E, F. 19° W), d. h. also nicht konform der Achse der grossen Schiefereaufwölbung. Ein zweites Faltensystem lässt sich vorläufig aus dem Diagramm nicht herauslesen. Einzelne Achsen streichen SE–NW, andere N–S oder sogar NE–SW. Die Zahl der Messungen sollte deshalb noch erhöht werden, was in dem an Falten armen Gebiet jedoch mehrere Tagesexkursionen beanspruchen dürfte. Totgefaltete, bolzenförmige Faltenzylinder wurden ebenfalls eingemessen und für die Auswertung herangezogen.

Klüfte und Brüche geringer Verstellung bevorzugen die N–S Richtung mit fast saigerem Fallen (durchschnittliches Str. N 175° E), F. 80–85° E. Ein zweites, schwächeres System konnte schärfer erfasst werden: Str. N 108° E, F. 85° bald NNE, bald SSW.

Durch das allgemeine Einfallen der Schichten gegen NW stechen die Schichtköpfe gegen SE in die Luft hinaus und bedingen dadurch die steilen SE-Abstürze des Piz Ot, der Crappa Grischa (Siegfried-Karte), die jähren S- und E-Flanken des

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, quarzitische 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 Schlißfläche 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 Lösungsumsatz 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 Rauhwaackestücke. 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 Rauhwaacken 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) Rauhwaacken

In Form von grösseren und kleinern Linsen und ausgequetschten Zügen begleiten die Rauhwaacken 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 Stammerspitze-Gipfels entdeckt. Im Dolomit finden sich sporadisch und in untergeordneten Mengen Rauhwaacken, 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 Rauhwaacke 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 Rauhwaacken und rau und zellig anwitternden Kalk-Dolomitmyloniten unterschieden werden. Rauhwaacke-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 Rauhwaacken. Eindeutige Kriterien, die echte, d. h. sedimentäre Rauhwaacken 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 Stammersspitz-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 Verschiebungsfächen 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 Schiefern, 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.

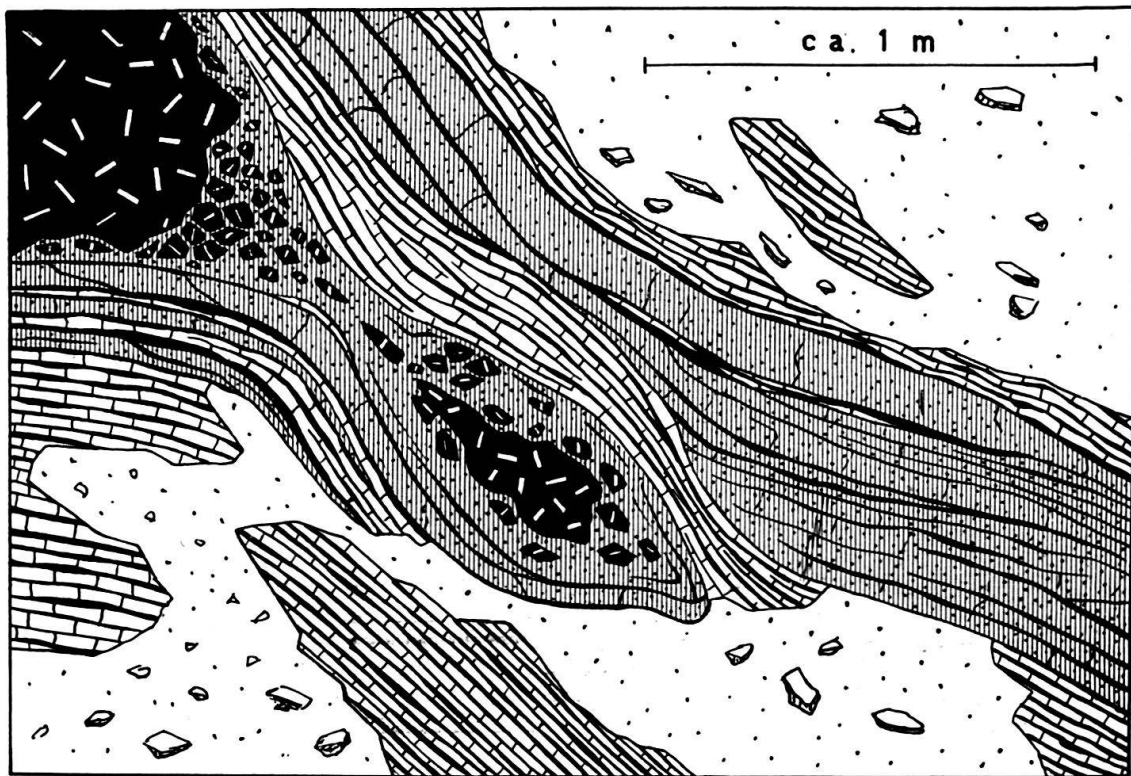


Fig. 7. Im Flysch (wechsellagernde tonige und quarzitisch-kalkige Schiefer) eingelagerte Dolomit-Gips-Linse nördlich Piz Val Gronda bei 2725 m. Die schematisierte Abbildung gibt einen Ausschnitt wieder (Gips schraffiert, Dolomit schwarz haschiert).

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 (Fimbertal) 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 Chloritamblygoniten und werden von Serpentin überlagert.
3. Westlich Mot (P. 2705,3), 2640–2680 m. Weitgehend von Schutt überdeckt. Im Liegenden stehen split- und variolitführende, unterostalpine Flyschschiefer an, im Hangenden trennt ein schmaler Gips- und Rauhwaschzug 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 Gröszenordnung 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 Spatkalken mit Übergängen zu eigentlichen organogenen Mikrobrecien. 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 Schrattekalk 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 Schrattekalk (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 *appeninica*-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 Palaeocäne 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, Rauhacken, 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, Rauhacke, 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. Quarzitische 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 Gesteinssplinter 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. Mangersedimente (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 Rauhdecken 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, diabatische 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 Süden 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 Abschnellen 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 spilithischen 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 Rauhwanke 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 Rauhwanke-, 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).

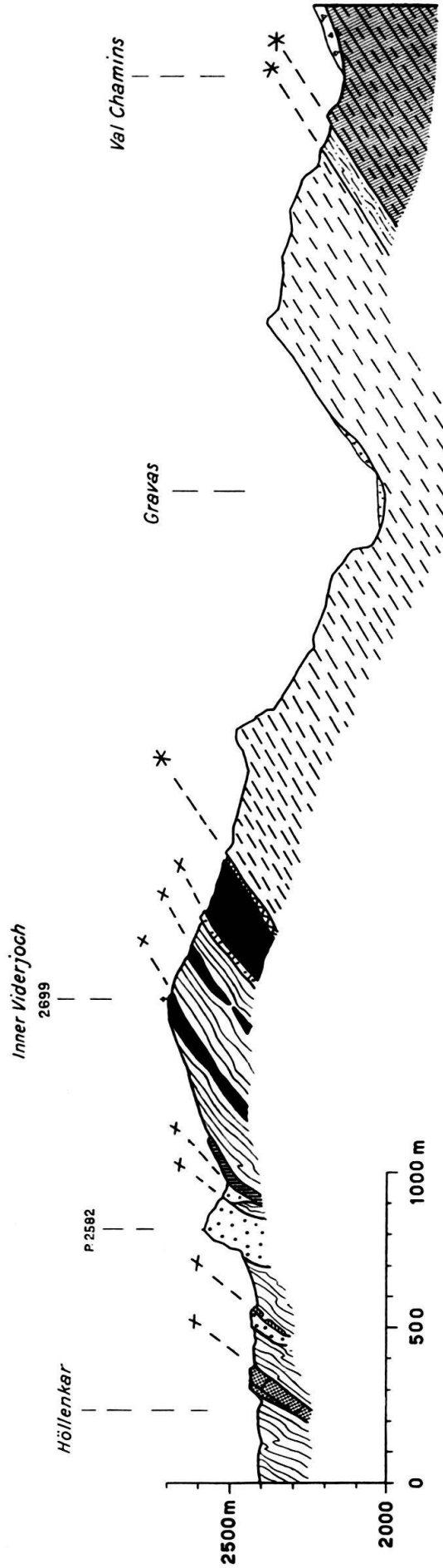
Gefügeanalytische Untersuchungen (Fig. 1, d)

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.





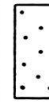
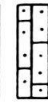
Bei den Kluftsystemen besteht gute Übereinstimmung mit den Diagrammen a), b) und c), so dass syntektonische Entstehungsakte dieser rupturrellen Erscheinungen für das ganze Deckengebäude im Unterengadiner Fenster – wenigstens für unseren Gebietsabschnitt – anzunehmen ist.

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.

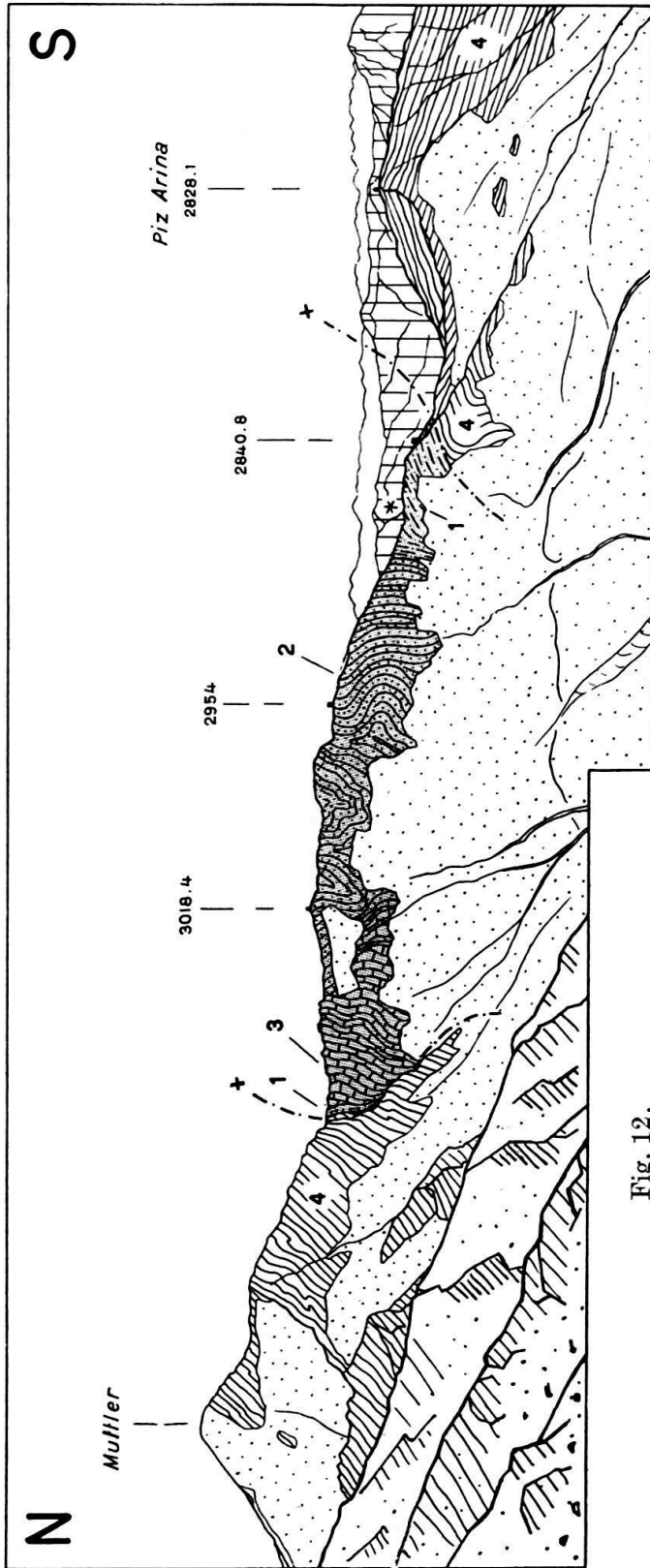


Fig. 12.

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,

Kalkbank mit unbestimmbaren Zweischalern und ein in Tonschiefer eingequetschtes Bänken mit Brachiopodendurchschnitten;
80 cm mächtige Lithodendronbank.

2. Ein 20 m mächtiger, hellgrauer Dolomit.
1. Ein mannigfacher Wechsel von kalkigen und dolomitischen Bänken, sowie Tonschieferlagen der Schichtfolge des Wettersteinniveaus (150 m). Charakteristische Gesteinsbänke sind ein schwarzgrauer Dolomit mit matter und hellgelber Verwitterungsfläche und eine 80 cm mächtige Kalkbank, die massenhaft Querschnitte unbestimmbarer Brachiopoden enthält.

In einer 1910 (a) erschienenen Schrift ergänzte W. PAULCKE diese Schichtfolge durch fraglichen Lias (eine aus dunklen Kalken und Tonschiefer bestehende Breccie). Im «Geologischen Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee» deutete W. HAMMER (O. AMPERER und W. HAMMER, 1911) auf Grund eigener Beobachtungen und nach mündlichen Mitteilungen PAULCKES dieses Profil folgendermassen um:

5. Die Zinnenkrönung und der Nordabfall des Stammers bestehen aus schwärzlichen, braun anwitternden, mergeligen Kalkschiefern. Lias.
4. Dolomit, im oberen Teil dickbankig, im unteren mit Breccienstruktur. Nahe der oberen Grenze enthält eine Bank zahlreiche Hornsteinknollen. Hauptdolomit.
3. Dunkelgraue Kalke mit Zweischalern (am Nordgrat mit Fischschuppen) und sehr geringmächtigen, mergeligen Zwischenlagen.
Lithodendronbank.
2. Lichtgrauer, splittriger Dolomit von geringer Mächtigkeit.
1. Zuunterst eine Folge von gelblich verwitternden, schwarzgrauen Kalken mit mergeligen Zwischenlagen.

Fossilfunde: *Avicula contorta* PORTL.,
Anatina praecursor QUENST.,
Gervilleia inflata SCHAFH.,
Brachiopoden.

Von der Nordseite des Bergkammes und von der Südseite erwähnt HAMMER:

Dimyodon intusstriatum EMMR.

Von W. HAMMER wird diese ganze, etwa 150 m mächtige Kalk- und Mergelfolge samt dem eingeschalteten, lichten Dolomit und der Lithodendronbank als Aequivalent der Kössener Schichten betrachtet.

Die späteren Untersuchungen von HAMMER (1914), dem damalig besten Kenner des Unterengadiner Fensters, bringen weitere wichtige Resultate. Das in der äusserst sorgfältigen Arbeit publizierte Profil durch die Stammerspitze bildete die Fortsetzung des 1911 gegebenen. Wir zitieren die Ausführungen HAMMER's wörtlich, gliedern aber die Schichtfolge sinngemäss. Von oben nach unten folgen auf der Südseite des Berges:

4. Der Wandgürtel wird durch Tüpfelkalke – in lebhaftem Wechsel mit feinblättrigen Tonschiefern – gebildet.
3. Am Fuss der Wandstufe steht ein schiefrigflaseriges, feinquarzitisches, hellgrünes, selten röthliches Gestein an, auf der Südseite in einzelnen linsenförmigen Anschwellungen, auf der Nordseite als drei ausgedehnte, durch Tonschiefer getrennte Lagen.
2. 3 dm starke Breccienbank.
1. Zone von bleigrauen, feinblättrigen, phyllitischen Tonschiefern, gegen oben Zunahme des Tongehaltes aufweisend, usw.

Zwischen 2. und 3. sind Dolomit- und Grünschiefer-Linsen, sowie längere Rauhwacke-Züge eingeschaltet, von deren Existenz HAMMER nichts wusste, die aber für uns als Gleitflächenindikatoren von grösstem Wert waren. Die obige Serie rechnete HAMMER zu den Bündnerschiefern.

Im Gegensatz zu dieser Auffassung stellte J. CADISCH (1934, b), der 1917 seine Untersuchungen im Unterengadin begann und in der Folge immer weiter ausdehnte, auf Grund eines 1925 auf der Südseite der Stammerspitze aufgenommenen Profils¹¹⁾ eine durch Lias und oberen Jura ergänzte «pseudoostalpine» Schichtfolge auf, die er mit den Schamser-Decken parallelisierte. Die Überschiebungsfläche wurde dadurch an die Basis des Quarzites (?Malm) hinabgedrückt.

R. STAUB (1937) negierte später eine fazielle Analogie mit den Schamser-Decken und betonte dabei ausdrücklich gewisse, nach unseren Untersuchungen nicht stichhaltige Ähnlichkeiten mit der Ortler-Trias (es wird nur auf vage Konvergenzen im Hauptdolomit abgestellt!).

1950 wird von J. CADISCH die Schichtfolge am Stammerspitz (Hauptdolomit, fossilführendes Rhät, Liasbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk) auf Grund von Vergleichen mit östlichen Anteilen der Scarl-Decke dem oberostalpinen Faziesraum zugewiesen und damit von der rudimentären Basis der höher penninischen Serien im Samnaun abgetrennt.

1. Hauptdolomit (Norien)

Geologisches Vorkommen

Im Bereiche unseres Untersuchungsgebietes kommen Dolomite, die wir in die norische Stufe stellen, an folgenden Örtlichkeiten vor:

a) An der Stammerspitze baut dieses Schichtglied die schroffe Südwand und den senkrechten Absturz gegen das Samnaun auf. Die zackigen Ausläufer des Nordgrates in Form massiger Klötze und Türme bestehen aus der gleichen wandbildenden Felsart. Ein 30–50 m mächtiges Band von hell anwitterndem Dolomit zieht, eingebettet in Rhätschichten, vom Ostgrat in wenig geneigter Lage zum SW-Grat durch und stellt den ausgequetschten Stirnteil einer liegenden Falte dar. Dieser Dolomit wurde von uns im Gegensatz zu früheren Autoren ebenfalls ins Norien gestellt.

b) Die Schubschollen nordöstlich Chè d'Mutt (Samnaun) setzen sich zur Hauptsache aus Dolomitgesteinen mit lithologisch wenig variierendem Gesteinscharakter (Anwitterungs- und Gesteinsfarben, Korngrösse, Strukturen und Texturen etwas verschieden) zusammen und sind vom Hauptdolomit der Stammerspitze nicht unterscheidbar.

c) An den Osthängen des Piz Valpiglia (nordöstlich Piz Valpiglia auf ungefähr 2425 m Höhe) sind einige Dolomitschürflinge an der Überschiebungsnaht zwischen Stammer-Decke und unterostalpinen Basalschuppe eingeklemmt, darunter eine 5–10 m grosse Linse von zerbrochenem Gestein, dessen innere, noch ziemlich unversehrte Partie aus einem innig verzahnten Gemenge von dunkel- und hellgrau anwitternden Dolomitkomponenten besteht. Ähnliche, rein dolomitische Sedi-mentärbreccien lassen sich in unserem Untersuchungsgebiet nur in der norischen Stufe der Stammer-Serie nachweisen.

Als tektonische Schürflinge und in Gesellschaft von Rauhacken und Grünschiefern in unterostalpinem Flysch eingeschichtet, stellen sich an der Basis der

¹¹⁾ Herr Prof. J. CADISCH, Bern, stellte in zuvorkommender Weise seine Skizzenbücher zur Verfügung, wofür wir an dieser Stelle aufs verbindlichste danken.

Stammerklippe zahlreiche Linsen aus mehrheitlich stark marmorisiertem Dolomit ein. Es dürfte unterostalpine Provenienz in Frage kommen (vgl. p. 356 und Fig. 5).

Im SW des untersuchten Gebietes scheint sich die Stammer-Decke, die wir, da sie in stark reduziertem Zustand an der Fuorcla Chamins durchzieht, auch «Chaminser Quetschzone» benennen, fortzusetzen. Von J. CADISCH (1934) finden wir im «Geologischen Führer der Schweiz» folgenden Passus: «Nach dem Clünas (nördlich Schuls) hin ansteigend, überschreitet man auf 2190–2265 m Triasdolomit der Stammer-Serie. Das Gestein ist brecciös und enthält Lagen eines grünen, serizitisch-tonigen Schiefers, der an Quartenschiefer erinnert.» Allein die tektonische Stellung erlaubte diesem Autor eine Gleichsetzung mit den Gesteinen der Stammer-Serie. Nach einer neuen Beobachtung (Sommer 1956) von Herrn Prof. J. CADISCH, Bern ist diesem Dolomit bei Ch^{na} da Naluns (2280 m) Lias in Steinsberger Fazies aufgesetzt, so dass eine Verbindung mit der Stammer-Decke dahin fällt.

Lithologie

Die maximale Mächtigkeit beträgt nach unseren Beobachtungen ungefähr 120 m, während W. PAULCKE (1904) 200–280 m, W. HAMMER (1923) 150 m anführen. Diese Abweichungen rühren daher, dass wir es bei der Stammerspitze mit der gegen NW auskeilenden Stirn einer liegenden Falte zu tun haben.

Gegen oben wie gegen unten lässt das Schichtglied kaum eine Entwicklung erkennen. Basale Teile sind im allgemeinen massiger, zeigen gelbliche Farbtöne und wittern manchmal blossorange an, während die oberen Partien des Hauptdolomites feiner gebankt sind und hellgraue Färbungen aufweisen. 2 Detailprofile wurden auf der Südseite des Berges aufgenommen, ohne dass sich markantere Horizonte ausscheiden liessen. Wichtigere tektonische Komplikationen sind demnach auch nicht zu konstatieren. Im Verband bildet der Dolomit hellgraue Felswände, die infolge Wechsels von hell- bis dunkelgrauen Bänken von 1–4 m Dicke eine sehr charakteristische Bänderung erfahren. Das Gestein ist grösstenteils gut gebankt, stellenweise ausgesprochen massig oder auch klotzig-ungeschichtet. Feinplattige, bis 1 cm dünne Schichten kommen nur sporadisch vor. Lokal ist der Hauptdolomit von feinen Haarspältchen und feinsten Dolomitäderchen durchzogen, die wohl infolge mechanischer Beanspruchung entstanden. Auch sind grössere und kleinere Gesteinspartien als zusammenhängende Schollen bewegt, versetzt und gedreht worden.

Die Absonderung ist oft ausgezeichnet splittrig. Örtlich zerfällt der Dolomit in rhomboidale Stücke, was durch diagonal zu einander stehende Kluftsysteme und Ablösung auf den Schichtflächen bewirkt wird.

Im Handstück wittert der Dolomit in allen Grautönen und oft auch mehlig-staubig bis grobsandig an. Kalkige Lagen fehlen. Mitunter sind einzelne Bänke etwas kalkig, ebenso sind tonige Schiefereinlagerungen äusserst selten und höchstens einige cm dick. Auf frischem Bruch ist der Hauptdolomit hell- bis dunkelgrau, wobei die hellen Varietäten meist dichter struiert sind.

Gegen die Kössener Schichten des Rhät angrenzend, sind zwischen den oft unebenen Suturen der Schichtflächen feine, braunrote Beläge von toniger Substanz vorhanden, die bis zu einigen cm eines metallisch anlaufenden Tonschiefers anschwellen können. Die benachbarten Dolomitlagen sind gelb verfärbt. Diese Beobachtungen lassen sich auf der SW-Flanke des Stammerspitz bei 2940 m wie auch

in der unteren Falte und am Stammer-Ostgrat in der obersten Schuppe (siehe Tektonik) machen und sind damit von prinzipieller Bedeutung, indem in der norisch-rhätischen Übergangszeit das rein marine Milieu verlassen wird und küstennahe Bedingungen (Einschwemmung von feinstem, tonigem Material) sich ankünden.

Selten schalten sich gelblich anwitternde, knollige Dolomitbänkchen von 2–50 cm mit geringem Kalkgehalt ein. Intermediäre Erosionsvorgänge bilden sich heute als wieder eingesedimentierte Kleinreliefs innerhalb einer Dolomitbank ab. Vermutlich sind diese Erscheinungen subaquatischer Entstehung, wobei an stärkere Wasserströmungen zu denken ist, wie sie in Schelfgebieten ohne weiteres erwartet werden dürfen.

Der Hauptdolomit der unteren Falte des Stammergeipfels (siehe Tektonik) zeigte eine etwas abweichende lithologische Beschaffenheit. Er wittert mit sehr hellem Grau und mehlig-staubig an und zerfällt ausgesprochen splittrig. Das Gestein ist von $\frac{1}{2}$ – $1\frac{1}{2}$ mm grossen, glasig glänzenden, dunkelgrauen Körperchen ganz erfüllt, deren nähere Untersuchung folgendes ergab:

Dünnschliff

Farblose, klardurchsichtige, vollkommen idiomorphe Plagioklaskristalle von bemerkenswerter Reinheit liegen in einer feinkörnigen (ca. $10\ \mu$ Korndurchmesser), dolomitischen Grundmasse. In den meist verzwilligten Holoblasten sind winzige, tröpfchenartige Dolomitkörner eingeschlossen. Begleitminerale fehlen. Kleine Spältchen sind mit grobkristallinem Dolomit verheilt.

Röntgenographische Bestimmung des An-Gehaltes

Die Auswertung des Röntgenspektrogramms wurde nach dem genauere Resultate als die Federow-Methode liefernden Verfahren von F. CLAISSE (1950) im Mineralogisch-petrographischen Institut (Bradley-Kamera UNICAM, FeK_α -Strahlung, $1\frac{1}{2}$ h) durchgeführt, wobei wir uns mit der Ausmessung der Gruppe I (Linien 1, 2, 3 mit den Positionen 2,64; 2,55–2,49; 2,51–2,44 Å), welche allerdings die genaueren Ergebnisse liefert, begnügten. Es ergab in 3 Messungen folgende Werte: $\text{Ab}_{97,6}\text{An}_{2,4}$; $\text{Ab}_{97,8}\text{An}_{2,2}$; $\text{Ab}_{98,1}\text{An}_{1,9}$.

Nach M. TOPKAYA (1950), der den authigenen Silikaten in den nicht metamorphen Sedimenten des Juragebirges, der Molasse und der Alpen der Westschweiz eine Detailstudie widmete, bilden sich diese «in situ», d. h. unter geringer Gesteinsüberlastung, bei einer Temperatur unterhalb 100°C und ohne Mitwirkung von hydrothermalen oder pneumatolytischen Lösungen.

Den Abschluss gegen das Rhät bildet in der erwähnten unteren Falte eine graue, schwach gelblich verwitternde und kalkige Dolomitbank von $1\frac{1}{2}$ m Dicke, in der Linsen von sehr grobspätigem, dunkelgraublauem Kalk eingebettet sind (Fig. 13).

W. HAMMER (1923) erwähnt ausserdem im Hangenden des nach ihm 150 m mächtigen Dolomits eine Bank mit Hornsteinknauern, die von uns aber nie beobachtet werden konnte.

Breccien im Hauptdolomit

Als spektakulärstes Merkmal ist im Hauptdolomit auf die starke Verbreitung von Breccien aufmerksam zu machen, die in mechanisch entstandene und sedimentäre unterteilt werden können. Auch die tektonischen Breccien wollen wir hier des Vergleichs halber mit 2 Beispielen beschreiben.

a) Als Dislokationsbreccie (monomikte Reibungsbreccie) ist ein Tektonit auf der S-Seite, in der Scharte zwischen Ost- und Westgipfel, zu bezeichnen.

Im Handstück ist es ein aus hellgrauen, eckigen Dolomitfragmenten bestehendes, kataklastisches Gestein, das durch eisenschüssigen, kalzitischen Zement sekundär verkittet wird. Der letztere stellt ein Ausscheidungsprodukt zirkulierender Wässer dar. Das brecciöse Gestein begleitet als 1–2 m breite Ruschelzone eine Verwerfung, die Ost- und Westgipfel trennt (Taf. X). Auf den senkrecht stehenden Verwerfungsflächen haben sich dort, wo sie auseinanderklaffen, bis daumengroße Kalzitkalenoeder angesiedelt. So befindet sich im Kamin südlich der beiden Gipfel auf ca. 3020 m Höhe eine hübsche Kristallhöhle, die nicht leicht zugänglich ist und deren Wände ein dicht besetzter Kristallteppich überzieht.



b) Reine Druckbreccien. An Stellen erhöhter mechanischer Beanspruchung wurde der Dolomit in weiten Arealen gleichmässig zertrümmert und durch dolomitische Substanz wieder zusammengekittet. Seine ursprüngliche Kompaktheit hat das Gestein jedoch eingebüsst und zerfällt beim Anschlagen in kleine Stücke. Der der destruktiven Metamorphose folgende Rekristallisationsprozess war hier wenig wirksam.

Fig. 13. Grobspätige Kalkeinschlüsse im schwach kalkigen Hauptdolomit der Stammer-Serie. Südwand des Stammerspitzes in der Rinne zwischen Ost- und Westgipfel (2960 m).

Bei den atektonischen Breccien sind im Hauptdolomit der Stammerspitze 2 Typen zu unterscheiden:

c) Komponente und Grundmasse sind aus demselben Material zusammengesetzt. Eckige bis schwach gerundete, kantengerundete, dunkelgraue Dolomitfragmente schwimmen isoliert in einer ebenfalls dolomitischen, etwas heller verwitternden Füllmasse und berühren sich im allgemeinen gegenseitig nicht. Die Grösse der Komponenten schwankt in weiten Grenzen. Wie auf der Verwitterung ausgesetzten Gesteinsoberflächen zu konstatieren ist, ist das Material der Bruchstücke in Bezug auf Korngrösse, Anwitterungsfarbe, Textur usw. vollkommen identisch.

Dünnschliff einer monomikten, massigen Dolomitbreccie aus der Stammer-Südwand (3160 m): Die u. d. M. farblosen Komponenten setzen sich aus einem sehr gleichmässigen Mosaik schwach verzahnter Dolomitkörner zusammen und liegen in einer Grundmasse aus Dolomitkörnern von derselben Grössenordnung wie in den Komponenten.

Diese Art Breccienbildung erstreckt sich teils über grössere Felskomplexe, teils ist sie auf kleinere Nester innerhalb einer Dolomitbank oder quer zur Schichtung stehende, mehrere Schichtbänke durchbrechende Schlote beschränkt.

In einer Hauptdolomitbreccie vom eben beschriebenen Typus fanden wir in der Runse, die zwischen Ost- und Westgipfel ihren Anfang nimmt und gegen Tschütta sich hinabzieht, auf 3070 m Höhe grössere, völlig gerundete, primärbrecciös texturierte Gerölle, die zweifellos nichts mit Phakoiden gemein haben.

d) Die eckigen oder leicht gerundeten Komponenten sind rein dolomitisch wie der Zement, aber polymikt in Bezug auf Textur (massig bis deutlich geschichtet), Struktur (Korngrösse und in Abhängigkeit davon sandigraue bis glatte Anwitterung), Anwitterungsfarbe usw. Dieser Breccientyp ist niveaubeständig, also an bestimmte Horizonte gebunden.

Genetische Deutungsversuche

Diese in der Literatur oft als «Primärbreccien» bezeichneten Gesteine können ihre Entstehung verschiedenen Vorgängen verdanken. Nach A. CAROZZI (1953) führt Dolomitisierung von Riffkalken zu Breccien- und Vakuolenbildung. U. KAPPELER (1938) beschreibt aus der Trias der Ortler-Zone durch subaquatische Rutschungen gebildete Breccien und wahrscheinlich durch submarine Beben entstandene Erschütterungsbreccien.

Bei c) ist auf Grund des geringen Abrollungsgrades und der monomikten Zusammensetzung ein kurzer Transportweg wahrscheinlich, oder die Breccie bildete sich durch Breccierung aus irgendwelcher Ursache gleich an Ort und Stelle. Auch bei d) ist das Einzugsbiet rein dolomitisch, die Breccie umfasst indessen verschiedene Dolomitvarietäten, so dass daraus auf die allochthone Natur der Komponenten geschlossen werden muss. Auch hier dürfte der Transportweg sehr kurz gewesen sein. Es ist dabei an durch kurzfristige Erosionsvorgänge bewirkte Sedimentationsunterbrüche in Kombination mit Wiederaufarbeitungsprozessen zu denken.

Zusammenfassend können in der lithofaziellen Ausbildung des Hauptdolomites an der Stammerspitze doch geringe Unterschiede in der Vertikalen erkannt werden. Von unten nach oben:

1. Tiefere Partien sind sehr dickbankig und bilden Steilstufen. Helle und dunkelgraue Bänder bis zu 5 m Dicke.
2. Gegen oben, an unteres Rhät angrenzend, Einlagerungen von bunten, geringmächtigen Tonschiefern und gelbliche Verfärbung der benachbarten, etwas tonigen und dünnbankten Dolomitschichten. Gelände flacher.
3. Abschluss der Schichtfolge durch eine dickere, kalkige Dolomitbank mit spätigen Kalkeinschlüssen.

Abgrenzung gegen das Rhät

Während am Gipfelgrat der Stammerspitze das oberste Niveau des Hauptdolomits und das Rhät durch transgressiven Lias abgetragen wurde und im Liegendschinkel der Antiklinale eine tektonische Abschürfung angenommen werden muss, blieb der primäre Verband zwischen Norien und Rhät in der unteren Falte allem Anschein nach erhalten. Er wurde schon auf p. 396 beschrieben.

Ein norisch-rhätisches Grenzniveau als Übergang zum Rhät aufzustellen, ist hier überflüssig, da die dem Hauptdolomit auflagernde dolomitisch-kalkige Wechselfolge mit Mergeleinschaltungen bereits typische Rhätfossilien lieferte. Auch ein Plattenkalkniveau, wie es aus der Scarl- und Umbrail-Decke (BOESCH, H., 1937)

beschrieben wird, fehlt am Stammerspitz. Die Grenze Norien/Rhétien wurde bei der ersten im Dolomit auftretenden Kalkbank festgelegt.

Fossilführung und geologisches Alter

Der Hauptdolomit zeichnet sich durch grosse Fossilarmut aus. Leider erwies sich eine Bestimmung der spärlichen Fossilreste als undurchführbar. Petrefakten wurden auf der Stammer-Südseite auf 2980 m festgestellt. In schwach kalkigem Dolomit stecken zahlreiche, einige mm grosse Schälchen, deren Feinstrukturen, wie im Anschliff zu erkennen war, verwischt sind. Es wurde in der Literatur (A. CARROZZI, 1953 u. a.) schon oft darauf hingewiesen, dass beim Dolomitierungsprozess organische Strukturen sukzessive aufgelöst werden.

Eine Einstufung des Hauptdolomits kann nur auf Grund der geologischen Lagerung an der Basis des Rhät, bzw. Lias erfolgen, wobei für den Hauptdolomit der Stammerspitz eher an ein obernorisches Alter gedacht werden muss. Basale Transgressionsbreccien, in den Serien der verschiedenen oberostalpinen Decken häufig beschrieben, fehlen am Stammerspitz. Von typischen Regressionsedimenten des Raibler Horizontes fehlt ebenfalls jede Spur. Diese sind schon aus tektonischen Momenten hier nicht zu erwarten.

Faziesvergleiche mit der oberen Trias anderer Schichtreihen Bündens

Ziel dieser vergleichenden Bearbeitung ist die stratigraphische Zugehörigkeit der Stammer-Serie auf der Basis der lithofaziellen Ausbildung ihrer Sedimente zu ermitteln. Dabei werden wir uns mit einer Zusammenstellung der oberen Trias-Kreide hochpenninischer und ostalpinen Schichtserien der unmittelbaren Nachbarschaft (Tasna-Decke, Unterengadiner Dolomiten, Lad-Schuppe der Scarl-Decke) und der weiteren Umgebung (Schamser-Decken, Ortler-Zone, Tschirpen-Decke usw.) Süd- und Mittelbündens begnügen.

Obschon der Hauptdolomit nach allgemeiner Auffassung als ein atypisches Schichtglied gilt, lässt die Zusammenstellung doch frappante Faziesunterschiede von Decken- zu Deckenelement erkennen:

a) Bei den Schamser-Decken fehlen hauptdolomitähnliche Gesteinskomplexe überhaupt, zum Teil ist die Trias wie in der Surcrunas-Zone (Serie von Crestota nach V. STREIFF, 1939) deutlich dreigeteilt in Quartenschiefer, Dolomit und Rauhwaacke unten. Die Mächtigkeiten überschreiten 30 m nicht.

b) Die Ardezer Schichtreihe (J. CADJSCH, 1941) enthält schlecht geschichtete, örtlich brecciöse Dolomite von max. 25 m. Keine Übereinstimmung.

c) In den Unterengadiner Dolomiten ist dem NW-Rand der Scarl-Decke besondere Aufmerksamkeit zu schenken. A. SPITZ und G. DYRHENFURTH (1915) sowie G. BURKARD (1953) erwähnen graue bis schwärzliche, mittel- bis hellgraue, oft orange anwitternde, völlig kalk- und tonfreie Dolomitbänke wie am Stammerspitz. Eine spezielle Ausbildung des Hauptdolomits stellt sich nach G. TORRICELLI (1956) am Piz Lad ein, der eine tektonisch selbständige, der Scarl-Decke randlich aufgesetzte Scholle darstellt. Neben der deutlichen Bankung durch dunkle und helle Bänder ist das Auftreten von sog. «Plattenkalken» (dunkelgraue bis schwarzgraue, dünngebankte bis plattige Kalke voll Fossilbruchstücke) bemerkenswert.

Eine gute Übereinstimmung mit den stirnwärtigen Partien der Scarl-Decke ist unbestreitbar, Plattenkalk wie am Piz Lad fehlte aber am Stammerspitz.

d) Ortler-Zone (W. HAMMER, 1908; U. KAPPELER, 1938). Wie am Ortler liessen sich auch

am Stammer obernorische (dünnebankte Dolomite mit tonigen Zwischenlagen) abtrennen. Ein norisch-rhätisches Grenzniveau wurde aus dem Ortler-Gebiet nicht bekannt.

e) Tschirpen-Decke (Mittelbünden). R. BRAUCHLI (1921) beschreibt aus der Lenzerhorn-Gruppe (im Kar zwischen Weisshorn und Tschirpen) eine kalkig-dolomitische Mischzone an der Grenze zwischen Oberrhätien und Rhätien. Die Analogie mit dem Hauptdolomit der Stammer-Serie ist gut.

2. Rhät

Durch Fossilien belegbares Rhät lässt sich in unserem Untersuchungsgebiet allein an der Stammerspitze nachweisen. Bei Chè d'Mutt sind Linsen eines grob-spätigen, blauschwarzen, oft von Schalentrümmern ganz erfüllten Spatkalkes im Schiefer eingekeilt. Einzelne Partien enthalten überdies mm bis cm grosse, gelblich verwitternde, eckige Dolomitpartikel, ein lithologisches Merkmal, wie es nur in der rhätischen Stufe am Stammer beobachtet werden kann. Ohne Zweifel handelt es sich um tektonisch verschleppte Rhätgesteine der Stammer-Serie. Siehe Taf. I.

In der Südwand der Stammerspitze ist das Rhät in zwei gut verfolgbaren Bändern aufgeschlossen, am Ostgrat stellt es sich sogar in dreifacher Lagerung ein. Auf der NW-Seite des Westgipfels desselben Berges schalten sich zwischen dem Hauptdolomit und transgressivem Lias typische Rhätgesteine ein, deren Lagerung allerdings so ist, dass die Entscheidung, ob Rhät oder schon liasisch aufgearbeitetes Rhätmaterial vorliegt, nicht mehr mit Sicherheit zu treffen ist.

Am Stammer selbst konnte das Rhät auf Grund lithologisch-fazieller Unterschiede und der geologischen Lagerung zweigeteilt werden:

Unteres Rhät. Diese Gesteinsfolge grenzt an den eben besprochenen Hauptdolomit und setzt sich aus einem Wechsel von gelblich anwitternden Dolomiten, Kalken, Mergeln und Tonschiefern zusammen. Auffällig stark sind die Tonschiefer vertreten, wodurch die ganze Serie leicht zurückwittert und einen Unterbruch in der Steilheit der Felswände verursacht. Die Bänke sind weniger dick als im Oberrhät, im Durchschnitt 20–40 cm.

Oberes Rhät. Als eine aus massigen Kalk- und Dolomitbänken sowie mehr oder weniger dolomitischen Kalkmergeln zusammengesetzte Gesteinsserie begleitet die obere Rhätstufe entweder die unteren Rhätschichten in Form von zusammenhängenden, bis 30–40 m mächtigen Zügen oder liegt als kompakte Linsen in den weicheren, plastischen Unterrhätschichten vgl. Taf. VII, VIII und IX). Charakteristische Merkmale dieser Serie sind Grobbankigkeit (2–3 m dicke Bänke sind häufig) und das Fehlen der bunt anlaufenden Tonschiefer.

Die beiden Unterstufen sind nicht immer leicht auseinanderzuhalten, vor allem dann nicht, wenn eine tektonische Vermischung stattgefunden hat. Bei der Kartierung wurde die Grenze zwischen beiden Schichtstössen an jene Stelle gelegt, wo 1–2 m tiefe Einbuchtungen ein ehemaliges Kleinrelief andeuten. Die oberrhätischen Kalke setzen – zweifellos nach einem kurzen, von ?submariner Erosion gefolgt Sedimentationsunterbruch – ohne beobachtbare Diskordanzen auf dieser Unterlage auf.

a) Unteres Rhät

Ein detailliertes Profil wurde auf der Südseite der Stammerspitze in Nähe des Ostgrates aufgenommen (Fig. 14).

Die hier 17 m starke Serie setzt sich aus Dolomiten, Kalken (teilweise oolithisch), Tonschiefern und untergeordnet aus Kalkmergeln und dolomitischen Mergeln zusammen, wobei die Tonschiefer den Dolomiten und Kalken zwischengeschaltet sind. PAULCKE hat schon deren auffällige Verwitterungsfarben treffend als «herbstlaubfarben» beschrieben. Zwischen den Kalken weisen die Tonschiefer blauschwarze Färbung auf, wie wir es übrigens auch von den Bündnerschiefern

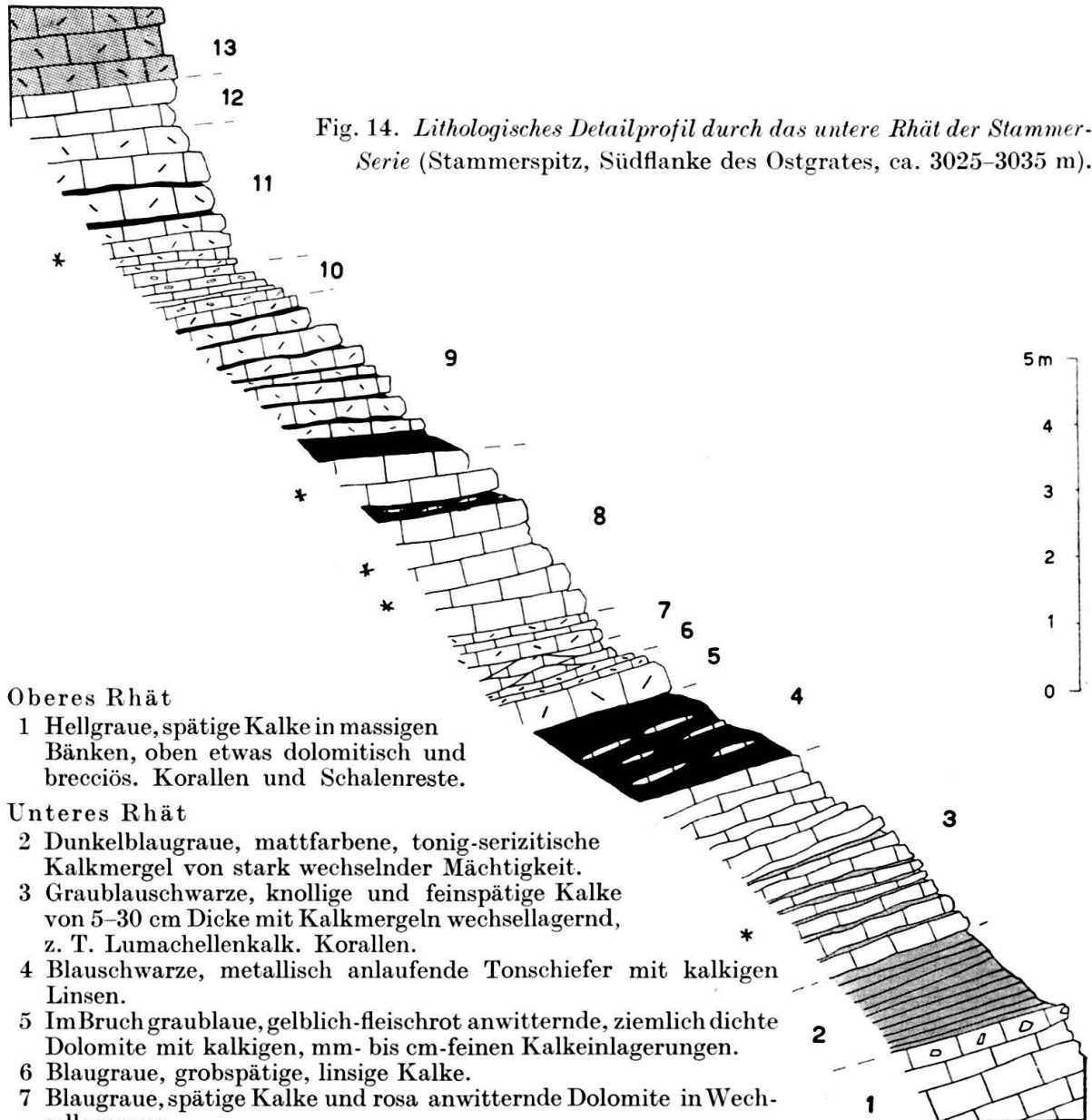


Fig. 14. *Lithologisches Detailprofil durch das untere Rhät der Stammerserie (Stammerspitz, Südflanke des Ostgrates, ca. 3025–3035 m).*

Oberes Rhät

- 1 Hellgraue, spätige Kalke in massigen Bänken, oben etwas dolomitisch und brecciös. Korallen und Schalenreste.

Unteres Rhät

- 2 Dunkelblaugraue, mattfarbene, tonig-serizitische Kalkmergel von stark wechselnder Mächtigkeit.
 - 3 Graublauschwarze, knollige und feinspätige Kalke von 5–30 cm Dicke mit Kalkmergeln wechsellagernd, z. T. Lumachellenkalk. Korallen.
 - 4 Blauschwarze, metallisch anlaufende Tonschiefer mit kalkigen Linsen.
 - 5 Im Bruch graublaue, gelblich-fleischrot anwitternde, ziemlich dichte Dolomite mit kalkigen, mm- bis cm-feinen Kalkeinlagerungen.
 - 6 Blaugraue, grobspätige, linsige Kalke.
 - 7 Blaugraue, spätige Kalke und rosa anwitternde Dolomite in Wechsellagerung.
 - 8 Hellgrau anwitternde, hellgraue Kalke, z. T. als Lumachelle entwickelt. Im oberen Drittel blauschwarze Tonschiefer mit zerbrochenen Kalkbänken.
 - 9 Gelblich bis rosa anwitternder, schwach kalkiger Dolomit in 5–25 cm dicken Schichten. Dazwischen rostrote Tonschiefer.
 - 10 Hellgrauer, spätiger Kalk mit winzigen, eckigen Dolomitpartikeln.
 - 11 Gelblich anwitternde, graue, kalkige Dolomite und metallisch anlaufende, rostrote, fugenfüllende Tonschiefer.
 - 12 Grobspätiger, blaugrauer Kalk.
- Norien (Hauptdolomit)
- 13 Splittrig brechender, hellgrauer, klingender Dolomit in Bänken von 5–100 cm Mächtigkeit.

* Fossilfund.

her gewohnt sind. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalk ist etwa 3:4. Tonschiefer sind reichlich vorhanden.

Ein zweites, instruktives Profil ist am Nordgrat leicht zugänglich (Fig. 15).

Von oben nach unten folgt auf Hauptdolomit eine Schichtreihe von wechsellagernden Dolomitbänken, Tonschiefer und dolomitischen Kalkmergeln in untergeordneten Mengen. Kalke vertreten gegen das Hangende die Dolomite, während die Tonschiefer sich über die ganze Unterstufe verteilen. Im gleichen Grat, jedoch schon in der unteren Schuppe, ist das Rhät auf 5 m reduziert und enthält nur Kalkmergel, mergelige Kalke und spätige Kalke, wovon eine Bank *Pteria contorta* (PORTL.) lieferte.

Ein tektonisch ungestörtes Normalprofil wird an der Stammerspitze kaum vorhanden sein. Wir beschränken uns deshalb auf die Wiedergabe obiger 2 Profile und legen grösseren Wert auf die Besprechung des allgemeinen Charakters dieser bemerkenswerten Schichtfolge.

Auf den ersten Blick fallen die stumpfen, aschgrauen Farben und die leichte Verwitterbarkeit auf. Die härteren Gesteinsbänke machen durchwegs einen gequälten Eindruck und sind örtlich linsenförmig deformiert, manchmal sogar zu tektonischen Geröllen aufgelöst worden. Die Dolomitbänke, im allgemeinen von feinem Korn, wittern gelblich bis rosafarben an. Auf frischem Bruch sind sie grau-blau. Einzelne, sehr hellgraue und grobspätige Kalkbänke können durch den grossen Reichtum von Schalenrümern als Lumachellenkalke bezeichnet werden. Die schmutziggrau verwitternden, olivfarbenen Kalkmergel sind sehr fossilreich. Leider zerfallen die Schalen beim Einsammeln rasch in ein feinkörniges Grus.

Die primäre Mächtigkeit ist schwer zu bestimmen, sie dürfte aber 20 m kaum übersteigen.

Gesteinstypen des unteren Rhät

Im folgenden charakterisieren wir einige typische Gesteine aus dieser Serie näher. Die Dolomite des Rhät weisen im Bruch graublau Färbung auf, wittern ockergelb, rosa und gelblich an und sind demnach vom Hauptdolomit leicht unterscheidbar. Daneben treten dichte, schwach mergelige, orange anwitternde, fast schwarze Kalke auf. Nirgends anstehend gefunden, aber durch die Lage des Fundortes sicher von rhätischem Alter sind hellgraue, oolithische Kalke, von denen ein Dünnschliff angefertigt wurde.

U.d.M. sitzen stark rekristallisierte, 0,3 bis 0,7 mm, maximal 2–3 mm grosse kugelige, ovoide und längliche Ooide von konzentrischem Schalenbau isoliert in ebenfalls rekristallisiertem, kalkigem Zement. Als Ooidkerne fungieren Muschelschalentrümmer u.a. organische, unbestimmbare Reste.

Ein weiterer, ebenfalls pseudoolithischer Kalk wurde mikroskopisch näher untersucht. Der Dünnschliff wurde vor dem Decken mit Kampesche-Farbholzextrakt angeätzt (p. 351).

Mikroskopischer Befund: Im grobkristallinen, kalzitischen Zement treten massenhaft 0,2–0,5 mm grosse, dolomitische, kugelige Körperchen ohne scharfe Ränder nebst winzigen, stark rekristallisierten und ebenfalls dolomitischen Muschelschälchen auf. Nur selten und undeutlich erkennt man eine konzentrische Anordnung der Schalen, so dass man auf einen ehemaligen Oolith schliessen kann.

Genese dieser Gesteine: Ist die Dolomitnatur dieser Ooide primärer oder sekundärer Natur oder liegen dolomitierte Kalkooide vor, die in Kalkschlamm

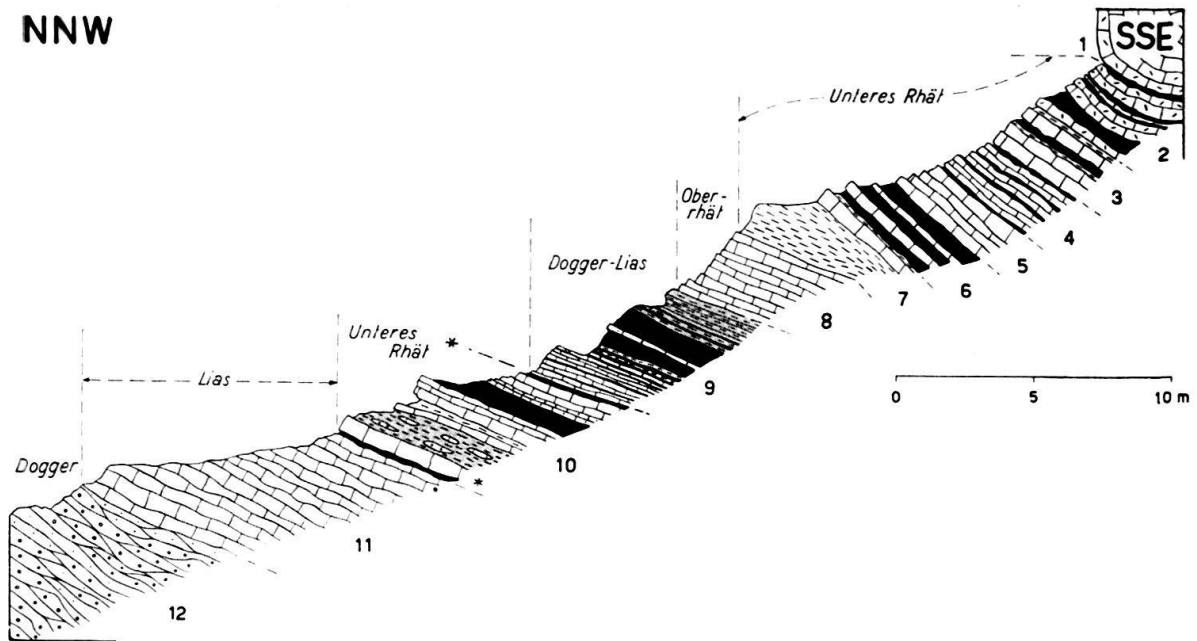


Fig. 15. Detailprofil durch das Rhät am Nordgrat des Stammerspitzes.

? Dogger – oberer Lias

12 10–12 m rostbraun anwitternder, flaseriger und getüpfelter Mergelkalkschiefer, sog. «Knötchenschiefer».

11 Dunkelblauschwarzer, feinspätiger Kalk mit mergeligen, mm-feinen Zwischenlagen, gegen 10 etwas brecciös.

Unteres Rhät

10 Herbstlaubfarbene Tonschiefer; spätiger Kalk mit **Pteria cont.* u. a. Muschelresten; Linsen und Knollen von taubengrauem, sehr grobspätigem Kalk und Kalkbreccien in gelbbraun anwitternden, mattgrauen, quarzführenden Kalkmergelschiefern; dunkelgrau anwitternder, blauschwarzer, spätiger Kalk; dichter Kalkmergelschiefer; dünn-geschichteter, spätiger Kalkschiefer; blaue Tonschiefer; blauschwarze Kalkschiefer; blauschwarze Tonschiefer.

? Dogger – Lias

9 Wechselagernde, dünnblättrige Kalk- und Tonschiefer, gegen das Hangende toniger und mit eingeschalteter, blauschwarzer Kalkbank, übergehend in Kalkmergel.

Oberrhät

8 Hellgrau verwitternder, dunkelschwarzblauer, spätiger Kalk von stark variabler Mächtigkeit.

Unteres Rhät

7 Gelbbraun verwitternder, dichter Kalkmergelschiefer; dunkelgrau anwitternder, frisch blauschwarzer, spätiger Kalk; Mergelschiefer.

6 Schwarzblaue Tonschiefer mit bunten Anlauffarben; dunkelgrau anwitternder, blauschwarzer und spätiger Kalk; Tonschiefer; gelborange anwitternder, sehr dichter, dolomitischer Kalk; Tonschiefer.

5 Massige Kalke.

4 Kalk- und Tonschiefer in Wechsellagerung; ziegelrot anwitternder, mittelgrobspätiger Kalk; Tonschiefer.

3 Massiger, dichter, dolomitischer Kalk, im Hangenden 10 cm dolomitisch; Kalkmergel; Tonschiefer; gelblichgrau anwitternder, stumpfgrauer, feinspätiger, dolomitischer Kalk; dolomitischer Mergel.

2 Gelblich anwitternde, dunkelgraue und dichte Dolomite und «herbstlaubfarbene» Tonschiefer in Wechsellagerung.

Hauptdolomit

1 Hellgrau anwitternder, dunkelgraublauer, dichter Dolomit, dick gebankt.

einsedimentiert wurden? Einen wertvollen Fingerzeig geben hier die gleichfalls dolomitischen Schalenreste. Pseudoolithische und oolithische Kalke stellen in den ostalpinen Schichtreihen einen weit verbreiteten Typ der rhätischen Stufe dar und werden gelegentlich als Riffschuttsedimente gedeutet.

Von einem hellgrauen, grobspätigen Kalk wurde ebenfalls ein Gesteinsschliff hergestellt, dessen mikroskopische Untersuchung zu folgendem Befund führte:

Schalenreste sind häufig, ebenso 1–1½ mm lange und 0,2–0,4 mm breite, gerundete Stäbchen von plumper Form. Wir vermuten, dass es sich um gepresste Ooide handelt, deren Feinstrukturen durch fortgeschrittene Rekrystallisation verwischt wurden. *Bactryllien*, wie sie aus der germanischen und auch aus der alpinen Trias bekannt wurden, kommen nicht in Frage. Echinodermenreste konnten in den Dünnschliffen nicht beobachtet werden.

Fossilführung und Alter

Die Gesteinsbänke weisen stellenweise einen erstaunlichen Fossilreichtum auf. Von den schlecht erhaltenen Petrefakten konnten bestimmt werden:

Gervilleia inflata SCHAFH.

(ARTHABER, G. von, 1906, pl. 49, Fig. 3)

Nur der hintere Flügel der rechten Klappe ist erhalten. Die Schale ist stark gewölbt und die konzentrischen Anwachsstreifen sind recht grob. Fundort: Stammer-Westgipfel, NW-Seite.

Pteria contorta PORTL.

(PFLUECKER Y RICO, L., 1868, p. 408)

Die bandförmigen Radialrippen, zwischen denen sich feinere einschieben, sind sehr charakteristisch. Teile des hinteren Flügels sind erkennbar, und der Wirbel ist stark über den Schlossrand übergerollt.

Fundort: N-Grat der Stammerspitze (Fig. 15). Nur Schalenfragmente.

Nucula sp. indet.

(STOPPANI, A., 1860–1865, pl. 30, fig. 11–21)

Lumachelle aus konzentrisch gerippten Schälchen von 6–7 mm Breite und 5–6 mm Höhe.

Fundort: Stammer-Südseite, Mitte Südwand, 2980 m.

Avicula cf. *gregaria* STOPP.

(STOPPANJ, A., 1860–1865, pl. 11, fig. 6–10)

Ein ca. 10 mm langes Schälchen (Steinkern) mit glatter Oberfläche (Bestimmung durch Dr. L. PUGIN, Fribourg).

Fundort: Stammer-Südseite, Mitte Südwand, 2980 m.

Thamnastraea rectilamellosa WINKL. sp.

(FRECH, F., 1890)

Kleiner, schirmförmiger Korallenstock von elliptischem Umriss (15/30 mm) mit ca. 12 ineinanderfließenden Kelchen von ungefähr 6–10 mm Durchmesser. 20–25 deutlich alternierende Septen bilden im Zentrum ein Säulchen.

Fundort: Stammer-Ostgrat, 3030 m.

J. FELIX (1890–91) stellt eine *Th. Crespoi* nov. sp. auf, deren äussere Merkmale mit *rectilamellosa* übereinstimmen. Neocom von Tehuacan, Mexico.

Thamnastraea delicata REUSS sp.

(FRECH, F., 1890)

Kelche auf kleinen Erhöhungen und flach eingesenkt. Zahl der Septen etwas grösser (24–32) als bei *Th. rectilamellosa*. Eine Pseudocolumella fehlt ganz oder ist nur schwach angedeutet. Die Grössenverhältnisse (6–6,5 mm) der Kelche stimmen mit den Abbildungen überein.

Fundort: Stammer-Südwand, nahe Ostgrat, 2990 m.

Daneben zahlreiche Reste von Krinoiden (fünfsackige Pentacrinusstielglieder), Brachiopodenquerschnitte etc.

In den mergeligen Kalken und Dolomiten dieser Serie sind öfters wenige mm grosse, schwarze Körperchen mit glänzender Oberfläche eingeschlossen, deren genauere Untersuchung die Anwesenheit fossiler Fischreste ergab. In zuvorkommender Weise wurden diese spärlichen Wirbeltierreste durch Herrn Prof. Dr. E. KUHN, Zürich, untersucht und nach Möglichkeit bestimmt, wofür wir ihm auch an dieser Stelle verbindlichst danken. Es liegen nach brieflicher Mitteilung vom 15. 3. 1956 vor:

a) *Acrodus minimus* Ag. (ein Zähnchen). Die Zähnchen dieses Haies sind nach dem Stand des gegenwärtigen Wissens auf das Rhät-Bonebed beschränkt.

b) Kleines, kugelförmiges Zähnchen (Semionotide). Um zu entscheiden, ob es sich dabei um *Sargodon tomicus* Plien. handelt, wurde ein Dünnschliff angefertigt. Die Zahnstruktur zeigt, dass eine Form vorliegt, die zu *Lepidotus* gehört oder ihr nahesteht.

c) Schuppen von *Ganoiden*. Für eine nähere Bestimmung sind die Schuppenreste zu dürftig erhalten.

Mit Prof. KUHN ist zusammenfassend zu sagen, dass auch die Ergebnisse der Untersuchung der allerdings dürftigen Wirbeltierreste für rhätisches Alter sprechen.

Neben diesen tierischen Fossilien stellen sich häufig Pflanzenreste ein. Herrn Prof. Dr. W. RYTZ, Bern, der die Gesteinsproben und Dünnschliffe einer näheren Prüfung unterzog, danken wir für seine Beratung bestens. Wir stützen uns im wesentlichen auf seine Angaben.

Makroskopischer Befund: Glänzend schwarze Bruchstücke mit feiner Riefung in der Längsrichtung und deutlicher Quergliederung der Sprossen auf der Oberfläche der Stengel (mit ziemlicher Sicherheit zur Gruppe der *Articulatales* und zwar zu *Equisetineen*, vgl. M. HIRMER, 1927).

Mikroskopische Untersuchung von Quer- und Längsschnitten: Es kann im Querschliff ein ca. 2–4 cm grosser, runder Zentralkörper mit Gefässbündelelementen und eine mindestens 2–3 mm dicke Rindenschicht unterschieden werden. Letztere rindenartige Gewebelagen sind mit feinen ?Luftgängen versehen.

Ob die Pflanzenreste zu den *Calamitaceen* oder zu den *Equisetaceen* zu stellen sind, wagen wir anhand von Dünnschliffen nicht zu entscheiden. Die fehlende, sekundäre Holzentwicklung spricht eher für *Equisetaceen*, was auch rein altersmässig wahrscheinlicher ist. Da die Markhöhle von Gefässbündeln erfüllt ist, liegt vermutlich ein Jugendexemplar vor.

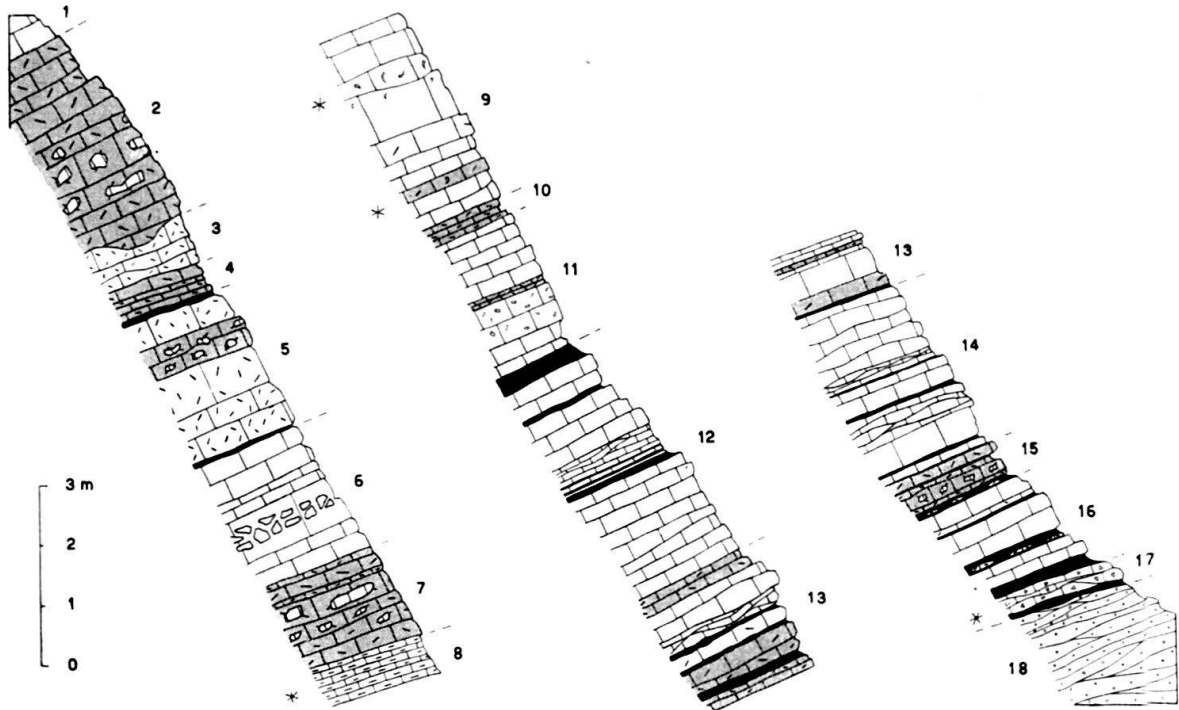


Fig. 16. Lithologisches Detailprofil durch das obere Rhät der Stammer-Serie (Stammerspitze-Südwand, SE Ostgipfel, 2950-2990 m).

? Dogger – oberer Lias

- 18 Braun verwitternde, mergelige Tüpfelkalkschiefer, gegen oben in massigere Bänke übergehend.
 17 Kalkmergel; linsige bis brecciöse Kalke bis Kalkbreccien mit mergeligem Bindemittel. Belemniten (Transgressionsgesteine des oberen Lias).

Oberes Rhät

- 16 Hellgraue, fein- und grobspätige Kalke, hellgrau anwitternde, mattfarbene Kalkmergelschiefer mit Dolomitknollen, untergeordnet gelblich anwitternde, dolomitische, ziemlich dichte Kalke.
 15 Kalkmergelschiefer mit dolomitischen Lagen und Linsen; Dolomit mit kalkigen Einschlüssen; Kalkmergel; Dolomit; Kalkmergel.
 14 Hell- und dunkelgraue Spatkalke und Kalkmergel in Wechsellagerung. Kalke, z. T. linsig, faserig oder knollig texturiert, z. T. etwas mergelig.
 13 Kalkmergel; kalkiger Dolomit; hellgrauer Spatkalk; plattiger, dunkelgraublauer Spatkalk mit dolomitischen Lagen von $\frac{1}{2}$ –1 cm; kalkiger Dolomit mit dolomitischen Kalkpartien und wechsellagernd mit Kalkmergeln; faseriger Kalk; hellgrauer Spatkalk; kalkiger Dolomit.
 12 Knollige, spätige Kalke; Kalkmergel, gegen oben in faserige und plattige Kalke übergehend; spätige Kalke und Kalkmergel.
 11 Spatkalk; dunkelblauschwarzer Spatkalk mit gelblichen, eckigen Dolomitpartikeln; dichter, dünnschichtiger Dolomit, gelblich anwitternd; Spatkalk.
 10 Dünnschichtiger Dolomit, unten kalkig.
 9 Spatkalk; kalkiger Dolomit mit Schalenresten; hellgrauer Spatkalk; dolomitischer Kalk, gelblich anwitternd; hellgrauer Spatkalk mit Bruchschill; linsiger, dolomitischer Kalk voll Schalenrümmer; Spatkalk.
 8 Mergelige Kalke voll Organismenreste (Muscheln, Crinoidenstielglieder).
 7 Splittrig brechender, gelblicher Dolomit mit Einschlüssen aus blaugrauem Spatkalk, oben kalkig.
 6 Plattig absondernder, grauer Kalk, stellenweise brecciös.
 5 Kalkmergel; sehr grobspätiger, hellblaugrauer und taubengrau anwitternder Kalk; kalkiger Dolomit mit gerundeten, kalkigen Einschlüssen; hellgrauer Spatkalk; Kalkmergel.

Ein in Kalk eingebettetes, stengelartiges Gebilde wurde, um es von dem kalkigen Bindemittel zu befreien, über Nacht in konz. Salzsäure gelegt. Leider liessen sich auf der freigelegten Oberfläche keine weiteren Strukturen unter dem Binocular feststellen. Auf Grund einer Mikroreaktion (siehe F. FEIGL, 1954, p. 345, Prüfung mit Kaliumjodat und Stärkelösung) ergab sich, dass sich das schwarz gefärbte Fossil zur Hauptsache aus freiem Kohlenstoff aufbaut.

b) Oberrhät

Der beste und zugleich ein gut zugänglicher, etwas steinschlaggefährdeter Aufschluss befindet sich auf der Stammersüdseite auf ca. 2950–2990 m Höhe, direkt unterhalb des Ostgipfels (Fig. 16).

Es sind hier spätige Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite nebst mehr oder weniger dolomitischen Kalkmergeln in einer sicher in primären Verband stehenden Schichtreihe und in einer Mächtigkeit von appr. 40 m festgestellt worden. Die Serie beginnt unten mit spätigen, dickbankigen Kalken, darauf folgen einige m Dolomit. Von hier ab nimmt der Kalk- und Mergelanteil auf Kosten des Dolomites zu, und die Gesteine werden gleichzeitig dünnschichtiger. In den hangensten Partien stecken in mattem, auf den Schichtflächen durch einen feinen Serizitbelag glänzendem Mergelschiefer bis 5 cm grosse Dolomitknollen, die rundliche, 0,1–0,4 mm grosse, kalkige Körperchen enthalten. Die Dünnschliffuntersuchung einer solchen Knolle ergab die Anwesenheit von kleinsten, eckigen Quarzfragmenten in der dichten, dolomitischen Grundmasse.

Eine geringmächtige, durch tektonische Vorgänge linsig zerquetschte Spatkalkbreccie, die wir auf Grund von Belemnitenfunden in den Lias stellen, begrenzt das Rhät gegen oben. 5–15 cm dicker Kalkmergel und getüpfelte, mergelige Lagen von ?Doggeralter folgen.

Auf der NE-Seite des Stammer (2930–2945 m) ragen aus Schutt und Firnschnee (Fig. 17) ca. 15 m grobspätige, graublau, sehr massige Kalkbänke hervor, die kleine und kleinste, gelbliche Dolomitpartikel, zum Teil Dolomit in Form von Bändern und grösseren, unregelmässig gestalteten Einschlüssen enthalten. Es dürfte sich allem nach um eine verkehrte oberrhätische Kalkserie handeln. Ihr sitzt ein ebenfalls dem oberen Rhät angehörender, 2 m dicker, mergeliger, schmutzig gelbbraun verwitternder, auf frischem Bruch graublauer Kalk auf. Dieser enthält 5–10 cm grosse, spätige Kalkknollen und röhrenartige Gebilde von ungefähr 3 cm Durchmesser, die ebenfalls mit dunkelgrau verwitterndem Kalk ausgefüllt sind. Bei den letzteren ist zu vermuten, dass Grabgänge fossiler *Anneliden* vorliegen. Da eine Spreite fehlt, Verzweigungen aber vorkommen, entsprechen diese glatten Röhren am ehesten den Bohrgängen von *Arenicola* oder noch besser von *Balanoglossus*. Beide, *Arenicolites* und *Balanoglossites*, sind Bildungen seichter Sandküsten. Kriechspuren von Würmern kommen nicht in Betracht, da die Gesteinsbänke quer durchsetzt werden. Auch Grabspuren fossiler *Decapoden* sind wenig wahrscheinlich (vgl. O. ABEL, 1935).

4 Plattiger, kalkiger Dolomit.

3 Hellgrauer Spatkalk.

2 Dichter Dolomit mit eckigen Fragmenten aus hellem Spatkalk, z. T. etwas kalkig.

1 Grauer, dickbankiger Spatkalk, ca. 10 m.

* Fossilfunde.

Darüber Tonschiefer, Dolomite und Kalke des unteren Rhät.

Typische Gesteinsarten des oberen Rhät

Der Vollständigkeit halber werden einige interessantere Grobgefüge von Kalk-Dolomit-Mischgesteinen aus dem oberen Rhät und einige markantere Gesteinstypen näher beschrieben.

? Mittlerer Lias – unterer Lias

- 8 Gut gebankte, blaugraue, spätige Kalke mit ockerbraun und rau anwitternden, mergeligen und eisenschüssigen, streifig angeordneten Kalkpartien, sog. «Streifenkalke», oben sehr grobspätig, z. T. brecciös. Lamellibranchier, zahlreiche Belemniten.
- 7 Blaugrauer, grobbankiger Kalk mit Knollen aus grobspätigem Kalk, «Knollenkalk» (Schichtdicke der Bänke 5–10 cm). Belemniten.
- 6 Olivfarbener bis rotvioletter, massiger, grob- bis mittel-spätiger Kalk bis Spatkalkbreccie, stellenweise brecciös. Krinoiden- und Echinidenreste.
- 5 Grüne Tonschiefer.
- 4 Wie 2, übergehend örtlich in Spatkalkknollen in eisenschüssigem, mergeligem Zement.
- 3 Braunschwarze, matte Tonschiefer.

Oberes Rhät

- 2 Blaugrauer, dickbankiger Spatkalk mit charakteristischen Dolomiteinschlüssen (kleinste, eckige Fragmente und grössere, unregelmässig begrenzte Linsen bis zu Apfelgrösse.) Lokal enge Wechsellagerung von Kalk und Dolomit, «Bänderkalk».
- 1 Schmutzig braungelb anwitternde, mergelige Kalke mit Knollen aus blaugrauem Spatkalk. Bauten fossiler Würmer.

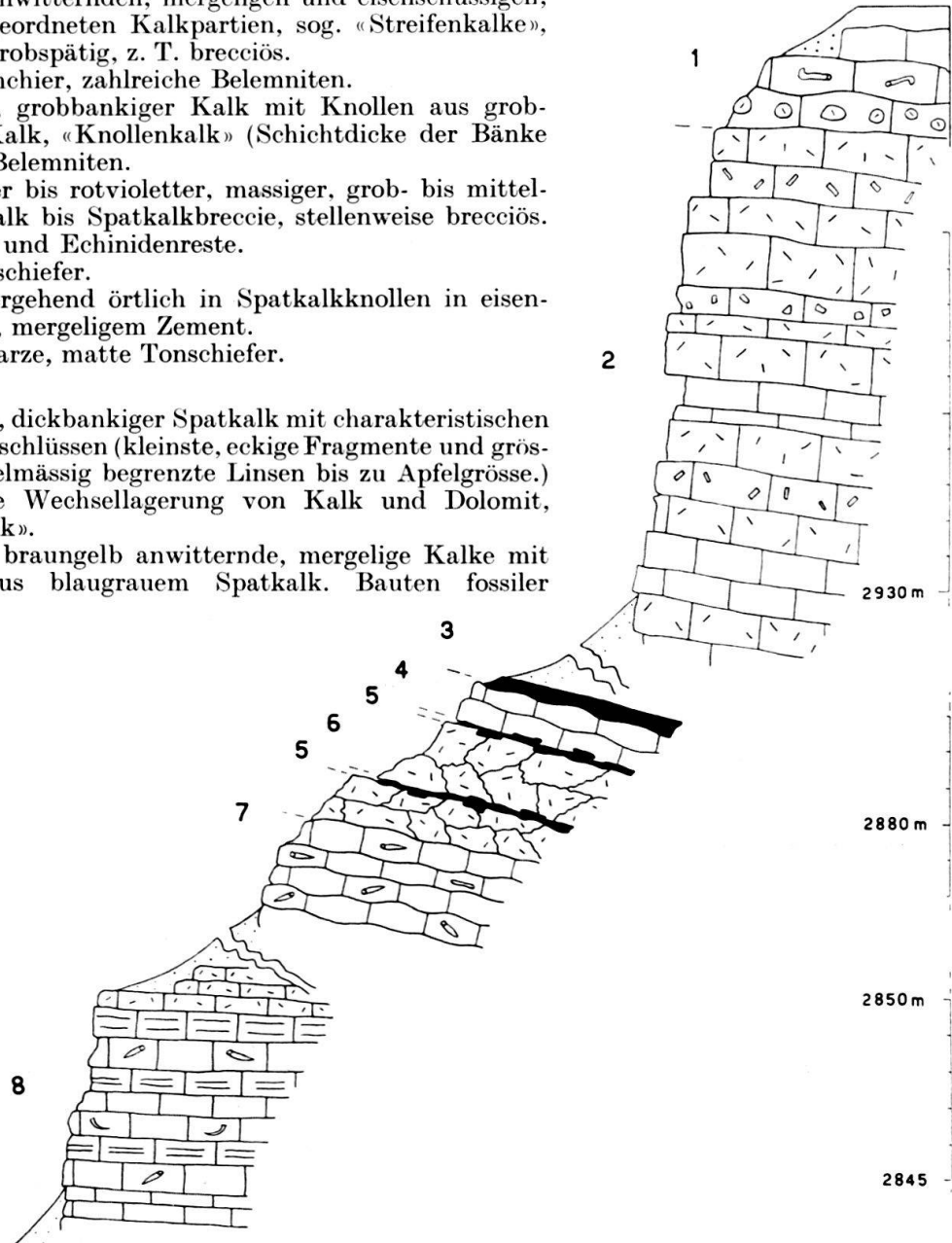


Fig. 17. *Stratigraphisches Detailprofil durch drei isolierte Rhät- und Lias-Aufschlüsse auf der Nordostseite des Stammerspitz-Gipfels (Koord. 821,25–37/199,02–19).*

1. Sehr charakteristisch sind einmal mittel- bis grobspätige, dunkel- bis hellgraue Kalke mit eckigen, seltener rundlichen, gewöhnlich länglichen bis stabförmigen Dolomitpartikeln von gelblicher Anwitterungsfarbe und einer einige mm kaum je überschreitenden Grösse. Die Brocken schwimmen, beliebig orientiert, im Kalk und dürften anorganischen, detritischen Ursprungs sein.

2. Daneben treten gebänderte Kalkdolomitmischgesteine mit mm- bis cm-feiner Wechselagerung der beiden Gesteinsarten auf, wobei die Kalklagen graublau, die dolomitischen Lagen gelblich anwittern. Auf dem frischen Gesteinsbruch lassen sich keine Texturen erkennen. Einige mit Kampesche-Farbreagens angefärbte Gesteinsanschliffe bewiesen, „dass nicht reine Dolomit- und Kalkbänder vorliegen, sondern dass es sich vielmehr um ein ruckweises und kurzfristiges Pendeln um einen Sedimentationsgleichgewichtszustand in einem Milieu handelt, das die Abscheidung dolomitischkalkiger Mischgesteine begünstigte.

3. Kalkdolomitmischgesteine mit wabenartiger Durchwachsungstextur sind ebenfalls häufig. Die eckigen oder gerundeten, mit scharfen Konturen aneinandergrenzenden Einschlüsse bestehen je nach Fundstelle teils aus Dolomit, teils aus Kalk.

4. Brecciöse Dolomite: Eckige Komponenten aus geschichtetem Dolomit liegen in einer spärlichen Grundmasse aus Kalk, wobei die Bruchstücke – denkt man sich die kalzitische Grundmasse weg – sich ohne Zwischenräume zum ursprünglichem, kompakten Gestein zusammenfügen lassen. Es handelt sich am ehesten um eine autochthon entstandene Pseudobreccie, deren Genese durch verschiedene Hypothesen erklärt werden kann. Ähnliche Phänomene beschrieb P. CANAL (1947) von Dolomiten aus dem Becken der Aquitaine.

Als weitere Gesteinsvarietäten sind anwesend: Fleischfarbenanwitternde, dichte, frisch grau-blaue Dolomite; mergelige, knollige Kalke; grobspätige, blaugraue, zum Teil brecciöse Kalke usw.

Die Mächtigkeit der ganzen Serie beträgt maximal 30 m; meistens erreicht sie, primär oder auch tektonisch reduziert, nicht mehr als 10–20 m.

Fossilführung und Alter

Folgende organische Reste wurden festgestellt: Zahlreiche unbestimmbare Schalenquerschnitte, Pentacrinusstielglieder, schlecht erhaltene Korallenreste.

? *Thecosmilia* sp.

Runde Ästchen von 4–6 mm Durchmesser bilden in paralleler Anordnung kopfgrosse Korallenstöcke. Diese riffbildenden Lithodendren werden im allgemeinen dieser Korallengattung zugeschrieben.

Fundort: Stammer-Südwand, 3000 m, unterhalb Ostgipfel.

Nur auf Grund der geologischen Lagerung zwischen fossilbelegten Rhätschichten und noch zu besprechendem, unterem Lias ordnen wir diesen Schichtstoss dem obern Rhät zu.

ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHISCHEN ERGEBNISSE

Die Mächtigkeit des Rhät, verglichen mit den anderen Schichtstufen der Stammer-Serie, ist mit maximal 50 m eine erhebliche. Da unmittelbar über dem Hauptdolomit eine typische Rhä fauna gefunden wurde, erübrigt sich die Ausscheidung eines norisch-rhätischen Grenzniveaus. Vgl. W. HEGWEIN (1927). Unsere unterrhätischen Gesteine lassen sich nur annähernd den Kössener Schichten gleichstellen. Überhaupt erscheint uns die Verwendung weithergeholter Lokalbezeichnungen von geringem wissenschaftlichem Wert. Auf Grund lithologischer Unterschiede und die Lagerungsweise berücksichtigend, führten wir eine Zweiteilung der Rhätgesteine ein. Fossilfunde gestatteten die sichere Einstufung der Gesteinsserie.

Rhät in anderen Schichtfolgen Bündens

Abschliessend soll unser so differenziertes Rhät mit den altersmässig entsprechenden Gesteinen einiger Schichtfolgen benachbarter Decken verschiedener tektonischer Stellung verglichen werden.

a) *Schamser Decken*. Über die typisch dreigeteilte Trias der *Serie von Crestota* (V. STREIFF, 1939) legen sich schwarze, rostig anwitternde Tonschiefer, darüber eine wechselvolle Kombination von dunklen Kalken, teilweise oolithischen Dolomiten und dolomitischen Kalken. Die Bänke sind stellenweise sehr fossilreich; schon H. MEYER (1909) wies fossilbelegtes Rhät nach. Mächtigkeit im Ostschams: 2–3 m.

In der *Gelbhorn-Decke* des nördlichen Westschams (H. JÄCKLI, 1941) liegt das Rhät in einer Mächtigkeit von 6–10 m vor und führt Dolomite, grüne und schwarze Tonschiefer, resp. Tonphyllite, Lumachellenkalke und Mergel, der in Quarzit übergehen kann.

In der *Kalkberg-Gurschus-Zone* des Ostschams (STREIFF) ist kein Rhät vorhanden, in der *Marmor-Zone* besteht keine Analogie. Es kann also festgehalten werden: In einzelnen Elementen der Schamser Decken ausgezeichnete, in anderen keine Übereinstimmung oder das Rhät fehlt überhaupt.

b) In der unterostalpinen Rahmenzone (*Tasna-Decke*) des Unterengadiner Fensters sind weder aus der SW- (J. CADISCH, 1932, 1941) noch von der NE-Ecke des Fensters (W. HAMMER, 1914 und W. MEDWENITSCH, 1953) rhätische Schichten bekannt geworden.

c) *Scarl-Decke*. In der Stirnregion dieser Decke fehlt eindeutiges Rhät fast zur Gänze, so z. B. vollkommen am Piz Lischana, am Piz S-chalement (W. SCHILLER, 1904; G. BURKARD, 1953). Nach Untersuchungen von W. SCHILLER (1906) und G. TORRICELLI (1955) zeigen in der westlichen Piz Lad-Gruppe einige zerquetschte, unbedeutende Rhätvorkommen folgenden Gesteinsinhalt: Hell- und dunkelgraue Kalke, graue Mergelkalke, dunkelgrauer Kalk mit Mergel durchsetzt, in dem voll Fossilien (Zweischaler, Crinoidenstielglieder, Seeigelstacheln, Korallen) stecken. In den Mergelkalken der S-chaletta sind Mergelschiefer mit leidlich erhaltenen Bactryllien aufgeschlossen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es bei einigen Fundstellen zu einer mechanischen Mischung verschiedener Schichtglieder – nach der Faunengemeinschaft ziemlich sicher Lias darunter – gekommen ist. In der Lad-Scholle (G. TORRICELLI, 1955) ist Rhät nicht anwesend. Dagegen tritt nach der schönen Monographie von A. SPITZ und G. DYRHENFURTH (1915) ein gut entwickeltes und unseren Gesteinen am Stammerspitz entsprechendes Rhät in den rückwärtigen Partien der Unterengadiner Dolomiten auf. Es wird durch wechsellagernde Dolomite, schwarze Kalke mit Knollen und Bändern von porösem Hornstein, Mergel und tonigem Schiefer repräsentiert. Weiter sind bemerkenswert metallisch glänzende Tonschiefer und gegenseitige, flecken- und wabenförmige Durchwachsungen von Kalk und Dolomit in ein und derselben Bank. Präzise und leider auch approximative Mächtigkeitsangaben fehlen.

d) Am Piz Quattervals (*Quattervals-Decke*, siehe W. HEGWEIN, 1927) ist das Rhät mindestens 400 m mächtig und setzt sich aus einer Folge gleichmässig geschichteter, tafelliger und tief-schwarzer Kalke zusammen, die regellos mit dünnen Kalkschiefern und schwarzen, schmierigen Mergelschiefern wechsellagern. Primärbreccien sind häufig, Fossilien selten. Die Rhätkalke gehen allmählich aus der Kalk- und Dolomitwechsellagerung der norischen Plattenkalke hervor. Von einer Analogie kann nicht gesprochen werden.

e) In der *Ortler-Decke* (W. HAMMER, 1908 und U. KAPPELER, 1938) geht der Hauptdolomit, dessen Schichtung gegen das Hangende durch Einschaltung von tonigen Zwischenlagen noch akzentuiert wird, durch allmähliche Kalkaufnahme in schwarze Kalke über. Ein «norisch-rhätisches Grenzniveau» und «Plattenkalke» fehlen im Ortlergebiet. Der Gesteinsinhalt (Kalkschiefer und Kalkbänke mit Lumachellen, graue und fossilführende Mergelschiefer mit Korallen, Pelecypoden, Terebrateln, Pentacrinusstielglieder, dunkle Tonschiefer, massige Kalke mit Gastropoden) ist je nach Fundstelle etwas verschieden, stimmt aber in vielen Einzelheiten mit dem Stammer-Rhät überein. Mächtigkeitsangaben sind aus der Literatur nicht erhältlich.

f) *Tschirpen-Decke*, Mittelbünden. Nach R. BRAUCHLI [1921, p. 26], lässt sich eine 20 m mächtige Dolomit-Kalk-Mischzone von fossilbelegtem Rhät abtrennen, das durch schwarze und gelbliche Ton- und Kalkschiefer mit einzelnen eingeschalteten Kalkbänken, Mergeln, korallogenen Kalke mit Lumachellen mit 30–40 m Mächtigkeit vertreten ist. Fossilien: *Bactryllien*, *Bivalven*, *Korallen*. Also ganz wie am Stammerspitz.

3. Lias – ? Dogger

Bisherige Untersuchungen: W. PAULCKE (1910) erwähnte erstmals eine aus dunklen ?Rhätkalken und Tonschiefern zusammengesetzte Breccie (ohne Bezeichnung der Fundstelle) vermutlich liasischen Alters. W. HAMMER (O. AMPFERER und W. HAMMER, 1911) fand auf den Halden am

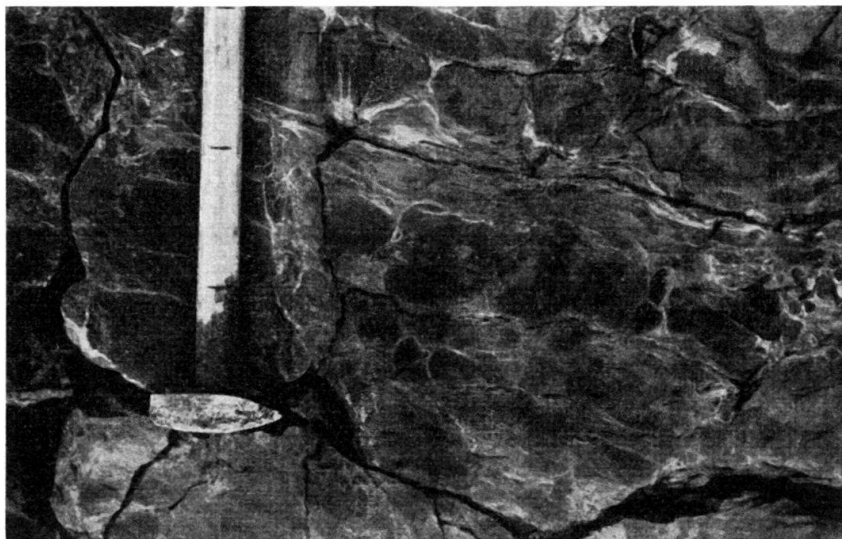
Nordfuss des Stammers in der obersten Val Bolchèras Kalkplatten mit zahlreichen Belemniten und betrachtete deshalb die Kalkschichten am Gipfelkamm und am Nordabfall als liasisch. Durch J. CADISCH (1934, 1950) wurde das Stammerprofil später wieder umgedeutet und die den Hauptdolomit unterteufende Serie in Rhät, Lias (Breccien und Kalke) und fraglichen Malm unterteilt.

Oberostalpiner Lias konnte in unserm Untersuchungsgebiet nur an der Stammerspitze nachgewiesen werden. Als transgressives Schichtglied wechselt er je nach Fundort lithofaziell sehr rasch. Teils sitzt er in diskordanter Lagerung taschenförmig in und auf Hauptdolomit, teils setzt er die Serie der rhätischen Stufe ohne grobklastischen Bildungen fort. Es bleibt deshalb nichts anderes übrig als einige Aufschlüsse näher zu untersuchen, von Fall zu Fall die stratigraphische Einordnung zu diskutieren und schlussendlich die Ergebnisse in einem Sammelprofil (Taf. VI) zu vereinigen.

Charakterisierung einiger typischer Aufschlüsse

1. Im NE-Kar der Stammerspitze, auf 2840 m–2870 m Höhe, ragen aus Gehängeschutt und Firnschnee einige Felsköpfe hervor, deren Detailprofil in Fig. 17 dargestellt ist:

Obwohl die hier verkehrte Serie nur stückweise zugänglich ist, macht sie uns doch mit einer gewissen Abfolge der liasischen Schichtserie bekannt. Belemniten-



Phot. L. Kläy

Fig. 18. Belemnitenführender, spätiger Knollenkalk. Unterer Lias der Stammer-Serie.

führende, bankige, durch mergelige, eisenschüssige, ockerig anwitternde Streifen gekennzeichnete Kalke gehen gegen oben – 15 m davon sind unter dem Firn verborgen – in ebenfalls belemnitenführende, knollige Kalke über, deren Knollen aus blaugrauem, blaugrau verwitterndem, spätigem Kalk bestehen und in mergeligem, braun anwitterndem, geschichtetem Kalk eingebettet sind. Den äusseren Aspekt dieses Knollenkalkes, eines für den Lias der Stammer-Serie sehr bezeichnenden Niveaus, gibt Fig. 18 vorzüglich wieder. Gegen oben folgt bunter Spatkalk, stellen-

weise brecciös und mit Einlagerungen dünnmächtiger, grünlicher Tonschiefer. Spätige Knollenkalke setzen von neuem ein und werden von braunschwarzen, matten Tonschiefern abgelöst. Darüber Schutt.

Wir geben im folgenden eine kurze makroskopische und mikroskopische Beschreibung einiger bemerkenswerter, in diesem Profil auftretender Gesteine.

Bunter Spatkalk

Von blossem Auge ist es ein massiges, homogenes Gestein mit rotvioletten und grünlich- bis olivgrauen Farbtönen. Gelegentlich kommt durch graue und rötliche Tupfen eine Sprenkelung zustande. Daneben enthält der Kalk auch klastische, eckige Trümmer von roter Farbe.

Mikroskopischer Befund: Transversale, schiefe und longitudinale Schnitte durch Echinidenstacheln und Crinoidenstielglieder, deren Zellwände epigenetisch in Eisenoxyd, vermutlich Hämatit umgewandelt wurden und deren Axialkanäle ebenfalls von Eisenoxyden erfüllt sind; zahlreiche Spirillinen in Axial- und Äquatorialschnitten, deren kammerlose Schläuche durch eisenschüssige Lösungen imprägniert wurden; zahlreiche andere unbestimmbare Foraminiferenreste. Die Organismen liegen in einer grobkristallinen Grundmasse.

Nach der Dünnschliffuntersuchung ist das Gestein als ein bunter, echinodermen- und foraminiferenführender Spatkalk zu bezeichnen.

Detritisch-oolithischer Kalk

Aus dem gleichen Niveau, an die grünlichen Tonschiefer angrenzend, stammt ein graugrünlischer Kalk mit detritisch-oolithischer Struktur.

Dünnschliff: Der Kern der kugeligen bis ellipsoidalen, undeutlich schalig-konzentrischen Ooide besteht zum grössten Teil aus intakten, eisenschüssigen, chloriterfüllten Spirillinenschälchen und Bruchstücken von Seeigelstacheln und Crinoidenstielgliedern, deren Siebstrukturen durch Imprägnation mit Eisenlösungen vorzüglich erhalten geblieben ist. Ebenfalls häufig anzutreffen sind durchschnittlich 0,3–0,5 mm grosse Ostracodenschälchen¹²⁾. Zum anderen Teil bestehen die Kerne der Ooide aus anorganischen Kalkpartikeln oder aus Muschelschalentrümmern, wodurch im letzteren Falle das Ooid eine längliche Gestalt erhält. Anderen Trümmern fehlt ein schaligstruierter Mantel (Pseudooide). Als Zement figuriert ein dichter Kalk. Schon im Schliffbereich geht dieser stellenweise in feinkörnigen Kalksandstein über, der lokal durch limonitische und chloritische Substanzen verunreinigt und von grösseren Pyritkörnern und -kriställchen durchwachsen ist.

Aus den Dünnschliffbildern, die diese zoogenen, oolithischen Mikrobrecien liefern, ist die litorale Aufarbeitung (A. CAROZZI, 1953) der organischen Bruchstücke (gleiche Durchmesser des Detritus! usw.) ohne weiteres offensichtlich und steht im grössten Gegensatz zu dem ruhigen, kalkig-tonige Schlammabsätze liefernden Lebensmilieu der Krinoiden. Das feinkörnige Bindemittel dürfte, angeregt durch reichlich vorhandene, winzige und durch die Brandung oder den Wellenschlag aufgewirbelte Initialkeime direkt als Kalziumkarbonat aus dem übersättigten Meerwasser ausgefallen sein. Nach C. A. WICHER (1952) sind Involutinen (unsere Spirillinen), Trocholinen und Vidalinen Anzeiger für Riff-Fazies im weitesten Sinne, was der Mikrofazies der vorliegenden Gesteine nicht widerspricht.

Etwas weiter westlich stehen mergelige, belemnitenführende Kalkschiefer von flaseriger Textur an, die ihrem makroskopischen Habitus nach ins Hangende der oben erwähnten Knollenklake und bunten Spatkalke gestellt werden müssen. Nach dem mikroskopischen Befund sind es schiefrige, etwas mergelige Krinoidenspat-

¹²⁾ Herr Dr. H. Oertli, Bern, führte von dieser Gesteinsprobe einen Schlammversuch durch, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei. Leider liessen sich die Schälchen für eine nähere Bestimmung nicht isolieren.

kalke bis spätig brechende Krinoidenkalksandsteine, deren Verwitterungsoberfläche durch die herauswitternden Echinodermenbruchstücke getüpfelt erscheint.

Im Dünnschliff fallen die runden bis ovalen, mit einem deutlichen Zentralkanal versehenen Krinoidenstielglieder-Durchschnitte sofort auf. Sie sitzen zwischen spärlichem, mergelig-eisenschüssigem Bindemittel nahe beieinander. Bei stärkerer Verschieferung des Gesteins verschwinden durch Umkristallisation Gitterung und Zentralkanal der Echinodermenreste und zurück bleiben zum Teil gerundete, einheitlich auslöschende und zwillingslamellierte Kalzitindividuen.

Die Basis dieser flaserigen, blaugrauen Kalkschiefer bildet ein hier 2 m mächtiger, sehr heller und grobspätiger, massiger Kalk, der von Steinsberger Liaskalk nicht zu unterscheiden ist.

2. Am SW-Grat der Stammerspitze gehen noch zu besprechende (p. 414), verkehrt liegende, mergelige Knötchenkalkschiefer gegen oben (stratigraphisch unten) in massigere, linsig-texturierte Mergelkalkschiefer bis mergelige Kalke über. Dieser geringmächtigen Übergangszone schliessen sich gelblich verwitternde, blaugraue Mergelschiefer an, die metergrosse, taubengrau anwitternde, mittelspätige Kalklinsen (aufgearbeitetes Rhät!) enthalten. Eigentliche Breccien, von Liasbreccien anderer Örtlichkeiten am Stammerspitz nicht unterscheidbar, stellen sich ein. Als Komponenten wiegen wieder dunkelgraue, mittel- bis feinspätige Rhätkalke in mergeligem, gelbbraunlich anwitterndem Bindemittel vor. Ein isoliertes, grösseres Geröll aus hellem, lilafarbig anwitterndem, sehr grobspätigem Kalk voll Muscheltrümmer (Rhätlumachelle) ist erwähnenswert. Darüber folgen Kalke und Tonschiefer des oberen Rhät. Gesteine wie bei 1. treten also nicht auf.

3. Am Gipfelkamm des Stammers folgt über dem Hauptdolomit eine 1–10 m mächtige Breccie, deren Komponenten eine sehr variable Grösse erreichen. Sie sitzt zum Teil taschenförmig und oft deutlich diskordant (Erosionsdiskordanz) in und auf dem Hauptdolomit. Tischgrosse bis 10 m grosse, dolomitische und kalkige Bruchstücke liegen in einem mergeligen bis tonigem Zwischenmittel eingebettet, wobei das Verhältnis Bindemittel-Komponente in weiten Grenzen schwanken kann. Örtlich sind rostig anwitternde, tiefschwarze und blaue Tonschiefer, braun verwitternde, flaserige Kalkschiefer und dickere Kalkbänke angehäuft und spiegeln so die rasch wechselnden Sedimentationsbedingungen trefflich wider. Die genaue Inventarisierung dieses transgressiven Gesteins ergab die alleinige Anwesenheit norischer, rhätischer und unterliasischer Schichtglieder. Wir konnten feststellen:

Graue Primärbreccien und graue Dolomite des Hauptdolomites; spätige und schalendurchsetzte Kalke mit *Pentacrinus*stielgliedern, gelblich anwitternde, grau-blaue, ziemlich dichte, oft schwach kalkige Dolomite, oolithische Kalke und gestreifte Kalkdolomitmischgesteine des Rhät; Dolomite mit Fischresten aus dem unteren Rhät; dichte, gastropoden- und spirillinenführende Kalke mit zum Teil onkoidischer Struktur von unterliasischem Alter.

Bemerkenswert ist die völlige Abwesenheit älterer Gesteinstypen wie Buntsandstein, Verrucano, Kristallin. Bündnerschiefer-Typen fehlen durchwegs. Es hat demnach eine stratigraphische Aufarbeitung liasischen bis norischen Untergrundes der Stammer-Decke stattgefunden (marine Transgression). Einschlüsse von Dolomit und spätigen Kalken finden sich isoliert bis 30–40 m über dieser grobklastischen Basis, wobei einzelne Schollen 5–10 m Länge erreichen können. Gelegentlich kommt es zu Rekurrenzen, indem jüngere Breccienlagen mit den hangenden Mergelschiefern wechsellagern (periodische Zufuhr des Grobschuttes).

Mikroskopische Untersuchung dieser Breccien.

Während das Bindemittel keine Resultate lieferte, ergab das Studium der Komponenten die Anwesenheit von kleinen Gastropodengehäusen, Echinodermenresten, kleinen Lageniden und einigen Axial- und Medianschnitten von *Spirillina liassica* (JONES). Kleine, ringförmige Gebilde konnten nicht gedeutet werden. Eine Knolle aus dunkelblaugrauem Kalk, eingelagert in ausgewalztem Tonschiefer, enthielt u. d. M. neben unbestimmbaren organischen Resten eine *Glomaspira* sp. (revidierter Name, früher *Ammodiscus Brady*), eine Kleinforaminifere ohne Leitwert. Im nicht völlig rekristallisierten Kalkanteil ist das Gestein onkoidisch struiert.

Ebenfalls direkt auf dem Hauptdolomit liegt eine Breccie auf dem Nordwest-Abfall dieses Berges auf 2945 m Höhe, dort wo ein horizontales, 30 m hohes Dolomitband aus den weichern, zurücktretenden Kalkschiefern des ? Doggers herauschaut. Als Komponenten sind graue Dolomite, zum Teil primärbrecciös, Kalke und gelblich verwitternde Dolomite mit gebänderter Textur, Kalke mit Korallen und blutrote Spatkalke (Hauptdolomit, Rhät und Liasgesteine aller Wahrscheinlichkeit nach) vorhanden.

Örtlich, z. B. am Stammerwestgipfel verkittet hornsteinartige, dunkelgraue Zementsubstanz das klastische Material. Der Gesamteindruck dieser Transgressions-Serie am Gipfelgrat der Stammerspitze ist ein sehr unruhiger. Eine genaue Aufnahme mittels Detailprofilen wäre ziemlich zwecklos, da sich in horizontaler Richtung die Verhältnisse auf kürzeste Distanz ändern können. Stellenweise ist das klastische Rhätmaterial so stark angehäuft und teilweise noch im primären Verband, so dass die Entscheidung, ob Lias oder noch Rhät vorliegt, im Feld schwer fällt. Mittels Dünnschliffen konnte in Zweifelsfällen ohne Schwierigkeiten die Zugehörigkeit zu Rhät oder Lias ermittelt werden. Echinodermenreste und Ostracodenschälchen sprechen eher für Lias.

Über diesen Gesteinen am Gipfelgrat folgt ein sehr einheitlich ausgebildeter Gesteinskomplex, der nur ausnahmsweise in den unteren Partien vereinzelte größere und kleinere Linsen und Schollen von älterem, aufgearbeitetem Material (vor allem Rhätkalke und Dolomite des Hauptdolomits) enthält. Er baut im grossen ganzen die nordwestfallende Flanke des Stammers auf und umzieht als Hangendes des Rhät und Lias in lückenloser Folge die Süd- und Westwand in etwa 2850–3000 m Höhe als dunkles Band; im Nord- und Ostgrat tritt er infolge Verschuppung in doppelter Lagerung auf. Das Gestein, ein dunkelbraun anwitternder, frisch grau-blauer, tonig-kieselig Knötchenkalkschiefer, ist nur an der Stammerspitze anstehend und fehlt sonst im ganzen Untersuchungsgebiet. Infolge des konstanten lithologischen Charakters ist dieser Horizont mit Leichtigkeit zu verfolgen. Nur gelegentlich wechselt der lithologische Charakter zu hellen, quarzitäen Kalkschiefern, wobei die Knötchen erhalten bleiben. Solche Einlagerungen fanden wir z. B. auf der Südseite des Stammers auf 2950 m in 6–7 m Mächtigkeit, oberhalb Kamm Tschütta, einem breiten Graserücken südlich des Stammersgipfels.

Gegen oben gehen diese Knötchenschiefer allmählich in die radiolarienführenden Quarzite des Malm über. Auf der Südseite dieses Berges, auf 2870 m, in der Mitte der grossen Wand, ist dieser allmähliche Wechsel von mergeligem Kalkschiefer zu reinem Quarzit ausgezeichnet zu studieren. Von hier stammt folgendes Detailprofil (von oben nach unten, d. h. von Älterem zu Jüngerem):

1. Typisch rauh und braun anwitternde, mergelige Knötchenkalkschiefer mit radiolarienführenden Kalkbutzen in zurücktretendem, fein körnigem, kieselig-

mergeligem Zement. Auf den Schichtflächen treten aus der durch Serizit seiden-glänzenden Umgebung ca. $\frac{1}{2}$ – $1\frac{1}{2}$ mm grosse, grauschwarze Knöllchen hervor.

Dünnschliff

In den Kalkknöllchen eingestreut liegen massenhaft gut erkennbare Reste von sekundär verkalkten Radiolarienskeletten (*Spumellarien* von 80–110 μ Durchmesser). Eine feine Lage von mittelkörnigem, kalkig-tonigem Kalksandstein ist der feinkörnigen, etwas tonig verunreinigten, quarzitären Grundmasse eingeschaltet. Wir verweisen auf die von W. HAMMER (1914) publizierte Dünnschliff-Photographie (Taf. XXIII, 2) und auf deren Erläuterung im Text.

2. 20 cm graublauer, quarzitischer Kalkschiefer mit braunen und grauen Anwitterungsfarben. Die Tüpfelung ist noch wahrnehmbar.
3. 20 cm hellgrauer (mit schwachem Stich ins Grünliche), kalkiger Quarzitschiefer mit tonig-serizitischen Zwischenhäuten auf den Schichtflächen. Dünngeschichtet.
4. 3 m tiefer:
Reiner, lichtweisser Quarzitschiefer. U. d. M. durchwirken feinste Serizitschüppchen das fein- bis mikrokristalline Aggregat von Quarzkörnchen. Der Kalkgehalt ist verschwunden.

Mächtigkeit: Schätzungsweise 50–60 m.

Ein kontinuierlicher Übergang von Rhät in Lias, d. h. ohne Sedimentationsunterbruch und ohne Einschaltung einer Breccie konnte an einigen Stellen, so in der Stammersüdwand beobachtet werden. Tektonische Reduktion ist hier aber nicht ausgeschlossen, wie überhaupt die Kleintektonik die Klärung der Stratigraphie ausserordentlich erschwert.

Gegen die Basis zu werden diese Knötchenschiefer, dort wo die grobklastischen Bildungen fehlen, massiger und kalkiger, wobei die mergeligen, bräunlich verwitternden Kalkschieferpartien ausgeschwänzte Linsen von dunkelgraublauem, etwas spätigem Kalk umschliessen. Die Tüpfelung ist auf den Schichtflächen, wenn auch unauffällig geworden, noch erkennbar. Dünnschliffe durch die spätigen Anteile dieser massigen Knötchenschiefer ergaben die völlige Abwesenheit organischer Reste (keine Echinodermengitterung!).

Von grösserem Interesse war die Beobachtung eines lateralen Überganges von typischen Knötchenschiefern zu massigeren, belemnitenführenden Partien auf der NNE-Seite des Stammerspitz-Gipfels, 2910 m [821,24/199,25]. Noch besser werden die stratigraphischen Zusammenhänge im Lias durch einen Aufschluss am NW-Abfall unseres Gipfels erhellt, wo in 2950 m Höhe in verkehrter Lagerung auf Hauptdolomit und Rhät bunte, in den unteren Lias zu stellende Spatkalke und belemnitenführende Knollenkalke folgen. Anschliessend kam es zu einem unruhigen Sedimentationsverlauf, der zu grobklastischen Einlagerungen in tonig-mergeligem Füllmittel führte. Es ist kaum anzuzweifeln, dass dieselben Transgressionsbildungen wie am Gipfelgrat vorliegen, wenn auch durch tektonische Überprägung die Komponenten in der plastischen Grundmasse brotlaibförmige Gestalt angenommen haben. Es folgen gegen unten jüngere mergelige Knötchenschiefer.

In der unteren Falte der Stammer-Klippe (siehe Tektonik, p. 430) fehlen bei der Örtlichkeit Mitte Stammer-Südwand, 2960 m, ziemlich sicher primär brecciöse Einlagerungen zwischen Rhät und unterliasischen Knollenkalken, d. h. mit anderen

Worten, es findet hier ein kontinuierlicher, durch keinen Hiatus irgendwelcher Art unterbrochener Übergang von Rhät in Lias statt.

Fossilführung und geologisches Alter

Nach Besprechung einiger ausgewählter Detailprofile wollen wir uns dem Fossilinhalt dieser Schichten zuwenden.

a) Die bunten Spatkalke (p. 412) im Hangenden der Rhätschichten lieferten¹³⁾:
Nautilus sp. *Sinémurien*?,
Liogryphaea sp. (?), Sinémurien – mittlerer Lias,
Chlamys sp. s. l. (*Pectinidae*),
Liostrea cf. *arietis* (QU.), vgl. F. A. QUENSTEDT, 1858, Taf. 10, Fig. 10.

In Dünnschliffen wurden festgestellt:

Echinodermen (Echiniden- und Krinoidentrümmer). Auch makroskopisch sind bei den letzteren die fünfseitigen Trochiten mit ihren fünfblättrigen Rosetten und gebuckelten Artikulationsflächen (Pentacrinen) häufig zu beobachten. Der Zentralkanal kann rundlichen oder fünfblättrigen Querschnitt aufweisen.

Ostracoden.

Spirillina (*Involutina*) *liassica* (JONES).

Über *Spirillina liassica*

Die völlig rekristallisierten Schälchen, deren Kammerlumina von ferritischer Substanz erfüllt sind, besitzen bei einer Dicke von 0,3–0,4 mm einen Durchmesser von 0,5–0,9 mm. Vergleichen wir unser Material mit den Mikrophotogrammen, die H. HAGN (1955) aus den Bayerischen Alpen und M. REICHEL (1955) aus dem unteren Lias von Pratteln (Pl. XV, Fig. 5) veröffentlichten, so fällt die unterschiedliche Grösse auf. Abgesehen von der Kleinwüchsigkeit unserer Formen, stimmen die Beschreibungen von J. SCHWEIGHAUSER (1950), der den Spirillinen von Arzo (Tessin) eine sorgfältige Detailstudie widmete, gut mit unseren Untersuchungsergebnissen überein. Zahl der Windungen, Quotient aus Breite und Höhe des Kammerquerschnittes, Grösse des Proloculums und andere Eigenschaften entsprechen sich an beiden Fundorten. Die unterschiedliche Gehäusegrösse kann auf ungünstige Lebensbedingungen wie sie (im Gegensatz zum südalpinen Schelfmeer des heutigen südlichen Tessins) auf den flachen Antiklinalrücken des oberostalpinen Geosynklinalraumes geherrscht haben mögen, erklärt werden. Infolge starker Umkristallisation liessen sich die Schälchen nicht isolieren und die äusseren Merkmale nicht erkennen, so dass deshalb der Bestimmung eine nicht zu vermeidende Unsicherheit anhaftet.

Nach den heutigen Kenntnissen geht *liassica* von den carnischen *Cardita*-Schichten bis höchstens in den Lias beta (Lotharingien der Franzosen). Gleichzeitiges Auftreten mit *Trocholinen* spricht nach C. A. WICHER (1952) für Lias beta.

Wie in den Bayerischen Alpen weisen unsere Formen ein über den inneren Windungen ausserordentlich stark entwickeltes, sekundäres Schalenmaterial auf. Dieses massive Pfeilerwerk ist nach WICHER als Indiz für Anpassung an einen ganz bestimmten Biotop mit starkem Wellenschlag zu bewerten. Nach diesem Autor, der bei unserer zur Diskussion stehenden Foraminiferengattung auf den von L. G. BORNEMANN (1874) irrtümlicherweise verwendeten Namen *Involutina liasina* (JONES) zurückgreift, stellen die drei Gattungen *Involutina*, *Trocholina* und *Vidalina* eine lückenlose Entwicklungsreihe und Riff-Anpassungsformen des schon seit dem Paläozoikum bestehenden Foraminiferengenus *Cornuspira* dar. Wenn sich dies bestätigen lässt, so werden diese bisher selbständigen Gattungen in den Rang von Subgenera absinken und sich der Name «*Spirillina*» für unsere Formen erübrigen.

Die teilweise starke Überkrustung der Gehäuse durch körnigen Kalk hängt mit der Ooidbildung zusammen und erfolgte nach dem Absterben des Organismus.

¹³⁾ Bestimmung der Makrofossilien durch Herrn Dr. L. PUGIN, Fribourg.

b) In den Knollenkalken stecken massenhaft Belemniten (Belemniten-schlachtfelder). Da diese im allgemeinen wenig präzise stratigraphische Anhaltspunkte geben, wurden sie nicht näher untersucht. Sie lassen sich übrigens im Feld nur mit grossen Schwierigkeiten aus dem massigen Fels herauslösen.

c) Die Transgressionsgesteine am Gipfelkamm lieferten:

Harpoceras sp.

Ein Externteil mit glattem Kiel und S-förmig geschwungenen, einfachen und ungeteilten Sichelrippen. Wir zitieren Herrn Dr. L. PUGIN, Fribourg (briefliche Mitteilung vom 15. 3. 1956), der die Bestimmung der schlecht erhaltenen Lias-Fossilien durchführte, der Einfachheit halber wörtlich: «C'est une empreinte d' *Harpoceras* typique, probablement de la zone à *Harpoceras* *falcifer*. Il peut s'agir aussi d'un *Hildaites* du genre *serpentinus*, mais ceci est moins probable et ne changerait rien à l'âge.» Unteres Toarcien.

Zeilleria sp. (Terebratulacea).

Die Bestimmung (eine spezifische war, da sich der Armfüsser ohne Zerbrechen nicht aus dem Gestein lösen liess, leider nicht durchführbar) verdanke ich Herrn Prof. Dr. F. LIEB, Basel. Lias – unterer Dogger.

und zahlreiche andere unbestimmbare Lamellibranchier.

Stratigraphische Zusammenhänge und Zusammenfassung

Was schon durch die geologische Untersuchung (Studium der Lagerungsverhältnisse, der lateralen und vertikalen Übergänge, Untersuchung der Breccien am Gipfelkamm usw.) wahrscheinlich gemacht wurde, fand damit paläontologisch eine eindeutige Bestätigung: Wir können in der Stammer-Serie einen unteren und oberen Lias unterscheiden, während mittlerer Lias nicht nachzuweisen war. Für die Knötchenschiefer, welche ausser Radiolarien keine Fossilien enthalten, den oberliasischen Transgressionsbildungen unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen folgen und die Schichtfolge bis zu den noch zu besprechenden Kieselgesteinen (p. 419) im Hangenden kontinuierlich fortsetzen, folgern wir aus Analogieschlüssen mit ähnlichen Serien aus Nachbargebieten oberliasisches bis Doggeralter.

Der Kürze halber verweisen wir auf das kombinierte Sammelprofil (Taf. VI). Es wurde, wie schon erwähnt, aus zusammenhängenden Aufschlüssen zusammengestellt.

Die stratigraphischen Ergebnisse unserer Untersuchungen seien im folgenden noch einmal kurz in Form eines Schemas zusammengefasst:

3. Knötchenschiefer (braune Mergelkalkschiefer mit kleinen, radiolarienhaltigen Kalkbutzen).

Im Hangenden normalstratigraphischer Übergang in die quarzitischen Gesteine des ?Malm.

? Oberer Lias–Dogger.

2. Nach Sedimentationsunterbruch und etwaigen, schwachen Verstellungen im mittleren Lias folgen über unterm Lias Transgressionsbildungen, am Gipfelkamm des Stammerspitzes bis auf Hauptdolomit transgredierend. Ammoniten,

Bivalven usw. Gegen oben Beruhigung des stürmischen Sedimentationsverlaufes und Übergang zu 3.

Oberer Lias (Toarcien).

1. Bunte Spatkalke, Knollen- und Streifenkalke mit Ammoniten, Belemniten, Bivalven, Echinodermenresten etc. in normalstratigraphischer Auflagerung (ohne Breccien und Diskordanzen) auf Rhät.

Unterer Lias (Sinémurien nachgewiesen).

Faziesvergleiche

a) Bei den verschiedenen Teilelementen der Schamser-Decken sind nur bei der Gelbhorn-Decke (H. JÄCKLI, 1941) schwache Analogien mit dem Lias der Stammer-Serie zu konstatieren, während in der Marmor-Zone des Otschams und in der Serie von Crestota (V. STREIFF, 1939) der Lias eine abweichende Ausbildung aufweist.

b) Tasna-Decke. Auf kursorischen Begehungen in der unteren Val Triazza und Val Lischana (südlich Schuls), sowie bei Ardez und bei Kartierungsarbeiten im Fimbertal hatten wir Gelegenheit die unterostalpinen Liasgesteine näher kennen zu lernen. Sehr helle, krinoidenführende Spatkalke (J. CADISCH, 1941), wie sie für die Tasna-Decke charakteristisch sind, konnten am Stammerspitz nur an einer Stelle beobachtet werden. Belemnitenführende Sedimentärbreccien und polygene, kristallinführende Konglomerate, bzw. Breccien fehlen überhaupt. Es besteht ein deutlicher fazieller Gegensatz im Lias der beiden Serien.

c) Unterengadiner Dolomiten. In der Lad-Scholle (G. TORRICELLI, 1955) fehlen liasische Absätze völlig, während der Lias in der Piz S-chalembert- und in der westlichen Piz Lad-gruppe (Scarl-Decke) eine enorme Mächtigkeit erreichen kann (W. SCHILLER, 1904 und 1906; G. BURKARD, 1953; G. TORRICELLI, 1955). Wie am Stammerspitz transgrediert hier der Lias diskordant auf Hauptdolomit, arbeitet Hauptdolomit und Rhät auf und geht gegen oben in Kalke und Kalkschiefer über. Mehrmalige Transgressionen sind in der Stammer-Serie nicht festzustellen, was indessen kaum als ein abweichendes Faziescharakteristikum zu bewerten ist. Wohl fehlen in der Piz S-chalembertgruppe Schiefer vom Typus «Allgäuschiefer» oder unserer Knötchenschiefern, in der Ladgruppe werden aber den Allgäuschiefern ähnliche, dünne, gelbliche bis dunkelgraue, mergelige und tonige Schiefer mit kohligen Resten von SCHILLER angeführt, deren Mächtigkeit aber eine unbedeutende ist.

In der Lischana-Gruppe setzen nach W. SCHILLER (1904), A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (1915) über einer sehr mächtigen, basalen Liasbreccie und auflagernden bunten Kalken und roten Tonschiefern schwarzgraue, kalkarme bis kieselig-tonige Schiefer mit charakteristischen rostbraunen Flecken ein, die sich von Allgäuschiefern nur durch ihre Kalkarmut unterscheiden.

d) Bessere Übereinstimmung besteht mit der Schichtfolge der Tschirpen-Decke. Leider unterscheidet sich die in der stratigraphischen Tabelle von R. BRAUCHLI (1921) gegebene Einteilung etwas mit der im Text gegebenen, so dass man nicht genau weiss, woran man sich zu halten hat.

e) Aus der Ortler-Decke werden Lias und Dogger in der Fazies der Fleckenmergel (bis 500 m mächtig, in den tieferen Partien mit Hornsteinkalken, Konglomeraten, Krinoiden- und Kieselkalken) beschrieben (W. HAMMER, 1908; H. ROESLI, 1927; U. KAPPELER, 1938). Auch hier ist eine deutliche Zweiteilung in differenzierte unterliasische Absätze und eine monotone Schichtfolge des oberen Lias – ?Doggers festzuhalten.

ZUSAMMENFASSUNG

Trotz eingehender, mühseliger Vergleichsanalyse kann eine bestimmte Zuordnung des Lias der Stammer-Serie zu einem benachbarten Element ähnlicher tektonischer Stellung nicht gegeben werden. Werden indessen die grossen Züge der faziellen Ausbildung ins Auge gefasst, so lehnen sich Lias und Dogger am Stammerspitz an diejenige anderer oberostalpinen Einheiten an.

4. Quarzite, Radiolarite, quarzitische radiolarienführende Kalkbreccien, Kalkschiefer, Kalkmergel und Tonschiefer (?Malm)

Geologisches Vorkommen

Diese wechsellagernden und sich seitlich vertretenden, recht verschiedenartigen Gesteine fassten wir im Felde zu einem einheitlichen Komplex zusammen. Dieser bildet den lotrechten, nur an wenigen Stellen durchsteigbaren Wandgürtel, der den Stammerspitz im S, W umzieht und im NW von einigen Schuttrinnen unterbrochen wird. Auf der Samnauner Seite ziehen diese Sedimente, allerdings grösstenteils unter Gehängeschutt und Eis verborgen, ebenfalls durch. Am Stammerspitz ist die Schichtfolge am mächtigsten entwickelt und scheint im primären Gesteinsverband vorzuliegen.

Gesteinsabfolge

Ein Detailprofil (Fig. 19) gibt über die vertikale Verteilung der Gesteine Auskunft. Makro- und Mikrofossilien mit Ausnahme von Radiolarien fehlen. Von dichteren Kalkschiefern wurde eine Anzahl Dünnschliffe angefertigt, in denen aber keine Organismenreste zu erkennen waren. Das Karbonat ist zur Hauptsache rekristallisiert, der primäre feine Kalkschlamm, der bei nicht metamorphen Gesteinen eine schleierartige Trübung der Dünnschliffe verursacht, wurde durch Sammelrekristallisation grobkörniger und klar durchscheinend.

Wir stellen beim Betrachten einiger Profile, die wir hier aber nicht alle wiedergeben können, eine gewisse Gesteinsabfolge fest:

Kontinuierlich gehen die mergeligen, braun anwitternden Knötchenschiefer des Doggers in eine ca. 10 m mächtige Serie von grasgrünen, kalkfreien und plattigen Quarziten über, die im oberen Drittel (in den Profilen, da die Schichtfolge verkehrt ist, unten) eine 20 cm dicke Quarzitlage mit den auffälligen, kalkigen, radiolarienhaltigen Fragmenten enthält. Anschliessend kommt es wieder zu kalkigen Absätzen: Kalkschiefer, kalkige Mergel, aber auch Tonschiefer gelangen in Wechsellagerung zur Ablagerung. Unten wird das Profil tektonisch abgeschnitten ohne dass eine Diskordanz festzustellen wäre.

Ein zweites, abweichendes Profil wurde auf der NE-Seite des Stammerspitzgipfels auf ca. 2870–2930 m aufgenommen:

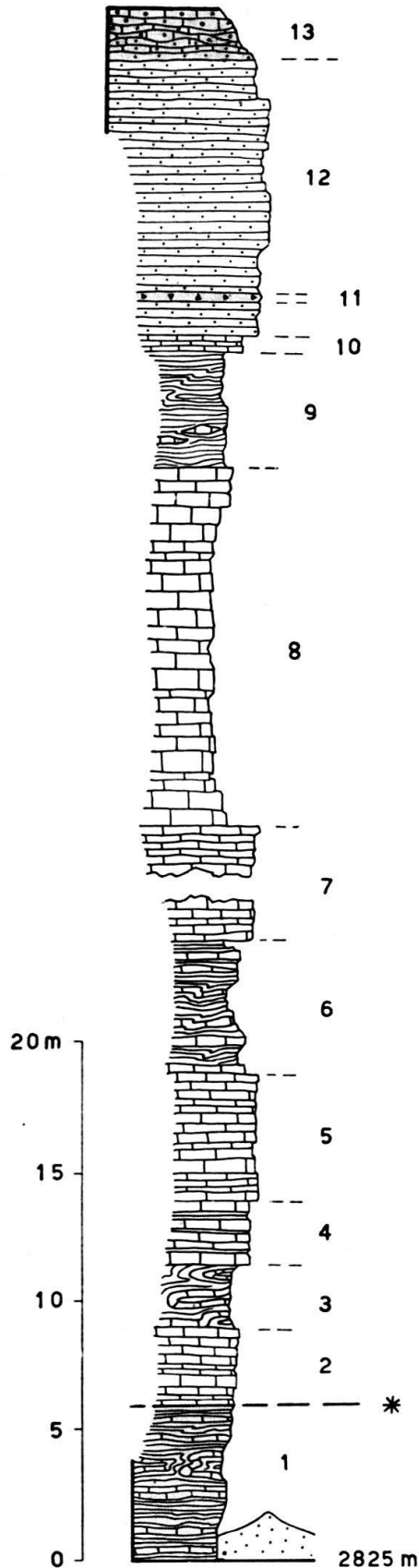
Auf die mergeligen Knötchenschiefer folgen die Quarzitschiefer mit den radiolarienführenden Kalkkomponenten. Nach ungefähr 1 m setzen kalkfreie bis manchmal etwas kalkige Quarzite ein, die nach etwa 25 m wieder dieselben bemerkenswerten, roten Knöllchen aufweisen. Graue, rekristallisierte Kalkschiefer setzen die Serie nach oben fort, werden aber schon nach einigen m durch Firnschnee der weiteren Beobachtung entzogen. Da keine Beweise für eine Verschuppung vorliegen, sind Rekurrenzen in der Sedimentation anzunehmen.

Mächtigkeit: 40–70 m.

Lithologischer Charakter einiger Gesteinstypen

QUARZITISCHE RADIOLARIENKALKFEINBRECCIEN

In allen Profilen erscheinen rosarote bis dunkelrotviolette und grünliche, plattige, manchmal massige Quarzite bis Quarzitschiefer mit Linschen und selten eckigen Fragmenten von tiefrotem Radiolarienkalk. Wir vermuten in den stark gepressten, schwach epimetamorphosierten Gesteinen quarzitische Kalkbreccien, also klastische Ablagerungen.



Unterostalpine Basalschuppe

- 1 Feinblättrige, halbphyllitische Ton- und Kalkschiefer in mm- bis cm-feiner Wechsellagerung (unterostalpinen Flysch).

Stammer-Serie

Malm

- 2 Atypische, graue Kalke in 5–15 cm dicken Bänken.
 3 Dünnschichtige Kalk- und Tonschiefer in Wechsellagerung.
 4 Dunkelblaugrauer Kalk in 10–15 cm dicken Lagen und mit eingelagerten Tonschiefern.
 5 Orangegelb anwitternde, frisch hellgraue, rekristallisierte Kalkschiefer in Lagen von 1–3 cm.
 6 Blauschwarze Ton- und Kalkschiefer. Schichtung unregelmässig.
 7 wie 5, untergeordnet Kalkmergel- und Tonschiefer, 19,5 m.
 8 Dunkelgrauer, getüpfelter Kalk, orangegelb und blaugrau anwitternd.
 9 wie 3, mit Linsen von massigem, rekristallisiertem Kalk. Östlich der Profillinie mit faust- bis nussgrossen Geröllen aus gestreiftem, dichtem Dolomit (schwach kalkig und mittelgrobspätig).
 10 60 cm rekristallisierte Kalkschiefer.
 11 Rotvioletter, 20 cm mächtiger Quarzit mit roten, radiolarienführenden Kalkknöllchen.
 12 Grasgrüne, reine Quarzitschiefer in 1–3 cm feinen Lagen.
- ? Dogger
- 13 Braune, quarzitische Kalkmergelschiefer, getüpfelt, sog. «Knötchenschiefer». Übergang von 10 zu 11 allmählich.

Fig. 19. Lithologisches Detailprofil durch den Malm der Stammer-Serie am Stammerspitz (oberste Val Bolchèras).

Mikroskopischer Befund: In einer gleichmässig feinkörnigen, kieseligen Grundmasse mit vereinzelten Kalzitrhomboedern schwimmen bis 4–7 mm grosse, meist lebhaft rot gefärbte Kalkfragmente, die zum grösseren Teil linsig flachgedrückt sind, zum Teil aber noch ihre primär eckigen Umrisse behalten haben. Im Kern dieser Linsen aus dichtem, durch braunrotes, ferritisches Pigment gefärbtem Kalk sind Reste von rundlichen Radiolariengerüsten (Spumellarien; mützen- und helmförmige Durchschnitte konnten nicht beobachtet werden) als lichte Flecken ausgespart. Die Radiolarienskelette sind sekundär karbonitisiert. Durchmesser der Radiolariengehäuse: 0,06–0,15 mm.

CHLORITFÜHRENDER, KALKIGER QUARZSANDSTEIN

Ein grüngetüpfeltes, quarzreiches Gestein von der Nordostseite der Stammerspitze erwies sich u. d. M. als ein chlorit- und serizitführender, kalkiger Quarzsandstein. Die Chloritblättchen sind von Glimmer vollständig durchwachsen. Im quarzitischem Zement frei schwimmende Karbonatrhomboeder sind durch nachträgliche Rekristallisation zwischen xenomorphen Quarzkörnern entstanden.

RADIOLARITE

Tiefrote, echte Radiolarienhornsteine von einigen cm Dicke sind in der Stammer-Serie nur auf der Südseite der Stammerspitze auf Kote 2880 gefunden worden. Auf den Schichtflächen ist das verschieferte, mit grünen Quarziten wechsellagernde Gestein stark verglimmert.

Dünnschliff-Untersuchung: In bläss- bis dunkelroter, opaker Grundmasse von ineinander verzahnten Quarzkörnern von 0,01 mm Durchmesser sind massenhaft lichte, rundliche bis ovale Flecken in Grösse (0,10–0,17 mm) und Form der Radiolarien ausgespart. Die leuchtende Rotfärbung kommt durch ein äusserst fein verteiltes, in der Reflexion intensiv rot gefärbtes, ferritisches Pigment zustande, das die Grundmasse stellenweise völlig verdeckt. Mützen- und helmförmige Durchschnitte fehlen, ebenso Stacheln und Fortsätze, zum Teil dürften die feinen Anhängsel durch den Rekristallisationsprozess aufgelöst worden sein. Grobe Poren der ursprünglichen Gitterstruktur sind dann und wann noch sichtbar. Spumellarien (nach der Systematik von E. HÄCKEL) sind vorherrschend.

«HYÄNENMARMOR»

Auf dem NW-Abfall der Stammerspitze stehen marmorisierte, linsig ausgebildete und rötlich geflammte Kalkschiefer mit feinen, grünlichen Serizit-Zwischenlagen an, die eine starke Ähnlichkeit mit den aus der Platta-Decke als «Hyänenmarmor» beschriebenen Gesteinen besitzen.

Im NW der Stammerspitze sind die apfelgrünen, plattigen Quarzitschiefer mit Flecken eines tiefgrünen Minerals belegt.

Chemische Diagnostizierung: Unter CO_2 -Bildung löste sich der grüne Belag in Salpetersäure auf. Versetzen mit Kaliumferrocyanid ergab einen rotbraunen Niederschlag von $\text{Cu}_2[\text{Fe}(\text{CN})_6]$. Die Mikroreaktion mit Kaliumquecksilberrhodanid war gleichfalls positiv (R. L. PARKER, 1941).

Diese malachitischen Anflüge sind wohl mit den Ophiolithintrusionen, im speziellen mit der Einwanderung von splitischem Material zwischen unterer und mittlerer Schuppe der Stammer-Klippe (vgl. p. 447) in genetische Beziehung zu bringen.

Geologisches Alter

Da ausser Radiolarien Fossilspuren nicht vorhanden sind, sind wir auf Vergleiche mit Serien anderer tektonischer Einheiten angewiesen. Radiolarite und Radiolarienhornsteine und damit wechsellagernde Gesteine werden auf Grund einer

reichhaltigen, bestimmbaren Fauna der darüber einsetzenden Aptychenkalke im Gebiete der heutigen Scarl-Decke wie auch in Mittelbünden in den Malm, gelegentlich die liegenden Anteile noch in den Dogger gestellt.

Näher lässt sich das geologische Alter für die besprochene Gesteinsserie nicht präzisieren. Wie weit die hangenden, kalkigeren Schichten in der Zeitskala hinaufreichen, ist ebenfalls nicht zu ermitteln.

Im Zusammenhang mit der Altersfrage ist ein kurzer historischer Rückblick lehrreich:

Bei W. PAULCKE (1904, 1910) finden wir keine Angaben über diesen markanten Horizont. W. HAMMER (1914) schlug diese Serie zu den basalen Bündnerschiefern und wollte von den Tüpfelschiefern im Sockel der Stammerspitze bis zu diesem Komplex eine vollständige Übergangsreihe feststellen. Die scharfe tektonische Trennung an der Basis der Stammerkuppe konnte dieser Autor nicht erkennen. Seine Dünnschliff- und Gesteinsbeschreibungen haben indessen ihren Wert behalten, wir nehmen stets Bezug auf sie. Im «Geologischen Führer der Schweiz» spricht J. CADISCH (1934, b) erstmals die Vermutung aus, dass es sich um jurassische Schichtglieder (Oberjurakalke und fragliche Radiolarite) handeln könnte. W. MEDWENITSCH (1953, b) fand diese Serie in einer Mächtigkeit von 10–20 m am Pezid-Kamm auf 2770 m aufgeschlossen und stellte sie als stark reduzierten permo-skythischen Horizont an die Basis der hochpeninischen Bündnerschiefer. Bezugnehmend auf die Schweizer Untersuchungen erwägt letzterer jedoch die Deutung dieser Gesteine als Oberjura-Radiolarite. Ausser einer kurzen Angabe über die Gesteinsfarbe (weiss, apfelgrün und violett) wird aber leider keine genauere Gesteinsbeschreibung gegeben, die zu Vergleichszwecken von Nutzen gewesen wäre.

Nach unseren Untersuchungen, insbesondere nachdem ein normal-stratigraphischer Übergang zwischen den in den Dogger zu stellenden Knötchenschiefern und den Quarziten, Radiolariten und quarzitischen Radiolarienkalkbreccien im Hangenden gesichert werden konnte und mittels Vergleichen mit anderen bündnerischen Vorkommen von Kieselgesteinen oberjurassischen Alters können wir die von J. CADISCH (1934, b) ausgesprochene Zuordnung zum Malm bestätigen. Zahlreiche Gesteinsschliffe durch die relativ dichteren Kalkpartien lassen auch nicht die geringste Spur von Mikrofossilien (Calpionellen!) erkennen.

Fazieller Vergleich mit Malmgesteinen anderer Schichtreihen

a) Schamser-Decken. Aus der Marmor-Zone beschreibt V. STREIFF (1939) einen zum Malm gestellten Serizitmarmor, dem eine frappierende Ähnlichkeit mit marmorisierten Kalkschiefern am Stammer nicht abzusprechen ist. Darüber hinaus fehlt jedwelche Analogie mit den pseudoostalpinen Schamser-Decken. Auch die Untersuchungsergebnisse von H. JÄCKLI (1941) bringen in dieser Beziehung nichts Neues. Faziesanklänge an unterostalpine Serien werden von letzterem verschiedentlich betont.

b) In der Tasna-Decke, dieser der Falknis-Sulzfluh-Decke Nordbündens äquivalenten tektonischen Einheit im Unterengadin, fehlen oberjurassische Radiolarite und quarzitische Radiolarienkalk-Feinbreccien, dagegen treten im Gegensatz zur Stammer-Serie rote Schiefer mit kalkigen Lagen, polygene Breccien (analog der Falknis-Breccie), massige Kalke vom Typus Sulzfluh-Kalk auf. Beiden Serien gemeinsam sind aptychenkalkähnliche Gesteine und ihre schwach metamorphen Produkte wie marmorisierte Kalke mit grünlichen, serizitischen Lagen («Hyänenmarmore» des Oberengadins), weisse Quarzite, wenig typische sandig-kieselige Schiefer und graue Kalke.

c) Ebenso lassen sich gegenüber den Malmgesteinen der Unterengadiner Dolomiten (Scarl-Decke mit Lad-Scholle) eine Reihe von Unterschieden fazieller Natur zusammenstellen, so am Piz S-chalement: a) Rote Mergelkalke mit Aptychen und einer artenreichen Fauna, sowie Vererzungserscheinungen fehlen in der Stammer-Serie; b) echte Radiolarite sind am Stammerspitz äusserst spärlich; c) am Piz S-chalement transgrediert der Malm direkt auf Lias, resp. auf Hauptdolomit; d) quarzitische Radiolarienkalkbreccien, ein sehr leicht kenntliches Gestein,

werden weder von W. SCHILLER (1904) noch von G. BURKARD (1953) erwähnt; e) der Acanthicus-Kalk fehlt am Stammerspitz; f) die Gesteinsfolge der Stammer-Serie ist gleichförmiger und variiert zwischen grauen, tonigen Schiefen-Kalken-Quarziten (resp. Radiolarienhornsteinen).

In beiden Gebieten unterlagern die kieselreichen Gesteine die karbonatischen Bildungen. Beiden Schichtreihen sind marmorisierte, aptychenkalkähnliche Gesteine und Radiolarite gemeinsam, am Stammer allerdings in verschwindender Mächtigkeit.

Im übrigen Teil der Unterengadiner Dolomiten werden von A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (1915) Malmgesteine aus der Lischana-Gruppe zitiert, die mit der Stammer-Serie nur generelle Übereinstimmung aufweisen. Weder bunte, schieferreiche Radiolarite, bzw. Hornsteine, noch bunte Aptychen- und Acanthicus-Kalke mit artenreicher, gut erhaltener Fauna sind am Stammerspitz vorhanden. Auch ist die Lagerung des Malm im Lischana-Gebiet stellenweise transgressiv, und es überlagern im Gegensatz zur Stammer-Serie die kieseligen die kalkigen Schichtgesteine.

Mit anderen mittel- bis oberostalpinen Deckeneinheiten Mittel- bis Südbündens ist die Analogie in Bezug auf Lithologie und Mächtigkeiten ebenfalls nur vage und allgemeiner Natur.

ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHISCHEN ERGEBNISSE

Die Stammer-Serie reicht von der oberen Trias bis in den Malm (vgl. Taf. VI). Als älteste und mächtigste Bildung ist der Hauptdolomit das hervorstechendste Glied unserer Schichtreihe. Es fehlen ihm aus tektonischen Gründen basale Anteile. Das Rhät liess sich in zwei faziell etwas abweichende Unterstufen gliedern und konnte durch eine leidlich erhaltene Fauna belegt werden. Auch beim Lias konnte eine verfeinerte Stratigraphie aufgestellt und die verschiedenen Gesteinsfolgen in einen zeitlichen Zusammenhang gebracht werden. Es liess sich dabei ein das Rhät ohne Sedimentationsunterbruch überlagernder, unterer Lias von einem bis auf Hauptdolomit transgredierenden, oberen Lias unterscheiden. Diese Transgression erfolgte von S her. Mit den Verhältnissen in der Stirnpartie der Scarl-Decke steht dies im Einklang (vgl. W. SCHILLER, 1904 und 1906; A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, 1915, G. BURKHARD, 1953; G. TORRICELLI, 1955). Durch einen kontinuierlichen Sedimentationsverlauf im Hangenden des Lias musste für einen zeitlich nicht näher abgrenzbaren Komplex Doggeralter angenommen werden. Das Malmalter für die Quarzit- und Radiolaritgesteine und die dazwischen geschalteten Kalkschiefer konnte nur durch Vergleiche mit benachbarten ostalpinen Schichtreihen wahrscheinlich gemacht werden. Ob die Stammer-Serie noch Teile der unteren Kreide umfasst, wissen wir nicht.

ZUR BILDUNGSGESCHICHTE DER STAMMER-SERIE

Die bedeutende Mächtigkeit des lithologisch sehr einheitlichen Hauptdolomites kann nur durch andauernde Senkung des Meeresuntergrundes während einer Inundationsphase erklärt werden. Ruckartige Bewegungen und damit verbunden submarine Rutschungen sind in der Literatur vielfach für die Entstehung der Primärbreccien verantwortlich gemacht worden. Allgemein gilt der Hauptdolomit als Flachsee-Absatz, abgelagert in einem relativ ruhigen Schelfgebiet und ohne jedwelle Beeinflussung vom Land her. Teilweiser chemischer Niederschlag von Kalk, bzw. Dolomit ist nicht ausgeschlossen.

Die Fossilarmut wird von manchen Autoren auf einen sekundären Dolomitierungsprozess zurückgeführt. Gegen oben wird der Hauptdolomit schwach tonig, feinste Tonlagen beginnen sich einzuschalten, und erste Kalke stellen sich ein. Der Übergang zum Rhät ist trotzdem ziemlich scharf, das Rhétien ist schon nach we-

nigen Metern durch Leitfossilien sicherzustellen. Das reichliche Auftreten von tonigem Material und die Funde von lagunären oder terrestrischen Pflanzen im unteren Rhät sprechen für Landnähe, die zahlreichen Korallenstöcke, die Oolithbildung usw. lassen auf geringe Meerestiefe schliessen. Im oberen Rhät gewinnt die rein kalkige Fazies die Oberhand. Neben Molluskenschalen, oft zu fossilem Schill angehäuft, charakterisieren riffbildende Korallen das Ablagerungsgebiet als tropisches Schelfmeer. Bunte Spat- und Knollenkalke mit typischer Mikrofazies (Ooide, Echiniden- und Krinoidenreste, Spirillinen usw.) lassen ein Andauern der Riffbildung bis in den untern Lias annehmen. Diese Gesteine lassen sich am Stammerspitz nur sporadisch feststellen. Sie sind in der Stammer-Serie, nachdem es zu einer Kippung der Unterlage kam, fast durchwegs einer von Süden fortschreitenden Transgression zum Opfer gefallen. Über diesen grobklastischen Transgressionsbildungen, deren Einordnung in den oberen Lias sich auf leitende Fossilien stützen konnte, folgen kieselige, kalkig-tonige Knötchenschiefer des Doggers, die wir, da Fossilien fehlen, den «Allgäuschiefern» und den «Fleckenmergeln» anderer oberostalpiner Faziesräume gleichsetzen. Die Lithofazies deutet auf ein allmähliches Absinken des Meeresbodens während der Doggerzeit hin. Im Malm gelangen rein kieselige Gesteine (Quarzite und Radiolarite) mit kalkigen und mergeligen Zwischenlagen zur Vorherrschaft. In kieseliger Grundmasse eingesedimentierte Radiolarienkalkpartikel lassen auf minime Bewegungen an der Jura-Kreide-Wende schliessen. Jüngere Bildungen sind wohl infolge tektonischer Einflüsse nicht vorhanden.

Ohne Mühe lässt sich aus dem geschilderten Sedimentationsverlauf ein rhythmischer Zyklus (vgl. P. ARBENZ, 1919) erkennen: Inundation im mittleren, Regression des Meeres im oberen Norien und im Rhät, die wahrscheinlich sogar bis zur Trockenlegung und Abrasion des Festlandes im mittleren Lias führte. Anschliessend erfolgte eine tiefgreifende Transgression im oberen Lias und allmähliche Absenkung des Meeresbodens im oberen Lias und fraglichen Dogger. Dichte Kalkschiefer, geringmächtige Radiolarite und Quarzite, deren Ablagerungstiefe kaum eine bedeutende gewesen sein kann, schliessen die Stammer-Serie ab.

ERGEBNISSE UNSERER VERGLEICHSTUDIEN

Schon J. CADISCH (1934, a) hielt Vergleiche ostalpiner Trias-Serien für problematisch, da die Fazies in diesen karbonatischen Ablagerungen ausserordentlich rasch wechsele. Als erschwerender Umstand erwies sich im weiteren die auf komplizierter Lagerungsweise und Fossilarmut zurückführende, mangelhafte Kenntnis der Stratigraphie benachbarter, zum Vergleich herangezogener Gebiete. So kommt es oft zu einer blossen Aufzählung verschiedener Gesteinstypen und -aufschlüsse, deren gegenseitiger Zusammenhang nicht ermittelt werden konnte und oft leider auch nicht versucht wurde. Die Methoden der verschiedenen Bearbeiter sind nicht die gleichen, die oft recht willkürliche Redaktion wissenschaftlicher Publikationen und insbesondere das Fehlen von Mächtigkeitsangaben und Sammelprofilen erleichtern das Literaturstudium keineswegs. Den Faziesschwankungen innerhalb einer tektonischen Einheit wird nicht immer die nötige Beachtung geschenkt, vielfach sind sie auch aus tektonischen Gründen nicht mehr rekonstruierbar. Bei sehr raschem Fazieswechsel wie solcher als Folge einsetzender orogener Bewe-

gungen im Lias der ostalpinen Decken die Regel ist, wird der Wert einer Gegenüberstellung überhaupt illusorisch. Nur das generelle Faziesbild und nicht aberrante Gesteinstypen dürfen für Vergleichszwecke herangezogen werden.

Im folgenden seien die einzelnen in Frage kommenden Faziesräume und ihr Sedimentinhalt noch einmal streiflichtartig der Stammer-Serie gegenübergestellt und zusammengefasst.

Schamser-Decken

Wir stützten uns zur Hauptsache auf die Detailuntersuchungen von R. STAUB (1934, a), V. STREIFF (1939) und H. JÄCKLI (1941). Die Aufnahmesergebnisse des südlichen Westschams (Zürcher Schule) standen leider nicht zur Verfügung. Ungeachtet der noch bestehenden Meinungsverschiedenheiten über die tektonischen Zusammenhänge konnten brauchbare Vergleichsergebnisse gewonnen werden. Um die Wiederholungen zu vermeiden, verweisen wir, was die tektonischen Zusammenhänge betrifft, auf obige Autoren, sowie auf J. CADISCH (1953).

Ein unserem Hauptdolomit entsprechendes Gestein fehlt in den Schamser-Decken gänzlich, hingegen zeigt das Rhät teilweise gute Übereinstimmung, obwohl es in der Stammer-Serie differenzierter ausgebildet ist und grössere Mächtigkeit aufweist. Im Lias ist eine Parallele nur insofern vorhanden, als gegen oben einformige, tonigere Absätze sich in beiden Serien einstellen. Ausser einigen wenigen ähnlichen Gesteinstypen lässt sich auch im Malm eine Analogie der Gesteinsfolge nicht erkennen. In den konfrontierten Schichtreihen finden sich nähere Übereinstimmungen lithologischer und fazieller Art nur in der «Serie von Crestota» (V. STREIFF, 1939) und in der sog. «Gelbhorn-Decke» H. JÄCKLI's (1941) und zwar auch nur in den tieferen Niveaus. Aber selbst da sind diese zu wenig überzeugend als dass weitgehende tektonische Schlüsse gerechtfertigt wären. Die Schamser-Decken weisen nach JÄCKLI zum Teil unterostalpine Fazieszüge auf. Wir können sie deshalb nicht mit der Stammer-Serie parallelisieren. Es sind innerhalb des penninischen Raumes fremdartig wirkende Bildungen, deren grosstektonische Stellung keineswegs von allen Bearbeitern gleich gedeutet wird.

Tasna-Decke

Lithologie und Mächtigkeit des Triasdolomites der Tasna-Serie weichen stark ab, Rhät fehlt. Typische Steinsberger Spatkalke und polygene Breccien des Lias fehlen andererseits am Stammer-spitz, Radiolarite und quarzitisches Radiolarienkalkbreccien des Malm dagegen in der Schichtreihe von Ardez. Von einer faziellen Gleichstellung kann keine Rede sein.

Tschirpen-Decke

Zwischen Hauptdolomit und Rhät schaltet sich in der Tschirpen-Decke im Gegensatz zur Stammer-Serie eine 25 m mächtige, fossilere, kalkig-dolomitische Zone (norisch-rhätisches Grenzniveau) mit roten und gelben, mergeligen Bänken ein, in der Stammer-Serie halten dagegen die Dolomiteinschaltungen bis ins obere Rhät an. Lias und fraglicher Dogger haben in beiden Serien grosse Ähnlichkeit. Der am Tschirpen bis auf Hauptdolomit transgredierende Malm überlagert an anderen Örtlichkeiten den Lias mit dichten Kalkschiefern, Radiolariten und Tonschiefern. Wenn sich auch im einzelnen fazielle Divergenzen zeigen, so weicht die Stratigraphie der beiden, zur Diskussion stehenden Decken nirgends erheblich von einander ab. R. BRAUCHLI (1921) kommt, basierend auf stratigraphischen Vergleichen, bei der Beurteilung der tektonischen Zuordnung der Tschirpen-Decke zu keiner eindeutigen Lösung. Sie wurde von J. CADISCH (1934, a) unter Vorbehalt als nördliche Abspaltung der Silvretta-Decke ins Oberostalpin gestellt.

Ortler-Decke

In beiden Schichtreihen stimmen obere Trias bis Malm auffallend gut überein. (K. ZOEP-PRITZ, 1906; A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, 1915; W. HEGWEIN, 1927; F. ROESLI, 1927; U. KAPPELER, 1938). Hauptdolomit, obernorische Dolomite und Rhät weichen faziell überhaupt nicht ab. ZOEP-PRITZ u. a. wiesen in grauen Kalken am Monte Motto (Livigno-Lappen der Ortler-Decke) unteren Lias (Hettangien und Sinémurien) nach. Der obere Lias-?Dogger ist als sehr mächtiger Allgäuschiefer (Fleckenkalke und -mergel) entwickelt (ROESLI). Im Malm der Ortler-Decke folgen

über grünem Hornstein roter Radiolarienhornstein und Kalke in Wechsellagerung (ungefähr 20 m mächtig in der Casana-Serie von ROESLI und bei HEGWEIN).

Quatervals-Decke

Der Hauptdolomit der Quatervals-Decke, der mit dem der Stammerspitze einigermaßen übereinstimmt, geht gegen oben in einen Komplex von wechsellagernden Kalken und Dolomiten über (Oberrhätien). Der Ausdruck «norisch-rhätisches Grenzniveau» wurde von SPITZ und DYHRENFURTH (1915) geschaffen, die darunter einen Gesteinskomplex mit einer Mischfauna aus norischen und rhätischen Elementen verstanden; er wird von W. HEGWEIN (1927) mit Recht abgelehnt. Das Rhät weist grössere fazielle Gegensätze auf. Jüngere Stufen fehlen in der Quatervals-Gebirgsgruppe (Schweizerischer Nationalpark).

Unterengadiner Dolomiten (Scarl-Decke und Lad-Scholle)

Hauptdolomit und Rhät beider Decken stehen sich recht nahe. Bemerkenswert ist allerdings die geringe Verbreitung des letzteren in den stirnwärtigen Partien der Scarl-Decke. Auch die liasischen Bildungen und der Dogger stimmen im wesentlichen faziell überein. Im Malm sind stärkere Abweichungen vorhanden.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Schamser-Decken und unterostalpine Einheiten im Rhätikon, Mittelbünden und Unterengadin (Falknis-Sulzfluh-Decke, Tasna-Decke) besitzen nur vage Analogien mit der Stratigraphie der Stammer-Serie. Im speziellen ist die dürftige Ausbildung der Trias und des Lias in der Tasna-Decke bezeichnend, während die Aroser Zone (vgl. Sammelprofil von H. GRUNAU, 1947) eine eher vermittelnde Stellung zwischen Falknis-Sulzfluh-Decke einerseits und Aroser Dolomiten und Ortler-Decke andererseits einnimmt. Mit der Tschirpen-Decke besteht ziemlich gute Übereinstimmung. Dagegen lässt sich eine nur auf stratigraphische Vergleiche sich stützende, direkte Ableitung der Stammer-Serie von der Scarl-Decke nicht rechtfertigen. Eine beinahe identische Ausbildung vom Hauptdolomit bis zum Malm und weitgehend übereinstimmende Mächtigkeiten zeigt die von R. STAUB (1924) ins Mittelostalpin gestellte Ortler-Decke. Der letztere bezog 1937 die Stammer-Klippe aus dem Ortlergebiet. Aroser Dolomiten (vgl. R. BRAUCHLI, 1921)¹⁴⁾ und Bergünstöcke (vgl. E. OTT, 1925 und F. FREI, 1925) zeigen – abgesehen von bedeutenderen Mächtigkeiten – in ihrer Faziesentwicklung enge Verwandtschaft mit der mittelostalpinen Ortler-Decke. Mit dem Rhätikon besteht generell gute Übereinstimmung (siehe D. TRUEMPY, 1916; P. ARNI, 1926; W. LEUTENEGGER, 1928 u. a.). Ein Plattenkalkniveau fehlt jedoch am Stammerspitz. Die normal Silvretta-Kristallin aufruhenden, oberostalpinen Sedimentmassen des Landwasser-Hochducan-Gebietes unterscheiden sich durch enorme Mächtigkeiten und das Fehlen jüngerer Schichten als Rhät. Faziesanklänge an südalpine Triasbildungen sind nach H. EUGSTER (1923, b) vorhanden.

Die Stammer-Serie weist mittelostalpine Faziesentwicklung (betr. Abgrenzung des Mittelostalpins von oberostalpinen Schichtreihen siehe J. CADISCH, 1953, p. 242) auf. Eine direkte Beziehung zu einem benachbarten Deckenelement kann nicht nachgewiesen, aber wahrscheinlich gemacht werden. Faziell steht die Stammer-Serie der Schichtserie der Ortler-Decke am nächsten.

¹⁴⁾ STAUB stellt die Aroser Dolomiten seit 1937 ins Oberostalpin.

B. TEKTONIK

Bisherige Untersuchungen

Seit ihrer Entdeckung im Sommer 1902, erfuhr diese Klippe mesozoischer Gesteine mannigfache tektonische Umdeutungen. W. PAULCKE (1904) bezeichnete sie als «riesige, auf jüngere Bündnerschiefer überschobene Triasscholle», an deren Basis er eine mit Triasgesteinen verknetete und verquickte Spilitlage auffand. Weiterhin verband dieser Verfasser die Stammergesteine über das Gipsvorkommen von Chè d'Mutt oberhalb Ravaisch (Samnaun) hinaus mit den reduzierten Triaseinspitzungen und Spilitlagen am Munt da Cherns und Fliesserberg im nördlichen Samnauntal und bezeichnete diese grosse, innerste Störungszone im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters als «Stammerüberschiebung». In einer späteren Publikation werden von W. PAULCKE (1910) an der Stammerspitze 3 verschiedene tektonische Elemente auseinandergehalten:

3. Eine wahrscheinlich zweigeteilte Decke mit ostalpin entwickelter Fazies als höchstes tektonisches Element.
2. Die sogenannte «Rhätische Decke» wird nach PAULCKE durch die basischen Eruptiva repräsentiert. Grünliche und rötliche, zum Teil kalkige Schiefer (unsere Malmgesteine!) werden als Eruptivkontaktgesteine gedeutet.
1. Als Basis figuriert die sogenannte «Bündner Decke», die unserem heutigen basalen Bündnerschiefer entspricht.

Auf die damalige Deckenterminologie einzugehen, verzichten wir und verweisen auf die treffliche Darstellung der geschichtlichen Entwicklung von R. STAUB und J. CADISCH (1921).

W. HAMMER (1911) verneint als «Antinappist» entschieden und mit stichfesten Argumenten die Einschaltung einer «Breccien-Decke» am Stammerspitz und betrachtet im weiteren das Bündnerschiefergebiet im Unterengadin als ein Senkungsfeld mit randlichen Überschiebungen und Übereinanderschuppungen. Nach diesem Autor ist der Stammerspitz aus Schollen zusammengesoben.

10 Jahre später interpretieren R. STAUB und J. CADISCH (1921) die mesozoischen Gesteine der Stammerspitze als eine verschleppte, linsenförmig anschwellende, triasisch-liasische Basischolle einer mittleren Schuppe der mächtigen, unterostalpinen Schuppenzone. Das von R. STAUB (1926) nach Herausgabe des «Bau der Alpen» (R. STAUB, 1924) gezeichnete Querprofil durch diesen Alpensektor stützt sich offensichtlich auf diese Anschauungen.

Im «Geologischen Führer der Schweiz» kommt J. CADISCH (1934, b) zu einer wesentlich anderen Auffassung, vergleicht er doch die Stammer-Serie mit den «pseudoostalpinen» Schamser-Decken Mittelbündens und stellt sie als deckentrennendes Element in die penninischen Bündner Schiefer des Fensterinnern, wodurch erstmals eine tiefgreifende Zweiteilung am Nordrand der Schiefermassen erreicht wird. Der Westgipfel der Stammerspitze selbst wird als einheitliche, NW vergierende Stirn einer liegenden Falte aufgefasst, diskordant auf jüngere, vermutlich kretazische Bündnerschiefer aufgeschoben. Dieser Auffassung entsprach das im Postroutenführer «Unterengadin-Samnaun» der PTT, Bern (1948), enthaltene tektonische Kärtchen mit der Gliederung des Penninikums in eine oberpenninische Stammer-Serie und einen basalen Bündnerschiefer-Komplex.

R. STAUB (1937) zitieren wir der Kürze halber mit seinen eigenen Worten: „Könnte hier (am Stammerspitz) nicht ein verlorenes Verbindungsstück zwischen Ortler- und Allgäu-Decke oder ein Schubsplitter aus dem Ortler selber vorliegen?“ Gestützt wird diese Hypothese durch dürftige Faziesanalogien mit der Ortler-Trias. Im beigegebenen Profil (Taf. II) skizziert STAUB den Stammerspitz-Gipfel als einen nach Norden verfrachteten und ins Unterostalpin von oben eingespiessten Schubspan und Ableger der mesozoischen Sedimentbedeckung der im Süden der Unterengadiner Dolomiten sich mächtig entwickelnden Campo-Decke s. I.

In einer neuen Studie finden wir von J. CADISCH (1950) erneut einige kurze Notizen, die für uns wieder von grösstem Interesse sind. Wir zitieren wörtlich:

Einige Schwierigkeiten bietet die tektonische Heimweisung der Klippe des Stammerspitz-Gipfels in der hinteren Val Sinestra. Hauptdolomit, fossilführendes Rhät, Liasbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk ruhen hier verfalt und verschuppt den penninischen Schiefeln diskordant auf. Die von W. PAULCKE seinerzeit angenommene Verbindung mit dem

Triaszug Chè d'Mutt–Munt da Cherns (Samnaun), das heisst mit unserer Champatsch-Serie besteht nach unseren neuern Aufnahmen nicht zurecht. Auf Grund von Vergleichen mit den jüngeren Schichtgliedern der Scarl-Decke in den östlichen Unterengadiner Dolomiten betrachten wir die Stammerklippe als Abkömmling dieser Einheit. Damit sehen wir uns vor die Frage gestellt, weshalb im Liegenden der Stammerreihe die Tasna-Decke fehlt. Zukünftige Aufnahmen werden ergeben, ob diese Lücke durch Abscherung entstanden ist oder ob eine Reliefüberschiebung vorliegt.»

Die durch die saline Trias von Chè d'Mutt und in der lateralen Fortsetzung nach NE und SW durch Dolomite, Radiolarit-, Quarzit- und Grünschieferlinsen getrennte höhere Abspaltung der penninischen Schiefer, kann nach diesem Autor als Oberpenninikum mit der Schuppenzone des Piz Champatsch nördlich Schuls in Zusammenhang gebracht und mit der Platte-Decke Südbündens in Beziehung gesetzt werden. Diese höheren penninischen, der Margna-Decke äquivalenten, ausserordentlich einförmigen Kalkschiefermassen werden am Piz Roz, wohl durch Verschuppung bedingt, bis 1000 m stark.

Trotz mannigfacher tektonischer Umdeutungen und verschiedener stratigraphischer Beheimatung, die die imposante Stammer-Klippe im Laufe der Zeit erfuhr, erkennen wir aus diesem kleinen Kapitel alpine geologische Forschung eine trotz aller Widerstände sich durchsetzende Konstanz im Fortschreiten unserer Erkenntnis über die geologischen Zusammenhänge im Gebirgsabschnitt des Unterengadiner Fensters.

1. Der Bau der Stammer Spitze

Im folgenden besprechen wir die wichtigsten Strukturelemente der Stammer-Klippe.

a) Die basale Schubfläche

Der Kontakt zwischen oberostalpinen Schichtgliedern der Stammer-Serie und Flysch der unterostalpinen Basalschuppe ist ein tektonischer und weist keine grösseren tektonischen Komplikationen auf. Von einer Diskordanz ist nichts zu bemerken. Begleitet von Rauhwackezügen und Linsen von Dolomit und Ophiolithen, konnte diese Schubfläche in 2800–3000 m Höhe rings um den Stammer herum verfolgt werden. Gegen die Samnauner Seite wird sie durch Firnschnee, Gehänge- und Moränenschutt auf grössere Erstreckung überdeckt, und nur grössere Überschiebungsschürflinge gestatten den ungefähren Verlauf der Deckengrenze zu ermitteln. Auf 2795 m Höhe entspringt auf der Südwest-Seite der Stammer Spitze am Fusse der überhangenden Malmquarzitwand eine von Gamsen gerne aufgesuchte Quelle von ca. 6 l/min (gemessen im August–September 1952 nach einigen Wochen trockenem Wetter und geringer Schneebedeckung). Andere winzige Wasseraustritte, ebenfalls alle an der Basis der klüftigen Stammergesteine, begleiten die Schubfläche auf der Südseite des Stammer Spitz-Gipfels.

Durch die Erstellung einer Isohypsenkarte (Fig. 20) konnte die Sohlfläche der Klippe rekonstruiert werden. Auf diesem Kärtchen erkennt man ohne weiteres die langgestreckte, wannenförmige, nach ENE abtauchende Mulde, in der heute die Sedimente der Stammer-Decke eingebettet sind. Diese Struktur steht dem Baucharakter der penninischen Schieferaufwölbung fremd gegenüber (Richtung und Achsialgefälle weichen voneinander ab). Im SE der Stammer-Klippe ist deren Unterfläche an mindestens drei Stellen wellig verbogen, ohne dass es zu einer Zerschneidung der vermutlich älteren Struktur gekommen wäre. Diese schwachen Verbiegungen sind auf unserer Figur nicht dargestellt worden.

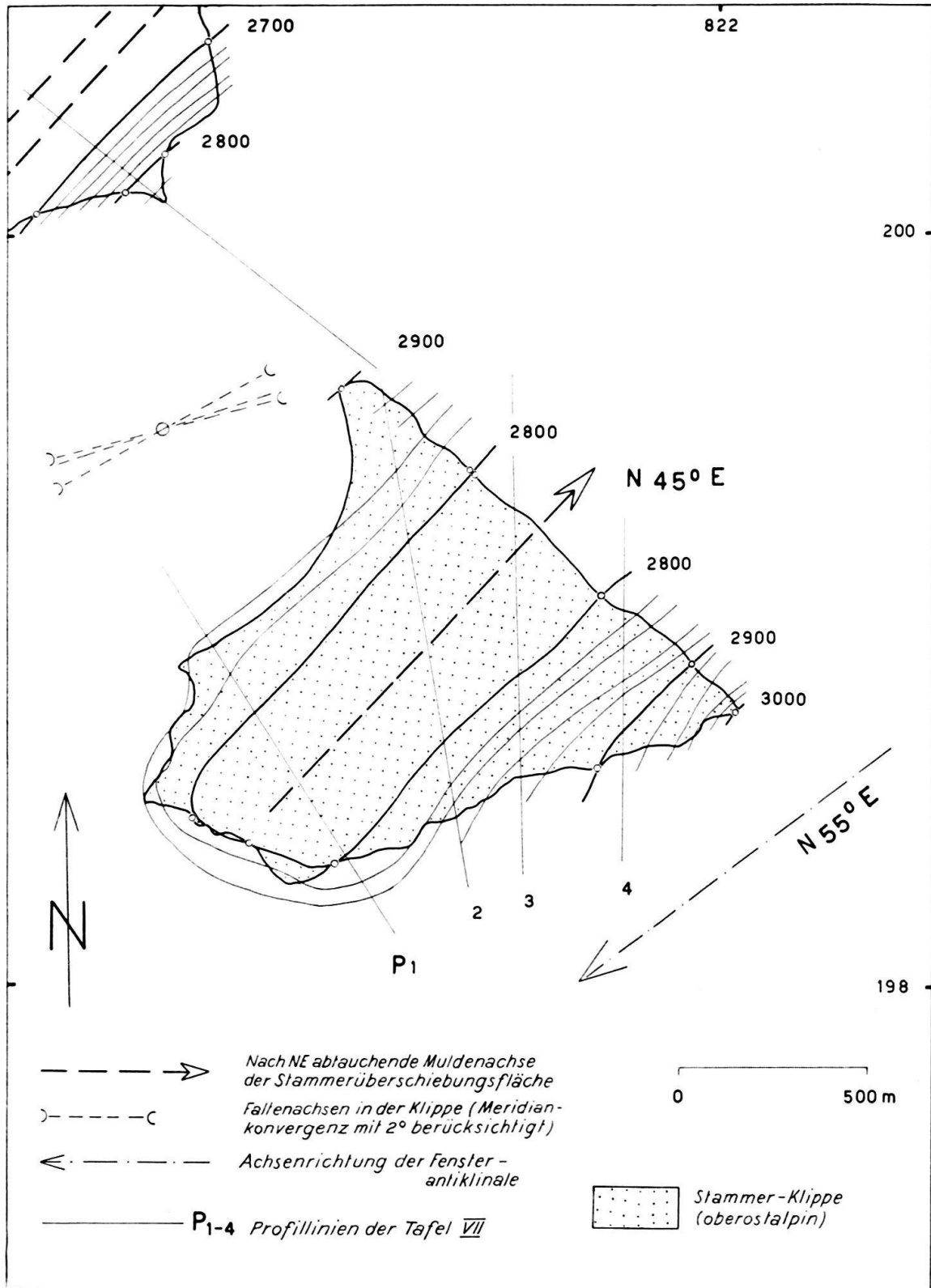


Fig. 20. Isohypsenkarte der Stammer-Schubfläche am Stammerspitz (Unterengadin), 1:20000. Äquidistanz = 20 m.

b) Die Verschuppung

Im Ostteil und am Nordgrat ist die Stammer-Decke durch einfache Verschuppung zweigeteilt. Über verkehrt liegendem Malm, Dogger, Lias und Rhät folgen wiederum Dogger, Lias und ältere Gesteine in gleichfalls verkehrter Lagerung. An der Gleitfläche konnten, wenn auch in geringen Mengen, grüne Spilitgesteine (vgl. p. 447 und Taf. X) festgestellt werden. Ophiolithe gelten allgemein als Gleitflächenindikatoren. Hier, ebenfalls an der Bewegungsfläche, erregte eine zerrüttete, etwa 40–60 cm mächtige Zone mit orientierten, tektonischen Geröllen unsere Aufmerksamkeit. Schwarze, glattpolierte, faust- bis über kopfgrosse Kalk- und Dolomitphakoide von ellipsoidischer Gestalt liegen zwischen Dogger-Knötchenschiefen oben und Rhätschichten unten. Die Längsachsen dieser brotlaibförmigen Körper wurden gemessen:

Streichen 310–320° E, Fallen 5–10° NW (Durchschnitt).

Im Westen der Klippe konnte eine Verschuppung nicht nachgewiesen werden. Das Gestein ist zu extrem verknetet, als dass eine sichere Diagnose noch möglich gewesen wäre. Da der Malm, obschon in längliche Schollen von Hausgrösse (Boudinage im grossen) deformiert, den Zusammenhang bewahrt hat, muss die Verschuppungsfläche höher oben durchgehen. Auch die westliche Partie der Klippe ist verschuppt, wenn auch ein eindeutiger Beweis dafür nicht zu erbringen ist (Fig. 22).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die Stammer-Decke am Stammerspitz in zwei Schuppen vorliegt:

- I. Eine obere, Norien bis Lias-Dogger umfassende Schuppe, verfaltet.
- II. Eine untere Schuppe mit verkehrter Schichtfolge (Rhät bis Malm) bildet eine einfach gestaltete, 40–80 m dicke Platte.

c) Der Faltenbau

Ein weiteres Strukturelement sind die Faltenstirnen, deren Achsen mit der unter a) erwähnten Mulde ungefähr konform verlaufen. Wie schon J. CADISCH (1934, b) erkannte, wird die Stammerspitze im grossen ganzen durch eine aus Hauptdolomit, Rhät und Lias gebildete, liegende Falte mit gegen NW vergierender Faltenstirn von beträchtlichem Radius aufgebaut, an deren Basis sich nach unseren Untersuchungen von SSE her eine zweite kleinere einzuschieben beginnt. Eine sichere Umbiegung in der oberen Falte konnte infolge Schuttüberlagerung und erosivem Abtrag leider nirgends konstatiert werden, und die Frage, ob tatsächlich eine liegende Falte oder ein aus Hauptdolomit und Lias bestehender Schubspan vorliegt, konnte nicht mit der wünschenswerten Sicherheit beantwortet werden. Beim Vormarsch der Stammer-Decke wurden, durch mechanisch verschieden reagierendes Baumaterial bedingt, die Falten verschert (nicht durch Antiklinal-Längsscheitelbrüche, sondern an der Basis des starren Hauptdolomits). Siehe Fig. 21.

Diese beiden Falten entsprechen allem Anschein nach auch der Deckenstirn der Stammer-Decke. Wir können sie zwanglos verbinden. An der Basis des oberen Hauptdolomit-Vorkommens setzen am Ostgrat (3030 m) unterrhätische Kalke, Mergel und Tonschiefer ein, deren Schichtflächen örtlich von kleinen unbestimmbaren Muschelschälchen dicht übersät sind, deren Konvexseiten ausnahmslos

gegen das Liegende gerichtet sind. Nach der Einkippungsregel von R. RICHTER (1942) sind diese Schichten überkippt und bilden damit das normale Hangende des Hauptdolomits. Für verkehrte Lagerung im Liegendschenkel der oberen Falte sprechen ebenfalls einige muschelführende Horizonte in der westlichen Stammerpartie.

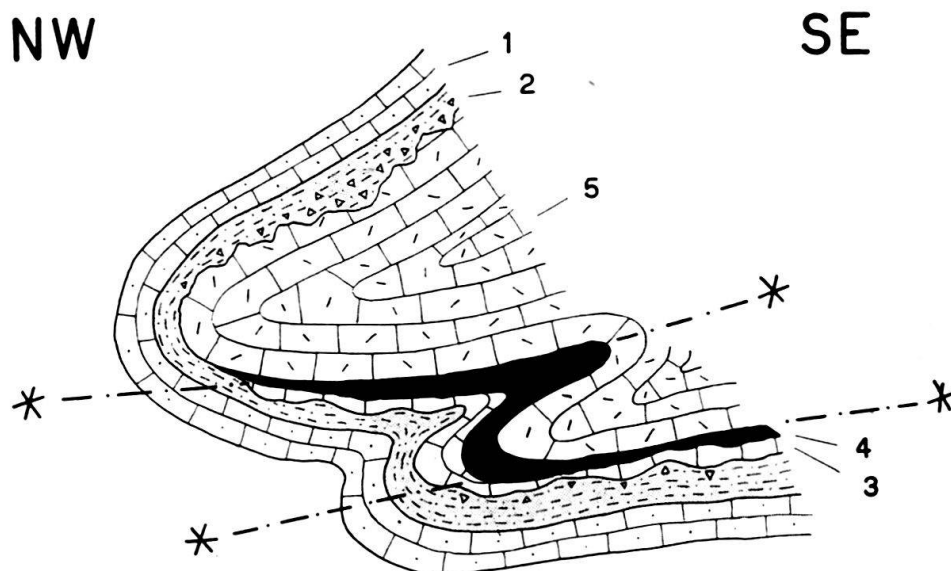


Fig. 21. Schema der Faltenversicherung am Stammerspitze.

Legende: 5 Hauptdolomit 2 Oberer Lias, z. T. transgressiv
4 Unterrhät 1 Malm
3 Oberrhät

d) Querbrüche (Blattverschiebungen)

Ein weiteres, sehr charakteristisches Strukturelement stellen steil SW-fallende (80–85°) Querbrüche dar, welche die oben erwähnten Falten im rechten Winkel zerschneiden. Die Bewegungen verliefen zur Hauptsache horizontal in südöstlich-nordwestlicher Richtung, obschon waagrechte Gleitstreifen (Harnischstriemung) nicht beobachtet werden konnten. Allein in der westlichen Hälfte der Stammerklippe konnten 4 Rupturen dieser Art erkannt und teilweise ausgemessen werden (Fig. 22).

Schubweiten:

Bei Bruch	I	wurde der	E-Flügel	ca.	1–2 m	gegen NW,
»	»	II	»	»	10 m	» NW,
»	»	III	»	»	mindestens	30 m » NW,
»	»	IV	»	»	W-Flügel	ca. 7 m » NW.

vorgeschoben. Bei IV ist, wie die Lagerung der Schichten zwischen Ost- und Westgipfel erkennen lässt, die nordöstliche Scholle nach N gekippt worden.

Die Malm- und Doggergesteine wurden durch diese Querbrüche weniger betroffen. Immerhin sind auf der Südseite des Stammergipfels (Taf. X) vertikale Sprünge von einigen Metern nachzuweisen.

In der östlichen Stammerhälfte streichen die beobachteten und vermuteten Blattverschiebungen etwas verschieden von den soeben erwähnten, nämlich un-

gefähr NNW–SSE (Str. N 16–17° W). Bei VI wurde der Ostflügel vermutlich 5–6 m gehoben.

Schon im Winter 1952/53 ist uns beim stereoskopischen Betrachten von senkrecht aufgenommenen Fliegerbildern («Photoatlas der Schweiz» der Eidg. Landestopographie, Bern) die regelmässige Zerstückelung der Gesteinsbänke durch saiger stehende Klüfte aufgefallen. Eigentümlicherweise wiesen die nordöstlichen, gegen die Val Maisas schauenden Partien der Stammer-Klippe (Hauptdolomit) eine abweichende Kluftrichtung auf. Das Klufsystem streicht nämlich ungefähr N 20–30° E, in der westlichen Gipfelpartie N 330–340° E.

e) Der Schollenbau

Für eine statistische Auswertung liegen zu wenig Messungen vor. Immerhin erlauben unsere Aufnahmen den Schluss, dass in der oberen Schuppe zwei relativ stärke Klötze vorliegen (Fig. 22). Der westliche Block A wurde dem östlichen B an- und aufgeschoben, wodurch der erste eine Drehung im Uhrzeigersinne erlitt. Auch bei der angeschobenen Scholle kam es zu einer schwachen, entgegengesetzten Abdrehung. Die Lage der Gleitfläche macht diese gegenseitige Beeinflussung sehr plausibel. Ebenso kann durch diese Annahme die etwas abweichende Streichrichtung der Querbrüche im Ostgrat eher verstanden und die Entstehung dieser Rupturen einem einmaligen Akt zugeschrieben werden.

Wenn man vom Gipfel über den Nordgrat herabsteigt, stösst man am Grund der ersten Scharte (ca. 3030 m, Koord. [821,17/199,01]) auf eine kleine Linse von dunkelbraun anwitternden, tonigen Schiefen, deren Anwesenheit mitten im Hauptdolomit überrascht. Für eine direkte Verbindung mit den hangenden, auf Hauptdolomit transgredierenden Liasgesteinen liegt sie zu tief. Beim Abstieg durch die steile, von Schutt erfüllte Furche NW des erwähnten Punktes fiel uns der feuchte, brecciöse Zustand des örtlich blossliegenden, aus Hauptdolomit bestehenden Runsenbodens auf. Durch die Beobachtung der in Hauptdolomit eingeklemmten, tonigen Schiefer des ?Rhät und der tektonischen Breccie wird der präzise Verlauf dieser Bewegungsfläche von eher lokalem Interesse präzisiert.

NE gerichtete Aufschiebungstendenzen machen sich am westlichen Gipfelgrat bemerkbar. An einer ziemlich steil NW einfallenden Bruchfläche wurde der NW-Flügel auf ungefähr 15 m nach NE bewegt. Eingeklemmte, liasische Transgressionsgesteine lassen darüber keine Zweifel aufkommen. Obschon die Auswirkungen ohne Bedeutung sind, machen sie uns mit NE gerichteten Schubkräften bekannt. An der Basis der oberen Hauptdolomit-Falte kam es zudem zu Abschürfungen und Drehbewegungen von grösseren und kleineren Hauptdolomitpartien, so auf der Südseite der Stammerspitze direkt unter dem Ostgipfel.

Kleintektonische Komplikationen aller Art erschwerten die Abklärung der Lagerungsverhältnisse ausserordentlich. Insbesondere im Rhät mit seiner ausgeprägten Wechsellagerung von starreren und plastischeren Schichten spottet die Lagerungsweise jeder Beschreibung. Die Kalk- und Dolomitbänke zerbrachen vielfach unter der Druckeinwirkung zu Breccien, wobei das bildsame, tonige Material als Zwischenmittel fungierte. Sekundärem, tektonisch bedingtem Anschwellen und Ausdünnen bis Abreissen der Gesteinsbänke und Schichtkomplexe begegnet man auf Schritt und Tritt. So sind z. B. die starren, oberrhätischen Kalkkomplexe in linsenförmige Schollen zerteilt worden und in das beweglichere Unterrhät eingedrungen.

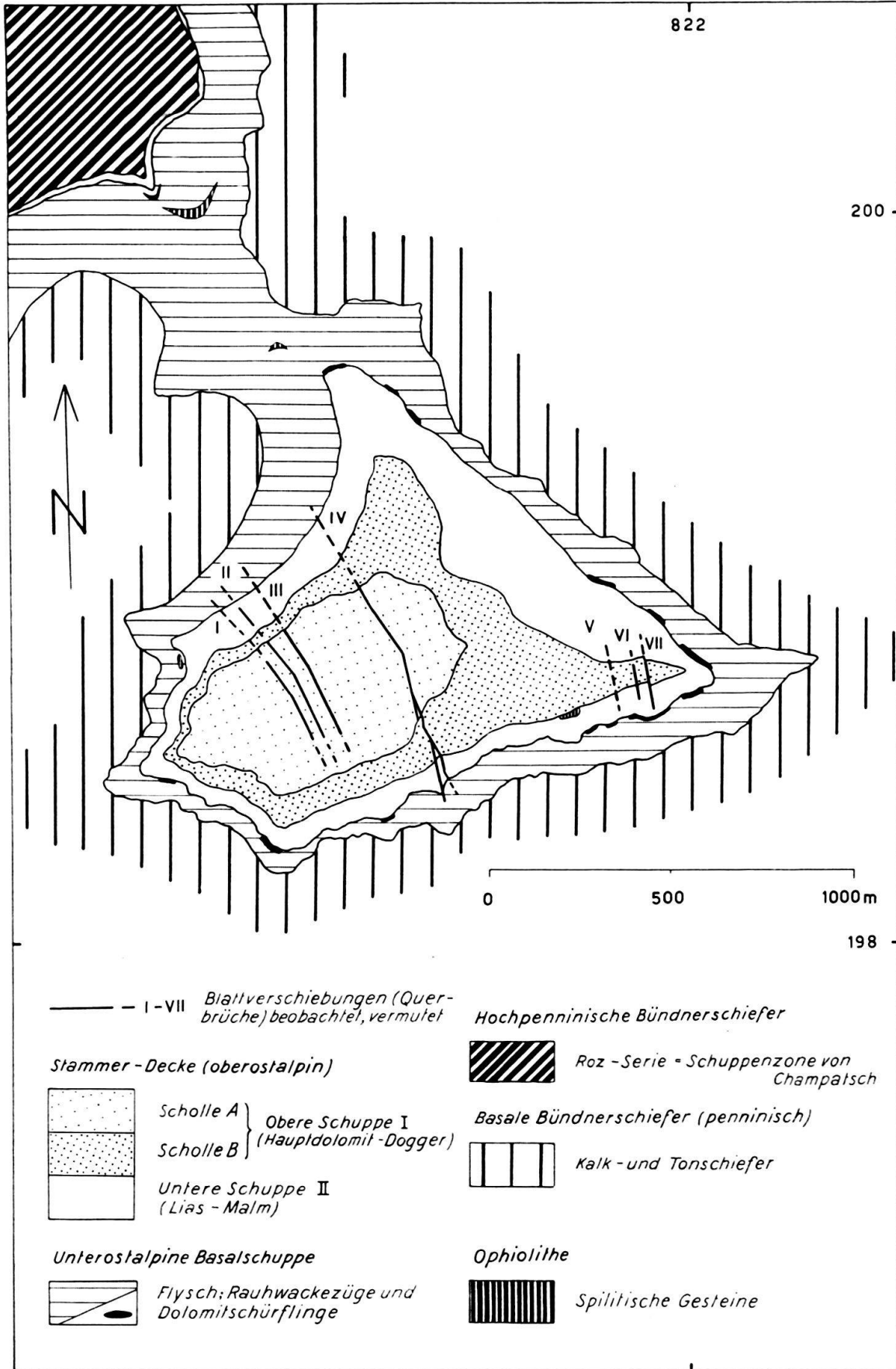


Fig. 22. Tektonische Kartenskizze des Stammerspitzes (Unterengadin). Maßstab 1:20000.

Die von HAMMER am Gipfelgrat beobachtete Diskordanz zwischen Lias und Hauptdolomit ist hingegen keine tektonische, sondern eine primär-stratigraphische. Aber auch tektonische Diskordanzen fehlen nicht. So ist der Hauptdolomit der unteren Falte in spitzwinkliger Diskordanz über die liegenden Rhätschichten hinweggeschoben worden. Andererseits mussten wir aus bestimmten tektonischen Überlegungen heraus durch völlig konkordante Schichtkomplexe Gleitflächen legen, die im Gelände auch bei genauester Beobachtung nicht festzustellen waren.

ZUSAMMENFASSUNG

Die konkordant auf jüngere, unterostalpine Flyschschiefer aufgeschobene, oberostalpine Klippe der Stammerspitze besteht aus einer unteren Schuppe (II) aus verkehrt liegenden Rhät-, Lias-, Dogger- und Malmgesteinen und einer Hauptdolomit bis Lias-Dogger umfassenden, oberen Schuppe (I), wobei die letztere aus zwei NNW vergierenden, liegenden Faltenstirnen unterschiedlicher Schubweite aufgebaut wird. NW–SE streichende, saigere bis sehr steil SW fallende Querbrüche schneiden die Falten in annähernd rechtem Winkel. NW gerichtete Schubkräfte verschoben gleichzeitig die einzelnen Segmente staffelartig in vornehmlich horizontaler Richtung (Blattverschiebungen). In der unteren Schuppe sind diese horizontal sich auswirkenden Kräfte mangels Bezugsmarken schwieriger festzustellen, sind aber ebenfalls vorhanden. Die obere Falte, vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebaut, weist Schollenbau auf. Die westliche Scholle (A) ist an einer etwa 45° westfallenden Schubfläche von lokaler Bedeutung an die östliche (B) geringfügig an-, resp. aufgeschoben.

Der Bewegungsablauf

Ohne eine Phasenfolge der gebirgsbildenden Kräfte im Gebirgssektor des Unterengadiner Fensters aufstellen zu wollen, können wir den Bewegungsablauf, der den fein ziselierten Bau des Stammergipfels entstehen liess, annähernd rekonstruieren. Es liessen sich folgende Einzelvorgänge auseinanderhalten:

1. Eine gegen NW gerichtete Aufschiebung und Einpressung der Stammer-Decke auf und in ein etwa 100 m starkes unterostalpines Flyschpolster.
2. Vermutlich gleichzeitig Verschuppung im basalen Teil und Eindringen von spilitischem Magma an der Gleitfläche. Schubrichtung unsicher, Bewegung wahrscheinlich nach NE.
3. Ausbildung NW–SE streichender Querstörungen (und Klüfte). Sie verstellen am Ostgrat die Verschuppungsgleitfläche, sind also jünger als diese. Schubkräfte gegen NW gerichtet.
4. Als letzter Akt kann die Entstehung des Schollenbaues im oberen Teil und das gleichzeitige Abdrehen der einzelnen Blöcke durch einen gegen NE gerichteten Schub (evtl. auch Querschub, der gleichzeitig wie 1. und 2. zur Auswirkung kam) gelten. Als weitere Indizien für eine NE gerichtete Schubtendenz sind die kleine, aber nichtsdestoweniger prinzipielle Bedeutung beanspruchende seitliche Verschiebung am westlichen Gipfelgrat und die Querverbiegungen der Klippen-Unterfläche auf der Südostseite der Stammerspitze zu bewerten.

Die Schichtglieder der Stammer-Klippe lassen sich, wie bereits in der Einleitung (p. 330) ausgeführt wurde, in stark reduzierter Form nach NE und SW verfolgen. Wir nennen diese Zone der Einfachheit halber *Chaminser Quetschzone*. Teilweise in zusammenhängenden Zügen und Bänken, mehrheitlich aber als linsenförmige

Schürflinge, stellen sie ein vorzügliches Mittel dar, basales Penninikum, bzw. unterostalpinen Flysch von den hochpenninischen Roz-Schiefern zu trennen. Es war uns deshalb sehr daran gelegen, diese isolierten Schollen als Deckenscheider aufzuspüren und, wenn immer möglich, die rudimentäre Stratigraphie der Stammer-Serie am Stammerspitz zu ergänzen. Diese Quetschzone enthält nur extrem ausgewalzte, oft völlig zertrümmerte Gesteine, deren Risse nachträglich durch Quarz und Kalzit verheilt wurden.

2. Die Fortsetzung der Stammer-Decke gegen Nordosten

10 m nördlich Fuorcla Chamins stehen Schichtglieder der Stammer-Serie wieder an. Wie Taf. VII erkennen lässt, sind die Lagerungsverhältnisse einfach gestaltet. Unweit nordwestlich des Passüberganges fanden wir die charakteristischen rotviolettgesprenkelten, quarzitären Radiolarienkalkbreccien (Malm der Stammer-Serie!) wieder.

Die Stammer-Decke setzt sich in Form grösserer Gesteinszüge, mehr noch als isolierte Schollen aller Kaliber (einzelne Linsen sinken in ihrer Grösse bis auf einige Zentimeter Durchmesser ab) und aus wenig variierendem Gesteinsmaterial (Quarzite und atypische Kalke des Malm) auf der ganzen Länge der Val Chamins fort. Von der Fuorcla Chamins sinkt diese Quetschzone, von Spiliten begleitet, auf der linken Flanke des genannten Tales rasch abwärts, durchquert westlich Val Musauna bei P. 1982 den Schergenbach und streicht unter dem Schutt auf der rechten Talseite des Samnaun in die Gegend oberhalb Ravaisch. Ein kleiner Felskopf bei Mutals [821,62/203,20] gibt, ohne dass Schürflinge sichtbar wären, einen Anhaltspunkt, wo die Überschiebungslinie durchzieht. Von der mittleren Val Chamins bis nach Ravaisch konnten tektonisch verschleppte Gesteine der Stammer-Serie – das Gelände ist fast durchgehend von Moränen- und Alluvialschutt überdeckt – nicht beobachtet und die tektonische Grenzlinie zwischen unterostalpinem Flysch und hangenden Roz-Schiefern nur durch den lithologisch markanten Unterschied der beiden Serien verfolgt werden.

Im Wäldchen nordöstlich des Weilers Ravaisch, 1840–1880 m, Koord. [823,6/204,8] stecken einige grössere, perlschnurartig angeordnete Schollen im Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe, die folgende Gesteine enthalten:

Dunkelgraublaue Kalkschiefer mit gelbbraunen Belägen (analog Unterrhät am Stammerspitz); Kalke mit Zentimeter bis Millimeter grossen, eckigen Dolomitstückchen wie sie für das oberrhätische Niveau der Stammer-Serie typisch sind; dunkelgraublaue, massige Kalkbänke mit Schalenresten (Lumachelle).

Es besteht kein Zweifel, dass es sich um tektonisch verschürfte Rhätkomplexe der Stammer-Decke handelt.

Bei Chè d'Mutt liegt eine einfache Verschuppung vor (Fig. 4). Gips unterostalpiner Herkunft (vgl. p. 355) trennt eine ihrer lithofaziellen Ausbildung nach hochpenninische Lamelle von den hochpenninischen Roz-Schiefern ab.

Nordöstlich Chè d'Mutt steigt die Chamins Quetschzone (inkl. Flysch der unterostalpinen Basalschuppe) auf der linken Talflanke des Samnaun, gekennzeichnet durch zahlreiche Linsen fremdartigen Gesteins, weiter an. Wie die geologische Lagerung dieser oft zu beträchtlicher Grösse anschwellenden Schollen ergibt, liegt eine Schuppenzone vor. Im Tälchen nordwestlich Laret tritt auf dessen

rechter Seite eine kleine Quelle über einer Dolomitlinse zutage, die ebenfalls als Anzeiger stark gestörter Lagerung gelten kann.

Während einer eintägigen Begehung wurde der Gesteinsinhalt dieser Schollenzone einer sorgfältigen Prüfung unterworfen (von Tschischanader bis etwa zum Mühlbach nördlich Laret):

1. Als Hauptmasse treten Dolomite auf, deren Korngrösse, Gesteins- und Anwitterungsfarbe, textuelle Eigenschaften stark variieren. Eine sichere Zuordnung zum Hauptdolomit oder zur unterostalpinen Trias ist nicht möglich.
2. Hellgrau verwitternde, dichte Kalke von 1–2 m Bankdicke. Fossilleer. Tektonische und stratigraphische Zugehörigkeit unsicher.

Kalkmarmore von hellgelblich zu hellgrün wechselnder Farbe erinnern stark an Steinsberger Lias (Tasna-Decke),

3. Kristallin (vgl. p. 354),
4. Spilite.

Das Gebiet befindet sich z. Z. in Bearbeitung durch Prof. J. CADISCH, Bern.

Anlässlich einer im Sommer 1956 vom Berner Institut durchgeführten Exkursion stellten wir am Burgschroffen (1614 m) südöstlich Prutz (vgl. Geologische Karte der Umgebung von Prutz im Oberinntal, W. HAMMER, 1914) folgende Verhältnisse fest:

Geringmächtige, von HAMMER nicht kartierte Gipslagen stehen östlich P. 889 auf Kote 1065 (nordöstlich Ried, Tirol) an und trennen «bunte Bündnerschiefer» (nach unserer Auffassung Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe) von «grauen, kalkigen Bündnerschiefern» (nach uns hochpenninische Serie). Auf dieser tektonischen Naht entragen von 1300 m an aufwärts eine Anzahl Dolomitkeile dem waldbestandenen Gelände, die ausschliesslich aus einem grauen Dolomit zusammengesetzt sind und deren Unterlage durch grobblockigen, dolomitischen Gehängeschutt leider verdeckt ist. Am Fuss des Burgschroffen, dieser markanten Felsklippe, nordwestlich P. 1614 unterlagert auf 1560 m eine einige m starke, hauptsächlich aus grünlichweissem, sehr hellem, plattigem Quarzitschiefer (ziemlich sicher Malm der Stammer-Serie), atypischen Kalkschieferstücken und Dolomitkomponenten bestehende Breccie den Dolomitklotz. Grüne Diabasschiefer (Spilite) und Rauhwacken sedimentärer Abkunft sind gleichfalls dieser Breccie, die tektonischer Entstehung sein dürfte, eingeschichtet. Die Zugehörigkeit dieser dolomitischen Schollen zur Stammer-Decke ist wahrscheinlich, ein eindeutiger Entscheid kann aber nicht gefällt werden.

Nachtrag

Am Burgschroffen, der höchsten Erhebung, verwittert der Dolomit örtlich mit spärroidaler Absonderung. Kopfgrosse Kugeln mit brecciöser Innenstruktur werden von einer schalig zerfallenden, braunrot verwitternden Rinde aus ?mylonitisierendem Dolomit umschlossen. Diese Gebilde, deren Entstehung wir auf tektonische Vorgänge zurückführen, sind auf Scherzonen innerhalb der Dolomitmasse beschränkt.

Um unsere Auffassung zu stützen, führte Herr S. SCHILLING, Meersburg/Bern, eine Differential-Thermo-Analyse durch, wofür ihm, wie auch für die Unterstützung bei der Interpretation des Diagramms an dieser Stelle bestens gedankt sei. Eine lufttrockene Probe des tonartigen Schalenmaterials, das positiv auf die Hepar-Probe reagierte, ergab bei der Auswertung der Thermokurve neben einem geringen Gehalt an Pyrit, bzw. Limonit, etwas Kalzit, wenig Terra rossa ähnlichen Substanzen als wichtigere Bestandteile Dolomit, resp. Magnesit (< 20%). Der thermisch inerte Hauptbestandteil konnte mit Hilfe dieser Methode nicht identifiziert werden.

Den Magnesit könnte man sich am ehesten aus dem Dolomit entstanden denken, indem das Kalzium bei der intensiven mechanischen Zertrümmerung weitgehend abwanderte.

Es wäre nicht uninteressant das ungelöste Problem weiter zu verfolgen.

W. HAMMER gab 1914 eine schematische Übersicht der Randzonen des nordöstlichen Teiles des Unterengadiner Fensters, die wir heute, unter Berücksichtigung der Arbeiten von W. MEDWENITSCH (1951, 1952, 1953a und b), wie folgt umdeuten:

Die von Triasschollen begleitete, sog. «innere Zone bunter Bündnerschiefer» ist mit dem Flysch unserer unterostalpinen Basalschuppe und der dieser NW Pfunds verschuppten Zone aufruhende Komplex von «grauen, kalkigen Bündnerschiefern» mit unseren hochpenninischen Roz-Schiefern zu parallelisieren (siehe auch die tektonische Karte von HAMMER, S. 512).

Auch im Nordostteil des Unterengadiner Fensters zeigen die tektonischen Einheiten tiefgreifende Verschuppung.

3. Die Fortsetzung der Stammer-Decke im Westen und Südwesten

Entsprechende, zu dieser Einheit gehörende Gesteine stehen in der hinteren Val Roz bei Cuogn Pedra Grossa, 2590 m an. Es sind bis auf wenige dm ausgewalzte Linsen aus grünem Quarzit. Koord. [819,9/199,92].

Bei Alp Chöglias (500 m NNE P. 2054) in der hinteren Val Chöglias ragt auf 2180–2290 m Höhe ein mächtiger, massiger Kalkkomplex aus den umhüllenden Schiefen hervor (Fig. 23). Eine Repetition der Malmkalke (Verschuppung) ist wahrscheinlich, da eine geringmächtige Ophiolitheinlagerung und brecciöse Lage eine Scherzone andeuten.

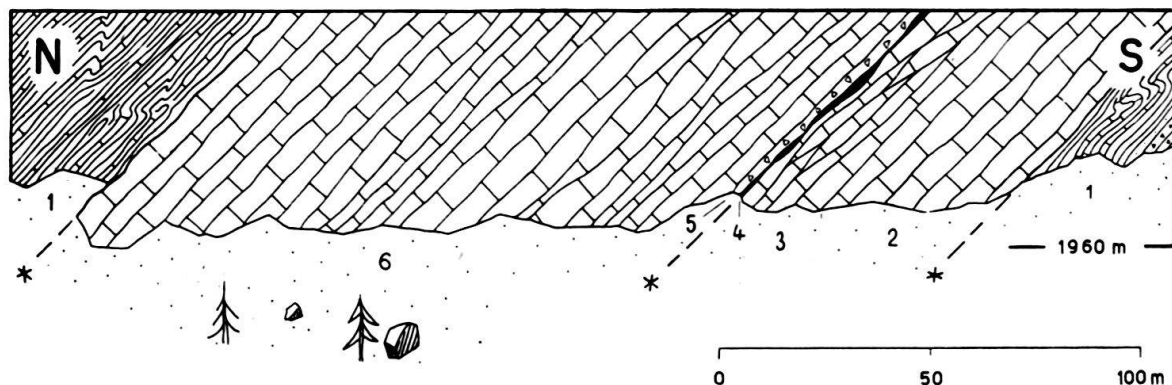


Fig. 23. Ansichtprofil des tektonischen Schürflings der Stammer-Decke bei Alp Chöglias (500 m NNE P. 2054).

Stammer-Decke (Malm)

- 6 Hellgrauer, ziemlich dichter, mergeliger Kalk.
- 3 Lichtgrauer, etwas flaseriger, ziemlich dichter Kalk.
- 2 Auf dem Bruch schwarzblauer, braun verwitternder, feinspätiger Kalk.
- 5 Einige Zentimeter mächtige Kalkbreccie tektonischer Entstehung.

Ophiolithe

- 4 Ausgewalzter Spiltschiefer, einige cm, lokal anschwellend.

Unterostalpine Basalschuppe

- 1 Epimetamorphe, feinblättrige, wechsellagernde Kalk- und Tonschiefer, durch Serizit- und Chloritgehalt etwas grünlich gefärbt. Mit Breccien und Sandsteinen (unterostalpinen Flysch).

Weiter westwärts schneidet die Deckengrenze zwischen unterostalpinem Flysch und hochpenninischer Serie die Brancla westlich Alp Chöglias (P. 2054) und gewinnt an den Osthängen des Piz Valpiglia rasch an Höhe. Bei 2340–2380 m sind einige bis 5×10 m grosse, zerbrochene Dolomitlinsen im Schiefer eingebettet (Koord. [818,075/197,975]), deren Kern von stärkerer Kataklyse verschont blieb und eine primärbrecciöse Struktur zeigt, wie sie uns nur aus den Dolomiten der Stammer-Serie bekannt wurde.

Der Chaminser Quetschzone wurde von der leichten Geländedepression P. 2564 auf der Spi da la Muranza nach SW bis in die Gegend von Tiral in der hinteren Val Lavèr nachgegangen. Auf dieser ganzen Strecke fehlen Elemente der Stammer-Decke.

Nach freundlicher, mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, Bern, ist im ganzen südwestlichen Fensterteil kein Vorkommen sicher identifizierbarer Gesteine der Stammer-Decke bekannt. Auch dem bei der Ch^{na} da Naluns (2280 m) nordwestlich Schuls durchziehenden Triasdolomit sitzt nach neuesten Beobachtungen von Prof. CADISCH Lias in Steinsberger Fazies (Tasna-Decke) auf. Der Dolomit kann also nicht mit der Stammer-Decke in Zusammenhang gebracht werden (vgl. J. CADISCH, 1934, b).

4. Tektonische Beziehungen zu Nachbarelementen

Durch stratigraphische Vergleiche wurde die Herkunft der Stammer-Serie aus dem oberostalpinen Faziesbereich wahrscheinlich gemacht. Im folgenden sei der Versuch unternommen, durch Vergleich der transportierten, d. h. von primären Strukturelementen der Stammer-Klippe mit denen anderer tektonischer Einheiten die Stammer-Decke auch tektonisch heimzuweisen.

Eine Verbindung nach N, d. h. mit den nördlichen Kalkalpen wie sie R. STAUB (1937) postulierte, soll hier nicht diskutiert werden.

Im S stossen wir auf die uns in erster Linie interessierenden Stirnteile der Scarl-Decke. Hier unterschied W. SCHILLER (1904, 1906) als erster Bearbeiter schon früh zwei sich kreuzende Systeme von Faltenzügen, von denen das erste ENE–WSW, das zweite und schwächere winkelig dazu (SSE–NNW) streicht. Die faltenwerfende Kraft kommt nach SCHILLER aus SE (Oetzmasse!) und wurde in zwei Komponenten zerlegt (?). H. EUGSTER (1923), der sich mit dem SE-Rand des Unterengadiner Fensters beschäftigte, sei wörtlich zitiert: «Durch SE–NW-Schub entstanden NE streichende Falten, die später durch einen SW–NE gerichteten Deckenschub, wahrscheinlich in der spätpenninischen Phase, in die NW–SE-Richtung umgedreht wurden.» Von noch grösserem Interesse sind für uns die Detailarbeiten von G. BURKHARD (1953). Im sog. Unterbau der S-chalembert-Gruppe herrscht ungefähr die gleiche Streichrichtung der Faltenachsen wie im mächtigen Gewölbe des Unterengadiner Fensters, nämlich N 60° E. Der Oberbau, Hauptdolomit und einen Teil des Lias umfassend, ist wie am Stammerspitz durch Schuppen- und Staffelbruchtektonik gekennzeichnet. Falten mit ähnlichem Streichen wie im Unterbau fehlen nicht. Im Dachstock wurden unter der aus E–NE heranschubenden Oetzal-Decke¹⁵⁾ NW–SE streichende Malm-Rollfalten zusammengeschoben. Ver-

¹⁵⁾ G. TORRICELLI (1955), dessen Untersuchungsgebiet unmittelbar östlich an dasjenige von BURKHARD anschliesst, kennt diese Schubrichtung nicht.

schiedene Indizien lassen eine NW–SE streichende Querfaltung im Innern der S-chalembert-Kette vermuten, die mit der von EUGSTER angegebenen, sekundären Schubrichtung übereinstimmt. Nach G. TORRICELLI (1955) ist in der Lad-Gruppe (Scarl-Decke) weder eine Phasenfolge der verschiedenen gerichteten Massentransporte noch ihre relative Bedeutung erkennbar. Ebenso ist eine saubere Trennung der verschiedenen Bewegungsrichtungen nicht durchführbar. Bei den wellenförmigen Verbiegungen im Oberen Gneiszug kann nicht entschieden werden, ob transportierte oder am Platze entstandene Strukturen vorliegen. Im Unterbau wurden ENE–WSW und vereinzelt W–E streichende, im Oberbau und Dachstock SW–NE streichende Faltenachsen gemessen. In der Lad-Scholle sprechen Schubflächenlage und Lage der Schichten selbst für einen Schub aus S, die Lage der Scholle für eine Bewegung gegen NW und W–E gerichtete Rutschstreifen in den Dachstock-Sedimenten und die postulierte Blattverschiebung in der obersten Val d'Ascharina für einen Schub in westlicher Richtung. Das Oetztal-Kristallin wurde nach diesem Bearbeiter wahrscheinlich aus E bis SE über die Sedimente der Scarl-Decke und Lad-Scholle geschoben.

Nicht nur die Stirnanteile, sondern auch die zentralen Partien der Unterengadiner Dolomiten (H. BOESCH, 1937) weisen dieselbe Überschneidung west- und ostalpiner Faltelemente auf.

Es lässt sich trotz anfänglich verwirrender Vielfalt aus diesen Angaben ein Hauptfaltelement herauslesen, dessen Streichrichtung je nach Bearbeiter und Geländeauschnitt zwischen WSW–ENE und SW–NE pendelt, mit dem SE-Rand des Fensters also annähernd parallel verläuft. Ein weniger ausgeprägter und jüngerer Schub aus SW bis WSW macht sich im Gebiet der Lischana-Gruppe und in den zentralen Unterengadiner Dolomiten bemerkbar. In der gegen NE auskeilenden Scarl-Decke sind im Gebiet des Piz Ajüz und Piz Lad die Verhältnisse aus leicht begreiflichen Gründen schwieriger zu entziffern. TORRICELLI kennt weder in der Scarl-Decke noch in der Lad-Scholle einen Schub aus SW. N bis NNW und W bis WNW gerichtete Kräfte machen sich stärker geltend.

Vergleicht man diese Ergebnisse aus den Unterengadiner Dolomiten mit den in der Stammer-Klippe gewonnenen, so überrascht die Übereinstimmung der strukturellen Elemente (vgl. Fig. 20) und der Phasenabfolge (p. 434) in beiden Einheiten.

5. Die tektonische Stellung der Stammer-Decke

Wird das Baumaterial der Stammer-Decke aus der Scarl-Decke bezogen, taucht sofort die Frage auf, welchen Vorgängen die erste ihre heutige tektonische Stellung verdankt.

M. RICHTER (1930) betrachtet das Unterengadiner Fenster, das er nach C. W. KOCKEL als «tektonisches Reissfenster» bezeichnet, durch eine Deckenzerreißung entstanden, d. h. von der ostalpinen Decke, die als Ganzes nach N wanderte, rissen sich nördliche Deckenteile los, so dass sich eine tektonische Bresche bilden konnte. Zu ähnlichen Überlegungen führen die Untersuchungsergebnisse von E. WENK (1934, b), der die Zusammenhänge des Gneiszuges Pra Putèr – Nauders («Oberer Gneiszug» der alten Geologen) mit der Silvretta-, Öztal- und Umbrail-Decke (Uinakristallin + Scarl-Decke) überprüfte. Nach WENK keilt der Obere Gneiszug nach N

aus, der Silvrettagneis keil ist hingegen von oben eingespitzt. In die geschaffene Bresche, die vielleicht von einem Seitenarm des oligomiocänen Ur-Inn in ihrer Anlage mitbestimmt und später erweitert wurde (R. STAUB, 1934, b), drang bei der spätalpinen Aufschiebung der Ötztalmasse auf Silvretta- und Scarl-Decke ein stirnwärtiges Schichtpaket der letzteren Decke. Gleichzeitig wurden Flyschanteile der liegenden Tasna-Decke von ihrer Unterlage abgeschert und nach NW verfrachtet, während die kristalline Unterlage der Scarl-Decke im SE zurückblieb. In diesem Sinne könnte der von J. CADISCH (1950) ausgesprochene Gedanke einer Reliefüberschiebung an der Basis der Stammer-Klippe verstanden werden.

Ist die Stammer-Decke – die Faziesvergleichsstudien lassen dies wahrscheinlich erscheinen – ein Abkömmling der Ortler-Decke, so ist die Verbindung an der Basis der Scarl-Decke und des Oberen Gneiszuges zu suchen. Tatsächlich könnten der Triasdolomit zug von Munt della Bescha (südlich Crap Putèr) und andere Dolomitschürflinge an der Basis der Silvretta-Decke als zurückgebliebene und aus dem Verband gerissene Verbindungsglieder eines mittelostalpinen Elementes angesprochen werden. Das periklinale Umbiegen der Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe wie auch der hochpenninischen Schiefermassen in der nordöstlichen Fensterdecke lässt sich indessen ebenso wenig wie im ersten Fall ohne Widersprüche erklären (vgl. W. HAMMER, 1914, p. 512 und J. CADISCH, 1953, p. 413).

Wird die Deckenrepetition im Fenster in eine frühorogene Phase vorverlegt, gestaltet sich deren Deutung wesentlich einfacher. Folgendes Schema des Bewegungsablaufes wäre denkbar:

a) Ein stirnwärtiger Anteil des oberostalpinen Ablagerungsraumes (mittelostalpine Stammer-Decke) wandert, bzw. gleitet über unterostalpinen und penninisches Faziesgebiet nach Norden. An der Basis der Schubmasse wird unterostalpinen Flysch (Flysch der unterostalpinen Basalschuppe) als Gleitmittel mitverschürft.

b) Unterostalpine und penninische Elemente gehen nun ihrerseits auf Wanderschaft, und ein mittlerer Teil des oberostalpinen Sedimentationsbezirkes (heutige Scarl-Decke), ebenfalls im Vormarsch begriffen, überfährt die nördliche Abspaltung der eigenen Decke und kommt auf der Linie Zernez–Nauders zum Stillstand, während die hochpenninischen Schiefer im NW eine enorme Stauchung erleiden. Innerhalb der Tasna-Decke wird deren jüngste Bildung, der Flysch, unter dem Einfluss der Silvretta-Überschiebung (heutiges Flyschgebiet vom Fimbartal–Zebblas–Höllenskar) von älteren Bildungen abgeschert und nach Norden verfrachtet.

c) Die endgültige Aufwölbung der Fensterantiklinale und die An- und Aufschiebung des Ötztal-Kristallins auf Scarl- und Silvretta-Decke vollzog sich nach J. CADISCH (1953) in spätorogener Zeit.

Da der tirolische Südostrand des Fensters, insbesondere der Abschnitt südöstlich Prutz, noch zu wenig erforscht ist, verzichten wir auf jeden weiteren Versuch, den Phasenablauf zu rekonstruieren.

Ophiolithe

Aus Raumgründen legen wir das Hauptgewicht unserer Darstellung auf die geologischen Gesichtspunkte. O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und M. VUAGNAT (1946) haben sich mit der Petrographie der Ophiolithe des Fensterinnern

eingehender beschäftigt, der letztere nur mit den Diabasen. Das geologische Alter, sowie die Beziehungen zwischen den einzelnen Gliedern der Ophiolithsippe im Unterengadiner Fenster unterwarf neuerdings R. GEES (1956) einer kritischen Betrachtung. Das kartierte Gebiet enthält drei, bzw. zwei ophiolithische Gesteinstypen: Hornblendegabbro, Serpentin und spilitsche Diabase. Es bleibt das Verdienst von J. CADISCH (1934, b) die Ophiolithe des Unterengadins drei tektonischen Einheiten zugewiesen und damit eine erste, klare Gliederung, die wohl in Zukunft noch zu erweitern ist, geschaffen zu haben. Unsere spilitschen Gesteine verteilen sich wie folgt:

- a) Im Flysch der unterostalpinen Basalschuppe als schwächliche Züge und isolierte Linsen auf basalen und obersten Niveaus weitgehend angereichert,
- b) Teils auf tektonischen Gleitbahnen in den Flysch der Tasna-Decke eingedrungene, z. T. effusive, tektonisch verschleppte Spilitgesteine, teils als wieder aufgearbeitetes, sedimentäres Fremdmaterial im Wildflysch,
- c) Neu ist das kleine, aber wichtige Vorkommen von Spilitschiefer auf einer Verschuppungsgleitfläche der Stammerspitz-Klippe.

Durch die enorme Verschuppung der Flyschschiefer war an ein eingehenderes Studium der primären Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der tektonisierten Spilitgesteine nicht zu denken. Auch die maßstabgetreue Eintragung in die Feldblätter war bei den oft geringen Dimensionen der Vorkommen nicht immer möglich.

Der Serpentin schaltet sich zwischen der unterostalpinen Decke und der in der hinteren Val Lavèr stark reduzierten, hochpenninischen Schieferzone ein, gehört also keinem Deckenelement an.

Bei den spärlichen, im Serpentin isolierten Vorkommen von basischen Tiefengesteinen galt unser Interesse dem Problem: Sind diese Gabbros tektonisch abgesprengte Schubsetzen der altkristallinen Unterlage der Tasna-Decke, oder liegen jurassisch-kretazische Tiefenäquivalente der Diabase, also Ophiolithe, vor?

A. SERPENTIN

Er tritt im kartierten Gebiet nur in der hinteren Val Lavèr auf. Als mächtiges, nach N rasch auskeilendes, konkordantes Lager bildet er in der Ostflanke des Piz Tasna und nordwestlich Mot die Unterlage der Tasna-Decke, der hier präkretazische Schichtglieder fehlen. Die nördlichsten Aufschlüsse wurden am linken Hang der Val Davo Lais notiert. Durch einen schmalen Gips- und Rauhwaskezug, sowie durch Schürflinge von Tristelkalk, tonige Schiefer des ?Neocom und eine dünne Lamelle von unterostalpinem Flysch wird der Serpentin im Liegenden von den hochpenninischen Schiefermassen des Piz Roz getrennt. Gegen SSW steht er in direktem Zusammenhang mit den enormen Serpentinmassen des Piz Nair und der Fuorcla Champatsch.

Gesteinsbeschreibung

U. GRUBENMANN (1909) bearbeitete die Serpentine des Unterengadins gemeinsam, so wenig differiert der petrographische Charakter dieser Ultrabasite.

Im Handstück ist es ein massiges und dichtes, auf frischem Bruch mattes, schwarzgrünes Gestein, das fast immer von zahlreichen Rusceln und schwarzglänzenden, polierten Rutschharnischen durchzogen wird und kleinsplittrig bricht.

Verschieftere Varietäten, die schon durch Fingerdruck zu Grus zerfallen, stellen sich in Randpartien ein. Porphyrtartig eingesprengte Mineralrelikte sind erst nach längerem Suchen zu finden. Hellgrünliche bis gelblichgrüne, parallelfaserige Abarten (Faserserpentin und Übergänge zu Asbest) sind Raritäten, die auffallen.

U.d.M. baut blassgrüner bis farbloser, feinfaseriger Chrysotil α eine prachtvolle Maschentextur auf. Anklänge an Gittergefüge sind als Strukturelikte von Orthaugit und Klinopyroxen zu betrachten. Das Innere der Maschen wird von einem isotropem, dichten Chrysotil eingenommen. Klüftchen aus blassblaugrünem γ -Chrysotil durchschlagen das Netzgefüge nach allen Richtungen. Spärliche, undeutliche Pseudomorphosen, von Erzstaub umsäumt und völlig serpentiniert, weisen ungefähr rechtwinklig zu einanderstehende Spaltrisse auf (?orthorhombische Pyroxene); andere zeigen die für Diallag charakteristische blättrige Absonderung nach (100). Als Akzessorien treten auf: Oktaederchen, feinste Körnchen und Staub aus Magnetit, unregelmässig begrenzte, grössere Körner von Magnetkies (bronzegelbe Reflexionsfarbe) und braun durchscheinende Schmitzen eines isotropen Minerals (Picotit?).

Ophikalzite (Serpentinkalzite)

Am Kontakt zum tonigen Nebengestein wurden weder eine makroskopisch erkennbare, metamorphe Einwirkung noch gegenseitige Durchdringung beobachtet. Die gesammelten Ophikalzite entstammen dem Innern der Serpentinmasse.

Dünnschliff:

Neben eckigen Bruchstücken von blassgrünem, sehr niedrig doppelbrechendem Serpentinmineral sind flatschenartige bis fahnenförmige Gebilde zu erkennen, die an verdriftete Gekappen erinnern und in einer kalzitischen Grundmasse schwimmen. Die serpentinosen Anteile sind von etwas Erz bestäubt und zum Teil von winzigen Kalzitkörnchen durchsetzt. Lokal geht der Serpentin in talkige Substanz über. Relikte eines gut spaltenden, proterogenen Minerals (?Pyroxen) fehlen nicht. Keine Kontaktminerale. Kalzit ist sekundär mobilisiert worden und dringt als feinste Verfärbungen ins Nebengestein ein.

Im vorliegenden Fall wird der Serpentin durch Kalzit verdrängt (rein lokale Metasomatose). Ob das Karbonat sedimentärer Abkunft oder primären, magmatischen Ursprungs ist, wissen wir nicht.

Soweit sich im kartierten Gebietsabschnitt überblicken lässt, ist der Serpentin syntektonisch und vielleicht syngenetisch in die Faltung einbezogen und passiv an der Basis der unterostalpinen Decke gegen N transportiert worden. Der Kontakt mit den Tonschiefern des ?Neocom ist durch keine makroskopisch sichtbare, stoffliche und mechanische Beeinflussung erfolgt. Hingegen sind diese unterkretazischen Tonschiefer in den obersten, an das Basiskonglomerat der Tristelschichten angrenzenden Teilen dislokationsmetamorph zu grünen Phylliten umgewandelt worden.

Alter der Serpentinintrusion: Wir verweisen auf p. 449.

B. SPILITE

1. Geologisches Auftreten, Verbandsverhältnisse und petrographische Charakterisierung

Auf den älteren Karten (G. THEOBALD, 1864; CHR. TARNUZZER, 1909; W. HAMMER, 1923) fehlen Eintragungen dieser wenig metamorphen Ophiolithe, zum Teil erfassen sie nur randliche Partien unseres Arbeitsgebietes.

a) Spilite der unterostalpinen Basalschuppe

Die Spilite sind als max. 100 m lange und 15 m mächtige Züge konkordant in die Flyschschiefer eingelagert (Taf. I):

1. 100 m südöstlich Fuorcla Chamins, max. 9 m dick und
2. auf Spi della Fuorcla (Siegfried-Karte), ca. 2600 m. Sie setzen aber meist ziemlich rasch aus und bilden kleine bis kleinste, linsenförmige Einschaltungen von oft nur einigen cm Länge:
3. Linsen in der oberen Val Chamins, direkt im Liegenden der hochpenninischen Schieferserie und in Gesellschaft von Kalk- und Quarzitlinsen (?Malm der Stammer-Serie),
4. An der Basis der Stammer-Klippe in verschwindend kleinen Fetzen von dm bis m Grössenordnung,
5. Verschiedene kleinere Vorkommen auf Spi della Fuorcla,
6. 500 m nördlich Alp Chöglias, P. 2054, eingeklemmt zwischen ?Malmkalken und -kalkschiefern der Stammer-Serie, vgl. Fig. 23,
7. In Fortsetzung der Flyschschiefer nordöstlich Chè d'Mutt (nicht näher untersucht).

Im Felskamin nordöstlich Fuorcla Chamins steckt auf 2750 m Höhe eine vollkommen gerundete Spilitkugel mit glatter Oberfläche (Phakoid!) und von etwa 1,5 m Durchmesser im Flyschschiefer. Chloritreiche, verschieferte Diabase sind oft nicht leicht von metamorphen Sedimenten zu unterscheiden. So erwiesen sich grasgrüne Schiefer aus den Gipstrichtern von Chè d'Mutt, aus den Flyschschiefern im Liegenden der Stammerspitze-Klippe und aus den basalen Teilen derselben Flyschschiefer südöstlich Mot (bei 2640 m) u.d.M. als epimetamorphe, schwach serizitische und chloritführende Tonschiefer, resp. Chloritphyllite (siehe auch p. 351).

Verteilung im Flyschschiefer

Teilweise sind die Spilite auf die Deckengrenze zwischen Roz-Schiefern und unterostalpinen Basalschuppe (so am linken Talhang der Val Chamins), teilweise an der Basis der letzteren konzentriert. Sie stellen sich aber auch inmitten der Flyschschiefer ein. Südwestlich Alp Chöglias sind sie nicht mehr auffindbar.

Wir stellen eine Anhäufung von spilitischem Magma im Norden des Stammerspitzes fest, wo die basalen Bündnerschiefer und unterostalpinen Flyschschiefer einen kleinen, zur zentralen Aufwölbung parallel verlaufenden Zweigsattel bilden.

Gesteinsinhalt (Gefüge und Mineralbestand)

Makroskopisch sind es aphanitische, gelbliche, lauch- bis sattgrüne, massig texturierte bis verschieferte Gesteinstypen, die sich zwanglos zu einer Gesteinsfamilie zusammenfassen lassen. Strukturell sind alle Übergänge von feinkörnigem, intersertal-divergentstrahligem zu arboreszierendem, sphärolithisch-variolitischem Spilit vertreten. Porphyritische Gesteine sind nicht selten. Tropfen- und linsenförmige, von Albit, Kalzit und Chlorit erfüllte Vakuolen (Mandeln) sind nur ausnahmsweise festzustellen.

Neben diesen massigen, bis mehr oder weniger verschieferten, gleichmässig ausgebildeten Gesteinen treten als Texturvarietäten eigentliche Variolite und Variolit-

schiefer auf. Abgeplattete, kleinste, tiefgrüne Linsen von isotropem, sehr schwach doppelbrechendem Chlorit gehen randlich in talkartige Substanz (oder Serizit; mikroskopisch sind beide nicht unterscheidbar) über. Sie liegen in einem Gemisch von Albit, Chlorit, Kalzit und gelblichem Pigment und begleiten chloriterfüllte, gepresste Vakuolen und Variolen mit radiaalfaseriger Reliktstruktur. Es handelt sich um die von M. VUAGNAT (1946) als «matrice interpillow» bezeichnete, zwischen den einzelnen Lavakissen sich einschaltende Zwischenmasse aus chloritisch-karbonatischer Paste. Leider fehlen bis heute in der Literatur genauere Angaben über diese Zwischenmasse. Andererseits geht eine nussgrosse Linse aus makroskopisch dichtem, intersertal-divergentstrahligem, linsig verschiefertem Spilit nach aussen in das eben beschriebene Mischgestein über ohne dass sich eine variolitische Randfazies bemerkbar macht. Brecciöse, sporadisch auftretende Gesteinsproben sind aus kantengerundeten bis gerundeten, massigen Fragmenten und einer dunkelgrünen, fluidal texturierten bis gelartigen Grundmasse zusammengesetzt. Eine kopfgrosse Linse aus massigem Spilit von Fuorcla Chamins ist von einem variolitischen Saum umgeben und wird durch mikropegmatitische Gängchen aus Quarz und Kalzit schollig aufgelöst. Vielleicht handelt es sich dabei um sekundäre, durch hydrothermale Lösungen zementierte Schrumpfungsrisse. Wir halten eine mechanische, postmagmatische Zetrümmerung und nachträgliche Ausheilung für wahrscheinlicher.

Gestützt auf die Arbeiten von H. GRUNAU (1947), M. VUAGNAT (1946), F. C. JAFFÉ (1955) können unsere Gesteine teilweise als aus dem primären Gesteinsverband gerissene Kissenlaven (submarine Effusiva mit pillow structure) gedeutet werden, die jetzt zusammenhanglos im unterostalpinen Flyschschiefer eingebettet sind, bzw. eingeschoben wurden. Da keine schlackigen Dachkontaktprodukte, keine Tuffe und Tuffite wie z. B. bei den permo-karbonischen Ergussgesteinen des Glarner Freiberges auftreten, ist an einer submarin-extrusiven Entstehung der pillows nicht zu zweifeln. Kolloiddisperse Systeme (wasserhaltige, amorphe Chlorit-substanzen mit gelartigen Eigenschaften) scheinen dabei eine Rolle zu spielen.

Auf den Mineralbestand kann nicht näher eingegangen werden, er wurde schon wiederholt und ausreichend beschrieben (M. VUAGNAT, 1946, G. C. AMSTUTZ, 1954 u. a.). Kleine und kleinste, idiomorphe Leistchen, ausgefranste und skelettartige Fasern und isometrische, xenomorphe Körner von saurem Plagioklas, in den Zwickeln primärer Chlorit und ein äusserst feinkörniges, mikroskopisch nicht diagnostizierbares Mineralgemenge von ?Titanit, Leukoxen, sekundärem Epidot-Zoisit, Rutil usw. stellen die Hauptgemengteile der grünen Spilittypen dar. Dazu treten als Nebengemengteile und akzessorisch Kalzit, Erz (Pyrit in Form kubischer Einsprenglinge, derber Kupferkies, zum Teil in Malachit umgewandelt, untergeordnet Hämatit), sekundärer Serizit etc. Bei den Diabasporphyriten stellen sich bis 3 mm lange, idiomorphe Plagioklase (zum Teil saussuritisert und pseudomorphosiert) ein. Dann und wann im Spilit auftretende, max. 5 mm grosse Knöllchen aus grobkörnigem Kalzitpflaster mit angereichertem Hämatitpigment sind, da die Spilitstruktur ungehindert durchgeht, zweifellos sekundär durch Infiltration entstanden.

Nach dem vorliegenden Mineralbestand und in Anlehnung an die von O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und M. VUAGNAT (1946) veröffentlichten Analysen-

daten aus dem Unterengadiner Fenster, können unsere strukturell ausserordentlich variablen, genetisch aber verwandten Diabasgesteine als Chlorit-Albit-Spilitite bezeichnet werden, wobei natürlich infolge Fehlens eigener Gesteinsanalysen (die bei der starken Tektonisierung und überall wirksamen Infiltration aus dem Nebengestein ziemlich wertlos wären) saurere Glieder dieser Gesteinsfamilie (Keratophyre $si > ca. 200$) nicht ausgeschlossen, aber unwahrscheinlich sind. Geht der Chloritgehalt bei gleichzeitiger Zunahme des gelblichen bis farblos-weisslichen, stark licht- und zum Teil stark doppelbrechenden Pigmentes (feinkörniges Mineralgemengsel aus Epidot-Zoisit, leukoxenartigen Produkten und Sphen in wolkiger Verteilung über das ganze Schliffbild) stark zurück, resultieren grünlichgelbe bis orangegelbe Farbtöne. Nur eine röntgenographische Gemischanalyse könnte über die genaue Zusammensetzung dieses zum Teil amorphen (Leukoxen), zum Teil feinnadeligen (?Rutil) und feinstkörnigen (?Titanit) Mineralaggregates Aufschluss geben. In Anlehnung an die hier übliche Nomenklatur (vgl. F. C. JAFFÉ, 1955) sind diese seltenen Gesteinstypen je nach Vorherrschen von Leukoxen und Epidot-Zoisit als Leukoxen-Albit-, bzw. Epidot-Albit-Spilitite zu klassifizieren.

Mischgesteine an Kontakten

In fast allen Fällen sind die Kontaktflächen mit den Flyschsedimenten tektonischer Natur und scharf. Kleine Schöllchen von Spi della Fuorcla, ca. 2600 m, die quer durchschnitten wurden, zeigen im Kern massigen, schwach lentikular texturierten, divergent-strahlig-intersertal struierten Spilit, der kleine, zungenförmige Apophysen in die halbphyllitischen Tonschiefer sendet. Schlierenartige Durchdringung von kalkigem Substrat durch ophiolithogenes Material, wie sie auf Fuorcla Chamins, südöstlich P. 2818, beobachtet werden konnte, liess Mischgesteine (Ophimiktite) entstehen, deren Bildungsmechanismus nur bei einer plastischen Verformbarkeit der beiden Gesteinsarten (niedere Viskosität der spilitischen Lava und diagenetisch unverfestigter Kalkschlamm) verstanden werden kann.

Von diesen Mischgesteinen, sowie von Kalk einschlüssen wurden einige Dünnschliffe hergestellt, die neben einer Rekristallisation und geringen, räumlich eng begrenzten Einwanderung von Feldspat- und Chloritsubstanz keine weiteren Kontakterscheinungen erkennen liessen.

b) Spilitische Gesteine im Flysch der Tasna-Decke

Analog a) ist die Lagerungsweise im Flysch der Tasna-Decke. Ein 3 m mächtiger, gegen NE anschwellender Spilitzug zieht am Grat zwischen Bergli und Ravaischer Salas durch. Auf diesem breiten Bergkamm sind zwischen P. 2664–P. 2711 mindestens 7 Spilithorizonte gezählt worden, was auf eine enorme Verschuppung der Flyschschiefer hinweist. In den schlecht aufgeschlossenen Geländemulden von Bergli und Zebias treten verschiedentlich kleine Vorkommen spilitischer Gesteine auf, die infolge Schuttüberlagerung nicht in Zusammenhang gebracht werden konnten. Dasselbe war der Fall in Vesil und auf den flachen, rechtsseitigen Hängen der oberen Val Fenga. Ein kleineres Vorkommen wurde südöstlich P. 2542 (südwestlich Aua Naira), 2470 m und auf der Südseite der Spi d'Ursanna, 2850 m in Gestalt einiger grösserer Linsen im Wildflysch kartiert. Von besonderem Interesse ist ein kalotteförmiger Felskopf bei Davo Dieu, 2770 m [814,6/195,2], der ganz aus buntem Diabas

besteht und dem Schutt und Eis eines Flyschgebietes entragt. Südlich P. 2898 (Grat zwischen Piz Davo Lais und Fuorela Lavèr) sind die wildflyschartigen Schiefer gespickt voll von fladenförmigen Linsen und Geröllen aus Spilit, die Faustgrösse kaum übersteigen. Tektonisch wichtig sind die Vorkommen auf der W-Seite des Mot und in Val Davo Lais, 2680 m, die einer geringmächtigen Flyschlamelle als Meter dicke Lagen nicht überschreitende, konkordante Lager eingeschaltet sind. An der Grenze gegen die hochpenninischen Schiefer sind Zentimeter dicke, leuchtend dunkelgelb verwitternde, kalkig-dolomitische Schiefer mit eingesprengtem smaragdgrünem Mineral eingeklemmt, dessen nähere Untersuchung die Anwesenheit von Chromglimmer, Fuchsit ergab (qualitative Prüfung auf Cu und Ni negativ, Tüpfelreaktion mit Diphenylkarbazid positiv. Siehe F. FEIGL, 1954). Es liegen also nicht Taraspit (ein Nickelhydrosilikat) oder Malachit vor, wie anfänglich vermutet wurde.

Die laterale und vertikale Verteilung lässt eine gewisse, wenn auch nicht strenge Anhäufung in den basalen Anteilen des Flysch erkennen. Die in Wildflysch auftretenden Spilitgerölle sind eingesedimentiert. Die Lagerungsverhältnisse sind im aufschlussarmen Gebiet schwierig zu entziffern. Primäre Kontakte sind tektonisch überprägt worden. Die Diabase des Felskopfes bei Davo Dieu wurden vermutlich auf einer tektonischen Naht hochgepresst.

Petrographische Beschreibung

Dem Mineralbestand nach lassen sich hämatitfreie und hämatitreiche («diabases albitochloritiques» und «diabases albitochloritiques à hématite» nach M. VUGNAT, 1946), im Felde rote und grüne Spilitvarietäten unterscheiden. Übergänge sind selten, aber vorhanden. Bei hämatitreichen Spiliten ist Chlorit Nebengemengteil, bei hämatitarmen oder -freien Hauptgemengteil. Epidot- und zoisitreiche, gelbliche Gesteine wie im Flysch der tektonisch tieferen Einheit fehlen. Neben variolitischen, sphärolithisch-arboreszierenden und divergentstrahligen Gesteinstypen ist bei Davo Dieu ein grobkörnigerer, intersertaler Spilitporphyrit aufgefunden worden. Kissenlaven sind häufig, oft mit unversehrten, kugeligen Variolen. Prachtvolle Blasentextur mit sekretionärer Kalzit-, Chlorit- und Albitfüllung weisen ein Mandelstein (grüner Chlorit-spilit) südwestlich Piz Val Gronda und ein hämatitreicher Spilit in Vesil südwestlich P. 2555 auf. Reich vertreten und in allen Spielarten ausgebildet sind Kalk-Spilit-Mischgesteine, die oft sehr dekorative Zeichnungen aufweisen. Davon sind kalkige Gesteine, in denen Chlorit-Hämatit-substanz ausgeschieden wurde, als Kontaktprodukte zu unterscheiden.

Als interessante Texturen aufweisende Gesteine sind Breccien mit eckigen und kantengerundeten Komponenten aus dichtem und variolitisch struiertem Spilit und einer deutlich fluidalen Zwischenklemmasse zu erwähnen. Es dürfte sich um bei der Verfestigung der sich noch fortbewegenden Lavamasse entstandene Effusivbreccien (zerborstene pillows) handeln. Im Flysch der Tasna-Decke überwiegen massige, unverschieferte Gesteine.

Hämatit liegt in Form von grösseren Körnern, teils als feinverteilter Staub vor. Leukoxen-Titanit tritt im Gegensatz zu den Spiliten des tektonisch tieferen Stockwerks (unterostalpine Basalschuppe) stark zurück. Magnetkies, Ilmenit usw. sind als Körner und Übergemengteile vorhanden. Plagioklasbestimmungen von einem

Spilitporphyrit von Davo Dieu ergaben auf dem Universal-Drehtisch 5–10% An. Es wurden sowohl Phänokristalle (bis 4 mm Länge) wie Feldspate der Grundmasse (von 0,3–0,7 mm Länge) ausgemessen. Nach M. REINHARD (1931) liegt die Fehlergrenze der Federow-Methode infolge Vernachlässigung des Or-Moleküls in den Plagioklas-Kristallen bei der Konstruktion der Stereogramme bei ungefähr 5% An. Die Methode mit Hilfe der maximalen Auslöschung ergab etwas saurere Albite (0–5% An). Um Zweideutigkeiten auszuschliessen wurden Körnerpräparate mit Einbettungsflüssigkeiten auf die Brechungsindizes hin überprüft.

Auf Dünnschliffbeschreibungen wird verzichtet.

c) *Der Spilitfund in der Stammerspitz-Klippe*

Über verkehrt gelagertem, unterem Rhät folgen in der Südwand der Stammerspitze gegen oben eine 1–2 m mächtige Breccie mit bunten Spatkalkfragmenten (oberer Lias) und massige Tüpfelschiefer mit Belemniten (unterer Lias). Der Spilit ist in das tonige Bindemittel dieser grobklastischen Ablagerung des oberen Lias eingepresst. Über dem Lias setzt wieder Rhät ein. Als auf der Karte nicht ausscheidbares Vorkommen ist dieser lauchgrüne, lentikular texturierte Chloritspilitschiefer zwischen mittlerer und unterer Schuppe eingeklemmt, liegt also auf einer tektonischen Grenzfläche. Fundort: Stammerspitz-Südwand, nahe Ostgrat, 3015 m, Koord. [821,87/198,69]. Vgl. Taf. X.

2. *Beziehungen zwischen Ophiolithen und Radiolariten*

Genetische Zusammenhänge zwischen den im Tasna-Flysch synsedimentär eingelagerten, schwächtigen Radiolariten und den spilitischen Effusiva sind nicht ausgeschlossen. Seit G. STEINMANN (1905) blieb das Interesse der Geologen für diese weltweite Assoziation kieseliger, radiolarienführender Schichtgesteine und kieselsäurearmer Erstarrungsgesteine wach. Vgl. H. GRUNAU (1947), E. WENK (1949) u. a.

Ergänzen wir die von GRUNAU (1947, Taf. 3) publizierte Zusammenstellung jurassischer und kretazischer Gesteine verschiedener penninischer und südalpiner Decken, bzw. Sedimentationsräume und in Hinblick auf ihre Vergesellschaftung mit Ophiolithen:

1. Im oberen Penninikum der Walliser Alpen stellt sich nur in der Hühnerknubel-Decke (Combin-Zone) ein 0–2 m mächtiger Radiolarit ein. Vgl. R. STAUB (1942) und W. B. ITEN (1948).

Schamser-Decken: Nur in der Martegnas-Serie und Curvèr-Serie von Ophiolithen begleitete, spärliche bis fragliche Radiolarite (V. STREIFF, 1939 und H. JAECKLI, 1941).

2. In der Tasna-Decke: Keine oberjurassischen Radiolarite.

Zusammenfassend kann auf Grund der geologischen Verteilung konstatiert werden, dass Radiolaritvorkommen und Ophiolithe auch im Unterengadin in keinem erkennbaren, gesetzmässigen Zusammenhang stehen.

3. Vergleich zwischen Spiliten der Basalschuppe und Tasna-Decke

Im folgenden seien Fein- und Grobgefüge, Mineralbestand, Verbandsverhältnisse usw. von den verschiedenen tektonischen Einheiten angehörenden spilitischen Gesteinen tabellarisch gegenübergestellt.

Spilite der unterostalpinen Basalschuppe	Spilite der Tasna-Decke
Grüne Chlorit-Albit-Spilite; Hämatitspilite selten, Titanit-Leukoxen und Epidot-Zoisit-Körnergemengsel als Nebengemengteil	Hämatitreiche Typen herrschen vor, grüne fehlen nicht. Gelbes Pigment aus Titanit-Leukoxen, Epidot-Zoisit tritt zurück
Chloritische Spilitkalzite, grün	Hämatitische Spilitkalzite und Kontaktprodukte, bunt
«Pillow structure» selten	Kissenlaven mit variolitischer Randfazies gut entwickelt (grüne Typen)
Geringe Vakuolenbildung	Mandelsteine häufig
Effusivbreccien sporadisch auftretend	Effusivbreccien
Feinkörnige Varietäten, teils porphyrkörnig	Wie in Basalschuppe. Grobkörniges Intersertalgefüge bei Davo Dieu
Verschieferung stark	Wenig tektonisiert, vorwiegend massig

Nach G. C. AMSTUTZ (1954) steht der Hämatitgehalt in direktem Zusammenhang mit der Extrusiv- (hämatitreiche Spilite), bzw. Intrusivnatur (Chloritspilite), in dessen M. VUAGNAT (1946) der Verteilung des Hämatits keine Bedeutung zumisst. Auf subaquatisch-effusive, oberflächennahe Entstehung deuten folgende Gefüge hin: Kissenlaven mit variolitischem Saum und geringe Deformation der Variolen, Mandelsteintextur, brecciöse Gesteine (Eruptivbreccien).

Auf das Unterengadin übertragen lassen diese Überlegungen interessante Schlussfolgerungen zu:

1. Die Förderung des spilitischen Magmas fand im Flysch der unterostalpinen Basalschuppe unter grösserer Massenüberlagerung und strenger an die tektonischen Gleitbahnen gebunden statt, während die Spilite der Tasna-Decke oberflächennaher bis sogar extrusiver Entstehung und auf ein grösseres Areal verteilt sind. Die Verbandsverhältnisse in der tieferen Einheit – Apophysen, gegenseitige Durchdringungen können kaum tektonisch entstanden sein – weisen in die gleiche Richtung. Gangartigen Charakters und wahrscheinlich auf einer Schwächezone aufgestiegen sind die mittelkörnigen, hypabyssischen Gesteine von Davo Dieu.

2. Hingegen kann aus den Übergängen und Analogien der beiden Vorkommen auf einen gemeinsamen Magmaherd geschlossen werden. Wir stellten (p. 347) bei den hochpenninischen Schieferserien in Richtung SW eine enorme Reduktion fest,

so dass im Gebiet von Tiral – leider durch ausgedehnte Schuttbildung der Beobachtung entzogen – die beiden unterostalpinen Flyschmassen aneinander grenzen dürften.

GEOLOGISCHES ALTER DER OPHIOLITHE

Der Mechanismus von ophiolithogenen Infiltrationen (Apophysen, schlierige bis stromatitische Durchdringung von Kalk), wie unsere Gesteine sie aufweisen, ist nur bei diagenetisch unverfestigtem Sediment zu verstehen, so dass wie beim Flysch auf ein alttertiäres, wahrscheinlich sogar postpaläozänes Alter der Spilite (siehe R. GEES, 1956) geschlossen werden darf. Im Gegensatz zu den von W. K. NABHOLZ (1945) untersuchten Mischgesteinen aus Westbünden, ist es im Unterengadin nur zu einer sehr schwachen Epimetamorphose (gelegentlich geringe Serizitbildung bei stärkerer Verschieferung) gekommen.

Einiges Licht in das Dunkel, in dem wir uns in Bezug auf die altersmässige Stellung des Serpentin und der spilitischen Ergüsse im Unterengadin befinden, brachte die Untersuchung einer bunten Feinbreccie einige m südlich P. 2711 (Berggrat zwischen Bergli und Ravaischer Salas, Samnaun).

Komponenten dieser Breccie

Neben wenig charakteristischen Fragmenten aus Quarz, Kalk, Dolomit usw. wurde ein kleines, eckiges Bruchstück aus serpentinarartiger oder chloritähnlicher Substanz gefunden. Das blass gelblichgrüne, nicht pleochroitische, vollkommen isotrope Mineral besitzt maschenartige Textur, die durch die Anordnung eines opaken, staubartigen Pigmentes (? Magnetit) zustande kommt, und erinnert sofort an aus Olivin hervorgegangenen Maschenserpentin. Ein weiteres Mineralkorn von hoher Lichtbrechung, isotropem Verhalten, brauner Farbe, durchscheinend und von schlechter Spaltbarkeit liess Picotit vermuten.

Um sichere Daten zu erhalten, wurde ein nussgrosses Stück der Gesteinsprobe auf 0,1–0,2 mm Korngrösse zerkleinert, mit Bromoform ($\gamma = 2,8$ ca.) die Schweremineralfraktion herausgeholt und diese u. d. M. auf die braunroten, picotitverdächtigen Körner untersucht. Schätzungsweise entfielen auf 1000 Mineralkörner Ausgangssubstanz 5–10 Körner Chromspinell. Durch Vergleich der Lichtbrechung (vgl. A. RITTMANN und O. GRÜTTER, 1939) und mittels einer Mikroreaktion auf Chrom (F. FEIGL, 1954, p. 159) wurde Picotit bestimmt. Uwarowit, der ausserdem smaragdgrüne Eigenfarbe besitzt, unterscheidet sich von Picotit ($\gamma = \pm 4,2$) durch niedrigere Dichte (3,85). Vgl. A. N. WINCHELL, 1951.

Mikroskopische Untersuchung des Bindemittels

Neben den üblichen Zementbestandteilen ist der in schlierigen Zügen auftretende Chlorit massgebend am Aufbau des Gesteins beteiligt (etwa 30–40%). In gleichmässiger Verteilung umschliesst er die Sandkörner und gröberen Partikel, ist also nicht an mechanische Scherflächen gebunden. Neben Chlorit ist ein weissliches bis gelbliches, zum Teil äusserst feinnadeliges Pigment vorhanden, das fast in jedem Spilitschliff auftritt und wohl aus einem Epidot-Zoisit, bzw. Leukoxen-Titanit-Rutil-Gemenge mit wechselnden Anteilen besteht.

Spilitisches Material, entweder in das noch unkonsolidierte Sediment eingedrungen oder wahrscheinlicher als Tuff (zerspratzte Lava) syngenetisch der klastischen Ablagerung beigemischt, bindet demnach aus dem Serpentin stammende Erosionsprodukte. Der chromhaltige Spinell befindet sich hier als hartes ($H. = 8$), widerstandsfähiges, schlecht spaltendes Mineral auf sekundärer, evtl. schon tertiärer Lagerstätte und ist nach heutiger Kenntnis (F. MACHATSCHKI, 1953) in ultrabasischen Eruptiva als Begleiter von Chromit sehr gemein. Er wird von allen Bearbeitern der Unterengadiner und Mittelbündner Serpentinvorkommen (J. BALL, 1897; U. GRUBENMANN, 1909, H. GRUNAU, 1947, R. GEES, 1956) als Akzessorium oder sogar als Nebengemengteil ausdrücklich zitiert und ist stellenweise im Serpentinewebe angereichert. Gesteine der Spilitfamilie führen unseres Wissens dieses Mineral nicht.

Durch diese Beobachtungen ist das Alter wenigstens eines Teiles der spilithischen Effusiva und die obere Altersgrenze des Serpentin in Beziehung zum Flysch der Tasna-Decke fixiert. Der in Val Tuoi (vgl. Blatt Ardez 420, Geologischer Atlas der Schweiz, 1940) und andernorts, so z. B. am Bürkelkopf, Samnaun im Flysch der Tasna-Decke eingeschaltete Serpentin wird von J. CADISCH (1953) als primär eingelagert beschrieben. Er bildet nach J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER (1941) mit Gabbro, Diabas und Variolit eine typische, gleichaltrige Gesteinsvergesellschaftung. Über die untere Altersgrenze der Serpentinintrusion im Unterengadiner hochpenninisch-unterostalpinen Grenzraum liegen bis heute keine gesicherten Resultate vor. Von sedimentpetrographischen Untersuchungen sind in Hinblick auf das Problem der zeitlichen Abfolge der einzelnen Glieder der Ophiolithsippe Erfolge zu erwarten. So sollte insbesondere bei klastischen Ablagerungen des «Gault» und des Tristelniveaus der Ardezer Schichtreihe der Gehalt an Schwere mineralien einer eingehenden qualitativen und quantitativen Analyse unterworfen werden.

C. HORNBLENDEGABBRO

Einige kleinere Linsen eines grünlichen, mittelkörnigen Gesteins von richtungslos massiger Textur sind auf der Ostseite des Piz Tasna im Serpentin eingeschlossen.

Mineralbestand

Die Schlifffläche wird ungefähr zu halben Teilen, wobei der Feldspat etwas überwiegt, von mehr oder weniger isometrischen, stark saussuritisierten Plagioklasen und bräunlichen Hornblenden eingenommen. Die polysynthetische Verzwilligung der Plagioklase ist infolge der fortgeschrittenen Zersetzung in ein kleinstkörniges Epidot-Zoisitgemengsel zum Teil zerstört, zum Teil verdeckt. Demzufolge sind von einer Anorthitgehalt-Bestimmung eher zu niedrige An-Werte zu erwarten. Durchschnitt von 3 Bestimmungen auf dem Universaldrehtisch: 28% An (basischer Oligoklas-Andesin). Die pleochroitischen, offenbar aus Diallag hervorgegangenen Hornblenden mit dem charakteristischen Spaltwinkel von 124° sind randlich zersetzt und gehen bei dem einen Schliff in Chlorit (Pseudomorphosen von Chlorit nach Hornblende) über. Auf Spaltrissen stellt sich ein stark lichtbrechendes Zersetzungsprodukt (leukoxenartige Substanz) ein. Akzessorisch: Zersetzter Magnetkies oder Ilmenit, Apatit, Chlorit.

Nach dem geologischen Befund ist dieses hypidiomorphe Tiefengestein zu den Ophiolithen zu stellen und mit dem Diallaggabbro des Äusseren Viderjochs (südlich Flimspitz, Samnaun) in direkten genetischen Zusammenhang zu bringen (vgl. auch R. GEES, 1956).

Andererseits steht auch in der Clemgiaschlucht südlich Clüsa (U. GRUBENMANN, 1909) unmittelbar nördlich der grossen Serpentinmasse ein Gabbrovorkommen an, dessen mineralogische Zusammensetzung mit dem eben beschriebenen völlig identisch ist. Nach neuerer Auffassung (H. EUGSTER, 1934; J. CADISCH, 1953) sind diese gabbroiden Gesteine der sog. «Phyllitformation» von GRUBENMANN dem Altkristallin der Tasna-Decke beizuordnen und prämesozoischen Alters. Die geologisch-tektonische Stellung des Hornblendegabbro auf der Ostseite des Piz Tasna bleibt, ehe eine eingehendere petrographische Bearbeitung der ophiolithischen Gabbrogesteine des Unterengadiner Fensters zum Vergleich vorliegt, unbestimmt. Wir belassen ihn deshalb vorläufig bei den Ophiolithen.

Quartaer

Ausführlichere, sich mit dem Quartär und morphologischen Problemen unseres Arbeitsgebietes sich befassende Arbeiten stammen von CHR. TARNUZZER (1909) und C. JENAL (1946). Eine kurze Mitteilung verdanken wir ferner O. AMPFERER (1915).

Für eine zeitliche Gliederung der glazialen Ablagerungen und der alten Talböden ist unser Arbeitsgebiet zu begrenzt, so dass wir uns auf die Darstellung einiger neuer Beobachtungen, wie sie sich im Laufe der Kartierung ergaben, beschränken müssen.

1. Pleistocaen

a) Moränen der Eiszeit

Der Inngletscher drang bei Höchstständen tief in unser Gebiet ein. In der Val Lavèr sind auf 2020 m (beim kleinen Holzbrücklein) noch Amphibolit-Erratika zu finden. Serpentinblöcke in Nähe der Alp Chöglias stammen vermutlich von der Ostseite des Piz Tasna und sind durch den Hauptgletscher verschleppt worden. In Val Griosch geht die mächtige Moränendecke bis 2200 m (mit typischen Gesteinen der Silvretta-Decke wie Amphiboliten, Granatamphiboliten, Pseudotachyliten etc.). Diese mächtigen Moränenablagerungen enden auf Munt Bel und Frattüras knapp über der Waldgrenze (2160–2180 m) und entsprechen wahrscheinlich dem Höchststand der Würm-Eiszeit. Nur vereinzelte Inngletscher-Erratika (Streumoränen der ?Riss-Eiszeit) reichen bis etwa 2250 m hinauf. Auf der Westseite des Piz Arina gehen diese noch höher (2290 m auf der sonnenexponierten Südseite und 2330 m auf der Westseite dieses Berges), während taleinwärts die maximale Eishöhe der Innvergletscherung bei Alp Chöglias auf 2050 m festgestellt wurde.

Auf der rechten Seite des Fimbertales reichen Erratika aus Silvretta-Kristallin bis auf 2450 m hinauf (maximale Eishöhe des Fimbergletschers während der ?Würm-Eiszeit).

b) Wechsellagernde Moränen und Schotter

Die prachtvollen Erdpyramiden bei Cluchers (rom. Cluchers = Kirehtürme) gegenüber Zuort sind aus flach gelagerten, wechsellagernden Grundmoränen- und Schotterablagerungen herauspräpariert worden. Die fluviatilen, deutlich geschichteten Geröll- und Sandeinschaltungen, die fast ausschliesslich taleigenes Gesteinsmaterial (Bündnerschiefer, Serpentin, Gesteine der Stammer-Serie) führen und hellgelbliche Wände bilden, beschrieb O. AMPFERER (1915) als Stauschotter, da sie auf die Blockierung des vorderen Abschnittes der Val Sinestra durch das mächtige Inntaleis zurückzuführen seien. Sie bestehen zur Hauptsache aus verschwemmtem, schlecht sortiertem und höchstens kantengerundetem Moränenmaterial. Etwas Inntalgletscher-Material befindet sich stets darunter. Der oberste Schotterhorizont, der die Terrassenkante von Pra San Peder bildet, ist durch noch heute an seiner Basis austretende Quellwässer verkittet.

Reichlicher dotiert mit Inngletscher-Material (vorwiegend Silvretta-Kristallin wie Bänder- und Knotenamphibolite, Pseudotachylit-Typen, daneben grüne Granite von Err-Bernina-, resp. Tasna-Typus) sind die Grundmoränen. Im lehmigen Lettenmaterial sind gekritzte Geschiebe bis zu 1 m Durchmesser eingestreut. Die Moränen-

lagen, wie die Schotter in dreifacher Wechsellagerung vorhanden, bilden blaugraue, rasch zurückwitternde, wenig steile Böschungen.

Der ganze Talkessel von Zuort ist von diesem mächtigen, fluvioglazialen Schutt erfüllt. So sind auch südwestlich und nordöstlich (am Fahrweg nach Prümara da la Muranza, 1980 m) Zuort auf 1775, resp. 1760 m ebenfalls wenig mächtige Schotter in den glazialen Schutt eingelagert.

Genetische Deutung und Alter

Es ist an eine von AMPFERER etwas abweichende, modifizierte Entstehungsgeschichte dieser Schotter- und Moränenvorkommen zu denken. Durch die Eiserosion der sich vereinigenden Seitengletscher der Val Lavèr, Valmains, Val Griosch und Val Chöglias blieb nach Rückzug des Eises bei Zuort eine untertiefte Wanne zurück, die in der Folge von Schmelzwässern und durch kurzfristige Vorstösse der

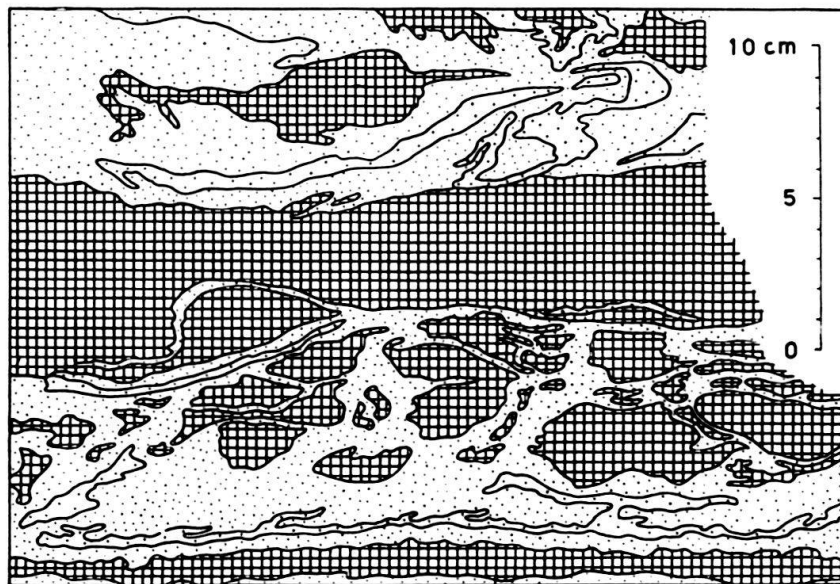


Fig. 24. *Involutionsgefüge in Gletscherschwemmaterial* (kreuzschraffiert: Dunkelgraue, feinkörnige Fraktion; eng- und weitpunktiert: Hellgelbliche, grobkörnigere Lagen). Nach Photographie gezeichnet, vereinfacht. Cluchers bei Zuort, Val Sinestra.

Lokalgletscher (Inngletscher-Erratikum aus verschwemmten Moränen der Würmverglatscherung) wieder aufgefüllt wurde. Der Inngletscher selbst braucht bei der Entstehung dieser Schotter nicht beteiligt gewesen zu sein. Die Einlagerung von feinstem, geschichtetem Material spricht für die zeitweilige Existenz eines Sees. Diese limnischen, evtl. limnoglazialen, in die mittleren Schotter (Nordseite der südlichsten Nische bei Cluchers, ca. 1780 m) eingeschalteten Ablagerungen von 2–3 m Mächtigkeit zeigen einen auffälligen Wechsel von gelben und grauen Lagen.

Graue (dunkle) Lagen: Korngrösse durchschnittlich 0,01 mm, max. 0,05 mm, kalkig.

Gelbliche (helle) Lagen: Etwas grobkörniger (0,02–0,03 mm), kalkärmer, mit limonitisch verkrusteten Körnern durchsetzt, welche den gelblichen Farbton hervorrufen.

Es scheint sich um jahreszeitlich bedingte Korngrössenvariationen zu handeln. Der charakteristische Farbwechsel (limonitische und kohlige Substanzen) dieser

extrem kornsortierten, an der Zunge klebenden Lockergesteine (lehmiger Silt bis Feinsand nach der Nomenklatur von P. NIGGLI, 1952) scheint ebenfalls damit zusammenzuhängen.

Von besonderem Interesse sind die Involutionen von siltartigem, grauem Material im gröber dispersen System (Fig. 24). Quellungserscheinungen bei Wasseraufnahme, stärkere Volumenzunahme der feinkörnigeren Fraktion bei der jahreszeitlichen Bodengefrorenis in periglaziale Klima, evtl. thixotropes Verhalten der feindispersen Phase dürften als Ursachen dieser eigenartigen Verknetungen und Verfaltungen in Frage kommen. Diluviale Bodenfrosterscheinungen (Würge-, Taschenböden usw. mit ähnlichen Grobgefügen) behandelte A. STEEGER (1943) aus dem nördlichen Niederrheingebiet.

Die Schotter und Moränen bei Zuort sind jungpleistocänen Alters (Rückzugsstadien der letzten grossen Vereisung).

In Val da Chierns südlich Plan (Samnauntal) stehen bei 1780 m auf der rechten Bachseite 15–20 m horizontal gelagerte Schotter und fluviatile Sande an, die wir den Schottern südwestlich Ravaisch (bei der Brücke des Talsträsschens) gleichsetzen. Sie sind nach W. HAMMER (1923), da sich eine hauptsächlich aus Diabasblockwerk bestehende Blockmoräne von Alp Trida bis auf diese Schotterterrasse herabzieht, interstadialer Entstehung und pleistocänen Alters.

2. *Holocaen*

a) Moränen der heutigen Gletscher und letzte Rückzugsstadien

In den karförmigen Talschlüssen auf der Nordseite der Piz Roz-Gruppe ist beträchtliches Moränenmaterial von Lokalgletschern abgelagert worden, das wir subrezentem bis rezenten Gletscherständen zuschreiben. Die heutige geringe Vergletscherung (NW-Kar Muttler, Stammerspitz NE-Seite, Val Gravas, nördlich Sulerspitz und nördlich Piz Davo Lais) ist historischen Datums (Neubildung seit 1600 n. Chr.). Fast frei von Glazialschutt sind die weiten Talhintergründe zwischen Piz Arina, Muttler und Stammerspitz. Bündnerschiefer- und Flyschgebiete liefern allgemein wenig und schlecht ausgebildete Wallformen.

b) Bergstürze

Beim Kurort Samnaun kommt durch das Auftreten von einigen kleinern Hügeln aus grobblockigem Schutt bis lose zusammenhängenden, grösseren Gesteinspaketen (mit Gesteinen von Bündnerschiefer-Typus) ein unruhiges Relief des Talgrundes zustande. Diese geringen Erhebungen wurden als Toma-Hügel einer einst zusammenhängenden Bergsturzmasse (C. JENAL, 1946) oder als Relikte eines ehemaligen Endmoränenwalles¹⁶⁾ gedeutet. Wir geben, den Gesteinsverband und das Fehlen von lehmigem Material berücksichtigend, der ersten Interpretation den Vorzug.

Der von JENAL als Bergsturz bezeichnete Felssturz bei P. 2450 m (Zebblas) stammt vom nördlichen Gratausläufer des Piz Roz und ist nur von lokaler Bedeutung. Zu den von diesem Autor geäusserten Gedanken betreffend der muldenförmigen Wanne von Zebblas ist zu bemerken, dass sie geologisch zu wenig fundiert sind.

¹⁶⁾ Freundliche, mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, Bern.

c) Sackungen

Die abgesackten Felsmassen liegen zum Teil in den basalen Bündnerschiefern, zum Teil im Rozschiefer (hochpenninische Bündnerschiefer) und sind zumeist in Richtung des Schichtfallens abgeglitten: So auf der Südost-Seite des Piz Arina, so in entgegengesetzter Richtung in Val Gravas, Val Chamins und Val Maisas. Im letzteren Nebental des Samnaun ist der rechtseitige Talhang völlig versackt und besteht aus mehr oder weniger aus dem Schichtverband geratenen Gesteinspaketen, die sich treppenartig gegen WNW in Bewegung gesetzt haben und tiefe, hangparallel angeordnete Terrainmulden aufweisen. Eigentümlicherweise streichen diese Sackungsrisse ungefähr N 180° E, was auf Schwächezonen im Bündnerschiefermaterial hinweist (vgl. p. 342). Auch die Abrissränder sind zumeist N-S gerichtet und geradlinig oder dann Resultierende von Schwerkraft und Schichtfallen.

In Val Maisas unterhalb der Schwarzen Wand befindet sich die grösste einheitliche und am prachtvollsten ausgebildete, ca. 0,8 km² umfassende Absackung unseres Aufnahmegebietes, Koord. [822,6–823,4/201,2–202,4]. In der Siegfried-Karte wird die Örtlichkeit mit dem trefflichen Ausdruck «In den Löchern» bezeichnet. Der Grat zwischen Val Maisas und Val Sampuoir ist südlich Piz Motnair durch eine ostwärts bewegte, riesige Sackung zweischneidig geworden und enthält ein N-S gerichtetes, wanneförmiges Tälchen. Auf Alp Stamm (linke Seite der Val Maisas) ist eine grössere Felspartie abgeglitten und hat Anlass zur Bildung einiger Tümpel gegeben. Das Stammerjoch verdankt seine Entstehung dem gleichen Vorgang. Auf der WNW-Seite des Piz Arina sind verschiedene Sackungsmassen kartiert worden, am flacheren Westhang desselben Berges ist ebenfalls eine in ihren Umrissen noch unbekannte (sie liegt ausserhalb des Aufnahmegebietes) Felsrutschung von beträchtlichem Ausmass notiert worden. Sämtliche Sackungen sind auf der Originalkarte 1:25000 eingetragen.

In tiefen Erosionsfurchen durchschneiden die Wildbäche die basalen Partien dieser labilen, postglazialen Gebilde, so dass sich das Gelände vielerorts bis heute noch nicht beruhigen konnte.

d) Erdrutsche und Schlipfe

Einige kleinere Terrainbewegungen im Moränenmaterial wurden am Munt Bel (ca. 2290 m [812,8/197,0] und ca. 2310 m [812,9/197,2]) und auf Frattüras (ca. 2390 m [822,4/196,1]) kartiert, vermutlich durch oberflächlich nicht beobachtbare Wasseradern begünstigt.

e) Schuttströme, Schuttflüssen, Strukturböden

Die aus kleinen, aber schuttreichen Gletschern der Nebentäler entstandenen und in der Rückenpartie fortlaufend von Gehängeschutt gespiesenen Schuttströme zeigen auf ihren Oberflächen typische Fließformen (bogenförmige Wülste). Dieses bemerkenswerte Kleinrelief, das sicher nicht schon nach dem Abschmelzen des Eises vorlag, spricht für andauernde, abwärts strebende Tendenzen der zungen- bis kuchenförmigen, in unserem Fall aus plattigem Gesteinsmaterial bestehenden Schuttgebilde. So sitzt z. B. die vegetationslose Stirn des Schuttstromes auf Chavrà (oberstes Samnauntal) begrastem Gelände auf (Fig. 25). Genaue Vermessungen über die Dauer eines Jahrzehnts hinaus wären wünschenswert. In unserem Unter-

suchungsgebiet liegen die Felsströme in typisch glazial geformten Trogtälchen. Nicht ausgeschlossen ist, dass Toteismassen an der Basis des Schuttes den Bewegungsvorgang erleichtern. Es sind Übergangsstadien von kaum veränderten Moränenwällen zu vollentwickelten Fließformen vorhanden. Nordwest- und Nordlagen, also der Sonne abgewandte Taltröge, werden vorgezogen. Typische Beispiele dieser ungewöhnlichen Schuttanhäufungen wurden festgestellt:

Im SE von Cuolmen d'Fenga im steilen Tälchen nordwestlich Piz Valpiglia und Piz Mottana; südlich Cuolmen d'Fenga; in Vesil (Tirol) nordwestlich Piz Roz als mächtiger, im Frontabschnitt in drei Zungen gespaltener Blockstrom; südöstlich Zebblasjoch, in den zweischneidigen Nordgrat des Piz Roz eingebettet; NNE Piz Roz auf Chavrà, oberstes Samnaun; in Val Gravas; schlecht erhaltener Schuttstrom in der obersten Val Bolchèras auf der Nordwestseite des Stammerspitzes.



Phot. L. Kläy, Sommer 1953

Fig. 25. Schuttstrom auf Chavrà, oberstes Samnauntal. Zungenförmige Stirnpartie.

Cf. A. CHAIX (1923) und J. DOMARADZKI (1951), letzterer mit ausführlichem Literaturverzeichnis.

Ähnliche Erscheinungen zeigt einer steilen Unterlage aufruhender Gehängeschutt. Durch dessen Abwärtskriechen, vermutlich durch Wasseranwesenheit begünstigt, macht sich am Fusse der Schuttmassen eine Stauung in Form von walzenförmigen Schuttsäcken bemerkbar. Beispiele bei Il Cul, Munt Bel, auf der Südostseite des Piz Davo Sassè.

Noch geringere Dimensionen weisen die Facetten der schon oft beschriebenen Polygonböden (Steinnetze, Steinkränze usw.) auf, deren Entstehung auf Differentialbewegungen der grob- und feinkörnigen Fraktionen durch tageszeitliche Bodengefrorenis zurückgeführt wird. Steinstreifenböden (Steinstromlinien) treten nur in plattigem Gesteinsschutt auf. Auf Fenga pitschna, auf der Südseite des Fimber-

passes, auf Fuorcla Lavèr u. a. O., also in periglazialen Gebieten, sind Strukturböden häufig und oft in beispielhafter Ausbildung anzutreffen.

Vgl. CHR. TARNUZZER und U. GRUBENMANN (1909), C. TROLL (1944) mit ausführlichem Schriftverzeichnis.

Kalköfen: Reste wurden festgestellt 1. am Weg, der von Alp Pradgiant in nordöstlicher Richtung aufwärts führt (2130 m), 2. bei Farola, am Ausgang eines kleinen Nebentälchens der Val Chöglias (1860 m).

Zur Morphologie

Das reizvolle Kapitel der morphologischen Probleme kann nur gestreift werden. Der Formenschatz dieses weiten Bündnerschiefergebietes ist zwar eher als ziemlich dürftig zu bezeichnen, so müssen z. B. Eisschliffgrenzen, Rundhöcker oder die Trogform der Täler nach dem endgültigen Rückzug des Eises rasch dem Verfall anheimgefallen sein.

Fast alle Nebentäler sind postglazial vertieft worden. Nur die grösseren Täler wie Val Sinestra, Val Lavèr und Samnauntal weisen Spuren eines ehemaligen Trogcharakters auf. Der Bach in Val Chöglias fliesst heute streckenweise auf Schutt, d. h. der Talboden lag früher tiefer. Die Nebentäler münden heute alle gleichsohlig, Talstufen sind selten (z. B. oberste Val Chöglias und linksseitige Nebentälchen des Samnauntales). Val Sinestra und Val Chöglias sind typische Quertäler, das Samnaun, Val Griosch, Val Roz und Valmains liegen parallel zum Streichen der Schichten (Längstälchen). Das obere Fimbertal, das ebenfalls im Streichen der Flyschschiefer liegt, nimmt durch sein wannenförmiges Querprofil eine Sonderstellung ein.

Morphologie und Geologie stehen in engstem Zusammenhang, so ist z. B. die N-S gerichtete Anordnung der obersten, rechtsseitigen Nebentälchen des Samnaun, sowie der wilden Schluchten am Südabfall des Stammers durch ein ebenfalls N-S streichendes Kluft- und Bruchsystem bedingt. Neben der Lagerung der Schichten ist für die Landschaftsgestaltung auch das Gesteinsmaterial von Wichtigkeit. Hohe Pässe wie Fuorcla Maisas überwinden scharfe, schartige Gräte aus kompakterem Bündnerschiefer, niedrige, breite Übergänge wie Fuorcla Zebblas liegen in weichen, unterostalpinen, gips- und rauhackeführenden Flyschschiefern. Die kühnen Dolomitmauern des Stammerspitzes stehen zu dieser Schieferlandschaft in schärfstem Gegensatz.

Ebenso kausal verknüpft mit dem Gebirgsbau ist die Morphologie im Gebiet der Piz Davo Lais-Gebirgsgruppe (Tasna-Decke). Das kleine Seelein östlich P. 2718 sowie Fuorcla d'Lavèr und der Einschnitt P. 2807 südwestlich Piz Davo Lais liegen alle auf tektonischen Schubbahnen (vgl. p. 385). Glazialer Aushobelung hingegen verdankt der in eine flache Felswanne eingesenkte See bei Davo Lais westlich P. 2718 seine Entstehung.

Eine Transfluenz der Eisströme des Fimbergletschers über die Depressionen von Fenga pitschna, Davo Sassè und Fimberpass hat, wie der Gesteinsinhalt der Moränenablagerungen in der oberen Val Chöglias aussagt, nicht stattgefunden.

Eine Talverlegung wurde in der Südwand der schluchtartigen Val da Ruinas (ungefähr 1700 m oberhalb Kurhaus Val Sinestra) entdeckt, bedarf aber noch der

näheren Verifizierung. Der epigenetische Tallauf, der Brancla parallel, ist von Moränenschutt erfüllt und vermutlich interstadialen Alters.

Talbildungsphasen

Von dem Terrassensystem Guarda–Fetan–Vnà, das nach A. PENCK und E. BRUECKNER (1909), sowie F. MACHATSCHKEK (1933) präglazialer Entstehung ist, zweigt ein talaufwärts schwach ansteigendes Gesimse in die Val Sinestra ab (Verflachungen bei Plan Parpan, ca. 1700 m–Charaneglia, 1730 m–Praschan, 1833 m–Eckflur oberhalb Zuort, 1840 m). Nach J. SOELCH (1935) ist erst das nächsttiefere System präglazial, während J. CADISCH (1941) auf das zeitliche Moment bei der Rückwärtsverlegung der Talsohlen hinweist und deshalb den voreiszeitlichen Talboden entsprechend höher als PENCK und BRÜCKNER angesetzt sehen möchte. Die Korrelationen über die Reschenscheideck mit den pliocänen Ablagerungen im Etschgebiet sind umstritten. In Mittelbünden betrachtet J. CADISCH (1925, 1953) ein ausgesprochenes Verebnungsniveau (bei Davos bei ungefähr 2100 m Höhe) als zur präglazialen, bzw. pliocänen Landesoberfläche gehörig. Als nächst höheres, weniger ausgeprägtes System (Nebenniveau) können die Erosionsterassen am Ausgang der Val Sinestra bei Plan Dartòs (1820 m) und Palü Lunga (nördlich Ramosch, 1850 m) angesehen werden, die ihre Fortsetzung bei Alp Patschai (1958 m)–Prümaran da la Muranza (1980 m)–Charetsch (1950 m)–einer Waldwiese östlich Griosch (1900–1940 m) usw. haben. Noch höhere Verebnungsflächen treten am Westhang des Piz Arina (2250 m)–Munt Bel (2250 m)–Mot Patschai (2300 m) auf. Sie steigen flachwellig bis zu den Karböden an, weisen also keinen eigentlichen Terrassencharakter (vgl. A. SPITZ und G. DYRENFURTH, 1915) auf, sondern sind einer Mittelgebirgslandschaft vergleichbar. Darüber setzen die sterilen Karlinge der Gipfelregion ein. Durch Sackungen, Moränen und Gesteinsunterschiede bedingte Terrassen und Talleisten sind selbstverständlich auszuscheiden.

Im Samnauntal kann die breite Geländewanne von Zebblas als präglazialer Talboden gedeutet werden.

Durch Auslaugung von Gipsstein bilden sich in heute noch andauerndem Prozess trichter- bis wannenförmige Vertiefungen, die sog. Dolinen. In unserem Arbeitsgebiet sind Dolinenlandschaften von grosser Eindrücklichkeit und mit allen Übergängen von kaum wahrnehmbaren, flachen Einsenkungen der Grasnarbe bis zu steilwandigen Kesseln von Hausgrösse vorhanden. Es wurden Gipstrichter notiert: Bei Chè d'Mutt (oberhalb Ravaisch), in zonenweiser Anordnung auf Inner Viderjoch und Zebblas, in verschiedenen Flyschniveaus in Vesil, auf Fenga pitschna, bei Ils Gips, auf der rechten Talseite der oberen Val Fenga und westlich Mot (hintere Val Lavèr).

BEMERKUNGEN ZUR HYDROGRAPHIE

Das einförmige Bündnerschiefer- und Flyschgebiet weist wenig ergiebige Quellen auf, die zumeist im Herbst im Ertrag stark zurückgehen. Sie wurden nicht systematisch untersucht, und es seien hier lediglich einige Beobachtungen angeführt, die sich im Laufe der Kartierung ergaben. Chemische und physikalische Untersuchungen fehlen bis heute gänzlich, eine Nutzung findet praktisch nicht statt.

a) Mineralquellen

Auf Zebblas, nordwestlich P. 2335, tritt an der Basis eines grösseren, in Flyschschiefern eingelagerten Gipszuges eine Quelle mit starker Schüttung auf. Das Wasser schmeckt etwas bitter und ist ziemlich stark mineralisiert (Gipswasser). Wir erklären die Entstehung dieser Schichtquelle auf Grund der geologischen Situation wie folgt: Versickerung des atmosphärischen Wassers und der Schmelzwässer in den zahlreichen Gipsdolinien und porösen Rauhwackezügen von Zebblas und Bergli, Stauung im Untergrund durch hochpenninische Schiefer und Austreten an der tiefsten, durch Erosion freigelegten Stelle bei 2380 m.

Etwas auf der Zunge prickelndes Wasser und Inkrustationen von Eisenocker (Eisensäuerlinge) liefern die kleinen Quellaustritte von Fenga pitschna, 2630 m und Cluchers (oberhalb des Weges, der vom Kurhaus Val Sinestra nach Zuort führt).

Von TARNUZZER (GRUBENMANN, U. und TARNUZZER, CH., 1909) wird ein verschütteter Eisensäuerling, Chagnas genannt, aus der vorderen Val Lavèr erwähnt. Er ist noch heute unter Schutt begraben und konnte nicht wieder aufgefunden werden.

b) Wasseraustritte an der Basis der Stammer-Klippe

An der Grenzfläche zwischen der Stammer-Decke und wasserstauendem Flysch der Unterlage sammelt sich das in das klüftige Gestein der Stammer-Klippe eindringende Wasser und tritt auf der Südwestseite des Stammerspitzes als schwache Rinnsale aus.

c) Zahlreich, aber ebenfalls von geringem Ertrag und starken, jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen sind die durch Moränenschutt gestauten Moränenquellen. Beispiele bei Pran San Peder, in Val Tiatscha u. a. O.

d) Von grösserer Bedeutung und von konstanterer Schüttung sind die Sackungsquellen, die an die Basis der abgerutschten Felsmassen beschränkt sind und deren Ausfliessen durch natürliche Unterschneidung durch Bachanrisse erleichtert wird. Eine einfache Fassung in Val Maisas bei 2170 m versorgt den Kurort Samnaun. Quellen von gleichem Typus wurden unterhalb Stamm (2220 m), auf der linken Talflanke der Val Maisas und in Val Chamins (rechte Talseite, 2150 m) notiert.

e) Aus Gehängeschutt. Nach Beendigung der Schneeschmelze und nach längeren Trockenzeiten versiegen diese oberflächennah gesammelten Schuttquellen wieder rasch.

Quelltuffe

Mit den Quellen eng verknüpft sind die zahlreichen Vorkommen von Quellsinter. Sie haben keine nennenswerte Bedeutung, sollen aber immerhin erwähnt werden. Gelegentlich (in Valmains, bei Pra San Peder u. a. O.) verkittet der löchrige Kalktuff Gehängeschutt, Schotter oder Moränenmaterial zu rezenten Schuttbreccien. Vorkommen von Quelltuffen: In Valmains (2130 m); oberhalb Pra San Peder (1920 m); auf der linken Talflanke der Val Maisas (ca. 2200 m), auf eine Sackungsquelle zurückzuführen; auf Zebblas (2370–2450 m) als ausgedehntere, in Vesil (2480 m) als auf der Karte nicht ausscheidbare Massen; im Fimbartal nordöstlich P. 2301, 2350 m.

Ein treffliches Beispiel mit welcher Sorgfalt der kartierende Geologe, will er Irrtümern nicht zum Opfer fallen, beobachten muss, sei hier gegeben: Auf Zebblas, nordwestlich P. 2335, am Hang links des Abflusses der ergiebigen Gipsquelle, entragt auf 2370–2390 m eine NE streichende Gesteinsbank dem Rasenpolster, die zuerst als Rauhwaacke in die Karte eingetragen wurde. Die genauere Prüfung des löcherigen Gesteins ergab:

Quarkörner, grüne, eckige Tonschieferstückchen und grüne Quarzite schwimmen in der gelblichen, kalkigen Grundmasse, ganz analog den triasischen Rauhwaacken der Nachbarschaft. Es fehlen aber graue, zersetzte Dolomitkomponenten, und die Hohlräume weisen durchgehend kugelige Gestalt auf.

Ein weiteres Indiz für die rezente Entstehung und die Sinternatur sind zwei kleinere Wasseraustritte an der Basis der Gesteinsbank. Die Grenze zwischen hochpenninischen Schiefen und dem Unterostalpin zieht hier durch.

ZUASMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

I. Stratigraphie

1. Basaler Bündnerschiefer

Den Bemühungen mittels 4 lückenloser Profile eine wenigstens grobe lithologische Seriengliederung durchzuführen, blieb infolge der Unmöglichkeit einer sicheren Parallelisation der Erfolg versagt. An unterostalpine Gesteinsfolgen von fraglichem Unterkreide- bis Oberkreide-Tertiäralter gemahnende Gesteine am Grat zwischen Muttler und Piz Arina wurden vorläufig vom Penninikum abgetrennt und der vermutete Ablagerungsort näher präzisiert. Ein dem Bündnerschiefer konkordant auflagerndes, an Tasna-Flysch erinnerndes Schieferpolster wurde dem Unterostalpin zugeordnet. Siehe unter 3. Zur Altersfrage, einem Kardinalproblem der Bündnerschiefer seit STUDER'S und THEOBALD'S Zeiten, konnte bei der absoluten Sterilität der Gesteinsmassen nichts beigetragen werden. Es scheint sich um eine «*série compréhensive*» zu handeln.

2. Sedimente der hochpenninischen Serie (Roz-Serie)

Eine klare Gliederung nach petrographischen Gesichtspunkten war nicht zu bewerkstelligen. Altersbestimmungen scheiterten am völligen Fehlen von organischen Resten. Einige Gesteinstypen wurden beschrieben.

3. Unterostalpine Schichtreihe

Das in zwei Stockwerken auftretende Unterostalpin konnte in Anlehnung an frühere Bearbeiter in der oberen Einheit in eine vom Kristallin bis in die obere Kreide, evtl. ins Tertiär hinaufreichende Schichtreihe zusammengefasst werden. Dabei waren mit wenigen Ausnahmen lithologisch-fazielle Merkmale für die Zuordnung massgebend. Der Tasna-Flysch, dem ein wesentlicher Anteil am Aufbau

des untersuchten Gebirgsstückes zukommt, wurde sehr detailliert untersucht. Aber auch hier, trotz Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe, blieb das Alter unbestimmbar.

Das tiefere, von uns als unterostalpine Basalschuppe bezeichnete Element enthält neben kalkig-quarzitischen und tonigen Schiefen des Flysch eine Gipslage bei Chè d'Mutt und hie und da Rauhwacken. Linsenförmig auftretende Fremdgesteine wie Kristallin, Quarzite, Dolomit, Steinsberger Lias usw. wurden zum Teil als tektonische Schürflinge, zum Teil als ein sedimentiertes Wildflyschmaterial gedeutet.

4. Oberostalpin (*Stammer-Serie*)

Ermutigende Resultate zeitigte die stratigraphische Untersuchung der Stammer-Decke. Das erstellte Sammelprofil (Taf. VI) gibt eine wesentlich verfeinerte und gesicherte Stratigraphie wieder. So konnte das Rhät zweigeteilt werden, ebenso die liasischen Sedimente in einen unteren Lias (*Sinemurien*) und eine dem oberen Lias (*Toarcien*) angehörende Transgressionsserie, die sich bis in den Dogger fortsetzt. Fazielle und sedimentologische Untersuchungen gingen mit der Grobeinteilung Hand in Hand. Neue Fossilfunde, zum Teil mit Leitwert, konnten gemeldet werden.

Für Faziesvergleiche mit Schichtreihen ähnlicher tektonischer Stellung aus Nachbargebieten wurden ein umfangreiches Tatsachenmaterial gesammelt, das aber nicht den eindeutigen Beweis für die stratigraphische Zugehörigkeit der Stammer-Serie erbrachte. Faziell steht die Stammer-Serie der Schichtreihe der Ortler-Decke (Mittelostalpin nach R. STAUB, 1937¹⁷), Oberostalpin nach J. CADISCH, 1953) am nächsten.

Ophiolithe

Sie werden durch 2, bzw. 3 Ophiolithtypen vertreten: Serpentin, Spilit und Hornblendegabbro. Bei den Spiliten, die sich auf zwei tektonisch verschiedene Niveaus verteilen, konnten zwei Faziesbezirke mit etwas abweichenden Eigenschaften unterschieden werden. Neben der petrographischen Charakterisierung der Gesteine konnte auch die gegenseitige Altersbeziehung zwischen Serpentin, Spilit und Flysch näher erfasst werden. Einige Überraschung bot der Spilitfund in der Stammer-Klippe selbst.

Quartär

Pleistocaene und holocaene Moränen und Schotter werden getrennt und Grobgefüge aus den siltartigen, vermutlich limnoglazialen Ablagerungen von Zuort beschrieben und auf jahreszeitliche Bodengefrorenis zurückgeführt. Von grosser Bedeutung für die Oberflächengeologie sind die ausgedehnten Sackungsmassen. Schuttströme werden erstmals aus diesem Gebirgsabschnitt beschrieben. Probleme der Talbildung und Morphologie werden gestreift. Einige Bemerkungen zur Hydrogeologie schliessen die mehr kursorischen Untersuchungen ab.

¹⁷) Neuerdings scheint die Zürcher Schule auch die Scarl-Decke ins Mittelostalpin zu stellen (W. HESS, 1953).

II. Tektonik

Folgende tektonische Einheiten, deren Abgrenzung im Verlauf der Kartierung festgelegt wurden, bauen den untersuchten Gebietsabschnitt auf (von oben nach unten):

5. *Tasna-Decke*

Im Raum Piz Davo Lais–Piz Lavèr–Piz Tasna ruht eine unterostalpine Schichtfolge von ?Neocom bis Flysch verfaltet und verschuppt zum Teil einem Polster aus Serpentin und unterostalpinem Flysch, zum Teil direkt den hochpenninischen Bündnerschiefern auf. Mitgerissene Tasnakristallin- und Tristelkalkschollen, sowie Gips- und Rauhwackezüge liegen an dieser wichtigen Überschiebungslinie. Die rechte Flanke des oberen Fimbertales, Vesil und die Mulde von Zebias wird von unterostalpinem Flysch mit eingelagerten verrucanoartigen Gesteinen, Gipsen und Rauhwacken usw. eingenommen. Mehrmalige Verschuppung muss in diesen, von älteren Schichtgliedern der Tasna-Serie abgeschürften und vor der Stirn der Tasna-Decke zusammengestauchten Flyschmassen angenommen werden.

4. *Hochpenninische Schieferserie (Roz-Schiefer)*

Die enorme Mächtigkeitszunahme von SW nach NE ist auf Verschuppung zurückzuführen, obschon Beweise nicht zu erbringen sind. Auch bei Chè d'Mutt ist eine Verdoppelung des Schichtstosses eingetreten.

3. *Stammer-Decke*

Oberostalpinen Schichtreihen analoge, in Linsenform auftretende oder rasch absetzende Gesteinskomplexe wurden vom Osthang des Piz Mottana über Fuorcla Chamins bis in das Gebiet nordöstlich Chè d'Mutt verfolgt. Eine direkte Verbindung mit dem Stammerspitz, wo diese rudimentäre Schichtfolge stark anschwillt, besteht nicht mehr. Die Stammer-Klippe wird aus zwei liegenden, WSW–ENE streichenden, nach NNW vergierenden Falten aufgebaut. Durch jüngere Blattverschiebungen wurden diese quer zerschnitten. Im Ostteil ist zudem das Schichtpaket verschuppt.

2. *Unterostalpine Basalschuppe*

Ein in seiner Mächtigkeit annähernd konstant bleibendes, aus flyschähnlichen Schiefen zusammengesetztes Schichtpaket unterlagert die Stammer-Decke und lässt sich von der hinteren Val Lavèr bis nördlich Plan verfolgen. Tasna-Granit- und Dolomitschollen, Gips- und Rauhwackezüge sowie Spilite begleiten diese dem Unterostalpin als Basalschuppe zugeordneten Flyschschiefer.

1. *Basale Bündnerschiefer*

Als tektonisch tiefste Einheit bauen die basalen Bündnerschiefer den Fensterkern auf. Kleinste, N–S streichende Sprünge sind durch ihre Häufigkeit ein nicht zu vernachlässigendes Bauelement.

Bei den am Südgrat des Muttlers zwischen P. 3149 und Fuorcla Pradatsch in den basalen Schiefer eingeschichteten, den unterostalpinen Kreidebildungen ver-

gleichbaren Schichtstössen, blieben wir auf die Frage, ob diese dem basalen Penninikum angehören oder ob sie dem Grenzbereich hochpenninisch-unterostalpinen Sedimentation entstammen, eine definitive Antwort schuldig, nehmen aber an, dass der letztere Fall zutrifft.

Im weiteren kann anhand der geologischen Aufnahmen im Unterengadiner Fenster heute noch nicht entschieden werden, ob die Verdoppelung der tektonischen Grosselemente durch Verschuppung, durch Einfaltung oder durch Reliefüberschiebung von Stammer-Decke und unterostalpinem Flysch in oder auf die Bündnerschiefer zustande gekommen ist. Indem Unterengadin und obertirolesches Inntal bis Prutz als annähernd subsequente Talstrecken den tektonischen Elementen ungefähr parallel verlaufen, wurde durch den Talfluss kein tiefreichender, natürlicher Aufschluss quer zum Streichen der Gebirgszonen geschaffen.

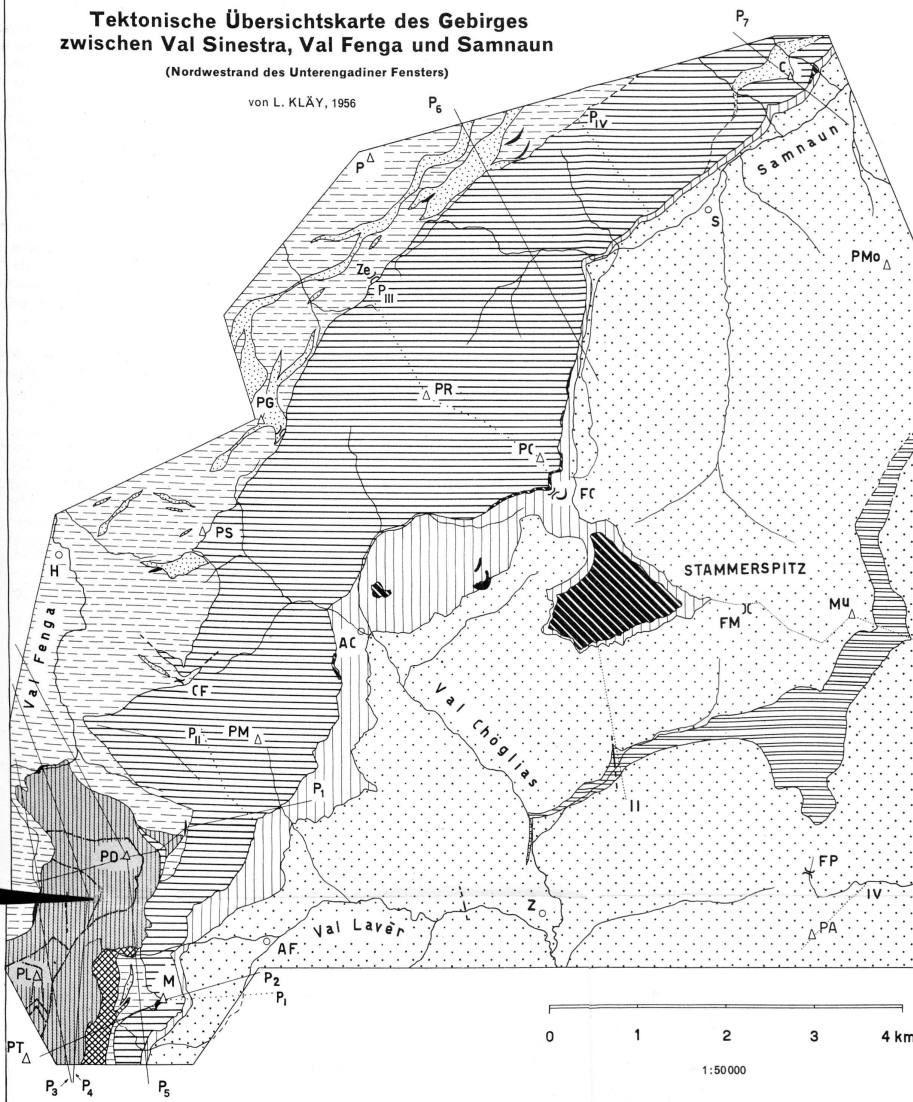
Wie schon seit langem bekannt, verläuft die Achse der Unterengadiner Schieferaufwölbung parallel der Wurzelzone, welche in der Sigmoide des Alpenkörpers zwischen Brenner und Brentagruppe vorübergehend NE gerichtet ist (J. CADISCH, 1953). In seiner Anlage ist das Fenster ein Bauelement des Ostalpenbogens, der hier gegen SW abschwengt. Wie die Stirnpartie und die Innenstrukturen (neben WNW-ESE gerichteten Strukturen) der Scarl-Decke streichen auch die Faltenachsen der Stammer-Decke NE bis ENE, d. h. ostalpin. Nach CADISCH kann sowohl eine SW-NE als auch eine W-E bis WSW-ENE Anordnung der unterostalpinen Elemente festgestellt werden. W-E verlaufende Faltenachsen fehlen in der von uns untersuchten, unterostalpinen Rahmenzone nicht.

Die Kleintektonik der Schiefererien des Fensterinnern (basaler Bündnerschiefer, unterostalpine Basalschuppe, Roz-Schiefer) weist nicht wesentlich andere Züge auf. Neben einer ENE-Richtung der Kleinfaltenachsen tritt eine gleichwertige, SE gerichtete auf. In Anlehnung an frühere Autoren, können diese Faltenbündel durch Schubwirkungen teils aus dem West-, teils aus dem Ostalpenbogen erklärt werden. Das von H. P. CORNELIUS (1942) aus der Gegend Nauders-Pfunds mitgeteilte Schema mit wesentlich W-E, daneben NNW streichenden Kleinfaltenachsen ist für unser Arbeitsgebiet etwas zu modifizieren. Als wichtige Ergebnisse seien, abgesehen von zu vernachlässigenden Divergenzen, einmal die gleiche Orientierung der Kleinfaltenachsen in den Schiefermassen der verschiedenen tektonischen Einheiten des Fensterinnern, zweitens als älteres, übernommenes Strukturelement das Zusammenfallen der ENE gerichteten Faltenachsen mit dem WSW-ENE-Streichen des Ostalpenkörpers festgehalten. Die Aufwölbung der Fensterantiklinale durch SE-NW gerichteten Druck, ein spätorogenes Ereignis, ist in den plastischen Schiefermassen nicht ohne Spuren (Brüche und Klüfte) geblieben. Unsere Untersuchungen (Fig. 1) besitzen den Charakter einer vorläufigen Mitteilung und beschränken sich auf das kartierte Gebiet.
















Tektonische Übersichtskarte des Gebirges zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun

(Nordwestrand des Unterengadiner Fensters)

von L. KLÄY, 1956



Legende:

-  Stammer-Decke (oberostalpin)
-  Tektonisch selbständiger Flysch
-  Serie von Ardez (untere Kreide - Flysch) } Tasna-Decke (unterostalpin)
-  Tektonisch verschürfte Massen (vorwiegend Gips und Rauhwacke)
-  Unterostalpine Basalschuppe (Flysch, bei Chè d'Mutt mit Gips und Rauhwacke)
-  Pseudounterostalpine Sedimente tektonisch unsicherer Stellung (Muttler Südgrat)
-  Roz-Serie (=hochpenninische Zone von Champelsch)
-  Basale Bündnerschiefer (penninisch)
-  Spilitische Gesteine } Ophiolithe
-  Serpentin
-  Verschuppungsgleitflächen in der Tasna-Decke
-  Verwerfungen (Querbrüche)
-  P₁-7 Profilrassen {
 Profile 1 und 2 siehe Tafel III
 Profile 3-5 siehe Tafel IV
 Profil 6 siehe Textfigur II
 Profil 7 siehe Textfigur 4
-  II-IV Lithologische Sammelprofile durch die basalen Bündnerschiefer (siehe Tafel II)
-  P₁-IV Im Text beschriebene lithologische Profile durch die Roz-Serie (siehe Abschnitt "Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Serie), A. Stratigraphie")

Namenverzeichnis

AC	Alp Chöglias	PC	Piz Chamins
AF	Alp Pra S. Flurin	PD	Piz Davo Lais
C	Chè d'Mutt	PG	Piz Val Gronda
CF	Cuosimen d'Fenga	PL	Piz Lavèr
FC	Fuorcla Chamins	PM	Piz Mottana
FM	Fuorcla Maisas	PMo	Piz Motnair
FP	Fuorcla Pradatsch	PR	Piz Roz
H	Heidelberger Hütte	PS	Piz Davo Sassè
M	Mot	PT	Piz Tasna
Mu	Muttler	S	Samnaun
P	Paulinerkopf	Z	Zuort
PA	Piz Arina	Ze	Zebblasjoch

Lithologische Sammelprofile durch die basalen Bündnerschiefer des Unteregadiner Fensters

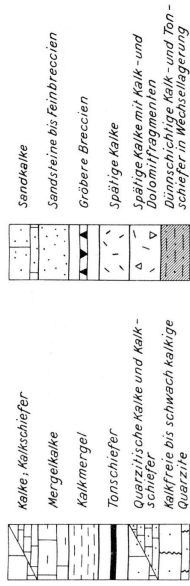
Maßstab 1:10000

Profilrassen siehe Tafel I:

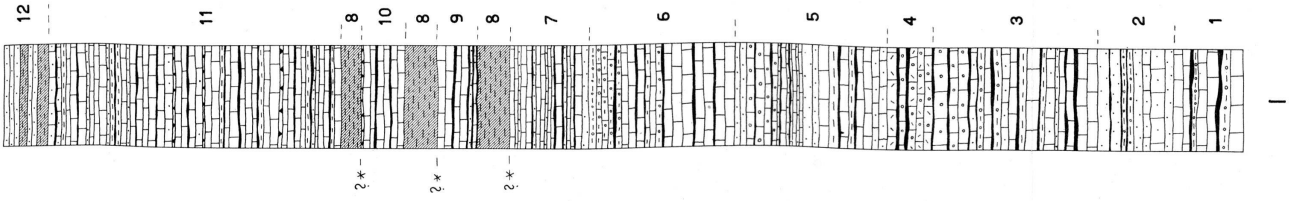
- I Kurhaus Val Sinestra-Piz Soèr
- II Südseite Stammerspitz-Val Griosch
- III Ostgrat Mutter-Fuorciètta
- IV Piz Arina NE

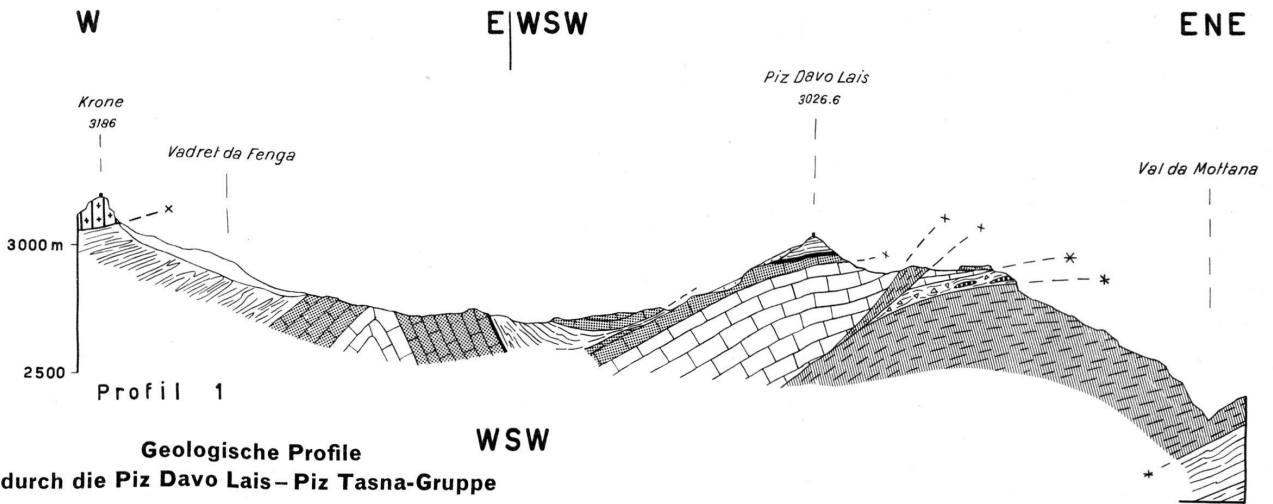
Detailliertere Legende siehe Text: Abschnitt «Basale Bündnerschiefer, A. Stratigraphie, 1. Besprechung von 4 Profilen.»

Lithologische Legende:



o Gelpiterte Komplexe





Geologische Profile
durch die Piz Davo Lais - Piz Tasna-Gruppe
(Nordweststrand des Unterengadiner Fensters)

von L. KLÄY, 1955
 1:25 000

- Gletscher
- Gehängeschutt

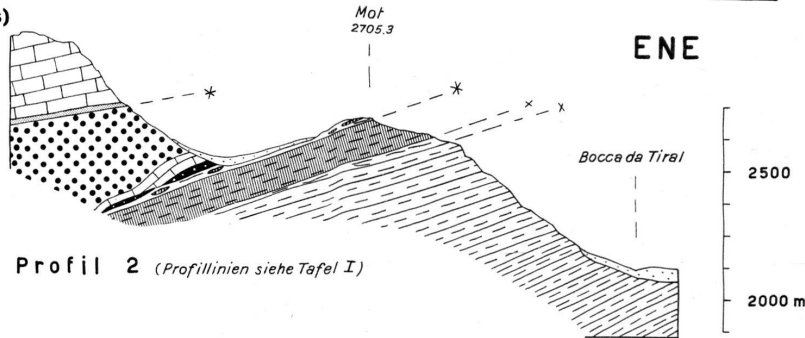
Silvretta - Decke (oberostalpin)

- Allkristallin i allg.

Tasna - Decke und unterostalpine Basalschuppe

- Dünnblättrige Kalk- und Tonschiefer, Sandsteine (Flysch); mit Gipslinsen
- Flysch mit Blockschüttung (Wildflysch)
- Mergelkalke (Couches rouges), Obere Kreide
- Quarzitische Feinbreccien und Sandsteine, Quarzite ("Gault"), Mittlere Kreide
- Kalk, kalkige Feinbreccien und Sandsteine (Tristelschichten), Urgo-Aptien
- Tonschiefer ("Neocom"), Untere Kreide

WSW



Profil 2 (Profillinien siehe Tafel I)

Roz - Serie (hochpenninische Bündnerschiefer)

- Vorwiegend Sandkalkschiefer, quarzitische Kalk- und Tonschiefer

Basale Bündnerschiefer (penninisch)

- Vorwiegend Kalk- und Tonschiefer

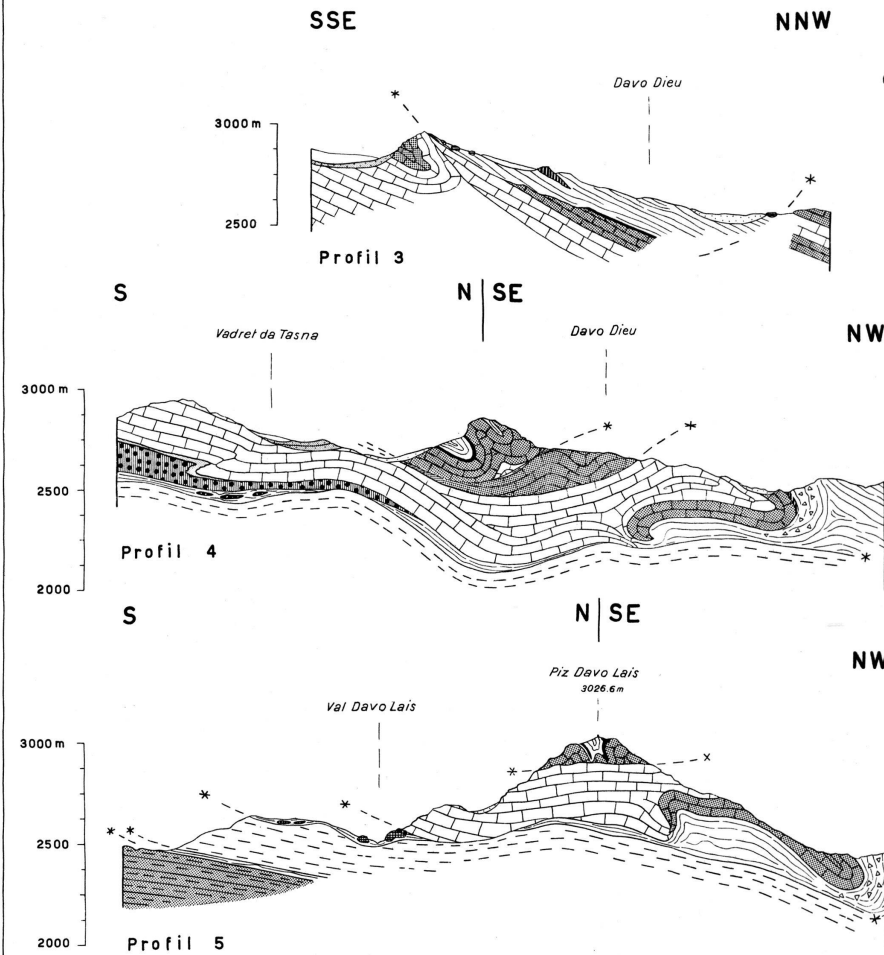
Ophiolite

- Spilite, z.T. variolitisch
- Serpentin und Ophikalzit

Geologische Querprofile durch die Piz Davo Lais-Piz Lavèr-Gruppe (hintere Val Lavèr)

von L. KLÄY, 1955

1:25000



- Gletscher, Firn
- Gehängeschutt, Moräne

Tasna-Decke und Unterostalpine Basalschuppe

- Kalk- und Tonschiefer wechsellagernd (Flysch i. allg.); Spätkalk-Schollen (Lias) im Flysch, Obere Kreide-Tertiär
- Blockschüttung heterogener Zusammensetzung (Wildflysch)
- Mergelkaie (Couches rouges), Obere Kreide
- Quarzilitische Feinbreccien, Sandsteine, Quarzite, "Gault"
- Kalke, kalkige Feinbreccien und Sandsteine, Tristelschichten, Urgo-Aptien
- Tonschiefer ("Neocom"), Untere Kreide
- Tristelkalk-Schollen (tektonische Schürflinge)
- Gipszüge (tektonisch verschleppt)

Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Serie)

- Vorwiegend Sandkalkschiefer

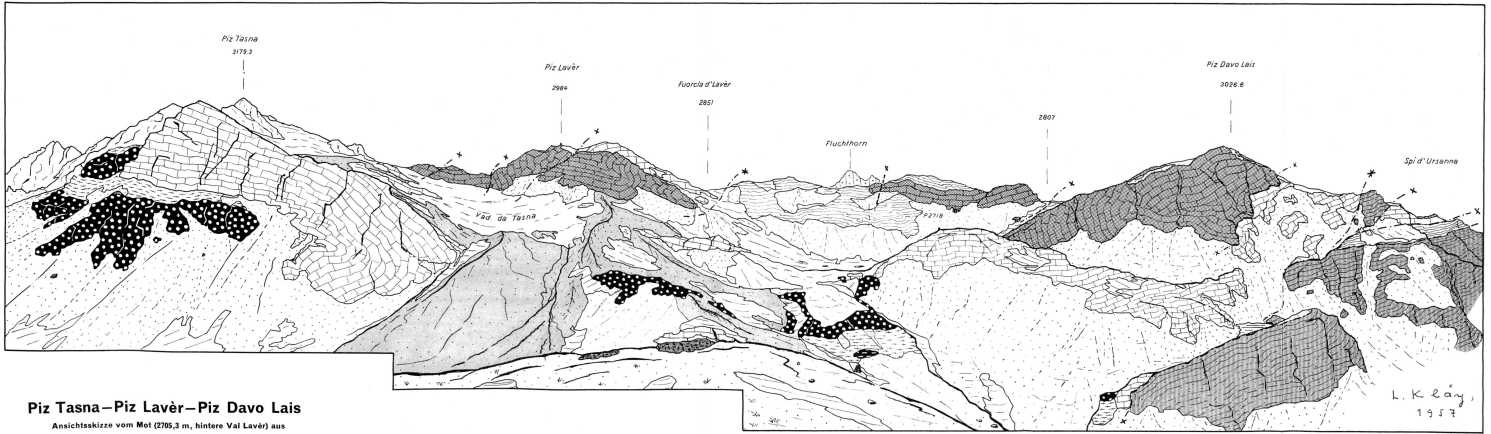
Basale Bündnerschiefer (penninisch)

- Kalk- und Tonschiefer

Ophiolithe

- Spillische Gesteine
- Serpentin

(Profilrassen siehe Tafel I.)



Piz Tasna—Piz Lavèr—Piz Davo Lais

Ansichtsskizze vom Mol (2765,3 m, hintere Val Lavèr) aus

Nach Photographien gezeichnet

von L. KLÄY

Legende:

- Gletscher, Firnschnee
- Gehängeschutt, Moräne

- Silvretta-Decke
- Altkristallin allg.

- Tasna-Decke**
- Flysch (obere Kreide—Älterliär)
- Couches rouges (obere Kreide)

- Quarzitische Sandsteine, Quarzite („Quarz“)
- Triasschichten (Urge-Aptien)
- Tonschiefer („Neocom“)
- Gips (Trias)

- Tasna-Granit (Ostwand Piz Tasna)
- Raz-Serie (Hochpenninisch)
- Sandige Schiefer

- Ophiolite**
- Spilite
- Serpentin

Schichtreihe der Stammer-Decke an der Stammerspitze

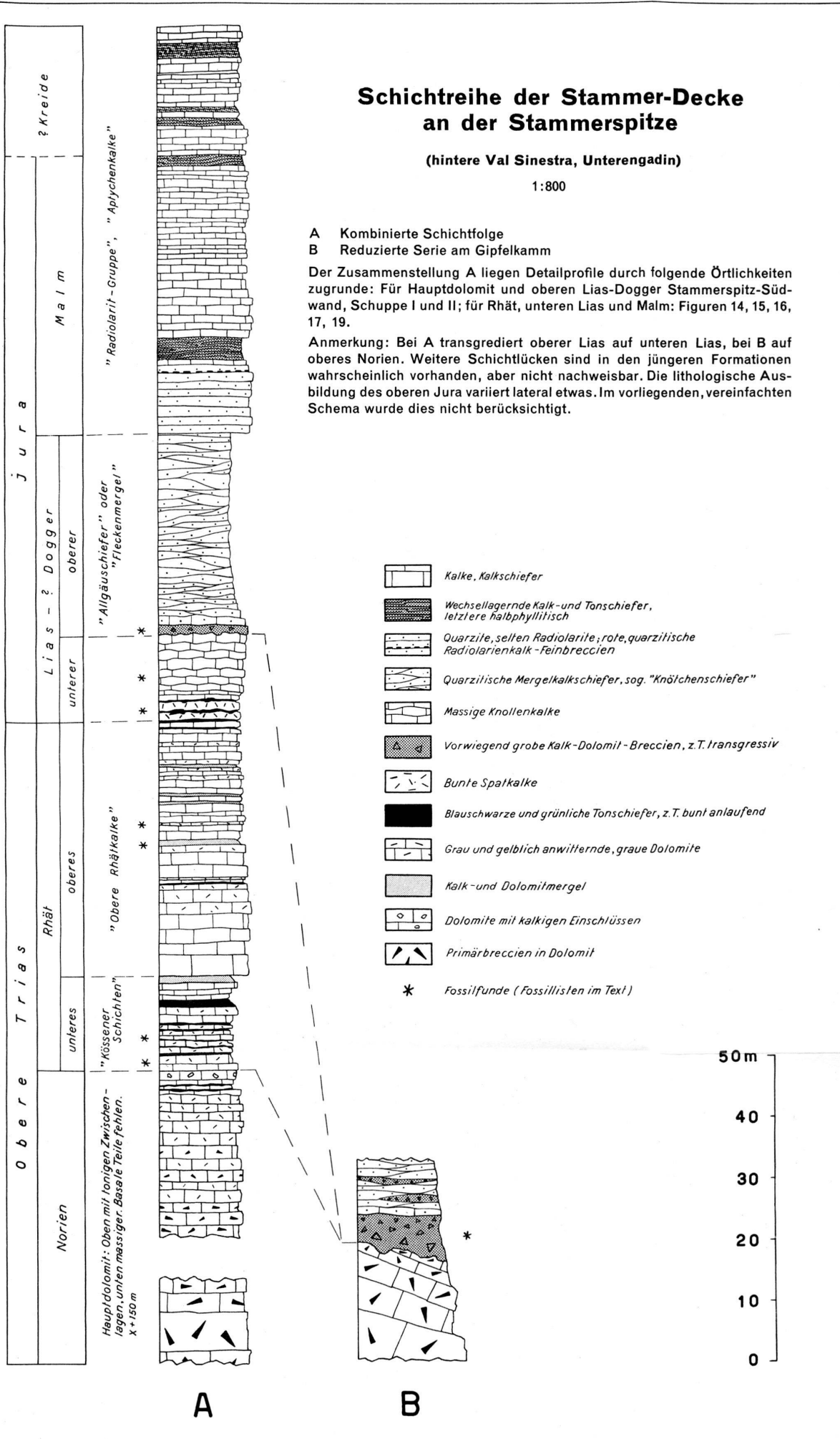
(hintere Val Sinestra, Unterengadin)

1:800

- A Kombinierte Schichtfolge
- B Reduzierte Serie am Gipfelkamm

Der Zusammenstellung A liegen Detailprofile durch folgende Örtlichkeiten zugrunde: Für Hauptdolomit und oberen Lias-Dogger Stammerspitz-Südwand, Schuppe I und II; für Rhät, unteren Lias und Malm: Figuren 14, 15, 16, 17, 19.

Anmerkung: Bei A transgrediert oberer Lias auf unteren Lias, bei B auf oberes Norien. Weitere Schichtlücken sind in den jüngeren Formationen wahrscheinlich vorhanden, aber nicht nachweisbar. Die lithologische Ausbildung des oberen Jura variiert lateral etwas. Im vorliegenden, vereinfachten Schema wurde dies nicht berücksichtigt.



? Kreide
 Malm
 Jura
 Lias - ? Dogger
 unterer
 oberer
 Trias
 Rhät
 oberes
 unteres
 Norien

"Radiolarit-Gruppe", "Aplychenkalke"

"Allgäuschiefer" oder "Fleckenmergel"

"Obere Rhätkalke"

"Kössener Schichten"

Hauptdolomit: Oben mit tonigen Zwischenlagern, unten massiger. Basale Teile fehlen.
x + 150 m

A

B

50 m
40
30
20
10
0

- Kalk, Kalkschiefer
- Wechsellagernde Kalk- und Tonschiefer, letztere halbphyllitisch
- Quarzite, selten Radiolarite; rote, quarzilitische Radiolarienkalk-Feinbreccien
- Quarzilitische Mergelkalkschiefer, sog. "Knötchenschiefer"
- Massige Knollenkalke
- Vorwiegend grobe Kalk-Dolomit-Breccien, z.T. transgressiv
- Bunte Spatkalke
- Blauschwarze und grünliche Tonschiefer, z.T. bunt anlaufend
- Grau und gelblich anwitternde, graue Dolomite
- Kalk- und Dolomitmergel
- Dolomite mit kalkigen Einschlüssen
- Primärbreccien in Dolomit
- * Fossilfunde (Fossilisten im Text)

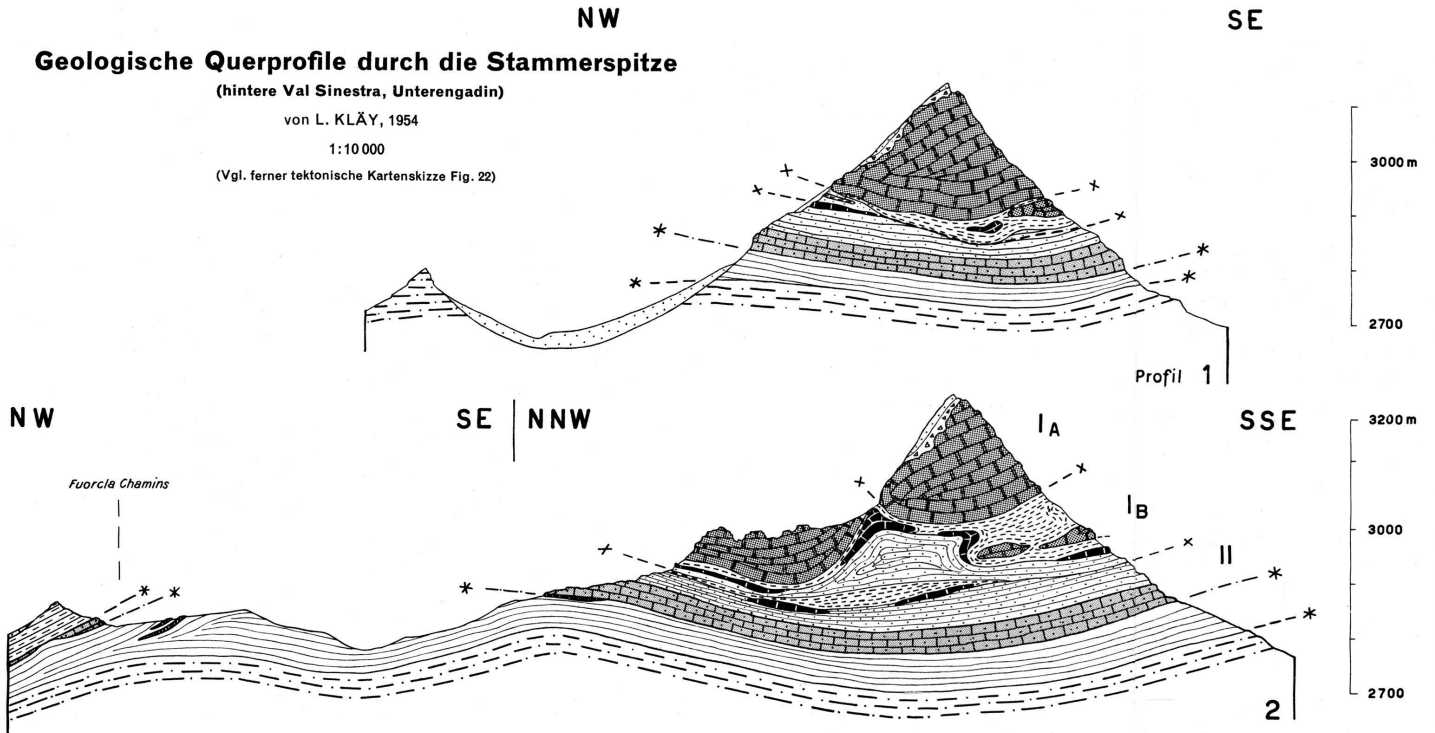
Geologische Querprofile durch die Stammerspitze

(hintere Val Sinestra, Unterengadin)

von L. KLÄY, 1954

1:10 000

(Vgl. ferner tektonische Kartenskizze Fig. 22)



Legende

- Firn*
- Gehängeschutt; Moräne*

Stammer - Decke (oberostalpin)

- | | | |
|--|---|------------------------|
| | <i>Kalke, Kalkschiefer, Kalkmergel, Tonschiefer, Quarzite und Radiolarite</i> | <i>Malm - ? Kreide</i> |
| | <i>Quarzitische Mergelkalkschiefer, sog. "Knöchelschiefer"; Transgressionsbreccie</i> | <i>Oberer Lias</i> |
| | <i>Dolomite, Kalke und Kalkmergel</i> | <i>Oberes Rhät</i> |
| | <i>Dolomite, Kalke und Tonschiefer</i> | <i>Unteres Rhät</i> |
| | <i>Graue Dolomite, Primärbreccien (Hauptdolomit)</i> | <i>Norien</i> |

Unterostalpine Basalschuppe

- | | | |
|--|--|-----------------------------|
| | <i>Dünnblättrige, quarzitische Kalk- und Tonschiefer, Breccien und Sandsteine (Flysch)</i> | <i>Obere Kreide-Tertiär</i> |
| | <i>Tektonisch verschleppte Rauhwacke</i> | <i>Trias</i> |

Roz - Serie (hochpenninisch)

- | | | |
|--|------------------------------------|---------------------------|
| | <i>Vorwiegend Sandkalkschiefer</i> | <i>? Kreide - Tertiär</i> |
|--|------------------------------------|---------------------------|

Basale Bündnerschiefer

- | | | |
|--|---|----------|
| | <i>Kalke, Kalkschiefer, Tonschiefer, Quarzite</i> | <i>?</i> |
|--|---|----------|

Ophiolithe

- | | |
|--|-----------------------------------|
| | <i>Spilite, z.T. variolitisch</i> |
|--|-----------------------------------|

SE

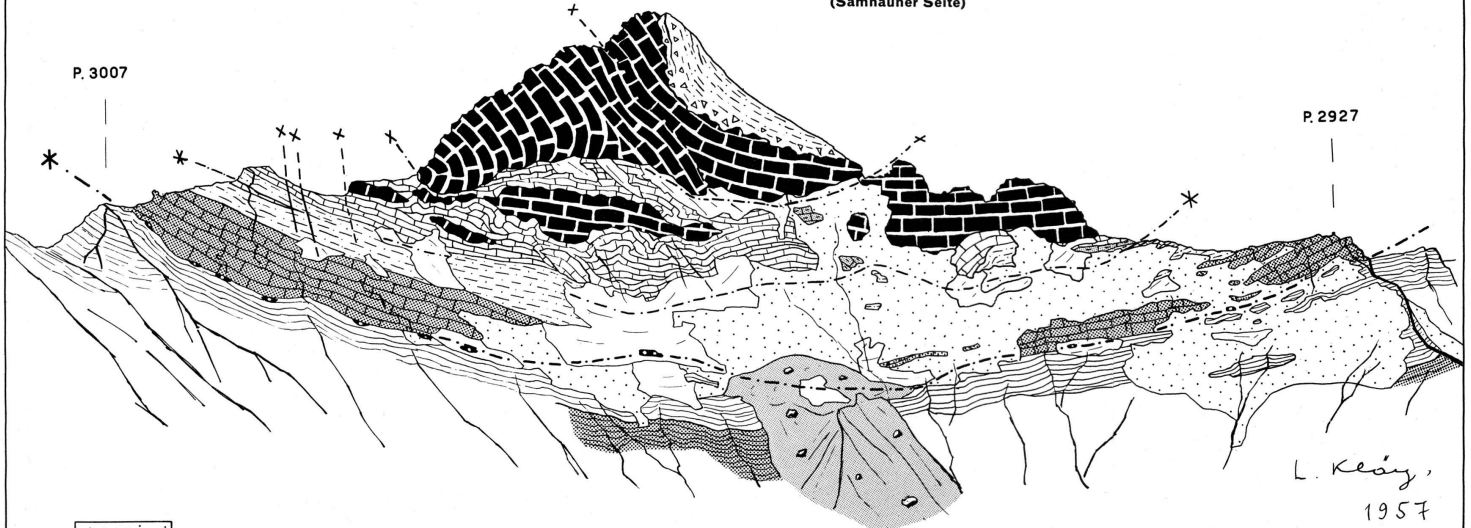
NW

Stammerspitze von NE
(Samnauner Seite)

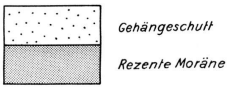
3254,4

P. 3007

P. 2927



L. Kläy,
1957



Stammer-Decke

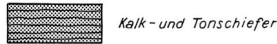


Malm
Oberer Lias-Dogger
Oberrhät
Unteres Rhät
Norien

Unterostalpine Basalschuppe



Basale Bündnerschiefer



NW-Flanke der Stammerspitze

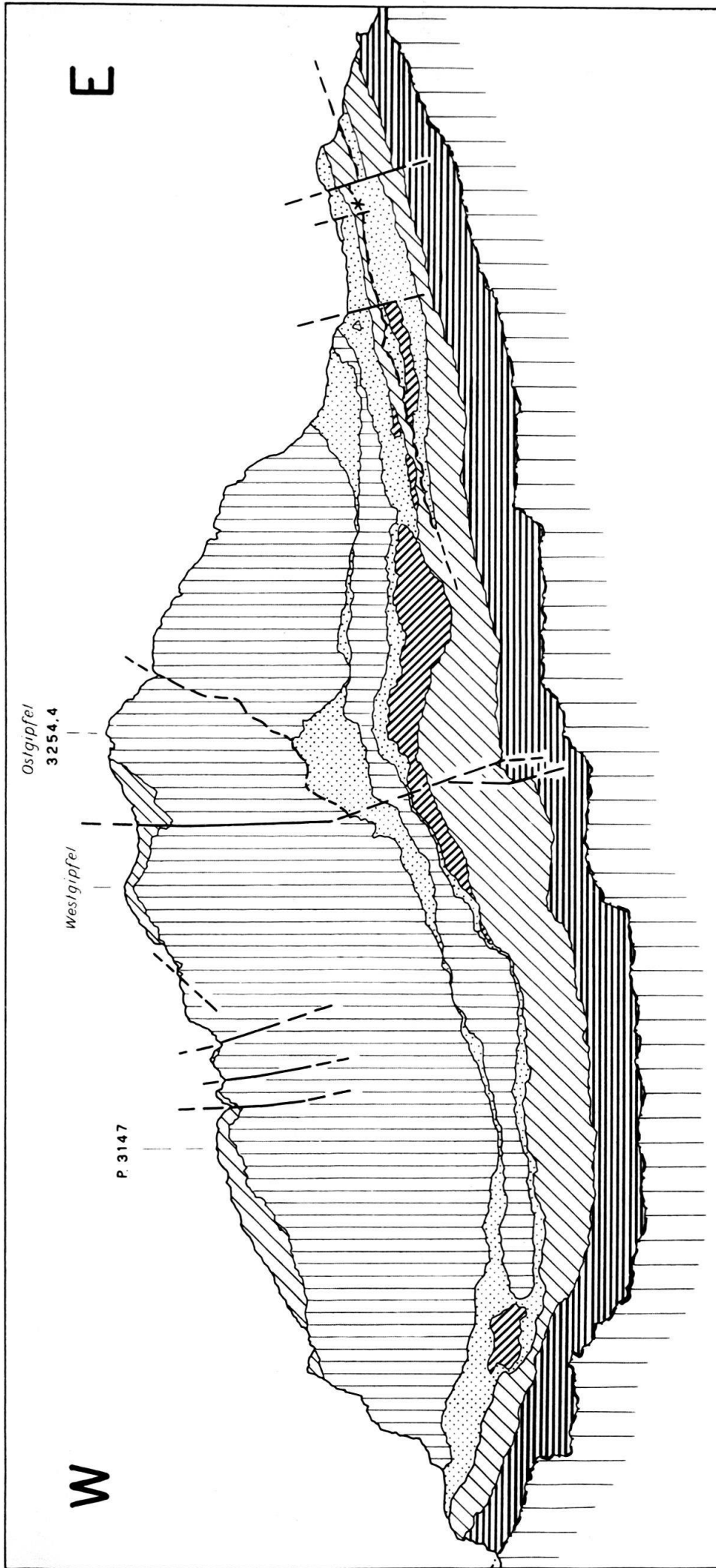
Nach Photographie gezeichnet, Legende siehe Tafel VIII





Aufnahme Schweizerischer Militärluftdienst, 12. Aug. 1953

SÜDWAND DER STAMMERSPITZE



Geol. Aufnahme, L. Kläy, 1954

Stammer-Decke. Schraffur dick und horizontal: Malm. Dünn und schräg: Oberer Lias. Dick und schräg: Oberes Rhät. Punktirt: Unteres Rhät. Vertikal eng: Norien (Hauptdolomit).

Unterstalpine Basalschuppe. Vertikal und weit schraffirt: Flyschschiefer. Schwarz: Dolomitlinsen und Rauhwaacke-Züge an der Basis der Stammer-Klippe. Sternchen: Spilitfund zwischen Schuppe I/II.

Dicke, ausgezogene und gestrichelte Linien: Querbrüche und Verschuppungsfläche. Strichpunktirte Linie: Stammer-Überschiebung.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABEL, O. (1935): *Vorzeitliche Lebensspuren*. Verlag G. Fischer, Jena.
- ALLEMANN, FR., & BLASER, R. (1951): *Vorläufige Mitteilungen über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein*. *Eclogae geol. Helv.* 43, 2.
- AMPFERER, O., & HAMMER, W. (1911): *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee*. *Jb. k. k. Geol. R. A.* 61, 3 und 4, Wien.
- AMPFERER, O. (1915): *Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals*. *Jb. k. k. Geol. R. A.*, 65.
- AMSTUTZ, G. C. (1951): *Radioaktivität der Glarner Laven*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 31, 2.
- (1954): *Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges*. Diss. Zürich.
- ARBENZ, P. (1908): *Über Diploporen aus dem Schrattenkalk des Säntisgebietes*. *Vjschr. Naturf. Ges. Zürich*, 53.
- (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. *Vjschr. Naturf. Ges. Zürich*, 64.
- ARNI, P. (1926): *Geologische Forschungen im mittleren Rätikon*. Diss. Zürich.
- (1933): *Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflysch*. *Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.]* 65.
- ARTHABER, G. VON (1906): *Lethaea geognostica, II. Teil, Mesozoikum, Bd. 1. Die alpine Trias des Mediterrangebietes*.
- BALL, J. (1897): *The serpentine and associated rocks of Davos*. Diss. Zürich.
- BEARTH, P. (1932): *Geologie und Petrographie der Keschgruppe*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 12.
- BLASER, R. (1952): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein. 2. Teil. Geologie des nördlichen Gebietes*. Diss. Bern.
- BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten*. Diss. Zürich.
- BOLLI, H. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höhern helvetischen Decken*. *Eclogae geol. Helv.* 37, 2.
- BORNEMANN, L. G. (1874): *Über die Foraminiferengattung Involutina*. *Z. deutsch. geol. Ges.* 26.
- BRAUCHLI, R. (1921): *Geologie der Lenzerhorngruppe*. *Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.]* 49, II.
- BROTZEN, F. (1936): *Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen*. *Sveriges geol. Undersökning, Ser. C*, 396, *Arsbok* 30, 3.
- BUSER, W., & GRÜTTER, A. (1956): *Über die Natur der Manganknollen*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 36, 1.
- BURKARD, G. (1953): *Geologische Beschreibung der Piz S-chalembert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten)*. Diss. Bern.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H., & BRAUCHLI, R. (1919): *Geologische Untersuchungen in Mittelbünden*. *Vjschr. Naturf. Ges. Zürich* 64, *Festschr. Alb. Heim*.
- CADISCH, J. (1921): *Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden)*. *Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.]* 49, I.
- (1925): *Zur Talgeschichte von Davos*. *Jb. Naturf. Ges. Graubündens [NF.]* 64.
- (1926): *Wildflysch im Unterengadiner Fenster*. *Vjschr. Naturf. Ges. Zürich* 71.
- (1928): *Geologische Beobachtungen im Gebirge zwischen Unterengadin und Paznaun (Tirol)*. *Eclogae geol. Helv.* 21,1.
- (1932): *Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster*. *Eclogae geol. Helv.* 25, 1.
- (1934, a): *Geologie der Schweizer Alpen*. Beer & Co., Zürich.
- (1934, b): *Umgebung von Schuls (Unterengadiner Fenster)*. *Exk. Nr. 95. Geol. Führer Schweiz, Fasc. 14*.
- (1938): *Nuovo contributo allo studio delle finestre tettoniche dell'Engadina inferiore e dei Tauri*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 13.
- CADISCH, J., BEARTH, P., & SPAENHAUER, F. (1941): *Erläuterungen zu Blatt 420 Ardez*. *Geol. Atl. Schweiz* 1:25000.
- CADISCH, J. (1946): *Über den Flysch der Tasna-Decke (Unterengadin)*. *Eclogae geol. Helv.* 39, 2.
- (1948, 1955): *Unterengadin–Samnaun*. *Schweizer Alpenposten. PTT*, Bern.
- (1950): *Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich*. *Eclogae geol. Helv.* 43, 2.
- (1953). *Geologie der Schweizer Alpen*. Zweite Aufl. Wepf & Co., Basel.

- CAILLEUX, A. (1942): *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*. Mém. Soc. Géol. France 21, n° 46.
- (1952): *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie*. Geol. Rsch. 40.
- CAMPANA, B. (1943): *Géologie des nappes préalpines au Nord-Est de Chateaux-d'Æx*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 82.
- CANAL, P. (1947): *Observations sur les caractères pétrographiques des calcaires dolomitiques et des dolomites*. C. R. somm. Soc. Géol. France, 161–162.
- CAROZZI, A. (1953): *Pétrographie des roches sédimentaires*. F. Rouge & Cie. S.A., Lausanne.
- CHAIX, A. (1923): *Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine*. Mém. du Globe, 62, Genève.
- CHAMOT, E. M., & MASON, C. W. (1946): *Handbook of Chemical Microscopy*. J. Wiley & Sons, New York.
- CHARLOT, G., & BEZIER, D. (1949): *Méthodes modernes d'analyse quantitative minérale*. 2e éd., Masson & Cie, Paris.
- CLAISSE, F. (1950): *A roentgenographic method for determining plagioclases*. Am. Min. 35.
- CORNELIUS, H. P. (1942): *Zur Kleintektonik im «Unterengadiner Fenster» (Ostalpen)*. Ber. Reichsamt f. Bodenforschung, Jg. 1942, 1–3, Wien.
- CORRENS, C. W. (1924): *Die Bedeutung der Adsorption für die Bildung syngenetischer Erzlagerstätten*. Z. prakt. Geol., Jg. 32, 11.
- DAVIS, E. F. (1918): *The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group*. Univ. of Calif. Publications, Bull. Dep. Geology.
- DITTLER, E. (1933): *Gesteinsanalytisches Praktikum*. W. de Gruyter & Co., Berlin und Leipzig.
- DOMARADZKI, J. (1951): *Blockströme im Kanton Graubünden. Untersuchung und Beschreibung auf morphologischer Grundlage*. Diss. Zürich. Erg. wiss. Unters. schweiz. Nationalparks, III [NF.], 24.
- EPPRECHT, W. (1946): *Die Eisen- und Manganerze des Gonzen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [Geotechn. Serie], 24. Lfg.
- EUGSTER, H. (1923, a): *Der Ostrand des Unterengadinerfensters*. Eclogae geol. Helv. 18, 2.
- (1923, b): *Geologie der Ducangruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF.] 49, III.
- (1934): *Geol. Führer d. Schweiz*, Fasc. XIV, Exk. 94.
- FEIGL, F. (1954): *Spot tests. Vol. I. Inorganic applications*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- FELIX, J. (1890–91): *Versteinerungen aus der mexicanischen Jura- und Kreide-Formation*. Palaeontographica 32.
- FRECH, F. (1890): *Die Korallenfauna der Trias, I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz*. Palaeontographica 37.
- FREI, F. (1925): *Geologie der östlichen Bergünnerstöcke*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49, VI.
- GEES, R. (1956): *Ein Beitrag zum Ophiolithproblem, behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters–Davos (Graubünden)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36/2.
- GEIGER, TH. (1948): *Manganerze in den Radiolariten Graubündens*. Beitr. Geol. Schweiz [Geotechn. Serie] 27.
- GENGE, E. jun. (1952): *Einige Beobachtungen an Rauhwackevorkommen der Klippendecke im hinteren Diemtigtal (Berner Oberland)*. Eclogae geol. Helv. 45, 2.
- GRUBENMANN, U., & TARNUZZER, CH. (1909): *Beiträge zur Geologie des Unterengadins*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 23.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems*. Diss. Bern.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rhätikon (zwischen Klosters und St. Antonien)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 54, I.
- HAGN, H. (1955): *Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen*. E. J. Brill, Leiden.
- HAMMER, W. (1908): *Die Ortlergruppe und der Ciavalschamm*. Jb. k. k. Geol. R. A., 58, Wien.
- (1914): *Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal*. Jb. k. k. Geol. R. A., 64, 3, Wien.
- (1923): *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich*. Bl. Nauders (5245). Geol. B. A., Wien.

- HEGWEIN, W. (1927): *Beitrag zur Geologie der Quaternalsgruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. Jb. phil. Fak. II, Univ. Bern, 7.
- HELM, ARN. (1924): *Über submarine Denudation und chemische Sedimente*. Geol. Rdsch. 15, 1.
- HESS, W. (1953): *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraële (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 46, 1.
- HIRMER, M. (1927): *Handbuch der Paläobotanik, I. Thallophyta–Bryophyta–Pteridophyta*. R. Oldenbourg, München–Berlin.
- HOEGBERG, E. (1950): *Färgningsmetoder för fältundersökning av karbonatbergarter*. Geologiska Föreningens I Stockholm, Förhandl., 72, H. 3, 462.
- HOVELAQUE, M. (1900): *Album de microphotographies de roches sédimentaires*. Paris.
- HÜGI, TH. (1945): *Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 25, 1.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14.
- ITEN, W. B. (1948): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turttmantal (Wallis)*. Eclogae geol. Helv. 41.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 34.
- JAFFÉ, F. C. (1955): *Les ophiolithes et les roches connexes de la région du Col des Gets (Chablais, Haute Savoie)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, 1.
- JAKOB, J. (1925): *Einige chemische Analysen von rotem Radiolarit*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 5, 1.
- JENAL, C. (1946): *Das Samnaun. Eine morphologisch-wirtschaftsgeographische Studie*. Diss. Freiburg (Schweiz).
- KAPPELER, U. (1938): *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Suldern und dem Engadin*. Diss. Zürich.
- KAUFMANN, F. J. (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 24.
- KOLTHOFF, I. M., & SANDELL, E. B. (1946): *Textbook of quantitative inorganic analysis*. The Mac Millan Co., New York.
- LEMBERG, J. (1888): *Zur mikroskopischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit*. Z. deutsch. geol. Ges., 40.
- LEUTENEGGER, W. O. (1928): *Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rhätikon*. Diss. Zürich.
- LORENZ, TH. (1901): *Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies, II. Der südliche Rhätikon*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 12.
- MACHATSCHKE, F. (1933): *Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet*. Mitt. geogr. Ges. Wien, 76.
- MACHATSCHKI, F. (1953): *Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage*. Springer-Verlag, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1951): *Vorläufiger Aufnahmebericht über geologische Arbeiten im Engadiner Fenster (Tirol)*. Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Ak. Wiss., 2.
- (1952): *Zweiter vorläufiger Aufnahmebericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol)*. Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Ak. Wiss., 10.
- (1953, a): *Dritter vorläufiger Aufnahmebericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol)*. Sitzungsber. d. österr. Ak. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 4, Wien.
- (1953, b): *Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm*. Kober-Festschr., Univ. Wien.
- (1954): *Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen*. Unveröffentl. Habilitationsschr., Univ. Wien.
- MEYER, H. (1909): *Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden*. Diss. Freiburg i. Br.
- MÜLLER, G. (1953): *Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen, I. Teil: Westteil*. Unveröffentl. Diss., Wien.
- NABHOLZ, W. K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 38.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Univ. Zürich.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., & WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie, 14.

- NIGGLI, P. (1952): *Gesteine und Minerallagerstätten*, II. *Exogene Gesteine und Minerallagerstätten*. Birkhäuser, Basel.
- OTT, E. (1925): *Geologie der westlichen Bergünertöcke*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49, V.
- PARKER, R. L. (1941): *Systematische Übersicht mineraldiagnostisch wichtiger Mikroreaktionen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 21, 1.
- PAULCKE, W. (1904): *Geologische Beobachtungen im Antirhätikon*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 14.
- (1910, a): *Beitrag zur Geologie des «Unterengadiner Fensters»*. Verh. naturw. Ver. Karlsruhe, 23.
- (1910, b): *Tertiär im Antirhätikon*. Zentralbl. Min., Geol. u. Paläont.
- PAULCKE, W., & HAMMER, W. (1913): *Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern*. IV. *Unterengadin*. Herausgegeben von Geol. Vereinigung, Leipzig.
- PENCK, ALB., & BRÜCKNER, ED. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- PFLUECKER Y RICO, L. (1868): *Das Rhät in der Umgebung von Göttingen*. Z. deutsch. geol. Ges., 20.
- PLESSMANN, W. (1953): *Trennung orogen-tektonischer Faltenachsen von Rutschungs-Faltenachsen*. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 10.
- QUENSTEDT, F. A. (1858): *Der Jura*. H. Laupp'sche Buchhandlung, Tübingen.
- RANKAMA, K., & SAHAMA, TH. G. (1950): *Geochemistry*. The University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- REICHEL, M. (1955): *Sur une Trocholine du Valanginien d'Arzier*. Eclogae geol. Helv. 48, 2.
- REINHARD, M. (1931): *Universal-Drehtischmethoden. Einführung in die kristalloptischen Grundbegriffe und die Plagioklasbestimmung*. B. Wepf & Cie., Basel.
- REITHOFER, O. (1954): *Über Flächen- und Achsengefüge in dem Triebwasserstollen der Silvretta-gruppe*. Jb. Geol. Bundesanstalt, 93, H. 1, Wien.
- RENZ, O. (1936): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin*. Eclogae geol. Helv., 29.
- RICHTER, M. (1930): *Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau*. Jb. G. B. 80, Wien.
- RICHTER, R. (1927): *Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung*. Paläont. Z., 9.
- (1942): *Die Einkippungsregel. Senckenbergiana*, 25, 4–6, Frankf. a. M.
- RITTMANN, A., & GRÜTTER, O. (1939): *Tabellen zur Bestimmung von Mineralien*. Min.-petr. Inst., Univ. Basel.
- ROESLI, F. (1927): *Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin)*. Jb. phil. Fak. II, VII, Bern.
- SCHILLER, W. (1904): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin*. I. *Lischannagruppe*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.
- (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin*. II. *Ladgruppe*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.
- SCHWEIGHAUSER, J. (1950): *Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin)*. Eclogae geol. Helv. 43, 2.
- SONDER, R. A. (1947): *Zur Sedimentationsnorm des Flysches*. Ein Diskussionsbeitrag. Eclogae geol. Helv. 39, 2.
- SPAENHAUER, F. (1932): *Geologie und Petrographie der Vadret-Sursura-Gruppe*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12.
- SPITZ, A., & DYHRENFURTH, G. (1915): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Silfserjoch*. Beitr. geol. Karte Schweiz. [NF.] 44.
- STAENDER, G. (1943): *Stratigraphie und Tektonik des helvetischen Malm zwischen Kiental und Lüttschinental (Berner Oberland)*. Diss. Bern.
- STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 60.
- STAUB, R., & CADISCH, J. (1921): *Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters*. Eclogae geol. Helv. 16.
- (1924): *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Beitr. geol. Karte Schweiz. [NF.] 52.
- (1934, a): *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. XIV, Exk. 97. B. Wepf & Cie., Basel.
- (1934, b): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 69, 1.
- (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 72, 1.
- (1942): *Radiolarit im Walliser Hochpenninikum*. Eclogae geol. Helv. 35, 1.
- STEEGER, A. (1943): *Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein*. Geol. Rdsch. 34.
- STEINMANN, G. (1905): *Geologische Beobachtungen in den Alpen*. II. *Die Schardtsche Überfaltung*.

- theorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine.* Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16.
- STOPPANI, A. (1860–1865): *Géologie et paléontologie des couches à Avicula contorta en Lombardie, etc.* J. Bernardoni, Milan.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden).* Diss. Univ. Zürich.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz.* Bd. 1, Stämpfli, Bern und Schulthess, Zürich.
- TOPKAYA, M. (1950): *Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires.* Bull. Lab. Géol., Min., Géophys. et du Musée géol., Univ. Lausanne, No. 97.
- TORRICELLI, G. (1956): *Geologie der Piz Lad–Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin).* Jb. Naturf. Ges. Graubündens, 85.
- TREADWELL, F. P. (1930): *Kurzes Lehrbuch der analytischen Chemie. I. Qualitative Analyse.* Franz Deuticke, Leipzig und Wien.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 46, II.
- TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental–Saanen).* Diss. Bern.
- VUAGNAT, M. (1946): *Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26.
- WANNER, J. (1940): *Gesteinsbildende Foraminiferen aus Malm und Unterkreide des östlichen Ostindischen Archipels.* Pal. Z. 22, Berlin.
- (1949): *Lebensspuren aus der Obertrias von Seran (Molukken) und der Alpen.* Eclogae geol. Helv. 42, 2.
- WENK, E. (1934, a): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta-Kristallins.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14.
- (1934, b): *Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta–Ötztaldecke.* Eclogae geol. Helv. 27, 1.
- (1949): *Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem.* Experientia, 5, 6.
- WICHER, C. A. (1952): *Involutina, Trocholina und Vidalina – Fossilien des Riffbereichs.* Geol. Jb. 66, Hannover.
- WINCHELL, A. N. (1951): *Elements of optical mineralogy. Part. II. Descriptions of minerals.* J. Wiley & Sons, Inc., New York.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno.* Diss. Freiburg i. Br.
- ZÜST, O. (1905): *Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unterengadin.* Diss. Zürich.
- ZYNDEL, F. (1912): *Über den Gebirgsbau Mittelbündens.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 41.

GEOLOGISCHE KARTEN

- BEARTH, P., EUGSTER, H., SPAENHAUER, F., STRECKEISEN, A., LEUPOLD, W. (1935): *Blatt 423 Scaletta.* Geol. Atlas der Schweiz, 1:25000. Mit Erl.
- BOESCH, H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPAENHAUER, F., WENK, E. (1948): *Blatt 424 Zernez.* Geol. Atlas der Schweiz, 1:25000. Mit Erl. (1953).
- CADISCH, J. (1948, 1955): *Tektonische Übersicht des Unterengadiner Fensters. 1:235000.* Schweizer Alpenposten, Unterengadin–Samnaun. PTT, Bern.
- GRUBENMANN, U., & TARNUZZER, CH. (1909): *Unterengadin. Geol. Spez. Karte Nr. 58, 1:50000.*
- HAMMER, W. (1914): *Geologische Karte der Umgebung von Prutz im Oberinntal. 1:25000.* Jb. Geol. Reichsanst. 64, 3.
- (1914): *Geologische Karte der Fliesseralm und des oberen Stubentales. 1:25000.* Jb. Geol. Reichsanst. 64, 3.
- (1923): *Blatt 5245, Nauders.* Geol. Spez. Karte der Republik Österreich, 1:75000.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J., WENK, E. (1940): *Blatt 420 Ardez.* Geol. Atlas Schweiz, 1:25000. Mit Erl. (1941).
- SPITZ, A., & DYRENFURTH, G. (1915): *Engadiner Dolomiten.* Geol. Spez. Karte Nr. 72, 1:50000.
- STAUB, R. (1924–1926): *Tektonische Karte der Alpen.* Geol. Spez. Karte Nr. 105, 1:1000000. Mit Quer- und Längsprofilen.
- THEOBALD, G. (1864): *Blatt XV, Davos–Martinsbruck.* Geol. Karte Schweiz, 1:100000.

