

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 49 (1956)
Heft: 1

Artikel: Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)
Autor: Ziegler, Walter H.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162065>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.11.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 49, N° 1 — 1956

Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)

Von **Walter H. Ziegler** (Winterthur)

Mit 13 Figuren und 1 Tabelle im Text, und 3 Tafeln (I–III)

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|----|
| Vorwort | 3 |
| Einführung | 5 |
| A. Geographische Übersicht | 5 |
| B. Historische Übersicht | 5 |
| C. Die tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes im Rahmen seiner weiteren Umgebung | 9 |
| I. Die unteren Flyschzonen des Curvèrgebietes (Untere Flyschschuppe = Muttnerhornflysch) | 11 |
| II. Das Gebiet um Tiefencastel | 17 |
| III. Die Martegnas-Zone | 21 |
| IV. Die „obere Flyschschuppe“: Der Präsanzer Flysch | 23 |
| V. Die Beziehung zwischen „unterer“ und „oberer Flyschschuppe“ | 29 |
| VI. Die „Serie von Savognin“ an der Basis des Arblatschflysches | 30 |
| 1. Das Kristallin | 31 |
| 2. Die Sedimente | 32 |
| VII. Der Arblatschflysch (I. Teil) | 34 |
| 1. Die Arlösschuppe | 34 |
| A. Die Rudnalserie | 34 |
| a) Zusammensetzung und allgemeine Charakterisierung | 35 |
| b) Lithologische Beschreibung der Rudnalserie | 36 |
| 1. Mergelkalke | 36 |
| 2. Sandkalke | 36 |
| 3. Feine Breccien und Sandsteine | 36 |
| 4. Das Konglomerat | 37 |
| a) Die Komponenten | 38 |
| c) Das Alter der Rudnalserie | 39 |
| B. Die Gruppe der Arblatschsandsteine | 39 |
| a) Die Bezeichnung der Serie | 39 |
| b) Zusammensetzung und allgemeine Charakterisierung | 40 |
| c) Lithologische Charakterisierung | 40 |
| 1. Der Arblatschsandstein s. Str. | 40 |
| 2. Feinbreccien | 42 |
| 3. Siltschiefer und Kalksandsteine | 42 |
| 4. Tonschiefer | 42 |
| d) Das Alter der Arblatschsandsteine | 42 |
| C. Die Tektonik der Arlösschuppe | 43 |

| | |
|--|----|
| VIII. Der Livizung-Zug | 44 |
| 1. Das Kristallin | 45 |
| 2. Die Trias | 45 |
| 3. Die Bündnerschiefer | 46 |
| 4. Die Ophiolithe des Livizung-Zuges | 46 |
| IX. Der Arblatschflysch (II. Teil) | 47 |
| 2. Die Förbeschuppe | 47 |
| A. Die Rudnalserie | 47 |
| a) Zusammensetzung und allgemeine Charakterisierung | 48 |
| b) Lithologische Beschreibung der Rudnalserie | 48 |
| 1. Mergelkalke | 48 |
| 2. Breccien | 48 |
| a) Die Komponenten | 49 |
| B. Die Spegnasserie | 49 |
| a) Zusammensetzung und allgemeine Charakterisierung der Spegnasserie | 50 |
| b) Lithologische Beschreibung der Spegnasserie | 51 |
| 1. Sandsteine | 51 |
| 2. Kalke | 53 |
| 3. Die bunten Schiefer | 53 |
| a) Siltige Typen | 53 |
| b) Die tonigen Schiefer | 53 |
| c) Alter und Herkunft der Spegnasserie | 54 |
| C. Die Gruppe der Arblatschsandsteine | 55 |
| a) Zusammensetzung und Charakterisierung | 55 |
| b) Lithologische Beschreibung | 56 |
| 1. Sandsteine und Siltschiefer | 56 |
| 2. Feinbreccien | 57 |
| 3. Das Arblatschkonglomerat | 57 |
| a) Die Komponenten | 58 |
| c) Zur Altersbestimmung der Arblatschsandsteine und ihrer natürlichen Begleiter | 59 |
| d) Die Schüttungsrichtung in der Arblatschserie | 60 |
| D. Die Tektonik der Förbeschuppe | 60 |
| X. Das Gebiet des Piz Curvèr | 64 |
| a) Historischer Abriss und Stratigraphie | 64 |
| b) Die Tektonik | 66 |
| XI. Die Plattadeckenelemente | 66 |
| A. Die Berclashuppe meines Gebietes | 66 |
| B. Die höheren Schuppen des Untersuchungsgebietes | 68 |
| XII. Die Beziehungen zwischen Prätigau–Lenzerheide–Oberhalbstein und Arblatschflysch | 68 |
| Schlussbemerkungen | 72 |
| Zusammenfassung | 73 |
| Literaturverzeichnis | 74 |

VORWORT

Auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. Rudolf Staub, untersuchte ich im Sommer 1951 die geologischen Verhältnisse in den Druckstollen des Kraftwerkes Marmorera, zwischen Tinizong und Castiletto. Die Resultate dieser Studien sind 1952 in einer Diplomarbeit an der ETH. (Ingenieur Geologische Richtung) zusammengefasst worden. Anschliessend übernahm ich auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Staub in den Sommern 1952–1954 die genauere Untersuchung und Kartierung des Arblatschflysches und der anschliessenden Teile des NW Oberhalbsteins. Zudem erfolgten 1954 noch einige ergänzende und vergleichende Begehungen im Unterengadin und in der südlichen Lenzerheide um Tiefencastel.

Als topographische Unterlage diente mir eine Schwarz–Weiss-Ausführung der Neuen Landeskarte im Maßstab 1:25000. Alle Höhen und Ortsnamen beziehen sich auf diese; es sei denn, dass ausdrücklich auf eine andere Karte verwiesen werde. Da zwischen der Schreibweise der Ortsnamen in Siegfriedatlas (SA.) und Landeskarte (NLK.) oft beträchtliche Unterschiede bestehen, werden, wenn stark verschieden, beide Formen gleichzeitig aufgeführt, um Unsicherheiten zu verhindern. Der Name *Piz Mezz* ist, ohne dass im weiteren darauf aufmerksam gemacht wird, dem Siegfriedatlas entnommen worden, da der entsprechende Gipfel zwischen Curtegnis und Schmorras in der Landeskarte Murter, P. 2718,1 heisst, obgleich er von der Bevölkerung seit alter Zeit als *Piz Mezz* bezeichnet wird und derselbe vom Haupttal aus gesehen tatsächlich als „Berg der Mitte“ erscheint.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Staub, welcher meine Arbeit stets wohlwollend überwachte und so zu deren Gelingen viel beitrug, bin ich zu besonders herzlichem Dank verpflichtet, vor allem aber auch dafür, dass er mir diese schöne, in seinem eigenen Arbeitsgebiet gelegene Region zur Untersuchung überliess.

Herrn Prof. Leupold danke ich für seine Hilfe bei der Bestimmung der spärlichen Mikrofossilien und die umfassende Einführung in die Problematik der alpinen Flyschbildungen. Die Herren Prof. R. Trümpy, A. Jeannet und H. Suter berieten und unterstützten mich jederzeit bereitwilligst.

Die Herren Prof. C. Burri und F. De Quervain führten mich in die petrographische Untersuchungsmethodik, speziell auch die Schweremineralanalyse ein. Ihnen allen gebührt mein herzlichster Dank. Wesentlich erleichtert haben meine Arbeit auch die zahlreichen Diskussionen mit meinen Terrainnachbarn, J. Neher und M. Grünenfelder. Vor allen aber war es Dr. P. Nänny, welcher sich in uneigennützigster Weise bereit erklärte, mit mir die tektonischen und stratigraphischen Probleme des südlichsten, penninischen Flysches Bündens zu diskutieren, und der mich in die Resultate seiner Untersuchungen im Gebiete der südlicheren Lenzerheide Einblicke nehmen liess. Ihm gebührt mein allerherzlichster Dank. In angenehmer Erinnerung ist mir die tatkräftige Unterstützung, welche ich durch Herrn E. Weber und die Organe der Bauleitung und der Unternehmungen des Elektrizitätswerks Marmorera bei der Stollenaufnahme erfahren habe. Herrn Dr. V. Streiff danke ich für seine freundliche Erlaubnis, in seine unveröffentlichte Kartierung des Ost-

schams, welche bei der Schweizerischen Geologischen Kommission deponiert ist, Einblick nehmen zu können.

Meinen Eltern, welche mich beim Studium und bei der Ausführung dieser Arbeit stets nach Kräften unterstützten, sei diese in herzlicher Dankbarkeit gewidmet.

*

Eine Handstücksammlung und die dazugehörigen Dünnschliffe werden am „Geologischen Institut der ETH. in Zürich“ aufbewahrt. Die „Geologische Karte der Arblatsch-Förbeschgruppe“ befindet sich im Depot der „Schweizerischen Geologischen Kommission“ in Basel.

Einführung

A. GEOGRAPHISCHE ÜBERSICHT

(Vgl. hierzu Tafel I)

Das untersuchte Gebiet liegt im südwestlichen Teil Mittelbündens, zwischen den Talschaften Avers und Schams und dem Oberhalbstein. Seine südliche Begrenzung bildet die Linie Täligrat–Piz Platta–Mühlen (Mulegns), d. h. sie folgt in grossen Zügen der Aufschiebung der Plattadecke auf den Oberhalbsteiner Flysch. Die nördliche Begrenzung des Gebietes wurde ursprünglich durch die Ava da Nandrò von Schmorras bis Savognin gebildet. Im Verlauf der Untersuchungen dehnten sich aber die Vergleichsstudien nordwärts immer mehr aus, zuletzt bis an die Albula und in die Gegend um Tiefencastel. Die Ost- und Westgrenze sind geographisch grösstenteils unnatürlich, da sie durch die rein geologischen Gegebenheiten bedingt sind. Im Osten wird diese Grenze, wie im Süden, durch die Auflagerung der Plattadecke auf die Flyschbildungen von Mühlen (Mulegns) über die Alp digl Plaz, Pensa und Nasegl nach Burvagn gebildet. Die unter diese Flyschmassen abtauchenden Schamserdeckenelemente der Surcrunas- und der Marmorzone V. STREIFFS (1939) bilden die Westgrenze. Sie verläuft von der Täli Furgga über die Fuorcla Curtegnis in die hinterste Val Nandrò bei Saletscha, dann gegen die Alp Nova und über Cuolm da Bovs nach dem Pass da Surcrunas. Die Entwässerung dieses engeren Untersuchungsgebietes erfolgt überall nach Osten, gegen die Julia; durch die Ava da Faller, den Livizung, die Ava da Nandrò und den Adont. Zwischen der Ava da Faller und der Ava da Nandrò erhebt sich die imposante, zerrissene Gebirgsgruppe des Piz Arblatsch und Piz Förbesch. Die wichtigsten Gipfel sind von Westen nach Osten: Piz Cagniel (2970), Piz Förbesch (Scheerhorn) (3261,8), Piz Arblatsch (3203,5), Piz Arlòs (2696,5) und Piz Spegngas (= Pt. 2620 S.A.) (2620). Aus der weiten Karmulde zwischen Arlòs-Arblatsch und Spegngas, ergiesst sich die Ava da Livizung bei Rona (Roffna) in die Julia. Die Ava da Nandrò gabelt sich bei Radons in die Val Curtegnis und das Tal der Ava da Schmorras, welches sich gegen die Fuorcla Saletscha hinzieht. Zwischen diesen Tälern erhebt sich der breite Rücken des Murter. Auf früheren Karten trug dessen östlicher Gipfel den Namen Piz Mezz (2718,1). Nördlich der Ava da Nandrò erhebt sich der Piz Martegnas (2670,5), dessen sanfte Osthänge die schönen Dörfer Präsansz (Parsonz) und Reams (Riom) tragen. Im weiter nördlich gelegenen, nicht mehr im engeren Untersuchungsgebiet gelegenen Raum, liegen von Süden nach Norden die die Wasserscheide zwischen Schams und Oberhalbstein bildenden Gipfel Piz Curvèr (2971,7), Curvèr Pintg da Taspegn (C. P. d. Taspin, 2730,6) und das Muttnerhorn (2401). Östlich des Piz Curvèr erhebt sich die ihrer merkwürdigen, kraterähnlichen Form wegen auffällige Masse des Piz Toissa (2656,8).

B. HISTORISCHE ÜBERSICHT

Um 1816 kam LEOPOLD v. BUCH auf einer seiner Alpenreisen auch durch das Oberhalbstein, wie vor ihm auch HANS KONRAD ESCHER v. D. LINTH, der gleichfalls schon 1796 und 1806 über geologische Beobachtungen aus dem Oberhalbstein berichtete. v. BUCH erwähnte (1870) aus der

Umgebung von Tinzen (Tinizong) graue Schiefer, welche er in Profilen (1818) durch das Bündnerland dem Übergangsgebirge zwischen den südbündischen Urgebirgen und den Kalkgebirgen Mittelbündens zurechnete. Später waren es dann vor allem B. STUDER und A. ESCHER v. D. LINTH, welche im Zuge ihrer Untersuchungen in Mittelbünden auch dem Oberhalbstein ihre ganz besondere Aufmerksamkeit schenkten (1839). Sie beschreiben vor allem die verschiedenen Gesteinstypen, vermögen aber naturgemäss noch keine eingehendere stratigraphische Gliederung der Sediment-Serien zu geben. Die der Arbeit beigegebene geologische Karte Mittelbündens nötigt uns hingegen Bewunderung ab. Eine Fülle von Einzelbeobachtungen lassen uns die Grundzüge der Geologie des Oberhalbsteins bereits klar erkennen. In ihrer Ansicht verstrickt, dass die Gebirgsbildung weitgehend durch plutonische Vorgänge zu erklären sei, bleiben aber STUDER und ESCHER tektonische Interpretationen wirr; immerhin spricht schon ESCHER nach den Beobachtungen im Julier- und Errgebiet von Auflagerungen von Granit auf belemnitenführende Lias-schiefer. Bündnerschiefer und Flysch, die uns in dieser Arbeit speziell beschäftigen, werden von ESCHER und STUDER noch vielfach zusammengefasst und diese Gesteinsgruppen teils als Bildungen kretazischen und tertiären, teils aber auch liasischen Alters gedeutet (siehe auch Gebirgsmasse von Davos, 1837, p. 20). Später unterscheidet STUDER (1851) in seiner „Geologie der Schweiz“ deutlich zwischen einem jüngeren Flyschanteil im Prätigau, Schanfigg, auf der Lenzerheide und in der Viamala, und einer ältern Serie „Grauer Schiefer“, die vom Nufenenpass über die Greina, Vals und Safien gegen das Domleschg zieht; er vermag aber keine sichere stratigraphische Grenze zwischen Lias und Flysch zu geben, spricht jedoch in Bd. I, p. 380, von der Möglichkeit, dass zwischen Schanfigg und dem Schams eine Überschiebung die beiden Serien trennen könnte. THEOBALD (1860), der nächste Erforscher Graubündens, neigt auf Grund von Funden liasischer Fossilien im Unterengadin (Samnaun) dazu, die Gesamtheit der Schiefer des Prätigaus, der Lenzerheide, des Oberhalbsteins und des Unterengadins als liasische Allgäuschiefer zusammenzufassen. Die von THEOBALD erwähnten Belemniten vom Malixer Faulhorn wurden später von STEINMANN (1897) und SCHMIDT (1903) als Gesteinswülste erkannt, während sein Ammonit aus den Ganeysschiefern des Falknisgebietes erst von D. TRÜMPY (1916) als aus dem Lias der Falknisdecke stammend nachgewiesen werden konnte. Bei der in der Folge beginnenden Diskussion über die Altersfrage der Bündnerschiefer- und Flyschbildungen spielten die Fucoiden eine wichtige Rolle. Sie dienten oft als Leitfossilien; OSWALD HEER (1877) beschrieb eine grössere Zahl derselben aus dem Prätigau und bestimmte sie als liasisch. Erst viel später (1916) gelang wiederum D. TRÜMPY der Nachweis, dass der grösste Teil dieser Organismenspuren, denen nach unseren heutigen Kenntnissen kein Leitwert zukommt, ebenfalls aus der Falknisdecke stammt. ALBERT HEIM (1891/1911) betrachtete bei seinen ausgedehnten Arbeiten in den Bündnerschiefergebieten SW-Bündens auf Grund der bisherigen Fossilfunde lange Zeit die Gesamtheit der Bündnerschiefermasse als unzweifelhaft liasischen Alters und lehnte jede andere Deutung ab, insbesondere auch die Möglichkeit einer Mitbeteiligung von echtem Flysch. ROTHPLETZ (1895) und DIENER (1888) hingegen erklärten die gesamten Bündnerschiefer als paläozoische Bildungen. Später (1900) glaubte ROTHPLETZ allerdings an eine Transgression kretazischer und tertiärer Flyschbildungen über liasische Serien. Dabei scheint er von STEINMANN (1895/97) und SCHMIDT (1902) beeinflusst zu sein, welche versuchten, ähnlich wie schon A. ESCHER und B. STUDER, eine hauptsächlich „oligozäne“ Flyschserie und eine ältere Gruppe liasischer Gesteine innerhalb der Bündnerschiefer-Massen auszuscheiden. Dieser Erkenntnis ging die Anerkennung der SCHARDTschen Deckentheorie und ihre übrigens bereits von SCHARDT selbst propagierte Anwendung auf die geologischen Verhältnisse Graubündens parallel.

Nach einigen allgemeinen Bemerkungen von LUGEON (1901) über den Deckenbau Graubündens, in seiner grundlegenden Synthese von 1901, waren es vor allem STEINMANN und seine Schüler WELTER (1909) und MEYER (1909), welche das Schams konsequent von diesen neuen tektonischen Gesichtspunkten aus einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Sie erkannten dort erstmals im Gegensatz zu ALBERT HEIM, aber in einer gewissen Weiterführung der schon von STUDER geäusserten Ideen, die Übereinanderhäufung mehrerer Schubmassen und parallelisierten dieselben direkt mit der Klippen- und Brecciendecke der Präalpen. Die altbekannten Grüngesteine des Oberhalbsteins teilten sie der unterdessen neugeschaffenen rhätischen Decke von STEINMANN zu. MEYER (1909) glaubt in den Schiefererien seiner „Zone der obern Breccie“ zumindest oberkretazische Bildungen (1909, p. 20) zu erkennen. Die südlicheren Gebiete der Oberhalbsteiner Schiefergebirge aber, von der Val Nandrò bis zum Piz Platta, blieben auch weiterhin noch unbearbeitet.

STEINMANN (1895 und 1897) teilt allerdings die gesamten, unter die Plattaophiolithe einfallenden Schiefermassen seinem „Oligozänflysch“ (1895, p. 18) zu. ZYNDEL (1912) blieb es vorbehalten, die tektonische Gliederung auch dieses Gebietes erstmals im Zusammenhang mit seinen umfassenden Studien in ganz Graubünden, wenigstens in grossen Zügen darzulegen. Er erkennt im Prätigau-flysch eine Decke, seine sogenannte „Prätigau-Decke“ und verbindet dieselbe, durchaus gemäss der schon älteren Erkenntnis, mit dem Flysch der Lenzerheide und des Curvèrgebietes. Er nimmt auch an, dass die Arblatschschiefer seiner „Prätigau-Decke“ zugehören, doch fehlen genauere Hinweise, insbesondere was ihr Alter betrifft. Er stellt sich vielmehr vor, dass in dieser „Prätigau-Decke“ möglicherweise doch schon ältere Schiefermassen als Oberkreide und Tertiär vorkommen könnten, wie er umgekehrt auch die Frage offen lässt, inwieweit am Aufbau der tieferen, westbündnerischen Schiefermassen auch Oberkreide und Tertiär beteiligt seien. ZYNDEL stellt auch die These auf, dass die präalpinen Decken des Rhätikon und des Plessurgebirges sich nicht in die Schamserdecken hinein fortsetzen können. Durch die in der Folge einsetzenden stratigraphischen Untersuchungen von D. TRÜMPY (1916) kam die Bündner Flyschforschung um ein wichtiges Stück vorwärts. Auf Grund lithologischer Kriterien gelang ihm eine Unterteilung der Prätigauschiefer (von oben nach unten) in Gandawaldserie, Ruchbergserie, Aebigratschichten und Ganeysschiefer. Nummuliten in der Ruchberg- und Ganeyserie sowie Orthophragminen in der Gandawaldserie veranlassten ihn, beinahe den ganzen Prätigau-flysch ins Tertiär zu stellen. Nur die allertiefsten Glieder teilte er dem Lias zu, ohne aber davon vollständig überzeugt zu sein, da er keine Grenze zwischen den jüngeren und den älteren Gliedern finden konnte. Die Ruchbergserie verfolgte er südwärts bis etwa in die Gegend des Piz Curvèr. Es sind dann aber vor allem die Arbeiten von STAUB (1916, 1919, 1920, 1922, 1924), welche Klarheit in den geologischen Aufbau des südwestlichen Oberhalbsteins brachten. 1920 gab er die erste genauere tektonische Gliederung des Gebietes und bewies, dass die Serien der Arblatschzone, deren Flyschnatur er weitgehend nachweisen konnte, unter den abgescherten, mesozoischen Sedimentmantel der Margnadecke, die Plattadecke, hineinziehen. Die Arblatschflyschmassen teilte STAUB ebenfalls der Margnadecke zu; er erkannte, dass erstere sich zur Hauptsache aus den Arblatschsandsteinen, die den tertiären Ruchbergsandsteinen äquivalent seien, und aus einer tieferen Serie zusammensetzen. Diese Auffassung konnte übrigens durch die vorliegende Arbeit in schönster Weise bestätigt werden. In STAUBS Profilen zu HEIMS „Geologie der Schweiz“ (1922) ist erstmals der Zusammenhang der stark verschuppten Oberhalbsteiner Flyschdecken mit dem Lenzerheide- und Prätigau-flysch und ihre Stellung zwischen den Schamserdecken und der Plattadecke in meisterhafter Weise dargestellt. Die ZYNDELsche Anschauung weiter ausbauend betont STAUB (1924) im „Bau der Alpen“ die unterostalpine Natur der Klippendecke und verneint die Möglichkeit ihrer Ableitung aus dem Gebiet der Schamserdecken. Endlich erfolgte 1926, als Krönung seiner Aufnahmetätigkeit im Oberhalbstein, die Veröffentlichung seiner, schon seit 1921 fertiggestellten Averserkarte.

In der Folge erwies sich die TRÜMPYSche Gliederung der Prätigauschiefer während langer Zeit als brauchbare Basis für die weiteren Flyschuntersuchungen, welche besonders unter der Leitung von ARBENZ erfolgten. Seine Schüler GLASER (1926), BRAUCHLI (1925), CADISCH (1926) und OTT untersuchten (1925) diese Flyschschiefer vom Prätigau her über die Lenzerheide bis nach dem vorderen Oberhalbstein. Diese Gliederung ist denn auch auf der Karte von OTT (1925) im Flysch zwischen Tinzen und dem Conterser Stein (Crap Ses) in Anwendung gebracht. Seine Ausführungen über das nordwestliche Oberhalbstein zeigen allerdings eine Reihe von Unstimmigkeiten. Da OTT (1925) unter dem Begriff Curvèr-Nivaiglserie sehr verschiedene Dinge zusammenfasste, kann auch seine tektonische Interpretation nicht befriedigen. WILHELMS Arbeiten (1933) im Schams berühren das Arblatschgebiet nicht direkt. Im Curvèrgebiet aber erkennt er gegenüber ZYNDEL (1912) und STAUB (1922) eine vermehrte Übereinanderstapelung von mehreren Flyschpaketen. In der obersten Schuppe des Curvèr erblickt er eine verkehrte Serie, weil er die Curvèrschiefer als die ursprüngliche, liasische Basis des darunterliegenden tertiären Flysches ansieht.

HAUG (1925) kommt wieder auf die längst aufgegebene Vorstellung der Beheimatung der präalpinen Decken im Schams zurück. In einer ungeheuren Rückfalte sollten nach ihm die Schamserdecken im hintern Avers vom Liegenden ins Hangende der Oberhalbsteiner- und Prätigau-Flyschmassen gelangen, um sich dann so nach Norden mit den Falknis-Sulzfluhdecken zu verbinden. Zu diesen Überlegungen wird er durch fazielle Vergleiche zwischen der präalpinen Sedimentfolge und jener des Briançonnais der Westalpen geführt, eine Idee, die neuerdings von F. ELLENBERGER (1952, 1953) wieder aufgenommen worden ist. LEUPOLD (1933) äusserte nach ausgedehnten Stu-

dien im gesamten alpinen Flysch die Ansicht, dass es sich beim inneralpinen Flysch allgemein um eine kontinuierliche Serie von der Oberkreide bis ins Tertiär handle, ähnlich wie beim Flysch der Amdener Mulde, den ARNOLD HEIM (1907) in einen oberkretazischen und einen tertiären Anteil aufgelöst hatte. Im weitern vermutet er einen starken Zusammenschub der penninischen Geosynklinalen schon in der Gosauphase, in deren Verlauf sich die Decken bereits weitgehend übereinander gelegt hätten. Die Flysch-Sedimentation erfolgte über diesen ersten Gebirgsanlagen derart, dass sich die Zuteilung gewisser Sedimentationsräume zu bestimmten Decken nur noch teilweise durchführen lässt. Gleichzeitig erbrachte ARNI (1933) durch mikropaläontologische Untersuchungen den Beweis, dass grosse Teile des Prätigauflysches senonen Alters sind. 1933/34 stellt STAUB in Zusammenhang mit der Deutung der alpinen Morphologie ein Schema der Phasenfolge der grossen Deckenüberschiebungen auf. Zugleich gliedert er die Schamserdecken neu (1933) und spricht beim Studium über die Bedeutung der Stellung der Flyschmasse erstmals von einem „nach Norden Übergreifen“ des Flysches auf tiefere tektonische Elemente. In einer neuerlichen, gross-angelegten Analyse der Westalpen, vertritt STAUB 1937 ebenfalls die von LEUPOLD erst andeutungsweise geäusserte Ansicht eines wirklich suprapenninischen Flysches. Er gliedert ferner die Bündnerschiefer Bündens und gelangt zur Ansicht, dass vielfach eine von Lias bis zur mittleren Kreide reichende „Serie compréhensive“ vorliege. Im Arblatschflysch sieht er die feineren, in nördlicheren Gebieten abgelagerten Fraktionen des primär südlich davon gebildeten groborogenen Falknisflysches. Da die Plattadecke grösstenteils flyschfrei ist, müssen nach STAUB die unterostalpinen Deckenelemente schon zur Zeit der Flyschablagerung, d. h. im Senon, über diese hochpenninische Einheit vorgeschoben gewesen sein, womit die Existenz von Gosauüberschiebungen auch im hochpenninischen-unterostalpinen Grenzraum als gesichert erscheint. Gleichzeitig weist STAUB in einer grundsätzlich neuartigen Aufgliederung der Schamserdecken die HAUGSche These von einer Schamser Beheimatung der Klippendecke zurück. Eine zusammenfassende Darstellung seiner Ansichten über die tektonischen Zusammenhänge gibt STAUBS Berninakarte (1946).

Die Arbeiten von STREIFF (1939) bringen abermals neues Licht in die Erkenntnis der Schamsergeologie. Es gelingt ihm, die Schiefermassen des Oberhalbsteins weiter aufzugliedern. Er erkennt, wie teilweise zwar schon WILHELM (1933), im Curvégebiet eine „untere“ und eine „obere Flyschschuppe“, welche durch eine übrigens schon bei STAUB (1922) dargestellte Einschuppung der Plattadecke, die sogenannte „Martegnasserie“, voneinander getrennt sind. Über diesen Flysch legen sich dann die „untere“ und die „obere Curvéserie“. In dieser Curvéserie, welche STAUB seit 1922 als ein Element seiner Plattadecke aufgefasst hatte, glaubte STREIFF nun zwei gesonderte Schuppen dieser Einheit zu erkennen. Die „obere Flyschschuppe“ verbindet STREIFF direkt mit dem Arblatschflysch; auch STAUB nahm bereits 1922 eine praktisch ähnliche, allerdings komplizierter gebaute Verbindung dieser Elemente an.

Die stratigraphische Gliederung des Flysches führte STREIFF mit Hilfe von lithologischen Vergleichen durch, vor allem auf Grund des TRÜMPYSchen Flyschschemas. Die „untere Flyschschuppe“ (STREIFF) besteht nach ihm aus einer wahrscheinlich noch zur Surcrunasserie des Ostschams gehörigen Flyschzone unter dem grossen Hauptzug der Nivaiglerie am Muttnernhorn und einer höheren, über der genannten Nivaiglerie liegenden, faziell etwas anders ausgebildeten Flyschmasse. JÄCKLIS Untersuchungen im Westschams (1941) führten dazu, in der Gelbhorndecke des Beveringebietes eine Schichtfolge von der Trias über Lias, Dogger und Malm bis in die mittlere und sogar obere Kreide anzunehmen, wobei JÄCKLIS Obristzone, die faziell sicher der Nivaiglerie entspricht, die Zwischenstellung zwischen Dogger- und Kreideflysch einnimmt. JÄCKLI dehnte 1941 und 1944 diese Interpretation auch auf das Ostschams und die südliche Lenzerheide aus, wobei er die zwischen Surcrunas- und Nivaiglerie gelegenen Gesteine seiner Doggerzone zuordnete. STREIFFS tektonische Deutung der Geologie von Tiefencastel erweist sich in grossen Zügen als richtig. Neben der tektonischen Analyse der nordwestlichen Oberhalbsteiner Flyschdecken durch STREIFF war es vor allem aber die mikropaläontologische und lithologische Aufgliederung der Prätigauschiefer durch NÄNNY (1946/1948), welche die Grundlage zu einer neuerlichen Überarbeitung auch der Oberhalbsteiner Flyschgebiete lieferte. NÄNNY konnte nachweisen, dass die Prätigauschiefer eine lückenlose, zusammenhängende Serie von der Unterkreide hinauf bis ins Untereozän darstellen. Auf der Basis dieser Flyschstudien NÄNNYS, die sich vom Prätigau über das Schanfigg bis in den Schyn erstrecken, schien es nun denkbar, auch die Oberhalbsteiner Flyschgebiete einer neuen, hoffnungsvollen Untersuchung zu unterziehen.

Während die nördlichen Flyschgebiete Bündens so schon wiederholt Gegenstand geologischer Detailstudien waren, stand eine systematische Untersuchung der südlichen, d. h. der Oberhalbsteiner Flyschgebiete immer noch aus. So ging ich denn auch gerne auf den Vorschlag meines verehrten Lehrers, R. STAUB, ein, diesen Flyschraum, dessen nähere Aufgliederung ihm seit seiner Aufnahmezeit im Avers und Oberhalbstein anfangs der zwanziger Jahre eine dringende und dankbare, damals aber noch nicht zu lösende Aufgabe schien, neu zu bearbeiten, denn ich konnte mich dabei auf die inzwischen in der Flyschstratigraphie Bündens und in der Analyse des Mittelbündner Gebirgsbaues gemachten Fortschritte stützen.

Bei der Besprechung der einzelnen Kapitel wird, wo nötig, noch eingehender auf die früheren Arbeiten hinzuweisen sein.

C. DIE TEKTONISCHE GLIEDERUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES IM RAHMEN SEINER WEITEREN UMGEBUNG

(Vgl. hiezu Tafel I)

Das behandelte Gebiet liegt mitten im Bereich des Bündnerischen Hochpeninikums, zwischen den Ophiolithmassen der Plattadecke und dem komplexen Zug der Schamserdecken. Zu diesen gehören nach:

Staub 1933

| | |
|-------------------------|-------------------------------------|
| Obere Schamserdecken | Schürfzone der Arblatschflyschbasis |
| Mittlere Schamserdecken | Weissbergserie |
| Untere Schamserdecken | { Vizanserie Gelbhorndecke |

Staub 1937

| |
|--|
| Basalschuppen des Arblatsch-Curvèrflysches |
| Kalkbergserie |
| Tscheraserie |
| Gelbhornserie |

Streif 1939

| | |
|-----------------------|---|
| Surcrunaszone | { Vizanserie Serie von Crest'ota Serie von Taspin-Bavugls |
| Marmorzone | { Südliche Zone Nördliche Zone |
| Gurschus-Kalkbergzone | |

STREIFF (1939) rechnet die Surcrunaszone zur Gelbhorndecke des Westschams, desgleichen JÄCKLI (1941), während WILHELM (1933) auch noch die Marmorzone STREIFFS zu dieser Einheit zog. STAUB (1933, 1937) verband ferner noch die tieferen Schuppen an der Basis des Arblatschflysches mit den Schamserdecken. STREIFF (1939) fasst die über den Schamserdecken gelegenen Schieferserien unter dem Begriff der „oberen Schieferserien“ zusammen, welche der Flyschdecke WILHELMS (1933) entsprechen; deren weitere Aufteilung durch STREIFF kann ich bestätigen. Modifikationen ergeben sich nur in der stratigraphischen Deutung einzelner Horizonte. Dies bezieht sich in erster Linie auf den Flyschzug unter der Nivaiglsrie der „untern Flyschschuppe“ STREIFFS und deren Beziehung zu seiner Surcrunasserie.

Schon JÄCKLI (1941, 1944) hat auf die Möglichkeit einer anderen Deutung dieser Basalelemente der „untern Flyschschuppe“ des Ostschams hingewiesen, und ich möchte mich nach meinen Studien dieser Auffassung, welche dieser Serie Doggeralter zuschreibt, anschliessen. Die „obere Flyschschuppe“ STREIFFS erweist sich als eine höhere Abspaltung dieser „untern Flyschschuppe“, welche durch eine der Plattadecke zugehörige Einschuppung, die Martegnas-Zone, von dieser abgetrennt ist, wodurch sie in einem tektonisch höheren Niveau erscheint (siehe Legende zu Tafel II). Bis anhin wurde der Arblatschflysch als die südliche Fortsetzung der „oberen Flyschschuppe“ angesehen, obwohl bereits das STAUBSche Profil von 1922 eine gewisse Abtrennung erkennen lässt. Meine Studien ergaben, dass der Arblatschflysch aber tektonisch deutlich höher liegt als die „obere Flyschschuppe“. An der Basis des Arblatschflysches schaltet sich in den ersten Aufschlüssen südlich Savognin, d. h. im Gebiet von Parseiras, eine fremdartige, allerdings nach Westen stark ausgeilende, ältere Gesteinsserie ein, die ich in der Folge als „Serie von Savognin“ bezeichne (siehe Tafel I). Das nördliche Äquivalent dieser Serie dürfte das Triasband am Grunde der „unteren Curvèrserie“ STREIFFS sein, wobei diese selbst dem nördlichsten Ausläufer der Arblatschflyschmasse entsprechen dürfte. Der Arblatschflysch selber ist, wie dies schon STAUB mehrfach dargestellt hat und wie zum Teil schon THEOBALD wusste, durch eine tiefgreifende Einspiessung der Plattadecke, die ich Livizung-Zug nennen möchte, in zwei selbständige Schuppen aufgesplittert, während er im Süden eine einheitliche Schichtplatte bildet, welche sich geschlossen im Avers bis über Juf hinaus stets an der Basis der Plattadecke verfolgen lässt. Die nördliche Schuppe des Arblatschflysches ist die Arlös-, die südliche die Förbeschuppe. Über dieses ganze Flyschgebirge legt sich mit ihren Ophiolithen die Plattadecke als völliger Fremdkörper. Von der Plattagruppe über Mühlen (Mulegns) lässt sie sich entlang des östlichen Talhanges des Oberhalbsteins bis zum Conterser-Stein (Crap Ses) nach Norden verfolgen. Ihr gehört auch die reichlich Ophiolith führende „obere Curvèrserie“ STREIFFS an. Die unterostalpinen Scalottaklippen und die der mittelostalpinen Aeladecke zuzurechnende Toissaklippe bilden die tektonisch höchsten Elemente des weiteren Untersuchungsgebietes. Damit ergibt sich folgende tektonische Gliederung der westlichen Oberhalbsteiner Berge (vgl. hiezu Tafel I):

| | | | |
|--|-----------|-----------------------|-------------------|
| Toissaklippe | Aeladecke | Mittelostalpin und | |
| Scalottaklippen | Errdecke | Unterostalpin | |
| Plattadecke, inkl. Obere Curvèrserie | | | } Hoch-Penninikum |
| Förbeschuppe | } | Arblatschflysch | |
| Livizung-Zug | | | |
| Arlösschuppe–Untere Curvèrserie | | | |
| Serie von Savognin | | | |
| Obere Flyschschuppe (Präsanzer Flysch) | } | Curvèrflysch | |
| Martegnaszone | | | |
| Untere Flyschschuppe (Muttnerhornflysch) | | | |
| Surcrunaszone | | | |

An der Basis dieses ganzen Komplexes liegt die auffällige und komplex gebaute Zone des Averser Weissberges und des Piz Gurschus, die von der Surcrunaszone STREIFFS noch durch eine schwer entwirrbare Schieferzone getrennt ist, über deren Zugehörigkeit zur Zeit noch Meinungsverschiedenheiten bestehen. Die „untere Flyschschuppe“ ist meiner Ansicht nach einfach der höchste Teil der Surcrunaszone. Ihre jüngste Bildung, d. h. der Muttnerhornflysch, setzt sich, wie seit ZYNDEL (1912) und D. TRÜMPY (1916) angenommen, mit grösster Wahrscheinlichkeit in den Lenzerheideflysch fort, während die tieferen Glieder, die Doggerzone JÄCKLIS und die Nivaiglsrie an den darunter gelegenen Schiefermassen der obersten Adula-Elemente tektonisch auskeilen. Das südlichste Glied des hochpenninischen Flyschtroges ist der Arblatschflysch. Er vermittelt den Übergang zu den unterostalpinen Flyschbildungen der Falknis- und der Tasnadecke. Möglicherweise vermittelt der von STAUB verschiedentlich angegebene Flyschsandstein der Motta da Sett südlich Bivio den Übergang zum Falknisflysch. Die zwischen diese verschiedenen Flyschschuppen eingeschalteten ophiolithführenden Serien haben als verschleppte Schubspäne der Plattadecke zu gelten. Die Tektonik dieses Gebietes lässt sich wohl am besten als eine dachziegelartig übereinanderliegende Serie von zum Teil sehr mächtigen Schuppen beschreiben. Das Achsengefälle ist gegen Osten stark ausgeprägt, es beträgt im Durchschnitt etwa 25°. Aus diesem Grunde lassen sich leider die einzelnen Serien, mit Ausnahme der obersten, auch kaum über eine längere Entwicklung in ihrem Streichen studieren.

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich, der mir gestellten Aufgabe gemäss, vor allem auf die Beschreibung des Arblatschflysches, seiner Stratigraphie und Tektonik. Daneben wurden auch die „untere“ und die „obere Flyschschuppe“ STREIFFS erneut untersucht und danach gestrebt, auch ihre Zusammenhänge mit dem Lenzerheide- und dem Arblatschflysch abzuklären. Auch das Problem der Curvèrserien wurde einer Revision unterzogen. Bewusst zurückgehalten habe ich meine Ausführungen über die von STREIFF besonders sorgfältig beschriebene Nivaiglsrie und die Marmorzone, sowie die vielen Details der Lokaltektion in den nördlichen Gebietsabschnitten. Trotz dieser Beschränkung bot die Untersuchung noch reichlich Probleme, deren Lösung mir zwar nicht immer vollständig gelang. Ich hoffe aber, mit meiner Arbeit doch einen bescheidenen Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der Flyschgebiete des Oberhalbsteins geleistet zu haben.

I. Die unteren Flyschzonen des Curvèrgebietes (Untere Flyschschuppe = Muttnerhornflysch)

Von Tiefencastel südwärts, bis in die Osthänge der obersten Val Nandrò, lässt sich, rund um den Piz Curvèr herum, zwischen der liegenden Surcrunas- und der hangenden Martegnaszone eine komplexe Serie flyschähnlicher Gesteine verfolgen (vgl. Tafel I und Tafel II, Fig. 1). Diese keilt nach Süden in den Westhängen des Murtergrates, gegenüber der Alp Schmorras aus, wie später noch auszuführen sein wird.

STREIFF (1939) hat diese Serie als seine „untere Flyschschuppe“ zusammengefasst und gibt in seiner Arbeit eine eingehende Schilderung der lithologischen und

tektonischen Eigentümlichkeiten derselben. Meine Untersuchungen haben in dieser Beziehung nichts wesentlich Neues zutage gebracht, so dass ich auf die ausgezeichnete STREIFFSche Arbeit verweise. Hingegen sind es einige Probleme, die die stratigraphische Gliederung betreffen, welche heute einer Neuüberprüfung bedürfen.

Rekapitulieren wir kurz die bisherige Gliederung der untern Flyschschuppe STREIFFS. Über dem durch reichliche Fossilfunde belegten Lias (MEYER 1909, WILHELM 1933, STREIFF 1939) der obersten Surcrunaszone, bzw. der Crest'Otaserie folgt ein Komplex schwarzer, indifferenter Tonschiefer, feiner Sandsteine und Breccien. STREIFF glaubt auf Grund seiner Untersuchungen, dass zwischen der Surcrunaszone und der „unteren Flyschschuppe“ ... „in den meisten aufgeschlossenen Kontaktprofilen . . .“ (lit. cit. p. 125) keine stratigraphischen Beziehungen bestehen, und vermutet, dass der Flysch von Süden her auf die Surcrunaszone aufgeschoben ist. Andererseits erkennt er aber in der Umgebung von Tiefencastel eine eindeutige stratigraphische Verknüpfung seines „Flysches“ unter dem Gips an der Bahnhofstrasse mit den Gesteinen der Surcrunaszone. Da der Zusammenhang zwischen diesem untern Flyschzug und der hangenden Nivaiglserie nach ihm unzweifelhaft tektonischer Natur ist, erwägt STREIFF die Möglichkeit einer wenigstens teilweisen Auftrennung dieses Zuges in einen echten Surcrunasflysch (Dogger) und einen tektonisch höheren, normal über diese Nivaiglserie gehörigen Flysch. Bei Tiefencastel würde der bekannte Gipszug an der Basis der Breccien in diesem Falle als trennendes Element zu gelten haben, während weiter südlich, vom Muttnerhorn bis in die Val Nandrò jegliche Anhaltspunkte zur Aufgliederung des liegenden Flyschzuges in zwei tektonisch verschiedene Elemente fehlen. JÄCKLI (1941, 1944) glaubt in Analogie zu den Verhältnissen im Westschams, dass dieses untere Flyschband in stratigraphischem Kontakt mit den Liasgesteinen der Surcrunaszone und dem Malm der Nivaiglserie steht, und kommt zum Schluss, dass es sich dabei um nichts anderes als um seine Doggerzone aus dem Beveringebiet handelt. Wie noch weiter auszuführen sein wird, schliesse ich mich dieser Auffassung an. Über diesen Gesteinen folgt die als eigentliche Nivaiglserie bezeichnete Schichtfolge von faziell zum Teil sehr typischen Gesteinen; es handelt sich vor allem um Hyänenmarmore, Quarzite und Kalkschiefer, selten auch Breccienlagen; dazwischen finden sich auch reichlich tonige Gesteine. Die Hyänenmarmore treten besonders im Gehänge ob Stierva (Stürvis) (Nargliesa) schon nach STREIFF (1939) und JÄCKLI (1944) in zwei verschiedenen stratigraphischen Niveaux auf, wobei das tiefere dem Malm, das höhere, beinahe zuoberst in der Serie gelegene, der oberen Kreide (metamorphe couches rouges?) zugerechnet werden kann. STAUB (1937), STREIFF (1939) und JÄCKLI (1941) erkannten in der Obristzone des Westschams ein Äquivalent der Nivaiglserie. Über dieser mannigfaltigen Schichtreihe folgt eine Gruppe kalkig-toniger Schiefer, die ihrerseits, besonders am Muttnerhorn, von quarzreichen Sandsteinen vom Typus der Ruchbergsandsteine überlagert sind. Diese sind bereits 1916 von D. TRÜMPY mit den Ruchbergsandsteinen des Prätigau verglichen worden. Diese Sandsteine lassen sich vom Muttnerhorn nach Süden bis etwa zur Alp Neaza und gegen den Pass Culmet hinauf verfolgen, wo sie schliesslich zwischen der hangenden Martegnaszone und den südlichsten Spänen der zerrissenen Nivaiglserie über dem untersten „Flyschzug“ (Doggerzone) auskeilen.

Die Untersuchungen JÄCKLI im Westschams ergaben nun, dass es sich bei den unter der Obristserie gelegenen Gesteinen nicht um Flysch, sondern um Dogger handeln muss. Dafür sprach schon anlässlich der Exkursion der SGG 1938 der von STAUB und LEUPOLD erstmals vermutete Zusammenhang dieses bisher als „Gelbhornflysch“ zusammengefassten Komplexes mit dem Lias der Gelbhorndecke und dem Malm der Obristzone. Die genauere Untersuchung ergab denn dort auch einen durchaus normalstratigraphischen Verband mit den fossilführenden Liaskalken einerseits und dem Malm der Obristzone andererseits. Diese Doggergesteine sind nach JÄCKLI das normale Hangende des Gelbhornlias, wobei kleinere Schichtlücken zwar nicht nachzuweisen, aber doch nicht ausgeschlossen sind. Im Südteil meines Untersuchungsgebietes, in dem die „untere Flyschschuppe“ tektonisch schon stark mitgenommen und die Grenze zu der sicheren Trias-Liasunterlage der „untern Flyschschuppe“ durch überaus starke Gleit- und Abscherungsvorgänge überprägt ist, lassen sich diese Beziehungen nicht mehr deutlich erkennen. Durchaus ähnliche Verhältnisse scheinen nun auch um Tiefencastel vorzuliegen, und zwar in verschiedenen Einheiten, so z. B. in der Serie von Alvaschein, die wahrscheinlich der Gelbhornzone des Schams entspricht. Gleiches scheint sich nun auch im Hangenden der Surcrunaszone einzustellen. Die „untere Flyschschuppe“ liegt hier bald dem Lias auf, bald allen möglichen Triasstufen. Von Alp Nova über Crest'ota-Colm da Bovs gegen Surcrunas hinauf und gegen die Val Carschung hinunter, liegen diese untersten Serien der „untern Flyschschuppe“ beinahe immer auf Rauhwaacke- und Gipsmassen. Unterhalb Pt. 2712,8 vervollständigt sich diese Schichtreihe, indem erst nur einzelne Liasspäne, dann aber, weiter nördlich, am Pass Culmet und bei Plaun la Botta auch grössere Liaselemente sich zwischen Trias und die Flyschbasis einschalten, wie im Prinzip schon ZYNDEL bekannt war und von WILHELM auf seiner Karte dargestellt wurde. Auf der ganzen Strecke von Alp Neaza über Taspin (Taspegn) nach Nasch und Gandus finden sich abermals nur noch dünne Linsen von Rauhwaacken und Gips im Liegenden der „untern Flyschschuppe“. Erst weiter im Norden, bei Spigna lunga und unterhalb Crom (westlich Muttnerhorn) stellen sich wieder Liastgesteine neben Gips und Rauhwaacke ein, doch sind dort die Aufschlussverhältnisse schlecht und die lokaltektonische Deutung dadurch mit einer gewissen Unsicherheit belastet. Auch über der Zone von Alvaschein bilden häufig Rauhwaacken und Gips das direkte Liegende des Flysches. In den unzusammenhängenden Aufschlüssen von Tiragn-Bargung ob Stürvis (Stierva) scheinen die Flyschgesteine wieder direkt auf Liaskalken aufzuliegen. Auffällig ist auf jeden Fall das reichliche und regelmässige Auftreten von Rauhwaacken und Gips an der Basis der „untern Flyschschuppe“. Zudem scheinen am Murter auch Verschuppungen der älteren mesozoischen Unterlage mit den Flyschgesteinen zu bestehen. Weiter nördlich werden die Zusammenhänge deutlicher, wengleich auch nirgends dieselbe Klarheit zu herrschen scheint wie in der eigentlichen Gelbhorndecke des Westschams. Dies ist bei der von STREIFF beschriebenen enormen Auswalzung der hangenden Teile seiner Surcrunasserie an und für sich leicht verständlich. Was mich vor allem bewogen hat, diese unterste Schichtgruppe der „untern Flyschschuppe“ dem Dogger zuzuordnen, sind deren lithologische Eigentümlichkeiten, welche in ihrer Gesamtheit in auffälligem Gegensatz zu den sonst aus den Bündner Flyschserien bekannten stehen. Über den Lias-Triastgesteinen folgen zuerst (STREIFF 1939) in stellenweise be-

deutender Mächtigkeit schwarze, vollständig kalkfreie Tonschiefer. Sie blättern leicht auf und sind durch verrostete Pyritkristalle oft braunrot verfärbt. In den höheren Teilen dieser Tonschiefer treten häufig Lagen von Sandsteinen und Breccien auf, seltener sind kalkige Schiefer. Sie treten im allgemeinen zusammen mit den feinsten Sandsteintypen auf und sind wohl meist als deren feinste Bildungen zu werten. Alle diese Gesteine zeichnen sich durch ihren ausserordentlich geringen Quarzgehalt aus. Die Breccien, welche eigentlich besser als Konglomerate zu bezeichnen wären, bestehen aus gutgerundeten Komponenten dunkler Kalke und Dolomite von bis zu etwa 10 cm Durchmesser. Kristallines Material fehlt in Form grösserer Komponenten vollständig, ist aber im Bindemittel in feiner Verteilung vorhanden. Dieses ist eine grauschwarze, bräunlich anwitternde, kalkig-tonige Masse. Die Schichtflächen der Sandsteine zeigen häufig reichliche Serizit-Muskowit-Beläge. Einzig südlich der Alp Nova zeigt sich im Verband mit solchen schwarzen Tonschiefern, die ich meinerseits dem Dogger zurechnen möchte, ein etwas aberranter Sandstein, welcher durch seinen beträchtlichen Quarzgehalt besonders auffällt. Möglicherweise handelt es sich dabei um einen zurückgebliebenen Span der hier meist fehlenden, weil tektonisch abgeschürften, höhern Flyschanteile der „untern Flyschschuppe“. Bei der in diesem Gebiete herrschenden starken Verschuppung ist dies allerdings nicht mit Sicherheit festzustellen. Bei aller Variabilität der Gesteine fehlen aber ruckbergähnliche Sandsteine vollständig. Dieselben stellen sich auch nach STREIFF erst in höheren Lagen ein. Trotzdem ich eine grössere Anzahl Dünnschliffe durch alle möglichen Gesteinstypen dieser Zone anfertigte, gelang es mir nicht, irgendwelche mit Sicherheit zu bestimmende Fossilreste zu finden. Einzig in einer dunkeln Kalkkomponente einer Breccie, welche im Bächlein NE von Crest'-Ota auf ca. 2280 m ansteht, fanden sich unbestimmbare, rotalide Mikrofossilien, sowie reichlich Schwammreste, wie sie nach freundlicher Mitteilung von Herrn J. NEHER gelegentlich im Lias der Gelbhorndecke zu finden sind. H. MEYER (1903) erwähnte seinerzeit aus seiner „Zone der obern Breccie“, die sonst der „unteren Flyschschuppe STREIFFS“ entspricht, einen Fund von Orbitolinen, welche er in einer Breccienkomponente festgestellt hatte. Er glaubte damit für diese Serie zumindestens oberkretazisches Alter bewiesen zu haben. Leider ist aus seiner Publikation nicht genauer feststellbar, in welchem Niveau er dieses Fossil fand, so dass wir diesem Fund vielleicht für die genauere Horizontierung der Schiefermassen der „untern Flyschschuppe“ keine allzugrosse Bedeutung beimessen dürfen; immerhin finden sich doch sichere Oberkreide- und Tertiär-Elemente in den höheren Teilen der „unteren Flyschschuppe“, wie im weiteren Verlauf dieser Darlegungen noch auszuführen sein wird und wie dies schon von D. TRÜMPY (1916) und V. STREIFF (1939) angenommen wird. Wir bleiben in unserer Beweisführung für ein Doggeralter der tiefsten Abteilung der „unteren Flyschschuppe“ STREIFFS somit weiterhin auf die lithologischen Vergleiche angewiesen. Diese tiefste Schichtgruppe der „untern Flyschschuppe“, die ich als Dogger betrachten möchte, ähnlich wie dies von JÄCKLI (1944) und STAUB (mündliche Mitteilung) für die Schiefer an der Bahnhofstrasse von Tiefencastel angenommen wird, lässt sich von Tiefencastel über die unteren Hänge des Muttnerhorns nach Gandus, Taspin, Culmet und den Verbindungsgrat zwischen Piz Martegnas und Surcrunas nach Süden bis in die hinterste Val Nandrò verfolgen, wo sie hinten in der W-Flanke des Piz Mezz auskeilt. Auf der ganzen

Strecke bilden meist Rauhwanke und Gips das unmittelbar Liegende, während im Südteil, etwa von Culmet an, die Martegnaszone das direkte Hangende dieser vermutlichen „Doggerzone“ bildet. Am Muttnerhorn ist die ganze Schieferserie vollständiger entwickelt, und es folgen darüber die Nivaigl- und die eigentliche Flyschserie der „untern Flyschschuppe“ STREIFFS. Die Gesteinsassoziation meiner „Doggerzone“ bleibt über die ganze genannte Strecke konstant, wobei allerdings oft beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen zu konstatieren sind. Die Profile durch die „Doggerzone“ sind beinahe von Lokalität zu Lokalität voneinander verschieden; es handelt sich dabei aber wohl eher um tektonisch bedingte Komplikationen als um primär stratigraphische Schwankungen.

Über dieser „Doggerzone“ folgt nun eine von dieser völlig verschiedene Serie, die Nivaiglserie. Ihre lithologische Gliederung ist aus den Arbeiten von GLASER (1925), CADISCH (1926), OTT (1926), STREIFF (1939) und JÄCKLI (1941) soweit bekannt, dass hier von einer weiteren Erläuterung meinerseits abgesehen werden kann. Am Muttnerhorn, besonders auf der Westseite desselben, erreicht die Nivaiglserie ihre grösste Mächtigkeit; es finden sich hier auch die vollständigsten und klarsten Profile. Vom Muttnerhorn aus kann die Serie, allerdings oft durch die ausgedehnte Quartärbedeckung unterbrochen, über Narglesa-Stürvis nach der Julia-schlucht, südlich Tiefencastel und weiter, wenn auch mit beträchtlichen Unterbrüchen, bis zur Ruine Nivaigl bei Solis verfolgt werden. Vom Muttnerhorngebiet nach Süden verliert die Nivaiglserie auffallend rasch an Mächtigkeit und scheint, so etwa im Talkessel südlich der Alphütte von Taspegn, gelegentlich in mehreren Schuppen übereinander zu liegen. Schliesslich, etwa von Taspegn an südwärts, ist sie vollends in einzelne Linsen zerrissen, teilweise mit den umgebenden Gesteinen verschuppt (vgl. STREIFF, p. 141) und hört endlich vollständig auf. Am Culmetpass und gegen die Val Adont hinunter finden sich die südlichsten mir bekannten Aufschlüsse der Nivaiglserie, teilweise in eingespressten Linsen, mitten in den schwarzen Tonschiefern meiner „Doggerzone“. Dieses südwärtige Auskeilen der Nivaiglserie scheint nicht so sehr ein stratigraphisches Phänomen, sondern vor allem eine tektonisch bedingte Erscheinung zu sein, hervorgerufen durch die Abscherung der im ganzen südlichen Abschnitt der „untern Flyschschuppe“ einst vorhanden gewesen, heute aber fehlenden, höheren Flyschanteile. Dabei wurde auch die Nivaiglserie noch besonders verschuppt, mitabgeschert und geriet dabei teilweise als einzelne Späne in die Schiefer der „Doggerzone“. Trotz dieser Komplikationen scheint mir die Nivaiglserie unzweifelhaft das normal Hangende der tiefsten Abteilung der „untern Flyschschuppe“ zu sein, die ich eben aus diesem Grund als „Doggerzone“ bezeichne. Welche Rolle, in diesem Zusammenhang betrachtet, allerdings den „tektonischen“ Rauhwankebildungen zukommt, welche STREIFF (1939, p. 119) in seinem Profil durch die Nivaiglserie bei Crom angibt, ist unklar.

Das Alter dieser Serie wurde bis anhin immer auf Grund lithologischer Vergleiche mit der Marmorzone des Schams den Hyänenmarmoren des hinteren Oberhalbsteins und des Oberengadins (STAUB 1926) und der unterostalpinen Falknis-Tasna-decke als oberjurassisch bestimmt. Dazu kam der Fund von Neokom, Tristelkalk und Gault in Falknisfazies (STAUB 1937, STREIFF 1939, LEUPOLD 1937). Auch mir sind in dieser Serie keine Fossilfunde geglückt. Die Aufgliederung der Nivaigl- und der Obristserie durch STREIFF (1939) und JÄCKLI (1944) zeigt jedoch eine derart

bestechende Übereinstimmung mit den oberjurassisch-unterkretazischen Schichtreihen der Marmorzone und der Falknisregion, dass ich sie bedenkenlos übernehmen kann, um so mehr als es sich bei der Analyse der höheren Flyschserien auch zeigt, dass ein lückenloser Zusammenhang und vollständige Korrespondenz zwischen den Altersbestimmungen der beiden Serien besteht. Die tiefsten Schichtglieder der Nivaiglserie, d. h. die sogenannten Hyänenmarmore, werden von STAUB (1937), LEUPOLD (1937), STREIFF (1939) und JÄCKLI (1941) übereinstimmend dem Malm, die darüber folgenden mehrheitlich grauen, kalkigen Serien, dem Neokom, die Tristelbreccien dem Urgon und die noch höheren Quarzite dem Gault zugeteilt. Darüber folgen als oberster Abschluss der gesamten Nivaiglserie erneut Hyänenmarmore. Diese sogenannten „oberen Hyänenmarmore“ werden, wenn auch bisher ohne jeden paläontologischen Nachweis, von STREIFF (1939) und JÄCKLI (1941) als metamorphe „Couches rouges“ der obern Kreide (Cenoman–Turon, Senon?) zugerechnet. Es sei hier nochmals auf die erwähnten Arbeiten hingewiesen, in denen die einzelnen Profile eingehend beschrieben sind und wo auch die Frage des Alters der einzelnen Gesteine und ihre Verwandtschaft mit den Serien des Schams und des Falknis bereits eingehend erörtert wird.

Über dieser markanten Schichtgruppe der Nivaiglserie folgt nun am Muttnerhorn und südlich davon, aber auch bei Nivaigl selbst, eine faziell eindeutige Flyschserie. Stratigraphisch entspricht sie weitgehend den höheren Flyschbildungen der Lenzerheide. Sie erreicht ihre Hauptmächtigkeit am Muttnerhorn, keilt aber nach Süden sehr rasch aus. Schon um Culmet fehlen eindeutige Flyschgesteine über den spärlichen Resten der Nivaiglserie. Auch weiter nach Süden findet sich keine Spur dieser Gesteine mehr. Nach Nordosten verbindet sich diese Schichtgruppe, wie im Folgenden noch näher ausgeführt wird und bisher immer angenommen worden ist, über Tiefencastel mit den höheren Flyschbildungen der Lenzerheide. Die tiefsten, über der Nivaiglserie folgenden, wirklichen Flyschgesteine sind in der Gegend des Muttnerhorns grauschwarze Tonschiefer mit einzelnen kalkigen Lagen von einigen Metern Mächtigkeit. Dieselben gehen nach oben rasch in eine Serie von eigentlichen, schwach sandigen Kalkschiefern über. Die rauh anwitternden, braungrauen Kalkschiefer sind reichlich von tonigen Lagen durchzogen. Gelegentlich finden sich darin bereits einzelne Bänke von quarzreichen Sandsteinen. Diese vorwiegend kalkige Serie hält auf dem Gipfelgrat des Muttnerhorns bis wenig südlich des Pt 2401 an und geht dann allmählich in einen vorerst noch stark tonigen Komplex von Sandsteinen über. Diese entsprechen vollständig und deutlich den Gesteinen der Ruchbergserie der Lenzerheide oder der „oberen Flyschschuppe“ des südlichen Oberhalbsteins. Sie wurden auch von STREIFF erkannt und beschrieben, D. TRÜMPY erwähnte sie bereits 1916. In diesen Sandsteinen finden sich gelegentlich feimbreciöse Horizonte mit reichlichem Anteil von gelbbraun verwitterten Dolomitkomponenten. Leider gelang es mir vorderhand noch nicht, in diesen Gesteinen schlüssige Fossilien zu finden. Die absolute lithologische Übereinstimmung dieser obersten Sandsteinserien mit den von NÄNNY durch reichliche Nummulitenfunde als Unter-ozän klar belegten Ruchbergsandsteinen der Lenzerheide und speziell auch jenen der sogenannten „oberen Flyschschuppe“ oder „Präsanzerflysch“ gestattet uns aber, diese Sandsteine des Muttnerhorns ohne Zweifel derselben Altersstufe zuzuordnen. Die kalkig-tonige Serie zwischen diesen alttertiären Ruchbergsandsteinen

und der oberkretazischen, vielleicht Cenoman–Turon-Bildungen entsprechende Gruppe der „oberen Hyänenmarmore“ STREIFFS und JÄCKLIS dürften somit die oberste Kreide repräsentieren. Die von NÄNNY (1946) noch in der südlichen Lenzerheide festgestellte Eggbergserie seines Prätigauflysches ist überdies zwischen Lenz und Tiefencastel faziell in gleicher Weise ausgebildet.

Die Obergrenze der „untern Flyschschuppe“ ist durchwegs tektonischer Natur. Die Martegnasschuppe der Plattadecke liegt mit ihrer charakteristischen, ophiolithführenden Serie im Nordteil des Untersuchungsgebietes, am Muttnerhorn, der Ruchbergserie auf, greift dann südlich Taspegn hinunter auf die hier schon zerfetzte Nivaiglsrie und liegt schliesslich, etwa von Culmet an, bis zu deren Auskeilen auf den Gesteinen meiner „Doggerzone“.

Wie wir gesehen haben (p. 13), liegen Trias- und Liaselemente in der obersten Surcrunaszone an der Basis einer mächtigen, bis ins Tertiär hinaufreichenden, in erster Linie Malm und Kreide umfassenden, einigermassen kompakten Serie vor. Dabei scheint sich aber das ganze Schichtpaket tektonisch nicht einheitlich verhalten zu haben. Während sich die älteren Gesteine der Serie, von Trias bis zum Lias in der obersten Crest'Ota-Serie zusammenstauchten, zeigt sich, dass die jüngeren, mehrheitlich in Flyschfazies (bzw. Pseudo-Flyschfazies des Doggers) ausgebildeten Serien sich weitgehend als selbständige, tektonische Einheit verhielten, die wir als „untere Flyschschuppe“ bezeichnen. Ob diese „untere Flyschschuppe“, d. h. dieser Muttnerhornflysch, wirklich identisch ist mit der Schieferhülle der Gelbhorn-Deckenstirn im Westschams, wie dies vor allem JÄCKLI (1941, 1944) annimmt, oder ob dort, wie STAUB vermutet, vielleicht doch ein tektonisch etwas tieferes Stockwerk vorliegt, werden weitere Untersuchungen zu zeigen haben.

II. Das Gebiet um Tiefencastel

Es erschien mir im Rahmen der Untersuchungen der „untern Flyschschuppe“ der Curvèrgruppe angezeigt, auch das wichtige Gebiet um Tiefencastel in den Kreis meiner Betrachtungen zu ziehen. Seit jeher lag das Gebiet im Mittelpunkt des Interesses aller in Bünden tätigen Geologen, und es existierte eine Vielfalt von sich teilweise ergänzenden, teilweise sich widersprechenden Interpretationen (STAUB 1920, OTT 1925, CADISCH 1926, GLASER 1926, STAUB 1937, STREIFF 1939, JÄCKLI 1944). Vor allem bin ich aber Herrn P. NÄNNY zu Dank verpflichtet, dass er mich in eingehenden Diskussionen in die Ergebnisse seiner Flyschstudien auf der südlichen Lenzerheide und um Tiefencastel Einsicht nehmen liess. Wenn ich mich auch nicht anheischig mache, eine umfassende Lösung der Widersprüche in der Interpretation der Geologie von Tiefencastel zu geben, so glaube ich doch, zumindest einige der Probleme dieses wichtigen Gebietes einer Lösung näherbringen zu können.

Von Nivaigls her zieht die als Leithorizont vortreffliche Dienste leistende Nivaiglsrie nach Osten und kann, allerdings nach längerer Bedeckung durch quartäre und jüngere Schuttmassen an der Lenzerheide-Poststrasse und der Bahnlinie östlich der Station Tiefencastel in schönen Aufschlüssen beobachtet werden. Auffällig ist vor allem das lokal steile Aufbiegen der Serie westlich Sondersas, welches wohl auf eine örtliche Stauchung zurückzuführen ist. Es sei in diesem Zusammen-

hang an die Untersuchungen von GLASER (1926), OTT (1925), BRAUCHLI (1921), CADISCH (1926) und STREIFF (1939) erinnert, welche zum Teil detaillierte Beschreibungen der Nivaiglserie veröffentlichten; auch wäre an wichtige Feststellungen von STAUB (1937) zu erinnern. Südlich der Albula gehören wahrscheinlich zu dieser Serie die Aufschlüsse östlich von Pt. 907,7 (SA.), oberhalb des Wortes Casti (SA.) und am Rande der Juliaschlucht, gegenüber von St. Cosmas, wo sie von OTT kartiert und von STAUB und STREIFF erwähnt worden sind. Jenseits der Julia ist der Verlauf der Serie nicht mehr klar zu erkennen, ein Zusammenhang mit den mächtigen Aufschlüssen der Nivaiglserie von Nargliesa-Surcuol steht jedoch meiner Meinung nach ausser Zweifel. Hinderlich ist hier für die Erkenntnis der tatsächlichen Zusammenhänge vor allem die enorme Überkleisterung des Talhanges zwischen Del und Stürvis (Stierva) mit Moränenmassen und Rutschungen sowie die allgemeine Versackung des Gebietes. Die Überprüfung der geologischen Aufnahmen aus den Stollen des Julia-Werks Tiefencastel, welche mir freundlicherweise von Herrn Prof. R. STAUB und dem BUREAU FÜR WASSERKRAFTANLAGEN DER STADT ZÜRICH zugänglich gemacht wurden, brachten in dieser Beziehung leider auch keine vollständige Klarheit.

Unter dieser Nivaiglserie, welche, wie oben ausgeführt und wie auch von allen bisherigen Autoren angenommen worden ist, vom Malm bis in die obere Kreide reichen dürfte, findet sich nun mit ihr in scheinbar stratigraphischem Verband, gelegentlich zwar, wie schon von STREIFF (1939) aus der Juliaschlucht erwähnt, mit tektonisch überprägter Grenze, eine mächtige Serie flyschähnlicher Gesteine. Es handelt sich vor allem um Tonschiefer, kalkige Schiefer, seltener Sandsteine und um die berühmte Tiefencastler Breccie. Hervorzuheben ist, dass in dieser Schichtfolge richtige Ruchbergsandsteine fehlen. Eine unterste, unter dem Tiefencastler Gips anstehende Abteilung dieses Komplexes steht nun zweifellos mit den belemnitenführenden Liasbildungen der Zone von Alvaschein in stratigraphischem Verband, wie dies an der Bahnhofstrasse und westlich der Station Tiefencastel bei der Bahnunterführung zu beobachten ist. Diese Schichtgruppe dürfte dem Dogger zuzuordnen sein, wie dies auch STAUB (mündliche Mitteilung) seit längerer Zeit annimmt.

Über diesem Dogger, der allgemein sandig-tonig ausgebildet ist, folgt nun der altbekannte Gips von Tiefencastel, immer im Liegenden der Tiefencastler Breccie. Der Gips lässt sich in dieser Lage von der Juliaschlucht unterhalb Mons, in einzelne Fetzen zerrissen, über die Bahnhofstrasse bis in den Fuss der Felsen nördlich der Station und das von Vazerols herunterführende Bachtobel verfolgen. Ebenso finden sich mehrere Späne von Triaselementen, vor allem von Gips und Rauhwacke an der Basis der von STREIFF (1939) und JÄCKLI (1944) beschriebenen Tiefencastler Breccie unterhalb von Nivaigl im Heidbachtobel. Diese Tiefencastler Breccie ist nach dem mikropaläontologischen Befund LEUPOLDS und STREIFFS von oberkretazischem Alter. Ihre Lage unter der wohl älteren Nivaiglserie dürfte möglicherweise durch eine allerdings im Felde nicht direkt nachweisbare Verschuppung mit derselben zu erklären sein. Was den Gips anbetrifft, scheint mir, in Übereinstimmung mit Prof. STAUB (mündliche Mitteilung) eine Herkunft desselben aus der Zone von Alvaschein zweifelhaft zu sein. Es scheint vielmehr die Möglichkeit zu bestehen, dass er der in auffälliger Regelmässigkeit von Crest'Ota bis Tiefencastel an der

Basis der „untern Flyschschuppe“ auftretenden Trias (Rauhacken und Gips)-Liasserie zugehört.

Über der Nivaiglerie folgen nun unzweifelhaft in normalem Übergang zu dieser die eigentlichen Flyschschiefer der „untern Flyschschuppe“, die nördlich der Albula ohne Unterbruch in die tieferen Partien des Lenzerheideflysches überführen. Es sind vorerst hauptsächlich kalkige-tonige Schiefer, von der Art derjenigen, welche wir vom Muttnerhorn beschrieben haben. Vereinzelt treten darin feine Dolomitbreccien und Quarzsandsteinlagen auf. Nach Norden, gegen Lenz, Vazerols und St. Cassian und schliesslich der Lenzerheide, wird diese Serie allmählich kalkiger, sie wird auch weniger schiefrig und metamorph und geht schliesslich schon westlich Lenz in die Eggbergserie über, eine Ansicht, die auch von STAUB und NÄNNY geteilt wird. Diese oberste Kreide tritt südlich der Albula in den untersten Teilen der Tgavroulsrunsen, 1,5 km ESE Tiefencastel, auf. In der Hauptrunse konnte folgendes Profil aufgenommen werden (vgl. Fig. 1):

PROFIL DURCH DIE TGAVROULSRUNSE:

| | |
|----------------|---|
| 960– 980 m | schwarze Tonschiefer, gelegentlich mit kalkigen und selten feinbrecciösen Lagen |
| 980– 985 m | schwarze, oft siltige und gelegentlich feinsandige, quarzreiche Tonschiefer, selten kalkig |
| 985–1000 m | schwarze, blättrige Tonschiefer |
| 1000–1010 m | schwarze, selten feinsandige Tonschiefer, stark von Quarz-Kalzitadern und Knorren durchzogen |
| 1010–1025 m | stark verknetete, kalkige Tonschiefer |
| 1025–1060 m | grau-schwarze, weiche, blättrige Tonschiefer, mit seltenen siltig-kalkigen Schmitzen |
| 1060–1070 m | grober, grauer Kalkmarmor, stark durchadert. Sehr hart, in den obersten Teilen gelegentlich feinbrecciös mit Glimmer-Fetzchen und braunen Dolomittrümmerchen; vielleicht tristelähnlich (von OTT als kalkiger Dolomit bezeichnet). Basale Rutschharnische |
| 1070–1075 m | schwarze, blättrige Tonschiefer |
| 1075–1080 m | (s. spez. Prof.) |
| | 1. graue, tonig-kalkige Schiefer, zum Teil mit grünlichen Kalken |
| | 2. weiche, schwarze Tonschiefer, enorm verknetet, mit einzelnen Linsen von Fremdgesteinen: Stark verschieferte, grüne, pyritreiche Granite, nach OTT auch Kalke und Dolomite |
| | 3. graue, zum Teil siltige Kalkschiefer, schwach tonig |
| | 4. weisse, lagige, splittrige, grobkristalline Marmore mit grünen Tonschieferlagen, Hyänenmarmore |
| | 5. schwarze und grünlich-graue Tonschiefer |
| | 6. graue Kalktonschiefer |
| 1080–1160 m | kalkig-tonige Schiefer, lagenweise etwas sandig-siltig und dann glimmerig (z. B. bei 1140 m) |
| 1160–1175 m | Schutt |
| 1175–1180 m | feinsandige Tonschiefer |
| 1180–1270 m | Schutt, vereinzelte Aufschlüsse von schwarzen Tonschiefern, feinen Sandsteinen und Feinbreccien |
| 1270–1280 m | zerriebener Serpentin |
| 1280–1335 m | gelblich-weisser, grauer Kalk, Sulzfluhkalk |
| 1335–1365 m | graue, kalkig-tonige Bündnerschiefer |
| 1365–1375 m | zerriebener Serpentin |
| 1375–1410 m | graue, gelblich anwitternde Dolomite |
| 1410–. . . . m | lagige, kalkige und tonige Schiefer, Allgäuschiefer |

Wahrscheinlich bildet die sogenannte Tgavroulserie (OTT, 1926, p. 22) mit ihren Granit- und Dolomitschürflingen den oberen tektonischen Abschluss der „untern Flyschschuppe“. Im Gegensatz zu OTT, der die in der Tgavroulserie eingelagerten Fremdgesteine als ausgequetschte Gerölle im Flysch deuten wollte, sehe ich diese als Schubfetzen und Schürflinge der Martegnaszone an. Leider fehlen hier, wahrscheinlich infolge tektonischer Abschürfung, die Ruchbergsandsteine. Es ist dies bei der enormen Verschuppung und Verknetung der Serie sowie bei der geringen Breite des aufgeschlossenen Raumes durchaus verständlich. Das weitere Verfolgen des Lenzerflysches in die südlich Tiefencastel gelegenen Hänge ist wegen der enor-

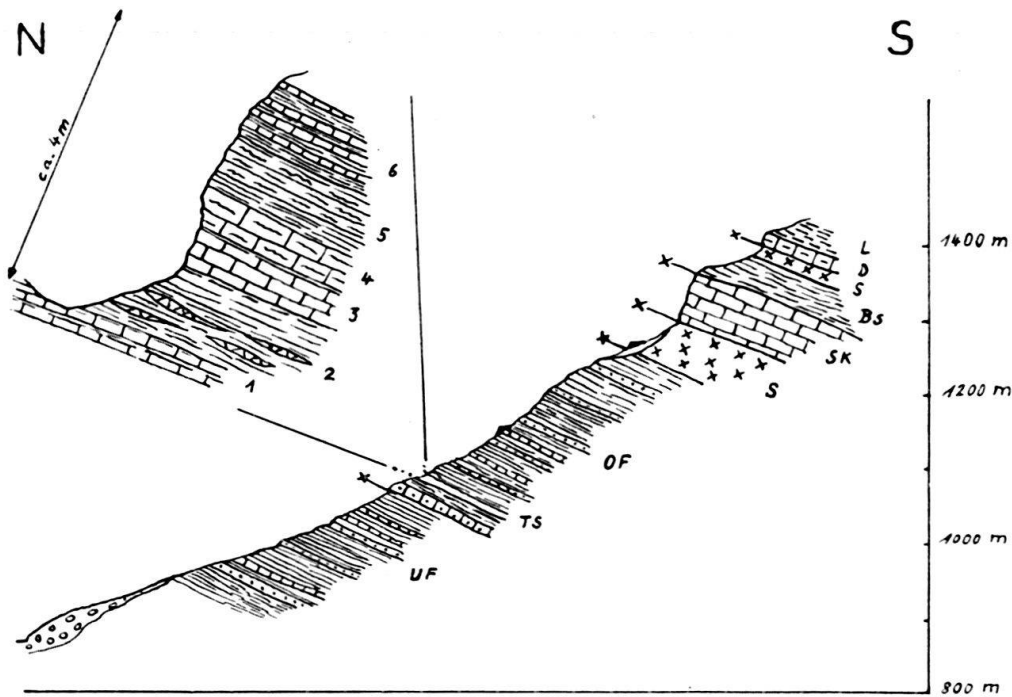


Fig. 1. Profil durch die Tgavrouls-Runse (1,7 km ESE Tiefencastel)
L: Lias } Aeladecke *S*: Serpentin (Plattadecke)
D: Dolomit }
S: Serpentin } Plattadecke *OF*: Obere Flyschschuppe
BS: Bündnerschiefer }
SK: Sulzfluhkalk *TS*: Tgavroulserie
UF: Untere Flyschschuppe

Ziffern: siehe Text

men Schutt- und Moränenbedeckung unmöglich. Erst in der schlecht zugänglichen Juliaschlucht tritt wieder Flysch zutage. Die Serie scheint auch dort wieder, zwischen der Ava da Mulegn und dem Triasklotz des Conterserstein (Crap Ses), ihr oberstes Schichtglied, den Ruchbergsandstein, aufzuweisen. Inwieweit dieser allerdings noch der „untern Flyschschuppe“ zugehört, oder ob er bereits etwa einen Teil der „obern Flyschschuppe“ darstellt, kann zur Zeit noch nicht mit genügender Sicherheit entschieden werden, da in der Juliaschlucht die Martegnasserie nicht nachzuweisen ist. Zwar findet sich unterhalb St. Cosmas nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. R. STAUB in den Flyschschiefern ein dünner Span eines

stark verschieferten, grünen, pyritreichen Kristallins, welches möglicherweise einem Glied der Martegnaszone entsprechen könnte.

Über den vermutlich der Martegnaszone zugehörigen Kristallin- und fraglichen Dolomitresten der Tgavroulserie folgen wenige Meter grünlicher Marmor und Tonschiefer, welche sehr stark an Hyänenmarmore erinnern. Darüber liegen grauschwarze, tonig-kalkige Schiefer, mit selten sandigen und feinbrecciösen Horizonten. Möglicherweise könnte dieser höhere, unter den Serpentin der Plattadecke gelegene Schieferkomplex als die untere oberkretazische Abteilung der „oberen Flyschschuppe“ interpretiert werden (vgl. STAUB, 1946, und STREIFF, 1939).

Mit diesen Ausführungen glaube ich erneut den Beweis erbracht zu haben, dass die „untere Flyschschuppe“ STREIFFS, d. h. der Muttnerhornflysch, in ganz direkter Verbindung mit dem Lenzerheideflysch und somit auch dem Prätigauflysch steht. Dadurch werden die alten Anschauungen von ZYNDEL, D. TRÜMPY, R. STAUB, OTT, CADISCH und V. STREIFF erneut bestätigt.

Die tieferen Abteilungen, d. h. der Gips und die Breccien von Tiefencastel samt der Nivaiglerie, enden scheinbar im Heidbachtobel und sind dort, d. h. nördlich der eigentlichen Stirne der Alvascheiner Trias-Liasserie auf den Flysch der Adula, d. h. den Tomülflysch, aufgeschoben, abermals unter Zwischenlagerung von Triasspänen.

III. Die Martegnaszone

MEYER (1909), STAUB (1921), WILHELM (1933) und speziell STREIFF (1939) beschrieben von der Stürviser Alp (Alp da Stierva) her nach Süden über Taspegn-Culmet eine sich bis zum Piz Martegnas hinziehende Serie von Kristallin, Trias, reichlichen Ophiolithen und Bündnerschiefern, welche sich zwischen eine „untere“ und eine „obere Flyschschuppe“ als trennendes Band einschiebt (vgl. Tafel I und Tafel II, Fig. 1). MEYER (1909) bezeichnete diese Serie als die Basis seiner „Zone der Ophiolithe“, unter welchem Begriff er noch die seither erkannte „obere Flyschschuppe“ mit der gesamten Masse der Curvèrschiefer zusammenfasste. STAUB (1921 und 1926) sah in seiner Martegnaszone die nördliche Fortsetzung seiner Plattadecke, rechnet jedoch auch die darüberliegenden Schiefer, die seither als „obere Flyschschuppe“ STREIFFS erkannt worden sind, dazu. WILHELM (1933) erklärte die Kristallinlamellen als Einschuppung von Roffnaporphyr in den Flysch, gab aber für die weit bedeutenderen Ophiolithmassen keine Erklärung ihrer Herkunft. Die als Marmore kartierten Dolomite deutete er als stratigraphische Einschaltungen im Flysch. STREIFF (1939) benannte diese ganze Zone als Martegnasserie und erkannte ihre wahre Natur als zwischen die Flyschmassen eingespiessete Schuppe. Er betrachtete diese, wie STAUB, als ein nördliches Glied der Plattadecke. STAUB hatte schon 1921 und 1926 diese nördlichen Ausläufer der Plattadecke als weit unter den Arblatschflysch eingewickelt dargestellt und liess deren eingewickelten Keile von Martegnas auch noch weit unter den Piz Mezz fortsetzen. Es gelang mir nun, diese Einwicklungsnatur der Martegnaszone von den letzten noch bekannten Aufschlüssen am Murter noch weiter südwärts über die Fuorcla Curtegnis bis in die hinterste Val Gronda, an den West- und Südfuss des Piz Cagniel hinein zu verfolgen. Die Serie dünnt dabei jedoch immer mehr aus, und die letzten, vereinzelt Aufschlüsse sind nur mehr isolierte Linsen von Kristallin, Trias, Serpentin und

Grünschiefern. Zu dieser gehört auch der oberste Triaszug, den STAUB in jener Gegend kartiert hat. Während nun die Martegnaszone ganz im Norden die „untere“ und die „obere Flyschschuppe“ trennt, kommt sie im Westabhang des Murter wegen des Auskeilens der dort südwärts endenden „unteren Flyschschuppe“ auf die Gesteine der obersten Glieder der Weissbergserie oder direkt, so z. B. an der Bandfluh, auf die dieselben begleitenden Trias- und Flyschelemente zu liegen. Da auch die „obere Flyschschuppe“ STREIFFS, wie wir sehen werden, den Piz Mezz nicht mehr erreicht – sie keilt vom Piz Martegnas in südwestlicher Richtung rasch aus –, liegt denn auch im oberen Teil des Murter und weiter südlich gegen die Täli Furgga hin schon die eigentliche Arblatschflyschmasse direkt auf dem südlichsten Rest der Martegnaszone. Die Martegnaszone ist in sich ausserordentlich verschuppt und in ihrer Mächtigkeit stark wechselnd; oft schwillt sie linsenartig bis zu mehreren hundert Metern Dicke an, um über kürzeste Distanzen wieder beinahe vollständig auszudünnen.

Die Schichtreihe der Martegnaszone umfasst nach V. STREIFF von oben nach unten:

| | |
|-----------------------|--|
| Malm | { Radiolarite Aptychenkalke |
| Lias-Dogger | { Kalkmarmore dolomitische, kalkige Breccien Bündnerschiefer |
| Trias | { Quarzite Dolomite bunte Schiefer Kristallin |

und in grosser Verbreitung und Variabilität Serpentine, Gabbros, Variolite, Grünschiefer und, besonders am Serpentin, auch Kontaktfelse. V. STREIFF hat diese Gesteine seinerzeit derart eingehend beschrieben, dass ich hier auf eine weitere Erläuterung verzichten kann. Es sei jedoch auch meinerseits auf die Analogie der Schichtreihen der Plattadecke und der Martegnasserie hingewiesen. In ihrer tektonischen Stellung als Fremdkörper zwischen zwei einander ähnlichen Flyschserien kann die Martegnaszone nur als Einspiessung der Plattadecke in den Flysch aufgefasst werden. R. STAUB betonte die Zugehörigkeit der Martegnaszone zur Plattadecke seit jeher (1914, 1921). Schwieriger ist heute allerdings noch die scheinbar völlige Einschliessung der Martegnaszone in den Flyschschiefern zu erklären, denn nicht nur nach Süden keilt dieselbe in der W-Flanke des Murtergrates, in verlorenen Linsen sogar erst am Südfusse des Piz Cagniel sichtbar aus, sondern nach Norden scheint sie sich auch in der Juliaschlucht, südlich Tiefencastel, zu verlieren, so, dass heute nirgends mehr direkte Zusammenhänge mit der Plattadecke zu erkennen sind, wie STAUB (1926) solche vorerst südlich des Crap Ses vermutet hatte. Wenn wir uns jedoch an die Phasenfolge der alpinen Bewegungen, wie sie STAUB für den Bünderraum erneut untersucht hat, erinnern, wird die Deutung dieser Dinge recht einfach. Nach den ersten Vorflyschphasen, bei denen bereits ostalpine Schubmassen über das südliche Penninikum vorgestossen worden waren und auch dieses zu ersten Decken zusammengestossen hatten, trieb ein erster, grösserer tertiärer Stoss die

ostalpinen Schubmassen über die Flyschvortiefe des südlichen Penninikums vor und riss an deren Basis die Plattadecke mit sich nach vorn (STAUB, 1934, 1937, 1953). Dieselbe überschob sich auf die Flyschmassen der höheren Schamserelemente und wurde schliesslich bei erneutem Vorschub der ostalpinen Massen weit unter denselben nach Norden verschleppt. Nach der Vorstellung STAUBS (mündliche Mitteilung) schoben sich dann in einer noch späteren Phase von unten, bzw. hinten her, die liegenden Flyschmassen als leicht bewegliche Keile in die schon über sie hinweggeschobenen Elemente der Plattadecke hinein und wickelten deren vordere, frontale Platten unter sich ein. Aber nicht nur im Martegnaskeil sind Elemente der Plattadecke mit den liegenden Flyschmassen weitgehend verkeilt worden, sondern auch die heutige Plattadecke selber zeigt im Süden von Savognin eine ausgesprochene Tendenz zur Verschuppung mit den liegenden Flyschserien; es sei in diesem Zusammenhang nur an die noch zu besprechende Serie an der Basis des Arblatschflysches, d. h. die Serie von Savognin (p. 30) und den Livizung-Zug (p. 44) erinnert (vgl. Tafel I).

IV. Die „obere Flyschschuppe“: Der Präsanzer Flysch

Die „obere Flyschschuppe“ STREIFFS bildet von der Alp da Stierva an südwärts eine nur schwach verfaltete, ziemlich regelmässig mit etwa 25° gegen ESE einfallende Schichtplatte, welche der Martegnasserie überall aufliegt. Die tektonisch höchsten Elemente des NW Oberhalbsteins, der Piz Curvèr, und die ostalpine Klippe des Piz Toissa sitzen ihr in einer flachen Deckenmulde auf. Die „obere Flyschschuppe“ zieht am Fusse dieser Berge als gut verfolgbares Band von etwa 300 m Mächtigkeit nach Süden und bildet die sanften Talhänge des westlichen Oberhalbsteins, auf dem die Dörfer Reams (Riom) und Prä sanz (Parsonz) liegen. Sie baut auch die nördlichen und östlichen Teile des Piz Martegnas auf und zieht dann gegen Savognin hinunter, um dort axial unter die Alluvionen der Julia und weiter die Flyschmassen des östlichen Talhanges abzutauchen. In der oberen Val Adont ist in diese Flyschplatte vom kräftig erodierenden Bach ein im Grundriss keilartig sich gegen Westen öffnendes komplex gebautes Halbfenster durch die Martegnaszone, die „untere Flyschschuppe“ und die Crest'Otaserie bis in die Marmorserie hinunter eingefressen worden, die selber in geschlossenem Fenster unter den vorgenannten Elementen aufgeschlossen ist. Das vorwiegend weiche, tonige Gesteinsmaterial und das beinahe hangparallele Einfallen dieser Flyschschiefer bedingen beträchtliche Versackungen in den Talhängen gegen das Oberhalbstein und der Gegend westlich und nordwestlich des Crap Ses. Diese Erscheinungen und die starke Moränenbedeckung in den tiefer gelegenen Geländeteilen, mit Ausnahme der Schletgchlucht westlich Savognin, haben im allgemeinen schlechte Aufschlussverhältnisse zur Folge. Die Verhältnisse in der unteren Val Nandrò, der Schletgchlucht und südlich Savognin sind nun von grösster Wichtigkeit für die Erkenntnis der tektonischen Zusammenhänge zwischen der „oberen Flyschschuppe“ und der Masse des eigentlichen Arblatschflysches. Bis jetzt wurde ein von STAUB und STREIFF postulierter direkter Zusammenhang beider Flyschkomplexe als gewährleistet betrachtet. Nach meinen näheren Untersuchungen ist dies aber nicht so ohne weiteres der Fall. Vielmehr liegen die Arblatschflyschmassen tektonisch etwas höher als die „obere Flyschschuppe“; der Arblatschflysch unterscheidet sich

übrigens auch rein lithologisch von deren Gesteinen. STREIFF (1939) betrachtet wie STAUB (1926) die bekannten Triasmassen von Parseiras-Sarons als zu seiner „Basis der oberen Flyschschuppe“, aber auch als zur Basis des Arblatschflysches gehörig. Diese Trias- und auch Kristallinlamellen südlich Savognin liegen aber eindeutig höher als der Präsanzer Flysch, denn sie sind wohl, wie dies STAUB und STREIFF annehmen, als die Basis des Arblatschflysches zu betrachten, aber sie schieben sich dem Präsanzer Flysch deutlich auf. Unter ihnen, so etwa bei Schischen, liegen deutliche Sandsteine und Tonschiefer der „oberen Flyschschuppe“ vor. Diese Gesteine bilden unter anderem die steilen Felswände der unteren Schletgslucht, fast direkt über den von STAUB (1926) kartierten Ophiolithen und Bündnerschiefern der Martegnaszone. Dieselben werden von der obersten Flyschschuppe durch den schon von STREIFF teilweise erkannten Zug enorm ausgewalzter, verkneteter, stellenweise knödelartig anschwellender Linsen eines braungelben Dolomits abgetrennt. Diese gehören nun der in ihrem weiteren Verlauf nach Norden von V. STREIFF (1939, p. 143) richtig beschriebenen „Basisserie“ der „oberen Flyschschuppe“ an. Über die bekannten, teilweise sogar kristallinführenden Trias-Schuppen von Malmigüer-Manziel zum Martegnasgipfel und hinunter in die Val Adont, hinauf zum Pass Culmet und sogar etwas darüber hinaus, ist diese Basisserie immer in der gleichen tektonischen Lage zwischen Martegnaszone und „oberer Flyschschuppe“ zu verfolgen. STREIFF trennt sie ausdrücklich von der Martegnaszone ab infolge ihrer anders ausgebildeten, auch Rauhwaacke und Gips führenden Trias. Es scheint mir jedoch durchaus möglich, dass es sich dabei nur um einen faziell etwas verschiedenen Span der Martegnaszone selber handelt, d. h. um deren auf den Kopf gestellten Basiszug. Diese „Basisserie“ ist in eine Reihe intensiv verschuppter Schubspäne aufgelöst und verhält sich tektonisch absolut gleich wie die eigentliche Martegnasserie, und zudem ist ihr Kontakt zu den Schiefern und Sandsteinen der „oberen Flyschschuppe“ zweifellos tektonischer Natur. Von einer primären Zusammengehörigkeit der beiden Elemente „Kristallin-Trias-Zug“ und „obere Flyschschuppe“ kann deshalb nicht die Rede sein.

Die Schichtreihe dieser „Basisserie“ zwischen Martegnas, Savognin und dem Curvergebiet ist äusserst rudimentär. Neben feinst verschieferten grünen, stark serizitischen Gneisen mit z. T. grossen Quarzporphyroklasten finden sich nur spärliche Reste von Trias und sehr unsicherem Lias. Die Trias besteht aus grau-braunen, gelblich-staubig anwitternden Dolomiten, grüngelben Tonschieferchen, Rauhwaacken und stellenweise etwas Gips von weisslich-rötlicher Farbe. Ob Malmigüer treten in diesen Gips- und Rauhwaacke-Massen feinste, grauweissliche, z.T. grünliche, kalkige Sandsteine auf, die sich am ehesten etwa mit den Raiblersandsteinen, welche STREIFF (1939) aus der Serie von Crest'Ota beschreibt, vergleichen lassen. Das von ihm vom Martegnas-N-Grat erwähnte „Transgressionskonglomerat“ des Flysches gehört nach meinen Untersuchungen ebenfalls zu dieser fremdartigen „Basisserie“, denn seine Grenze zum Flysch ist eindeutig tektonischer Natur. Es handelt sich wohl am ehesten um einen Span einer Liasbreccie, doch besteht auch eine gewisse Ähnlichkeit zu den Konglomerattypen aus der tieferen Schichtfolge der „untern Flyschschuppe“. Es ist auch tektonisch durchaus möglich, dass dieses Gestein bei der Abschuppung der „oberen“ von der „untern Flyschschuppe“ mitgerissen worden ist.

In der hellgrauen-gelblichen, kalkigen Grundmasse des Konglomerates finden sich grosse, bis 30 cm Durchmesser erreichende, im allgemeinen gut gerundete Komponenten von hellen, lichtgrauen und schwärzlichen Dolomiten. Häufig sind auch dunkle, spätige Dolomite; Kalke scheinen vollständig zu fehlen. In seinen tiefsten, massigen Partien ist das maximal 5 m mächtige Konglomerat sehr grob; nach oben nimmt die Korngrösse der Komponenten ab; das Gestein wird stark schiefrig.

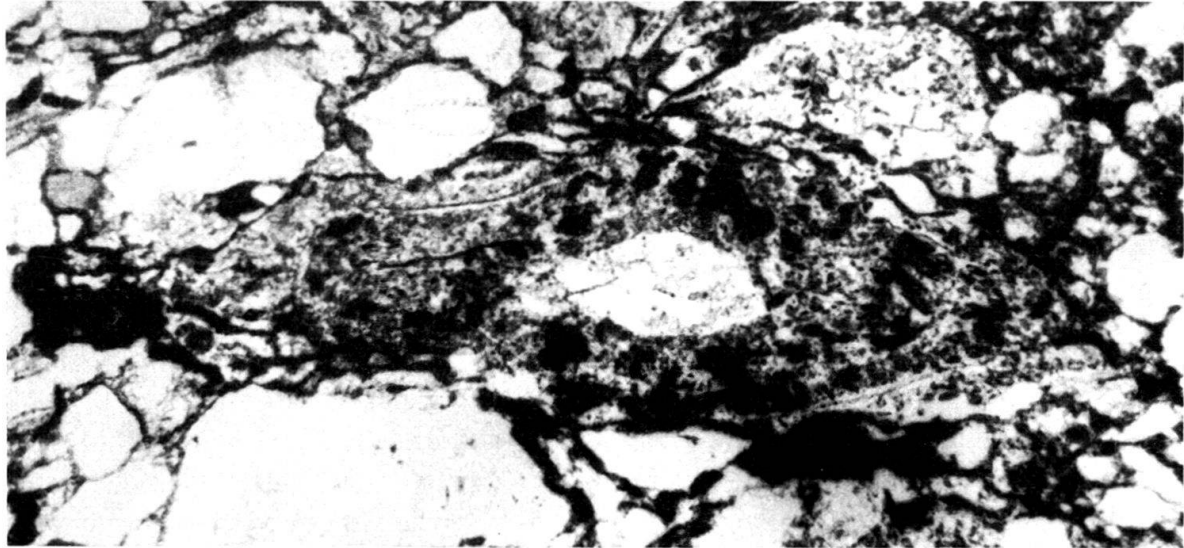
Über der eben beschriebenen Basisserie folgt nun der eigentliche Flysch der „oberen Flyschschuppe“. Im Süden ist die Mächtigkeit derselben stark reduziert. Sie erreicht dort kaum mehr als etwa 150m, und die „obere Flyschschuppe“ scheint, nach ihrem Untertauchen unter die Arblatschflyschmasse in südlicher Richtung überhaupt stark auszuweichen. So ist es denn weiter nicht erstaunlich, dass bereits am Piz Mezz keine Spur mehr vorhanden ist. Offenbar ist sie hier, im Streichen nur wenig südlich der innersten Aufschlüsse am Martegnashang, bereits ausgekeilt unter den Alluvialmassen des Talbodens von Radons-Curtegn (Curtins), so, dass hier die Arblatschflyschmassen in der Tat, wie STAUB und STREIFF früher angenommen haben, direkt auf die Martegnaszone zu liegen kommen. Dies scheint auch der Grund für die frühere, sich nun als unrichtig erweisende Interpretation der Tektonik durch STAUB und STREIFF gewesen zu sein, welche die Zwischenschaltung einer weiteren trennenden Serie zwischen dem Präsanzer Flysch und den Arblatschflysch nicht kannten.

Im tiefsten Teil der „oberen Flyschschuppe“ liegen meist schwarze Tonschiefer, nur selten findet sich etwa eine Spur tieferer, kalkiger Horizonte, auf welche wir später noch zurückzukommen haben werden (p. 28). Diese untersten, schwarzen, blättrigen Tonschiefer weisen spärliche, sandige Einlagerungen, gelegentlich auch feinsandige Dolomittrümmerchen führende Sandsteine auf. Nach oben nimmt der Sandgehalt stark zu. Es lassen sich deutlich etwa 50 m umfassende Sedimentationszyklen mit sich wiederholenden Übergängen von groben Sandsteinen über feinere zu vorwiegend tonigen Schiefen beobachten. Dies äussert sich oft auch recht klar in der Morphologie, weil sich im Bereich der tonigen Gesteine die Verflachungen, in demjenigen der Sandsteine hingegen kleine Steilstufen bilden. Ein schönes Beispiel dieser Art ist der Martegnas-Nordost-Rücken. Die Sandsteineinlagen erreichen normalerweise etwa 20–30 cm Mächtigkeit, seltener auch 1–2 m, dazwischen finden sich immer reichlich Tonschiefer. Im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes, so etwa auf der Alp da Stierva, scheint die Mächtigkeit der einzelnen Schichten eher etwas grösser zu sein als im Süden. Die Sandsteine sind mittelfein, selten ausgesprochen grob; normalerweise beträgt der Korndurchmesser ca. 1–3 mm, gelegentlich aber auch bis 5–6 mm in den gröbsten Typen. Auffällig ist die Erscheinung, dass sich in den Sandbänken häufig in deren obersten Teilen gerade die gröbsten Körner finden. Diese an sich nicht übliche Form des „graded bedding“ könnte dazu verleiten, in dieser Flyschserie überhaupt eine verkehrte Schichtfolge zu erblicken, wenn nicht diesem Problem besonders gewidmete, eingehende Untersuchungen gezeigt hätten, dass in der grossen Mehrzahl der Fälle gerade die umgekehrte Abfolge der Korngrösse festzustellen ist. NÄNNY (mündliche Mitteilung) hat seinerzeit sehr ähnliche Erscheinungen in den Schichtfolgen der Ruchbergserie des Präti-gaus beobachtet. Die Komponenten dieser Sandsteine sind vorwiegend glasklare Quarzkörner und wenig Alkalifeldspäte von meist auffällig schlechter Rundung. Lagenweise sind schwarze Tonschieferfetzchen und Dolomitkomponenten häufig.

Diese bis tief in das Gestein hinein zersetzten ockerbraunen Trümmer sind oft grösser als die Quarz- und Feldspat-Komponenten. Wirklich brecciöse und konglomeratische Horizonte sind selten. Unterhalb Pt. 2407, nördlich des Piz Martegnas, findet sich eine grobsandige Lage mit ziemlich gut gerundeten, flatschig verschieferten Geröllen. Dieselben erreichen grösste Durchmesser von etwa 2–4 cm. Es handelt sich vorwiegend um graue Dolomite und schwarze Kalke, vereinzelt auch um grüne porphyrische Granitgneise, welche im Schriff nicht von Roffnaporphyr zu unterscheiden sind. Sie können aber wahrscheinlich auch mit den porphyrischen Granitgneisen des Ober-Engadins verglichen werden, auf deren enge Verwandtschaft mit dem Roffnaporphyr STAUB schon 1915 hingewiesen hat. In allen Gesteinstypen findet sich Muskovit, meist schon stark serizitisiert, und vor allem auch reichlich Pyrit, Zirkon und etwas Turmalin. Dieser zeigt meist schöne Anwuchsstrukturen. Der Zirkon kommt in zwei Modifikationen vor, nämlich in Form rundlicher, meist leicht rosa gefärbter Körner und in Form scharfkantiger, farbloser, wasserklarer Kristall-Individuen. Das Bindemittel ist überall vorwiegend tonig, kieselig; nur einzelne Typen, besonders jene mit reichlicher Beteiligung sedimentärer Komponenten sind schwach kalkig, wobei die Karbonate in der Grundmasse als schöne Rhomboeder auftreten können. Die Struktur des Gesteines ist psammitisch bis pelitisch, die Textur massig bis leicht schiefbrig. Die Metamorphose ist nicht sehr stark ausgeprägt, sie äussert sich immerhin in einer allgemeinen Serizitisierung des tonigen Bindemittels und der Verschieferung, welche hauptsächlich die feineren Gesteinstypen betrifft; auch die Karbonate zeigen deutlich Rekristallisationsspuren.

An organischen Resten ist diese Flyschserie zonenweise ziemlich reich. Neben vielen Fährten Spuren, wie wulstartigen Frassgängen, gelegentlichen *Chondriten* und *Fucoiden*, welche sich bekanntlich vor allem in siltigen und tonigen Gesteinen finden, gelang es mir nun höchst erfreulicherweise, in reichlichen Mengen auch *Nummuliten* zu finden. Besonders in den gröberen Sandtseintypen der Sackungsanrisse ob Malmigiur und Scoz, aber auch bei Somgiant und oberhalb Lai Lung, fanden sich beinahe in jeder untersuchten Probe *Nummuliten*. Oftmals lassen sich herausgewitterte Exemplare von blosserem Auge oder mit Hilfe einer Lupe erkennen. Ihr Erhaltungszustand ist zwar ziemlich schlecht, doch können, selbst bei dem vorhandenen Zustand, keine Zweifel an ihrer *Nummuliten*-Natur bestehen. Am deutlichsten lassen sich diese *Nummuliten* in Anschliffen erkennen, da die verwitterten, limonitisierten Karbonate ihrer Schalen dann deutlich in den dunkeln Gesteinen sichtbar werden. In Dünnschliffen lassen sie sich leider nur in besonders günstigen Fällen erkennen, da die Schalen oft weitgehend rekristallisiert sind, unter Verlust jeglicher Detailstrukturen. Interessanterweise ist der Calcit solcher rekristallisierten Individuen gelegentlich von einem eigentlichen Rutil-Sagenitgewebe durchsetzt; besonders deutlich ist dies zuweilen in der Lage der Kammerumgänge zu beobachten. Trotz dieser Metamorphose gelang es mir aber doch, in einigen Fällen mehr zu erkennen. Es konnte festgestellt werden, dass es sich durchwegs um kleine, primitive, meist kaum über 3–5 mm grosse, linsen- und diskusförmige *Nummuliten* handelt. Mit ziemlicher Sicherheit konnte von Prof. W. LEUPOLD die für Untereozän leitende Art *Nummulites purchisoni* (BRUNNER, in RÜTTIMEYER) bestimmt werden, welche sich sowohl in A- wie auch in B-Form findet. Neben diesen *Nummuliten* fanden sich gelegentlich *Bryozoen* und *Lithothamnienreste*, während ich interessanterweise keine

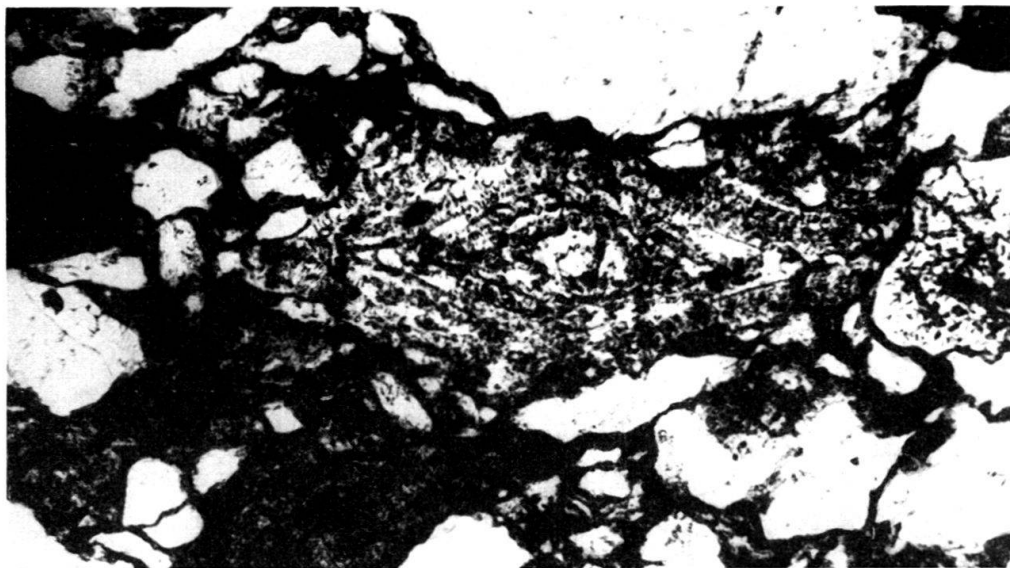
Discocyclus oder *Assilina* feststellen konnte, obgleich diese in den gleichaltrigen Bildungen des Prätigaus reichlich vorkommen (NÄNNY, 1946 und 1948). Es scheint sich somit hier um eine fast ausschliessliche Nummulitenfauna zu handeln. Das



Phot. Jul. Aichinger

Vergr. 38 mal

Fig. 2. *Nummulites murchisoni* (?) (BRUNNER, in RÜTIMEYER)
Ob. Flyschschuppe, unter Somgiant



Phot. Jul. Aichinger

Vergr. 38 mal

Fig. 3. *Nummulites* sp. Ob. Flyschschuppe. Martegnas E.

gelegentliche Vorkommen zerbrochener Nummuliten könnte an sich auf eine gewisse Aufarbeitung derselben hinweisen, in Anbetracht der sozusagen fehlenden Rundung aller übrigen Komponenten kann diese aber nur unbedeutend gewesen sein. Das gesamte lithologische und paläontologische Bild dieser Serie lässt mich diese mit NÄNNY bedenkenlos mit der Ruchbergserie des Prätigaus und der Lenzer-

heide vergleichen. Dem allergrössten Teil der „oberen Flyschschuppe“, d. h. ihrem in Ruchbergfazies entwickelten Anteil kommt somit untereozaenes Alter zu. Die alte These STAUBS (1921) und OTTS (1926), dass der Ruchbergsandstein im Oberhalbstein vertreten sei, ist damit durch diese Fossilfunde endgültig als zu Recht bestehend erwiesen worden. In diesem Zusammenhang sei weiter noch bemerkt, dass auch bei näherer Überprüfung der Dünnschliffe V. STREIFFS einige schlecht erkennbare *Nummuliten* in denselben festgestellt werden konnten, welche ihm aber nicht die notwendige sichere Deutung erlaubten.

Wie schon angedeutet, finden sich nun zwischen den Tonschiefern und Sandsteinen der Ruchbergserie und der eigentlichen „Basis der obern Flyschschuppe“, allerdings nur sehr selten, Reste eines tieferen, kalkigen Schichtgliedes. Auf der ganzen Ausdehnung der „oberen Flyschschuppe“, vom Curvèr bis zu ihrem Abtauchen bei Savognin, ist mir nur aus der Schletgschlucht eine derartige Bildung bekannt, während weiter nördlich, im Sättelchen (Pt. 2030), zwischen Muttnerhorn und Lai digl Fail solche Gesteine in beträchtlicher Ausdehnung auftreten. Dort findet sich etwas nördlich des Sattels, zwischen diesen beiden Lokalitäten, über dünnen Lamellen von Gneis, Triasmarmoren und Ophiolithen der Martegnaszone, die WILHELM dort entgangen waren, die STREIFF aber auf seiner Kartierung des Otschams dargestellt hat, eine Serie von Marmoren, Hyänenmarmoren, Tüpfelschiefern, Quarziten, schwarzen Tonschiefern und hellen Kalken. Nach Osten lässt sich die Serie gegen Narglesa zu verfolgen, wo sie nördlich der Alp da Stierva unter Zwischenlagerung von wenig schwarzen Tonschiefern, vermutlich der „Doggerzone“ auf den Marmor- und Serpentinmassen der Martegnaszone liegt. Südwestwärts von Pt. 2030 zieht die Serie in den zerschrundeten Hängen ob Nasch-Gandus gegen Taspin (Taspegn) hin und keilt dabei langsam aus. Stellenweise, so besonders im Hintergrund des Talkessels von Taspegn, findet sich an der Basis der „oberen Flyschschuppe“, über den Ophiolithen der Martegnaszone, eine Serie kalkig-tonig-siltiger Gesteine, wie sie sich in den „unteren Flyschschuppen“ zwischen der Ruchbergserie und der Nivaiglserie einstellen.

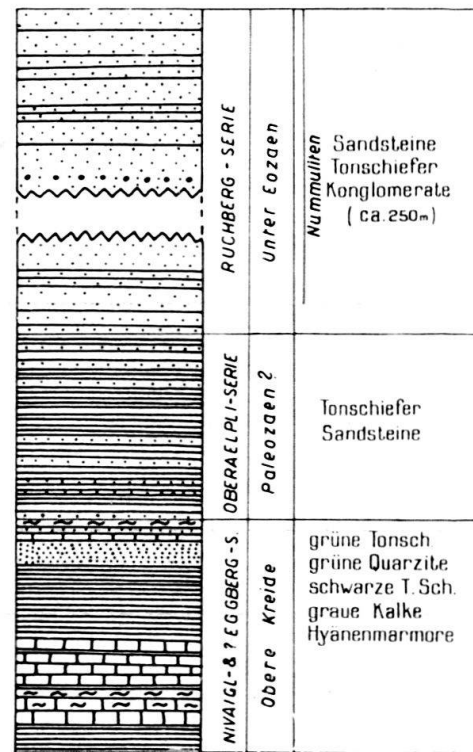


Fig. 4. Stratigraphisches Profil der „oberen Flyschschuppe“ zwischen Schletg und Piz Martegnas, ca. 1:800.

Weiter südlich treten erst am Schletg wieder Spuren dieser Serie auf, wo es sich um eine Serie von grauschwarzen Tonschiefern, graublauen, feinschichtigen Kalkschiefern, Hyänenmarmoren mit grünen Chloritbelägen, grünen Tonschiefern und dichten, grünen Quarziten handelt. Die Abfolge dieser Gesteine ist aus dem lithologischen Profil (Fig. 4) ersichtlich. Über den obersten grünen Tonschiefern und

Quarziten folgen schwarze, feinblättrige, glimmerige Tonschiefer, mit vereinzelt Einschaltungen von feinen Sandlagen. Diese sind oft reich an dolomitischen Komponenten. Nach oben nimmt der Sandgehalt der Gesteine allmählich zu und leitet so in die Ruchbergserie über. Da ich in dieser untersten Serie keine Fossilien feststellen konnte, muss ihr Alter auf lithologischen Vergleichen basierend bestimmt werden. Vor allem fällt uns sofort die Ähnlichkeit der Serie mit der Nivaiglsrie auf. Ich zögere nicht, diese Gesteine dem genannten Horizont zuzurechnen und als Malm bis Oberkreide zu bezeichnen. Es handelt sich dabei um die von STAUB (1921, 1924) allgemein von der Flyschbasis erwähnten grünen Schiefer. Die zu den Ruchberggesteinen überleitende tonige, weiter nördlich kalkigere Serie, welche am Schletg noch etwa 40 m mächtig ist, dürfte teilweise die alleroberste Kreide, d. h. die Eggbergserie des Prätigaus vertreten (siehe Fig. 4).

V. Die Beziehung zwischen „unterer“ und „oberer Flyschschuppe“

Es stellt sich nun die Frage nach den näheren Beziehungen zwischen der „unteren“ und der „oberen Flyschschuppe“. Wie wir gesehen haben, umfasst die „obere Flyschschuppe“ zur Hauptsache nur die Ruchbergserie. Nur an wenigen, ganz vereinzelt Stellen (p. 28) finden sich an der Basis einzelne Anzeichen eines tieferen Horizontes, nämlich eines solchen in unzweifelhafter Nivaigl-Fazies. Nun fehlt aber der „unteren Flyschschuppe“ in ihren südlichen Abschnitten gerade diese jüngere, Malm bis Kreide und Tertiär umfassende Schichtgruppe beinahe vollständig. Wir haben gesehen, dass die Nivaiglsrie der „unteren Flyschschuppe“ mit dem darüberliegenden Ruchbergsandstein von Taspegn (Taspin) an südwärts zumindest teilweise tektonisch abgeschert ist. Es zeigt sich somit, dass der „unteren Flyschschuppe“ im Süden gerade jene Serien fehlen, welche heute die „obere Flyschschuppe“ bilden, d. h. wir erkennen in dieser selber nichts anderes als den ursprünglich südlichsten, höchsten Anteil der „unteren Flyschschuppe“. Die „untere“ und die „obere Flyschschuppe“ bildeten somit primär eine einzige Einheit und sind erst sekundär durch die Verschuppung und Verkeilung mit der Plattadecke in ihre heutige durch die Martegnaszone getrennte Lage gekommen. Dass diese Aufsplitterung an der Diskontinuitätsfläche zwischen den plastischen, basalen Schiefern der „unteren Flyschschuppe“ und der widerstandsfähigen Nivaigl-Ruchbergserie erfolgte, ist mechanisch leicht verständlich. Erst im nördlichen Faziesbereich, wo die Nivaiglsrie mächtiger entwickelt ist, greift im Muttnerhorngebiet die Abscherungsfläche schief durch die Ruchbergserie hinauf. Die „obere Flyschschuppe“ ist ein schönes Beispiel für eine Abscherungsdecke, wie uns solche durch die Untersuchungen von HELBLING (1938) aus den Glarneralpen bekannt geworden sind und wie sie von STAUB schon 1937 gerade für das Oberhalbstein angenommen worden sind.

Diese Deutung bringt nun auch eine bedeutende Vereinfachung der Paläogeographie des Tertiärs und der obersten Kreide des penninischen Bündnerflysches mit sich, denn wir können nun das Ruchbergniveau in sicherem Zusammenhang vom Südfuss des Falknis über Schanfigg und Lenzerheide bis ins mittlere Oberhalbstein verfolgen als im wesentlichen kontinuierliche, nur schwach gestauchte und erst im Oberhalbstein etwas stärker verschuppte Schichtplatte.

VI. Die „Serie von Savognin“ an der Basis des Arblatschflysches

Blicken wir von Savognin gegen Süden über das Tal, so fallen uns die grossen, hell leuchtenden Triasmassen auf, die zum Teil als riesige Blöcke in den Wiesen unterhalb Sarons (1,2 km SSE Savognin) liegen. Sie bilden den Hauptanteil einer altbekannten Sedimentserie an der Basis des Arblatschflysches. ESCHER und STU- DER stellen sie (1839) auf ihrer Mittelbündnerkarte schon in grossen Zügen dar, desgleichen auch THEOBALD (1876) und J. M. ZIEGLER (1876). Genauer ist ihre

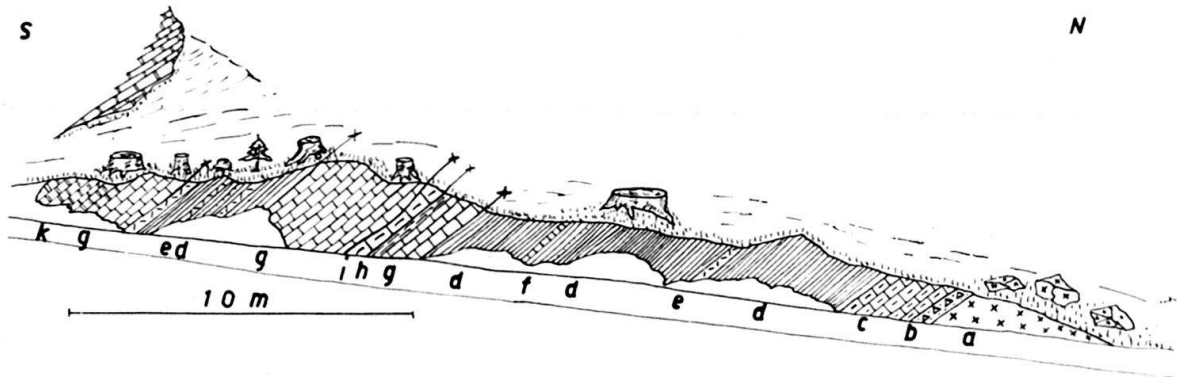


Fig. 5. Profil durch die Hauptschuppe der Serie von Savognin ob Parseiras (1 km SSW Savognin) ob der Lichtung am Waldweg zum Wasserschloss

- | | |
|--|---------------------|
| <i>k</i> graue Kalktonschiefer | } Malm und ? Neokom |
| <i>i</i> hellgraue, zerklüftete Hauptdolomite | |
| <i>h</i> graue Tonschiefer | |
| <i>g</i> gelb-grau-weisslich geflammte Kalkmarmore, zum Teil auch grünliche Hyänenmarmore (Malm) | |
| <i>f</i> sandige und dolomitische Schiefer | } Raiblerschichten |
| <i>e</i> Rauhwackelagen | |
| <i>d</i> grün-gelbe Tonschiefer | |
| <i>c</i> rote Dolomite | } Anisien-Ladinien? |
| <i>b</i> rötlich-grüne Dolomitbreccie | |
| <i>a</i> grüner, porphyrischer Granit | |

Ausdehnung dann auf der Averserkarte von R. STAUB (1926) zu erkennen, sowie auf Blatt E der Mittelbündnerkarte von OTT (1926). Von V. STREIFF (1939) wurde diese auffallende Serie als die normale Basis seiner „oberen Flyschschuppe“ betrachtet. Wie oben ausgeführt, trifft dies nicht genau zu, indem aus meinen Untersuchungen klar hervorgeht, dass es sich hier um eine etwas höhere, schon über der „oberen Flyschschuppe“ gelegene Serie, eben die „Basis“ des Arblatschflysches handelt. STAUB betrachtete diese ganze Zone (tektonische Karte Avers, 1926, Bernina 1946) als einen Fremdkörper im Oberhalbsteinerflysch und zählte sie zur Martegnasschuppe der Plattadecke.

Die genannte „Basiszone“ lässt sich vom Maschinenhaus des Stadtzürcherischen Elektrizitätswerks Tinzen (Tinizong) nach Westen durch die waldigen Abhänge unterhalb Sarons über Parseiras (1 km SSW Savognin) in den Got dallas Figletnas (2 km SW Savognin) verfolgen (siehe Tafel I). Dann verschwindet sie definitiv unter den mächtigen Schutt- und Moränenmassen, welche den stark versackten

Fuss des Piz Arlòs bedecken. Ein letzter, allerdings unsicherer Aufschluss von Rauh- wacken und grünen Schiefen tritt am Ufer der Ava da Nandrò, südlich der Val Tuorsch, nochmals zutage, oft nur temporär, wenn die Erosion des reissenden Baches die ständig von Süden her zu Tale gleitenden Schutt- und Moränenmassen beiseite räumt. Weiter westlich ist dann die Serie bestimmt nicht mehr nachzuwei- sen; wie die „obere Flyscheschuppe“ am Piz Mezz verschwindet sie schon vor dem- selben, sie ist ausgekeilt, der Arblatschflysch liegt dort direkt auf der Martegnas- serie.

Die Schichtreihe dieser „Serie von Savognin“, die besonders im Gebiet von Sarons und Parseiras aufgeschlossen ist, ist ziemlich reichhaltig, sie umfasst Kri- stallin, Trias, unsicheres, jüngeres Mesozoikum und spärliche Ophiolithe. Ein durch- gehendes Profil durch diese Serie ist allerdings infolge der mächtigen Wald- und Schuttbedeckung, aber auch wegen der ausgedehnten Versackung des ganzen Arlos- Nordhanges nicht mit genügender Sicherheit aufnehmbar. Die ganze Serie scheint übrigens mehrfach verschuppt zu sein. Das in Figur 5 angegebene Profil ist dabei das vollständigste, das gefunden werden konnte; es befindet sich an der Wald- strasse, ob der Lichtung von Parseiras und gehört der basalen Hauptschuppe der Serie an, die als einzige noch Kristallin umfasst. Die Kristallin- und Triasmassen wurden 1947 durch R. STAUB und E. WEBER (mündliche Mitteilung) an der Fahr- strasse von Parseiras zum späteren Wasserschloss des Marmoreraerwerkes entdeckt, aber bis heute nicht näher beschrieben.

1. Das Kristallin

Das Kristallin ist ein in grosse Blöcke zerfallender, kakiritisierter, hell-, zum Teil auch dunkel- grüner porphyrischer Granit bis Granitporphyr, massig und kreuz und quer von unzähligen Klüf- ten durchzogen. In der grünen Grundmasse schwimmen bis 0,5 cm grosse, oberflächlich durch die Verwitterung herauspräparierte Quarz- und Feldspatkristalle. Die Quarze zeigen im frischen Bruch häufig eine schwach violette Färbung. Das Gestein ist meist vollständig von den für ihre Vorliebe für quarzreiche Gesteine bekannten hellgrau-grünlichen Kieselflechten bedeckt.

Unter dem Mikroskop zeigt sich folgendes:

- a) Die Struktur ist porphyroklastisch, mit relativ grossen Quarzindividuen und Alkalifeld- späten. Das Gefüge ist grano- bis lepidoblastisch, relativ selten sind poikilitische Durch- setzungen der Alkalifeldspäte mit Quarztröpfen.
- b) Die Textur ist richtungslos bis schwach schiefrig, mit schlechter Regelung der Glimmerfasern. Die mechanische Beanspruchung verursacht nur eine teilweise Regelung der Quarze.
- c) Die Mineralkomponenten. Als Porphyroklasten sind die Alkalifeldspäte und Quarze zu erwähnen, wobei deutlich die Alkalifeldspäte an Grösse, nicht aber an Menge gegenüber Quarz überwiegen.

Die Alkalifeldspäte sind, beim heutigen, stark tektonisierten Gesteinszustand, durchwegs von xenomorpher Ausbildung, langgestreckt, teilweise mit Ansätzen zur Ver- schieferung. Die Korngrösse beträgt zwischen 0,1 und 0,5 cm. Vorzüglich an grösseren Individuen lässt sich eine beginnende perthitische Entmischung feststellen. Die Alkali- feldspäte sind intensiv kataklastisch beansprucht, unter Bildung von Rissen und Sprün- gen, die jeweils von feinstlamellaren Serizitschüppchen und xenomorphen Quarzindi- duen gleicher Grössenordnung erfüllt sind. Als Nebengemengteil längs dieser Risse ist häufig schon Kalzit vorhanden. Randlich und von Rissen aus setzt die Albitisierung der Alkalifeldspäte ein, als Auswirkung einer epizonalen Metamorphose. In ihrem ersten Stadium charakterisiert sie sich dadurch, dass infolge der Bildung von Mörtelkränzen um die Alkalifeldspatindividuen sich isometrische Quarze und Albitkörner ansiedeln, die

korrodierend in den Alkalifeldspat eingreifen. Als Einschlüsse erscheinen Serizit-schuppen und tropfenförmige Quarze.

Die Quarze. Für stärkere Differentialbewegungen zeugt neben der undulösen Auslöschung und der bekannten Böhmischen Streifung der ebenfalls xenomorphen Porphyroklasten eine Auswalzung der Quarzkörner unter Bildung von Quarzmörtel. Auf ursprünglichen, gegenüber Quarz und Alkalifeldspat zurücktretenden Biotit deuten Fetzen von äusserst feinkörnigen Aggregaten von Chlorit, Epidot und Erzausscheidungen. Primäre Plagioklase sind kaum mehr erkennbar, die Kataklase bewirkte eine Umkristallisation zu frischem Albit und Serizit sowie gelegentlich Zoisit.

- d) Die „Grundmasse“ besteht zur Hauptsache aus einem xenomorphen, feinkörnigen Gewebe von Alkalifeldspat und Quarz, daneben ist das lepidoblastische Gefüge der Serizitaggregate quantitativ von Bedeutung. Zu den Nebengemengteilen gehören Erzkörner sowie feine Kalzitkristalle, welche aber an Spalten und Risse gebunden sind.

Die mechanische Zertrümmerung sowie die beginnende dislokationsmetamorphe Umkristallisation bedingen eine Verwischung der primären porphyrischen bis porphyritartigen Struktur und verleihen wenigstens makroskopisch dem Gestein ein ziemlich gleichkörniges Aussehen, analog jenem des eigentlichen Granitporphyrs, wie man ihn unter anderem etwa im Roffnakristallin (RÜETSCHI 1903, GRÜNENFELDER 1953) vorfinden kann. Das makroskopische und das mikroskopische Bild sind typisch und können ohne weiteres in Beziehung gebracht werden zu den tektonisierten Typen des granitischen Roffnakristallins, welche in starker Verbreitung die Felswände der Roffnaschlucht aufbauen. Eine direkte räumliche Verbindung zwischen diesen Kristallinmassen ist hingegen wegen tiefgehender tektonischer Trennung ausgeschlossen, doch deutet alles auf die Herkunft dieser Gesteine aus eng benachbarten Magmaherden. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass in den Malojagneisen (STAUB 1915, 1937), aber auch in den Corvatschmyloniten (STAUB 1915, p. 154) in gewissen Beziehungen sehr ähnliche Gesteinsserien vorliegen, welche auch in ihrer tektonischen Stellung weit eher mit diesem vereinzelt Kristallinschürfling oberhalb Savognin in Verbindung gebracht werden können und welche chemisch ebenfalls sehr nahe mit den Roffnagesteinen verwandt sind. Die „roffnartigen“ Eruptiva sind zudem auch in tektonischen Elementen weitab vom eigentlichen Roffnaporphyrt vertreten (z. B. bei Ardez, GRUBENMANN 1909).

2. Die Sedimente

Auf die beschriebene Kristallinbasis folgt, wie dies etwa an der im Profil (Fig. 5) angegebenen Stelle ob Parseiras zu beobachten ist, mit undeutlicher Transgression (?) und nur etwa 50 cm mächtig, eine grünlich-rötliche Breccie. Die dolomitischen Komponenten sind von rötlicher Farbe, eckig und im Mittel etwa 5 mm gross. Sie sind eingebettet in einer feinen, tonigen, grünlich-grauen Grundmasse. Das Gestein ist meist stark verschiefert, so dass sein brecciöser Charakter oft kaum mehr erkennbar ist. Stellenweise fehlt dieser brecciöse Horizont, und es liegt dann, so etwa am Waldrand, 150 m nördlich Pt. 1306,8, bei Sarons, dem Kristallin direkt ein weinroter, mergeliger Dolomit auf. Dieser ist ca. 2–3 m mächtig und zeigt gelegentlich Übergänge in einen gelb anwitternden, stark klüftigen, aschgrauen Dolomit, welcher das nächst höhere Triasglied darstellt. Diese Gesteine mögen das Anisien-Ladinien vertreten, könnten aber nach der Auffassung STAUBS ebensowohl aus den Raiblerschichten stammen. Darüber folgt eine wechselvolle Serie von grünlich-

gelblichen, tonigen Schiefeln, welche selten auch etwas sandig sein können. Mit diesen Schiefeln wechsellagern häufig dünne Rauhwaschenbänder. Diese sind meist gelblich oder weisslich und ziemlich dicht, z. T. aber auch stark zellig mit eingequetschten Brocken von grünen Tonschiefern und grauen, mürben Dolomiten. Gelegentlich sind die Rauhwaschen auch von aschgrauer Farbe. Sie sind alle kalkreich und reagieren stark auf verdünnte Salzsäure. Diese Schichtgruppe ist tektonisch sehr stark beansprucht, was wohl auf ihre lithologischen Voraussetzungen für die Herausbildung von Bewegungshorizonten zurückzuführen sein wird. Dieses Schichtglied dürfte bestimmt dem Raibler-Niveau entsprechen. Über diesem Schieferhorizont folgen sehr stark zertrümmerte, hellgraue, hellgelb staubig anwitternde hauptdolomitähnliche Gesteine. Sie erreichen in einzelnen Linsen z. T. „respektable“ Mächtigkeiten von bis zu 20 m, können aber seitlich beinahe vollständig ausgequetscht sein. Ein weiteres, sehr auffälliges Glied der „Serie von Savognin“ ist ein plattiger, grobkörniger, graublauer bis weisslicher, z. T. rötlich-gelbgeflammter Kalkmarmor, welcher oft leicht durchscheinend ist. Er kann nirgends in stratigraphischem Übergang zum Liegenden gefunden werden. Seine Auflagerung auf die Raiblerserie ist tektonischer Natur. Am besten entsprechen diese Marmore dem Malm der Marmorserie V. STREIFFS oder etwa auch bunt gefleckten Liaskalken aus der Surcrunaszone. In ihrem Hangenden finden sich gelegentlich grünliche Tonschiefer und grünlich-weisse, oft reichlich mergelige, feinste, dichte Kalke. Diese dünn-schichtigen (0,5 mm) Gesteine sind sehr ähnlich den Hyänenmarmoren der Nivaiglerserie. Nach oben werden sie langsam grau und gehen so in Gesteine vom Charakter der unterostalpinen Aptychenkalke des hinteren Oberhalbsteins (Juliergebiet) über. Diese Kalk- und Mergelserie, deren Mächtigkeit meist knapp 10 m erreicht, dürfte den Malm repräsentieren, möglicherweise auch noch Teile der untersten Kreide. Die Obergrenze der ganzen Schichtreihe in der Basis des Arblatschflysches ist wiederum tektonischer Natur. Ein stratigraphischer Zusammenhang mit dem Arblatschflysch scheint, durchaus im Sinne STAUBS, nicht zu bestehen.

Dies ist die ganze Schichtreihe der basalen Hauptschuppe. Über ihr treten stellenweise nochmals Hauptdolomit und Raiblerschichten auf. An der neuen Waldstrasse von Parseiras nach Val digls Muorts und unter dem Felskopf an der Fahrstrasse von Parseiras zum Wasserschloss des EW Marmorera finden sich in grauen, tonigen, stark serizitischen Bündnerschiefern einige dünne Schürflinge von enorm ausgewalztem, grusartigem Serpentin und Schmitzen von Grünschiefer.

Leider ist die Auflagerung des Arblatschflysches auf diese „Serie von Savognin“ nirgends aufgeschlossen. Diese „Basisserie“ scheint mir deshalb, wie die Martegnasserie oder die Basis der „obern Flyschschuppe“, ein Span der Plattadecke zu sein. Allerdings erscheint die grosse Kristallinmasse, welche unzweifelhaft dieser Serie angehört, in diesem Zusammenhang etwas aussergewöhnlich. Doch sind kristalline Gesteine auch an der eigentlichen Plattadecken-Basis etwa aus dem Avers, dem Oberengadin oder sogar vom Martegnas bekannt. Sie kommen aber auch, wie darauf noch hinzuweisen sein wird, im gleichfalls zur Plattadecke gehörigen Livizung-Zug vor (p. 44). Auch das Auftreten von Ophiolithen in der Serie von Savognin weist auf einen näheren Zusammenhang derselben mit der Plattadecke hin. Zudem findet sich wurzelwärts, an der wirklichen Basis des Arblatschflysches, bis hinein ins hinterste Avers, nirgends die geringste Spur einer solchen Kristallinserie. Es

scheint mir somit, in Übereinstimmung mit STAUB, als tektonische Interpretation sei es am plausibelsten, die „Serie von Savognin“ als unter den Arblatschflysch eingespriessten Schubspan der Plattadecke aufzufassen.

VII. Der Arblatschflysch

I. Teil

Über der eben beschriebenen Serie von Savognin folgt in grosser Mächtigkeit die Masse des Arblatschflysches. Wie schon in der geologischen Übersicht angedeutet und wie es auch auf STAUBS Averserkarte zum Ausdruck kommt, wird diese durch die Einschuppung des Livizung-Zuges in zwei weitgehend selbständige Schuppen, die Förbesch- und die Arlösschuppe, aufgetrennt. Die Schichtreihe dieser beiden Elemente ist weitgehend dieselbe, doch veranlassen mich gewisse Eigenheiten der beiden Schuppen, jede gesondert zu besprechen. Daneben ergab sich eine recht deutliche Zweiteilung, auf die bereits auch STAUB hingewiesen hatte, in eine untere, mehr kalkig-tonige und eine obere Sandsteinserie. Die kalkig-tonigen Schiefererien bilden, wie auch STAUB und STREIFF betonten, das eigentliche Liegende des Arblatschsandsteines.

1. Die Arlösschuppe

A. Die Rudnalserie

Die tiefste Gesteinsgruppe der Arlösschuppe umfasst einen Komplex mehrheitlich schwarzer und blaugrauer Mergelkalke und Tonschiefer mit nur gelegentlichen Einschaltungen sandiger und konglomeratischer Horizonte. Diese ganze Serie ist im Gebiet westlich der Julia, in den enorm versackten Hängen des Piz Arlòs aber nur sehr schlecht aufgeschlossen. Auch im östlichen Talhang verhindert starke Moränen- und Schuttbedeckung das Aufnehmen durchgehender Profile durch die ganze Serie (vgl. Tafel II, Fig. 2 und Tafel III, Fig. 1).

ORT hat diese Serie auf seiner Mittelbündnerkarte (1926) als der Gandawaldserie der Prätigauschiefer zugehörig ausgeschieden und beschrieben. Er liess sich dabei durch die Tatsache leiten, dass auch diese Schiefer, wie bei Gandawald im Prätigau, an der Basis der Ruchbergsandsteine liegen. STAUB (1926) fasste seinerzeit auf seiner Averserkarte diese unterste, kalkig-tonige Flyschserie mit den höheren Sandsteinserien des Arblatschmassives zusammen, betonte jedoch wiederholt die Notwendigkeit und auch die Möglichkeit, den ganzen Arblatschflysch näher zu gliedern, doch fehlten ihm damals noch die notwendigen Vergleichsmöglichkeiten über das Zwischengebiet bis ins Prätigau hinaus. Er erkannte aber, wie aus verschiedenen seiner Publikationen hervorgeht, bereits früh (1921) die Anwesenheit des Ruchbergsandsteines. STAUB sah schon seit langem im Oberhalbsteinerflysch sowohl Oberkreide wie Alttertiär, konnte dies allerdings wegen mangelnder Fossilien nicht belegen (STAUB 1924, 1933 und 1937).

Nach der alten Burgstelle von Rudnal, am östlichen Talhang, zwischen Savognin und Tinzen (vgl. Tafel I), in deren Nähe die besten Aufschlüsse durch diese tiefste Serie des Arblatschflysches zu finden sind, bezeichne ich dieselbe als Rudnal-

serie. Wie im weiteren auszuführen sein wird, ist dieselbe weitgehend als Äquivalent der Eggbergserie, die unterdessen von NÄNNY (1946, 1948) im Prätigau ausgeschieden und genauer definiert worden ist, zu betrachten.

a) ZUSAMMENSETZUNG UND ALLGEMEINE CHARAKTERISIERUNG

Die Rudnalserie besteht grösstenteils aus typischen, im Bruch blauschwarzen, hellgelb-grau anwitternden Mergelkalken, welche Bänke von einigen Dezimetern Mächtigkeit (2–3 dm) bilden und oft regelmässig mit schwarzen Mergelschiefern wechsellagern. Seltener sind kieselige Kalke, während häufig, besonders in den tieferen Abteilungen der Serie unter den Mergelkalken bis mehrere Meter mächtige Sandkalkeinschaltungen, in Verbindung mit schwarz-grauen Tonschiefern, auftreten. Gelegentlich findet man auch dünne, helle, quarzitische, z. T. auch feinschichtige Lagen, deren Komponenten neben Quarz, Feldspat und Muskovit hauptsächlich aus Kalk und Dolomittrümmern besteht. Dieser Detritus erreicht kaum über 2 mm Durchmesser. Hinter Savognin steht endlich, ob der Brücke der Strasse nach Nassegl (1 km NE Savognin), ca. 250 m bachaufwärts, in einer etwa 20 m hohen Felswand, ein mächtiges Konglomerat an. Es ist dies die einzige derart grobe Bildung im ganzen Komplex der Rudnalserie.

Der Übergang der Rudnalserie zu den hangenden Arblatschsandsteinen ist im Gelände meist sehr schlecht aufgeschlossen. Einzig die Resultate der im Stollen des Marmorerauerwerkes von mir (ZIEGLER 1952) auf Anregung von R. STAUB 1951 durchgeführten Detailaufnahmen liefern etwas nähere Angaben. Es zeigt sich im Prinzip ein langsamer Übergang von der Rudnalserie zu den Arblatschsandsteinen, wobei die sandigen Einlagerungen gegen oben immer mehr die kalkig-tonigen Sedimente der Rudnalserie verdrängen, um zuletzt in eine schiefrige, vorerst allerdings noch stark tonige Serie von Sandsteinen, dem eigentlichen Beginn der Arblatschsandsteine, überzuleiten. In diesen finden sich zwar immer noch vereinzelt auch etwa kalkige Horizonte. Nur an einer einzigen Stelle des Arlòs-NE-Grates, ob Tscharnoz, konnte ich auch grünliche, tonige und siltige Schiefer feststellen, wie sie sonst nur aus der zwischen der Rudnalserie und Arblatschserie gelegenen, von mir neu ausgeschiedenen Spegnasserie der Förbeschuppe auftreten (siehe p. 49 und Profil 4 der Tafel III, Fig. 2). Die Indizien für ein Ausscheiden einer derartigen Zwischenserie sind in der Arlòsschuppe jedoch zu spärlich, so dass ich in derselben diese Gruppe schiefriger Gesteine mit dem Arblatschsandstein zusammengefasst habe. Die Obergrenze der Rudnalserie habe ich, auf rein lithologische Argumente abstellend, unter dem ersten Auftreten eines mächtigeren Sandsteinkomplexes angenommen. Die stratigraphische Basis der Rudnalserie ist in meinem Gebiet nirgends aufgeschlossen; die Serie scheint, wie oben ausgeführt, mit tektonischer Grenze auf den Parseiras-Scherben der „Serie von Savognin“ aufzuliegen (p. 30). Das reichliche Auftreten von kalkigen und tonigen Gesteinen ist für die Morphologie des Gebietes von Bedeutung geworden, indem deshalb vor allem das Entstehen jener zahlreichen und grossen Rutschungen und Sackungen in den südwestlich Tinzen und Savognin gelegenen Hängen des Piz Arlòs begünstigt wurde, die schon auf STAUBS Averserkarte (1926) auffallen. Die Abrissnischen dieser versackten Massen liegen vorzugsweise im Grenzgebiet gegen den hangenden Komplex der Arblatsch-

sandsteine. Die Alpen von Pro Barnang, Tarvisch und Tscharnoz, die sich N und NE um den Piz Arlò erstrecken, liegen auf den obersten Stauplateaus dieser Rutschgebiete. Die schiefrigen Gesteine der Rudnalserie sind eben tektonisch stark hergenommen, zerschert, kleinradig verfaltet und verknünet worden, wobei die Kalklagen in Knorren und Linsen zerrissen wurden. Diese mechanische Misshandlung des Materials ist wohl in erster Linie der Grund für die ausgedehnten Rutschbewegungen, sie ist aber auch als Ursache des gänzlichen Fehlens von Fucoiden und Helminthoiden anzusehen, welche sonst in analogen, benachbarten Flyschgebieten reichlich auftreten.

b) LITHOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER RUDNALSERIE

1. Mergelkalke

Diese Gesteine bilden das weitaus auffälligste und wichtigste Glied der Rudnalserie. Das dunkelgraue bis blaue, kalkige Gestein ist parallel zur Schichtung von zahlreichen schwarzen Tonhäuten und Tonschlieren durchzogen, welche häufig bereits leicht serizitisiert sind. Die Menge klastischer Beimengungen ist meist gering und beschränkt sich in der Regel auf feine Quarzsplitterchen, welche gelegentlich lagen- und nesterweise angereichert sein können. Diese Mergelkalke sind ziemlich dicht und splittrig mit leicht schuppigem Bruch. Feine Klüfte und Risse sind durchwegs mit Kalzit verheilt und oft zu wurmartigen Gebilden verfaltet.

In Dünnschliffen der Gesteine beobachtet man gelegentlich rundliche, teilweise flatschig ausgequetschte Kalzitgebilde (siehe Fig. 6). Es handelt sich dabei, nach ihren Dimensionen, am ehesten um durch die Metamorphose umkristallisierte Radiolarien. In einem Schliff durch ein stark toniges Gestein fanden sich weiter reichlich Schwammnadeln und kleine Globigerinen. Doch konnten trotz Herstellung einer grossen Anzahl von Dünnschliffen keine weiteren und im besonderen keine zur Altersbestimmung verwendbaren Fossilien gefunden werden.

2. Sandkalke

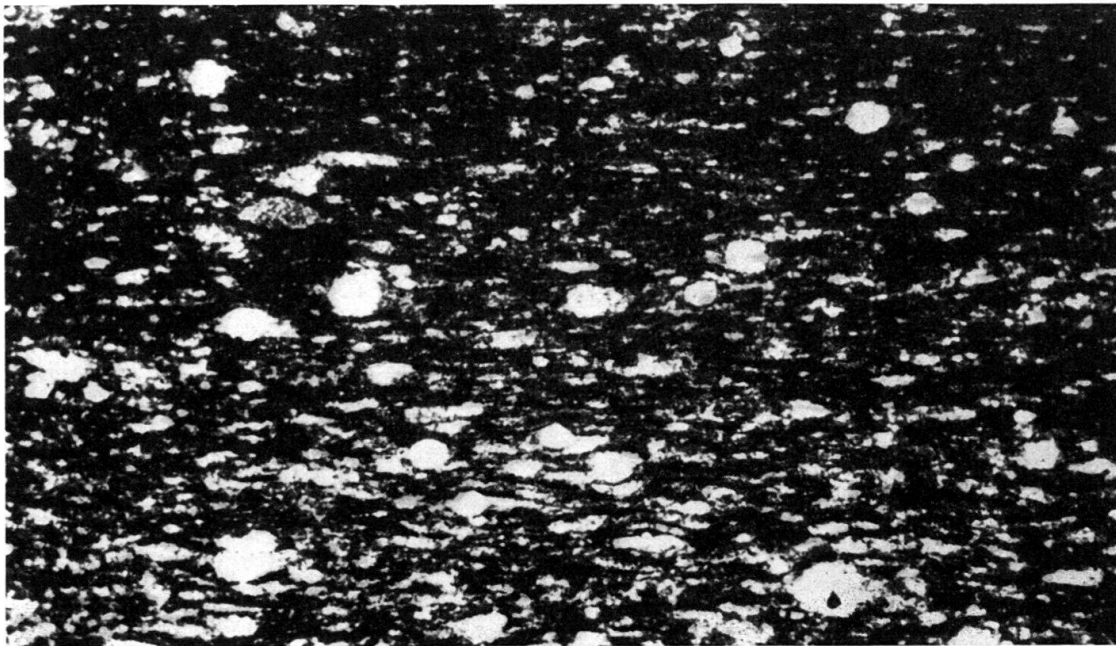
Diese Sandkalke sind von hellgrauer Farbe und wittern bräunlich-grau an. Sie sind ziemlich hart und bilden im Gelände kleine Steilstufen und Felswändchen. Dünnschliffe zeigen in einer kalzitischen Grundmasse ein dichtes Gewebe von feinsten Quarz- und Feldspattrümmern, seltener auch Kalk- und Dolomit-Detritus und tonige Fetzen. Die Schieferung ist natürlich auch im Dünnschliff deutlich erkennbar und bedingt im Verein mit der starken Rekristallisation des Kalzites die heutige völlige Abwesenheit jeglicher einst vorhanden gewesener organischer Reste.

3. Feine Breccien- und Sandsteine

In den Kalk- und Tonschiefern sind gelegentlich helle, dünne, brecciöse Lagen sowie Sandschichten eingelagert. Die Hauptmasse des Detritus bilden Quarz und Feldspat in oft vollständig eckigen Körnern sowie dunkle und hellgraue Dolomite und Kalke von bis etwa $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser. Auffällig ist auch das reichliche Auftreten von bis zu 2 mm grossen Muskovitblättchen in diesen Feinbreccien, eine an sich einmalige Erscheinung im gesamten Arblatschflysch. Das kalzitische Bindemittel ist auch hier stark rekristallisiert. Organismenreste waren keine zu finden.

4. Das Konglomerat

Der einzige Aufschluss einer solchen grobklastischen Bildung befindet sich, wie schon erwähnt (siehe p. 35), am Nasseglbach, nördlich Savognin. Es handelt sich um ein ca. 20 m mächtiges Konglomerat mit sehr gut gerundeten, z. T. zerbrochenen, jedoch nicht merklich ausgequetschten Komponenten. Dieselben zeigen einen sehr variablen Korndurchmesser, welcher zwischen einem Bereich von Silt bis zu Geröllen von beinahe Kopfgrösse schwankt; es zeigt sich jedoch eine deutliche Häufung der Gerölldurchmesser um 2–10 cm. Kristallines Material, auch Quarz, fehlt vollkommen; Dolomite aller Spielarten bilden etwa 85%, Kalke die restlichen 15% des groben Detritus.



Phot. Jul. Aichinger

Vergr. 38 mal

Fig. 6. Radiolarienkalk, Rudnalserie
Druckstollen Marmorera, 958 m v. Wasserschloss

Die Komponenten liegen nur schwach verkittet in einer tonig-kalkigen Grundmasse. Diese kann lagenweise auch aus feinstem Dolomit-Kalkdetritus bestehen. Auch in der Grundmasse ist das fast gänzliche Fehlen von kristallinem Detritus auffällig. Deutliche Verknetungs- und Durcharbeitungsspuren lassen sich in der Grundmasse auch im Dünnschliff erkennen. Das Verhältnis zwischen Einbettungsmaterial und Detritus variiert von unten nach oben sehr beträchtlich. Nach einem vorerst nur zaghaften Einsetzen der Schüttung einzelner kleiner Gerölle in eine stark tonige Grundmasse erfolgt ganz plötzlich eine überaus kräftige Materialzufuhr mit grossen Geröllen, die nach oben aber rasch wieder abklingt, wobei das Bindemittel detritisch-kalkig wird. Dieser Vorgang wiederholt sich mehrmals und führt so zur Bildung von etwa 3–4 m mächtigen Schüttungszyklen. Nach oben geht der ganze Konglomerat-Komplex in sandige Kalkschiefer über, welche sich nicht von den im Liegenden auftretenden unterscheiden. Etwa 50 m über diesem Konglomerat

setzen dann die ersten Schüttungen richtiger, grober Arblatschsandsteine ein, so dass wir uns also mit unserem Konglomerat in einem obersten Niveau der Rudnalserie befinden müssen. Leider ist diese interessante Bildung nur über ganz kurze Strecken, d. h. knapp 300 m, aber auch dies nicht ohne Unterbruch, aufgeschlossen und verschwindet beidseits des Baches, im Norden bei Muntschect davains (1,2 km NNE Savognin) und etwa 50 m südlich des Baches unter der ausgedehnten Moränen-, Schutt- und Vegetationsbedeckung. Nirgends in der gesamten Rudnalserie konnte ich eine ähnlich grobe Bildung auffinden.

a) Die Komponenten des Konglomerates am Nasseglbach

1. Dolomite

Unter den sehr zahlreich vertretenen Dolomiten konnten aus mehr als 300 Bestimmungen folgende Typen unterschieden werden:

Dichte, schwarze Dolomite

Feinkörnige, grau-schwarze, selten kalkige Dolomite (mit unbestimmbaren Gastropoden)

Grobspätige, dunkelgraue Dolomite

Hellgraue, feinkörnige Dolomite

Weissliche, spätige Dolomite

Gelb-graue, grobe Dolomitmarmore

Hellgraue, organogene Dolomite mit fraglichen Kalkalgenresten und unbestimmbaren Gastropoden, sichere Spuren von Diploporen konnten nicht gefunden werden.

Am weitaus häufigsten sind die grau-schwarzen, feinkörnigen Typen von Dolomiten und kalkigen Dolomiten. Sie gleichen nach freundlicher Mitteilung von J. NEHER stark gewissen Rhättypen der Kalkbergzone oder auch der Gelbhorndecke des Schams. Nächst häufiger sind die schwarzen hauptdolomitähnlichen und die hellen, weisslich-spätigen Dolomittypen. Die starke lithologische Variabilität der Dolomite deutet zweifellos auf eine gut gegliederte Triasserie im Abtragungsgebiet hin.

2. Kalkige Sedimente

Dunkle, sandige Kalke

Es können unter diesem Begriff die häufigen grauen, sandigen bis schwach tonigen Kalktypen unseres Konglomerates zusammengefasst werden. Diese sind alle vollständig atypisch, sie können ebensogut penninischen Flysch- oder Bündnerschiefer-Ablagerungen, wie ostalpinem Lias entstammen. Auch Dünnschliffe ergaben keinerlei Anhaltspunkte über ihre altersmässige Stellung. Diese Gesteine sind die wichtigsten kalkigen Sedimente des Konglomerates, die übrigen noch zu beschreibenden Kalke sind durchwegs vereinzelte Streufunde.

Schwarze, organogene Kalke

Das Gestein besteht vollständig aus organischen Trümmern. Zur Hauptsache handelt es sich um Bryozoen, Echinodermensplitter, Muschelreste, Schwammnadeln sowie einzelne fragliche und unbestimmbare Knochensplitter (Mitteilung von J. NEHER). Das Gestein soll nach seiner Ansicht stark gewissen Rhät-Lias-Typen der Gelbhorndecke gleichen. Leider geben die gefundenen Fossilreste gar keine Anhaltspunkte über das nähere Alter des Gesteins, doch dürfte es sich am ehesten um Rhät-Unterlias handeln.

Dichte, hellgrau-weissliche Kalke

In diesem dichten, kalkigen Gestein können in Schlifften gelegentlich organische Reste erkannt werden. Teilweise sind es schwach oolithische Kalke. Die organischen Reste sind vorwiegend Echinodermentrümmer und massenhaft kalzitisierte Schwammnadeln. Fadenartige Gebilde dürfen als von Algen stammend angenommen werden. Eine gewisse Ähnlichkeit mit Falknismalm ist nicht von der Hand zu weisen.

Weisslich-rosafarbige, dichte Kalke

Das Gestein ist sehr feinkörnig, in Schmitzen marmorisiert und meist von rein weisser Farbe mit diffusen, dichteren, rötlichen Flecken. In diesen lassen sich gelegentlich rundliche Kalzitgebilde

feststellen. Möglicherweise handelt es sich dabei um Radiolarienspuren. Das Gestein gleicht gewissen Hyänenmarmor-Aptychenkalktypen des unterostalpinen Faziesbereiches.

Dichte, schwarze, mergelige Kalke

Diese äusserst seltenen und kleinen Komponenten lieferten Reste von Mikrofossilien. In der kalkig-mergeligen Grundmasse finden sich ziemlich häufig kleine Globigerinen und Schwammnadeln, daneben aber auch, nach dem Urteil von LEUPOLD und NÄNNY, mehrere sichere *Globotruncanen*-Reste. Leider konnten diese in bezug auf ihre Spezies nicht genauer bestimmt werden, doch zeigen sie zumindest an, dass in diesem Konglomerat Oberkreide schon in aufgearbeiteter Form als Gerölle vorliegt.

Die lithologische Zusammensetzung dieses Konglomerates erlaubt uns vorderhand nicht, dasselbe mit einem sicher zu bestimmenden Herkunftsgebiet in Beziehung zu bringen. Wir können jedoch aus der grossen Variabilität der Komponenten auf ein Abtragungsgebiet mit einer reich gegliederten von Trias bis zur Oberkreide reichenden Schichtreihe schliessen. Hervorzuheben ist die gute Rundung der Komponenten, welche auf einen sicher längeren Transportweg schliessen lässt, sowie das völlige Fehlen kristalliner Gesteine. Der allgemeine Gesteinscharakter weist am ehesten auf eine mesozoische Schichtreihe ostalpinen Charakters mit gewissen penninischen Anklängen hin.

c) DAS ALTER DER RUDNALSERIE

Wie im weiteren noch auszuführen sein wird (p. 59), gelang es in der Förbeschuppe das Alter der Arblatschsandsteine auf indirektem Weg näher festzulegen; es muss sich nach den entsprechenden Funden dabei um eine Serie, jünger als Maestricht, handeln, zweifellos ist sie alttertiär.

Da wir nun auch Funde von oberkretazischen Globotruncanen in Komponenten des Konglomerates in den obersten Teilen unserer Rudnalserie nachweisen konnten, müssen wir schliessen, dass es sich bei dieser Serie um höhere, vielleicht sogar höchste Oberkreide handelt. Da auch die lithologischen Verhältnisse der Rudnalserie mit der von NÄNNY (1946, 1948) aus dem Prätigau beschriebenen Eggbergserie ausgezeichnet übereinstimmen, zögere ich nicht, diese beiden Serien als stratigraphische Äquivalente zu betrachten. Somit würde die Rudnalserie wohl das obere Maestricht vertreten.

B. Die Gruppe der Arblatschsandsteine

a) DIE BEZEICHNUNG DER SERIE

Die diese mächtige Gesteinsgruppe aufbauenden, vorwiegend sandigen Schiefer und Sandsteine sind im ganzen Gebiet des Arblatschflysches das jüngste Glied desselben. Die Bezeichnung „Arblatschsandstein“ wurde von STAUB in seinem „Bau der Alpen“ (1924) nach dem Abschluss seiner Aufnahmen für die Averserkarte (1926) geprägt und seither vielfach von ihm gebraucht. STAUB hat die Gruppe des Arblatschsandsteins und seine Begleiter bereits 1920 mit den Ruchbergschichten des Prätigaus verglichen und den Arblatschflysch als dessen südlichsten Ausläufer und damit auch den Oberhalbsteiner Flysch als Alttertiär betrachtet. STAUB erwähnte bereits auch schon das Auftreten von Sandschiefern, Sandsteinen, Arkosen

und Konglomeraten in dem sonst vorwiegenden Sandsteinkomplex. Auch OTT (1925) verglich in seinem Arbeitsgebiet, östlich Tinizong und Savognin, diese Sandsteinserie mit den Ruchbergsandsteinen des Prätigaus. Da er bei seinen Untersuchungen die Flyschgliederung von TRÜMPY (1916) in Anwendung brachte, glaubte er in den feinsten, höchsten Sedimenten des Arblatschsandsteines (vielfach handelt es sich um Siltschiefer) auch noch die Aebigratschichten des Prätigaus zu erkennen. Aus tektonischen Erwägungen, vor allem, weil er die Aufgliederung des nordwestlichen Oberhalbsteins in „obere Flyschschuppe“, Martegnaszone und Curvèrserien noch nicht erkannt hatte, sondern diese Elemente gesamthaft zu seiner „Curvèr-Nivaiglsrie“ zusammenfasste, glaubte er, im Gegensatz zu STAUB, diese Oberhalbsteiner Flyschsandsteine, d. h. den Arblatschflysch, westlich des Crap Ses durch die Juliaschlucht und von da direkt mit dem Gebiet der Lenzerheide verbinden zu können. CORNELIUS (1935) glaubte demgegenüber sehr lange nicht an einen eigentlichen Flyschcharakter dieser Gesteine und fasste sie als liasisch auf, stellte aber einen Tertiäranteil im Sinne eines Ruchbergsandsteines auch weiterhin in Frage.

b) ZUSAMMENSETZUNG UND ALLGEMEINE CHARAKTERISIERUNG

Der Arblatschsandstein ist eine kompakte Folge von mehr oder weniger bankigen Sandsteinen von wechselnder Korngrösse. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke ist variabel, sie kann mehrere Meter erreichen, geht aber besonders in den obersten und nördlichsten Abschnitten des Arblatschflysch-Komplexes, d. h. ob Savognin, oft auf einige Dezimeter zurück. Zwischen diese Sandhorizonte, welche gelegentlich stark verknetet und beinahe durchgehend beträchtlich verschiefert sind, schalten sich intensiv ausgequetschte Tonschieferhorizonte ein. Häufig sind die Sandsteine äusserst fein, sie können dann eher als „Siltschiefer“ bezeichnet werden und gehen besonders im Nordabschnitt der Serie gelegentlich auch in eigentliche Sandkalke über. Desgleichen nimmt der Tonreichtum gegen Norden hin stark überhand. In den sandigen Horizonten ist gelegentlich „Graded Bedding“ zu beobachten. Feinbrecciöse, basale Lagen gehen nach oben rasch in Sandsteine und Siltschiefer über. Ein gewisser zyklischer Rhythmus der Sedimentation ist daneben auch im Grossen zu beobachten. Im Talhang östlich Savognin–Tinizong ist deutlich eine zweifache Abfolge von groben Sandsteinen, welche nach oben immer feiner werden und schliesslich in siltige Gesteine übergehen, festzustellen. Diese harten Gesteine führen im ganzen Gebiet zu charakteristischen Geländeformen. Sie bilden unter anderem den scharfen Grat des Piz Arlòs mit seinen markanten N- und NW-Abstürzen, und aus ihnen bestehen auch die steilen, von Felswänden durchsetzten waldigen Abhänge des östlichen Oberhalbsteins zwischen Tinizong und Burvagn (2 km N Cunter).

c) LITHOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG

1. Der Arblatschsandstein s. str.

Unter diesem Begriff seien alle fein-grob-körnigen Sandsteine des Arblatschflysches zusammengefasst. Allen diesen Sandsteinen ist eine sehr starke Verkittung mit Kalzitcement gemeinsam, welcher oft zu einem Hauptbestandteil des ganzen Gesteins wird. Toniges Bindemittel fehlt in diesen Gesteinen fast vollständig. Sehr

variabel ist die Korngrösse des Detritus, neben vorwiegend sandigem Material (Durchmesser 2 mm) kommt sehr reichlich siltiger Detritus vor. Die Verwitterung dieser Gesteine ist sehr variabel, oft reicht die lockere, erdige, braun-graue Verwitterungskruste mehrere Zentimeter tief in das Gestein hinein. Doch bildet der Arblatschsandstein daneben auch scharfe, verwitterungsresistente Gräte und Türme. Die „Limonitisierung“ der dolomitischen Komponenten reicht oft recht tief ins Gestein hinein, dabei ist es aber möglich, dass dieselben schon vor und während der Sedimentation derart verwittert waren. Feine, tonige Bänder und Häutchen durchziehen den Arblatschsandstein; sie sind unter dem Einfluss der beträchtlichen Verschieferung zerrissen und bilden ein charakteristisches, dunkles, feinmaschiges Netz in den Sandsteinen, welche im frischen Bruch von meist hellgrauer Farbe sind. Die schwache Serizitisierung des tonigen Materials verleiht den Schichtflächen einen leichten Glanz. Längs Schicht-, Kluft- und Schieferungsflächen zerfällt das Gestein gerne in parallelepipedische Körper, eine Erscheinung, welche sich weniger in der freien Anwitterung als besonders beim Stollenbau bemerkbar macht, indem diese Absonderung im Druckstollen des Marmorerauerwerkes sich sehr deutlich gezeigt hatte.

Unter dem Mikroskop beobachtet man in einem feinen Kalzitcement vorwiegend Komponenten von Quarz, Orthoklas und etwas Plagioklas. Während die ersten beiden in etwa gleicher Häufigkeit auftreten, tritt Plagioklas fast völlig zurück. Der Quarz ist meist in gerundeten, seltener eckigen, jedoch häufig zerbrochenen und linsig ausgequetschten Körnern vorhanden. Der Orthoklas gleicht in seinem Abrollungsgrad dem Quarz stark, gelegentlich ist er auch in grösseren Individuen als dieser entwickelt, jedoch selten derart intensiv zertrümmert wie Quarz. Die Durchsetzung aller Feldspäte mit Serizit, Klinozoisit und Kalzit ist beträchtlich; deren Zersetzung ist somit bereits weit fortgeschritten. Der Korn Durchmesser dieser Komponenten überschreitet im allgemeinen kaum 1,5 mm, die Hauptmasse des detritischen Anteiles ist bedeutend viel feiner (0,1 bis 0,5 mm). Auffällig ist aber vor allem das oft starke Überwiegen der Sedimentkomponenten über den silikatischen Anteil, der als Detritus kristalliner Gesteine betrachtet werden kann. Meist handelt es sich hierbei um schwarze und graue Dolomittrümmerchen, dunkle, feinkörnige, öfters aber auch onkoidisch-oolithische, graue Kalksplitter sowie sandige Tonschieferfetzen. Diese sedimentären Komponenten sind häufig grösser als die kristallinen (2–5 mm). In der Arlösschuppe konnten in diesen Komponenten bisher nirgends organische Reste gefunden werden, im Gegensatz zu den Arblatschsandsteinen der Förbeschuppe, wo solche in aufgearbeitetem Zustand gefunden wurden. Der durchwegs grobkristalline Kalzitcement zeigt häufig „Verschmelzung“ mit den normalen karbonatischen Komponenten, eine Folge der im Gestein stattgehabten Rekristallisationsvorgänge anlässlich der alpinen Metamorphose. Serizitlagen und seltene, stark chloritisierte Biotitfetzchen betonen auch im Zement die schiefrige Textur des Gesteins. Schweremineraluntersuchungen ergaben die Anwesenheit von Zirkon, welcher, ähnlich wie in der „oberen Flyschschuppe“, in einer rosa, abgerollten und einer weissen Modifikation mit schönen Kristallformen auftritt, sowie von Turmalin, welcher meist schöne Anwachsungen zeigt. Er ist bedeutend weniger häufig als Zirkon. In grösseren Sandsteintypen finden sich daneben öfters grosse, meist flatschig ausgequetschte Körner von Glaukonit, wie NÄNNY (1948) solche auch in den Ruchbergsandsteinen des Prätigaus festgestellt hat.

2. *Feinbreccien*

Gelegentlich finden sich an der Basis von Sandsteinbänken feinbrecciöse Horizonte, welche nach oben in die gewöhnlichen Sandsteine übergehen (Graded bedding). Diese Breccienkomponenten erreichen Grössen von etwa 5 mm, sehr selten etwas mehr. Neben Quarz und Feldspäten überwiegen vor allem graue und schwarze, gelb verwitternde Dolomite, grauschwarze und lichte, zum Teil oolithische, onkoidische Kalke über nur seltene, tonige, schwarze Schmitzen. Gelegentlich finden sich in diesen Feinbreccien ganze Schlieren mit Detritus von fast ausschliesslich sedimentärer Herkunft. In diesen finden sich selten und nicht sehr gut erhalten Reste von Bryozoen, Echinodermen und Inoceramenschalen. Leider konnte aber trotz aller Bemühungen noch kein stratigraphisch verwendbares Fossil in deren Detritus entdeckt werden.

3. *Siltschiefer und Kalksandsteine*

Gegen Norden und im oberen Teil geht der Arblatschsandsteinkomplex der Arlösschuppe durch eine deutliche Abnahme der Korngrösse, mit einer zunehmenden Verkalkung und Vermergelung verbunden, in feinere Sedimente über, wenngleich auch da der eigentliche „Sandsteincharakter“ der Serie immer noch durch häufiges Auftreten gröberer, typischer Sandsteinlagen gewahrt bleibt. Diese mehr siltige Ausbildung der Gesteine findet sich aber auch in tieferen Horizonten im gesamten Arblatschsandsteinkomplex. Das über die Lithologie der Sandsteine Gesagte gilt prinzipiell natürlich auch hier. Die siltigen Detritusanteile sind häufig linsen- und nesterweise im kalzitischen Bindemittel eingelagert. Die Schichtflächen dieser „Siltschiefer“ sind oft von fein verteilten Muskovitfetzchen und Serizit-schüppchen bedeckt. Unter dem Kreuz von Spinatscha, direkt östlich von Cunter, wenig unterhalb der Obergrenze des Flysches, fand ich in solchen zwischen gröberer Sandsteinlagen eingeschalteten Siltschiefern die einzigen Fucoiden des gesamten Arblatschflyschgebietes.

4. *Tonschiefer*

Diese sind von grau-schwarzer Farbe und durch die Verfaltung stark verschiefert und verknetet. Sie bilden wenig mächtige Lagen zwischen den Sandsteinbänken. Machen sie im südlichen Gebiet noch einen kaum bemerkbaren Anteil an der gesamten Gesteinsmasse aus, so nehmen sie, wie die Siltgesteine, nordwärts und in den höheren Horizonten an Bedeutung zu.

d) DAS ALTER DER ARBLATSCHSANDSTEINE

Trotz grösster Bemühungen konnten im Arblatschsandsteinkomplex der Arlösschuppe keine Fossilien von stratigraphischer Bedeutung gefunden werden. Die oben erwähnten Funde (p. 42) von Spongien, Bryozoen, Echinodermen und Inoceramenresten in der kalkigen Feinbreccie und die Fucoiden, welche immerhin ihre Bedeutung als Faziesanzeiger haben, können leider zu einer näheren Altersbestimmung nicht herangezogen werden. Hingegen kann in der Förbeschuppe das Alter der Serie auf Grund vermehrter Indizien genauer diskutiert und eindeutiger festgelegt werden (p. 59).

C. Die Tektonik der Arlösschuppe

Die Arlösschuppe (auf Tafel I als Arblatschsandstein N des Livizung-Zuges ausgeschieden) ist als solche von STAUB (1926, 1921) auf seiner Averserkarte, ja schon auf seinem Querprofil durch die westlichen Ostalpen, wenn auch ohne besonderen Namen, bereits erkannt und dargestellt. Im Westen der Julia baut sie den Grat von Rona über den Piz Arlòs bis zur Lücke 2772 (2 km SSW des Piz Arlòs) auf. Sie fällt mit etwa 40–45° generell gegen Südosten ein, ist allerdings in ihrer Gesamtheit nicht nur durch grosse Längs-, sondern auch durch kräftige Querfaltenbündel verbogen, worauf STAUB schon 1918/19 und weiter auf seiner Averserkarte (1926) hingewiesen hat. Zwischen Tinizong und Rona überquert die Arlösschuppe als Einheit das Tal und steigt nordwärts langsam an bis in den Querschnitt von Cresta-Rudnal, um von da an leicht nach Norden abzutauchen (vgl. Tafel I). Sie baut den gesamten unteren Osthang des Oberhalbsteins zwischen Rona und Cunter-Burvagn auf. In den Hängen östlich Burvagn sind diese Flyschschiefer kräftig in die vor ihnen abrupt in die Tiefe tauchenden Falten der Aeladecke an der Motta Palousa und am Crap d'Uigls (s. Tafel III, Fig. 1) eingestaucht und stirnen an diesen (STAUB 1922, 1926, 1946). Die Grenze zwischen den ostalpinen Decken und der Flyschmasse wird durch die bekannte Reihe von Schubspänen und Klemmpaketen der Plattadecke markiert, die seit den Aufnahmen ZYNDELS (1912) und OTTS (1926) aus diesem Gebiete bekannt geworden sind. Die starke tektonische Beanspruchung dieser Zone zeigt sich denn auch in einer aussergewöhnlichen Verschieferung und Verknetung des Flyschkomplexes, welche sogar die sonst recht widerstandsfähigen Arblatschsandsteinserie ergreift. Diese ist hier aber schon vorwiegend sehr feinkörnig entwickelt. Ein direkter Zusammenhang zwischen den Schiefern der Arlössgruppe westlich der Julia und den Schiefern der östlichen Talseite lässt sich nicht direkt beobachten, da ein solcher durch die Bergsturzmassen des God da Rona (südlich Tinizong) und die Sackungen von Val Verda bis in grosse Tiefen verdeckt ist.

Die Arlösschuppe liegt mit der beschriebenen Rudnalserie, den Schuppen der „Serie von Savognin“ bei Parseiras (1 km SSW Savognin) auf. Da diese letztere aber, wie auch die darunter liegende „obere Flyschschuppe“, in der Val Nandrò in westlicher Richtung rasch auskeilt, liegt schon bei der Alp Curtengs (Curtins) die Arlösschuppe direkt auf den eingewickelten Plattaelementen der Martegnaszone auf. Diese letztere lässt sich dann im Liegenden des Flysches beinahe lückenlos bis in die hinterste Val Gronda (S des Piz Cagniel, siehe Tafel I) verfolgen. Die Rudnalserie erreicht ihre grösste Mächtigkeit im Ostteil der Arlösschuppe; westwärts wird sie an ihrer Basis immer mehr schief abgeschnitten durch die Martegnasserie. Dazu kommt, dass sie in der gleichen Richtung immer stärker metamorph wird und schliesslich kaum mehr ihren ursprünglichen Gesteinscharakter erkennen lässt.

Die obere Grenze der Arlösschuppe ist im Osten durch die seit langem bekannte Einschuppung von Plattaophiolithen usw. entlang der Livizung-Linie bestimmt. Da die Einschuppung jedoch von Osten nach Westen immer weniger tief als trennender Keil in die Flyschmassen zwischen Förbesch- und Arlösschuppe hineingreift und westlich der Lücke 2772 schliesslich spurlos in die Luft aussticht, ist nur im Ostteil der Arblatschgruppe und jenseits der Julia eine Trennung in die beiden

Teilschuppen Förbesch- und Arlösschuppe gerechtfertigt. Am Grat des Murter und weiter südwärts am Piz Cagniel und am Thäligrat erkennt man nur mehr eine einzige, relativ einfach gebaute, in sich weitgehend zusammenhängende Schichtplatte, mit offenbar nur unwesentlichen Zusammenstauchungen, welche ihrerseits einen gewissen Zusammenhang zu den beiden tieferen Flyschschuppen des Muttnerhorns und von Präsenz vermittelt.

Die Talanlage der Val Curtegn, welche etwa 1 km südlich der gleichnamigen Alp auffällig in das Streichen der Livizung-Zone einschwenkt, dürfte möglicherweise durch eine diese Serie fortsetzende tektonische Schwächezone, welche der Erosion leichter als die umliegenden Gebiete zum Opfer fiel, bedingt sein. In der Tat lassen sich bei guter Beleuchtung mehrere Scherflächen in der Arblatsch-Förbesch-Nordwand erkennen, und besonders deutlich tritt eine solche Schwächezone westlich des Livizungssattels im Luftbild in Erscheinung.

VIII. Der Livizung-Zug

(S. Fig. 10, Tafel II, Fig. 2; Taf. III, Fig. 2)

Die Averserkarte von STAUB (1926) verzeichnet eine mitten im Arblatschflysch, zwischen Piz Arlos und Piz Arblatsch in der Lücke 2772 gelegene isolierte Serpentin- und Bündnerschieferlinse. Von STAUB (1926), teils auch schon 1922, und später auch von CORNELIUS (1935) wurde dieser Serpentin immer mit der schmalen Serpentin-Grünschiefer-Gabbro-Einspitzung der Plattadeckenbasis in Zusammenhang gebracht, welche südlich Rona in der Gegend Rieven-Las Paleis von Nordosten her hinunterziehend den Talboden des Oberhalbsteins erreicht. Dieser Livizung-Zug wurde neuerlich von STAUB auch für den Druckstollen Marmorera-Tinzen prognostiziert und in der Tat auch angefahren. Erwartungsgemäss wurde so (W. ZIEGLER, 1952, STAUB-WEBER, 1952) im Talhang zwischen Nascharegnas (1,5 km S Rona) und dem Tinizong-Wasserschloss diese Serie in Form von drei voneinander getrennten stark vertalkten Serpentinlinsen durchfahren. Zudem fand sich in der Val Livizung bei der Kartierung auch noch eine weitere Serpentinlinse an der Oberfläche bei Pt. 1938, die STAUB seinerzeit entgangen war. Damit ist nun der längst angenommene nähere Zusammenhang aller dieser Aufschlüsse eindeutig gesichert, und wir nennen diese in den Flysch eingespiesste Serie in der Folge den Livizung-Zug, nach dem das Kar zwischen Arblatsch und Arlòs entwässernden Livizungbach (vgl. Tafel I). Ein besonderer Name für diese Einspitzung rechtfertigt sich schon wegen ihrer tektonischen Bedeutung, weil sie die Massen des Arblatschflysches in ihrem Bereich, d. h. zwischen Rieven, östlich Rona und der Livizung-Lücke 2772 in zwei stratigraphisch zwar weitgehend identische, tektonisch jedoch durchaus selbständige Teilelemente zerlegt. Westlich der Lücke 2772 konnte die Livizungserie in den beinahe senkrechten Nordabstürzen der Arblatsch-Förbesch-Gruppe nicht mehr weit verfolgt werden. Die Serie keilt von Osten gegen Westen immer mehr aus, um schliesslich in die Luft auszustecken. Im Stollen des Marmoreraerwerkes ist der Livizung-Zug in die Rudnalserie der Förbeschschuppe eingepriesst und mit dieser auch weiter verschuppt. Am Grataufschluss 2772 liegt ihm hingegen der Arblatschsandsteinkomplex der Förbeschschuppe direkt auf (vgl. Tafel III, Fig. 2). Die Einschuppung der Plattadecke durchschneidet so die Arblatschflyschmassen auffallend schief zu den Schichtgrenzen.

STRATIGRAPHIE DES LIVIZUNG-ZUGES

Die Schichtreihe des Livizung-Zuges beschränkte sich nach den bisherigen Untersuchungen STAUBS und CORNELIUS' auf Bündnerschiefer und vor allem Ophiolithe, wie Gabbro, Grünschiefer und Serpentine. Sie ist in Wirklichkeit aber bedeutend reichhaltiger, als bis anhin angenommen wurde, und umfasst eine Serie von Kristallin, Trias, Bündnerschiefern und reichlich Ophiolithen. Neu gefunden wurden im besonderen Trias und Kristallin.

1. Das Kristallin

Es handelt sich um einen grünlich-weissen, stark serizitischen Muskovitgneis mit grossen, bis 3 cm langen tafeligen, teilweise linsig ausgequetschten Feldspatäugen. Neben beinahe massigen, wenig geschieferten, kommen auch stärker beanspruchte, beinahe feinblättrig-phyllitische Typen vor.

Unter dem Mikroskop erkennt man in einem Schliff durch die groben Augengneisvarietät:

Das Quarz-Feldspatgefüge ist im allgemeinen mittelkörnig-xenoklastisch und von lepidoblastischen Serizit-Chlorit-Glimmer-Aggregaten durchzogen. Lokal zeigen sich Anklänge an eine porphyrische Struktur. Die Glimmer sind stark in Zersetzung begriffen. Ihr Achsenwinkel ist klein, was möglicherweise auf ein Phengitmineral hinweisen würde. Chlorit und reichliche Mengen von Erz sind als Nebenausscheidungen der Glimmerzersetzung vorhanden. Der Quarz ist stark undulös auslöschend und zeigt Böhmsche Streifung. Typisch ist sein Rekristallisationsgefüge von primär grösseren Körnern mit deutlichen Resorptionsrändern. Der Quarz kommt in zwei Formen vor, als grobe, rekristallisierte Körner und als feiner Grundmassenquarz. Die Alkalifeldspäte sind normalerweise etwa von der Grösse der Quarze, daneben kommen aber auch grosse Feldspatäugen vor. Diese Alkalifeldspäte sind alle partiell mikrolithisch durchsetzt. Die Plagioklase sind relativ spärlich, sie sind ziemlich sauer und gehören der Albit-Oligoklasgruppe an. Häufig sind sie polysynthetisch verzwillingt.

In einem Schliff durch einen feineren, stark schiefrigen Typus dieser Gneise beobachtet man eine deutlich porphyrische Struktur mit feiner Grundmasse. Die Kataklaste, aber auch die Rekristallisation ist beträchtlich. Die Glimmerregelung ist ausgesprochen schlecht, die Glimmer sind zudem stark chloritisiert. Neben Erz ist vor allem viel sekundärer Kalzit als Nebengemengteil vorhanden. Quarz und Feldspäte zeigen die gleichen Charakteristika wie diejenigen des oben beschriebenen Augengneises, doch fehlen die grossen Feldspatäugen. Die Alkalifeldspäte sind alle schwach entmischt und von feinlamellarem Bau.

Dieser zweite Gesteinstypus ist etwas basischer als der oben beschriebene, indem der Chloritgehalt grösser ist und die Plagioklase etwas basischer sind; die Unterschiede sind jedoch unbedeutend. Beide Gesteinstypen treten in der gleichen Schuppe auf, so dass es sich wohl nur um primär etwas verschiedene Ausbildungen innerhalb der gleichen Eruptivserie handeln kann. Dieses Kristallin kommt nur im weitaus am reichsten gegliederten Aufschluss des Livizung-Zuges in der Lücke 2772 vor, als dünne Lamellen an der Basis der dortigen Triasspäne (siehe Tafel III, Fig. 2). Sie liegen direkt auf dem Arlösflysch auf.

2. Die Trias

Tritt wie das Kristallin gleichfalls nur in der Lücke 2772 in mehreren dünnen Spänen auf. Es ist ein grau-gelber, stark brecciöser, grau-schwarzer Dolomit, von grosser Ähnlichkeit mit ostalpinen Hauptdolomiten. Weitere Triasglieder fehlen.

3. Die Bündnerschiefer

In einem Flyschgebiet ist es bekanntlich an und für sich oft ein recht schwieriges Unterfangen, eine Abtrennung von Bündnerschiefern und Flysch vorzunehmen. Es kommen nun aber im Verein mit den Ophiolithen des Livizung-Zuges gewisse grau-schwarze, sehr feine, seidig glänzende, stark serizitische Tonschiefer vor, welche sich doch deutlich von den Sandsteinen, Kalk- und Tonschiefern des Arblatschflysches unterscheiden lassen und so eine wenigstens summarische Abtrennung als „Bündnerschiefer“ rechtfertigen. Mit dieser Bezeichnung soll im übrigen keine Aussage über das nähere Alter dieser Gesteine gemacht werden, wenn auch die primäre Verknüpfung mit Ophiolithen ziemlich sicher auf ein mesozoisches Alter hinzuweisen scheint. Besonders in der Lücke 2772 zeigen sich auch deutliche Kontaktwirkungen der Ophiolithe an den Bündnerschiefern, ähnlich denjenigen, welche ich in der Plattadecke im Druckstollen zwischen Faller und Castilleto gefunden habe (ZIEGLER, 1952). Unter anderem sind vor allem Ophikalzittypen erwähnenswert. Meist sind die Bündnerschiefer enorm verknetet und zu dünnen Lamellen ausgequetscht; nur in der Lücke 2772 können diese Gesteine eigentliche Knäuel bilden. Hier treten übrigens neben den tonigen Varietäten auch schwach sandige Typen auf, die die Abtrennung von den Flyschgesteinen schwierig machen können.

4. Die Ophiolithe des Livizung-Zuges

Den Hauptanteil an diesen Ophiolithen machen die dunkelgrün-schwarzen Serpentine aus, die in der Livizung-Lücke bereits von STAUB, ja zum Teil sogar schon von THEOBALD (1864) und J. M. ZIEGLER (1876) erwähnt worden sind. Im östlichsten Aufschluss der Schuppe, östlich der Julia, bei Rona (Roffna), treten neben Serpentin auch Grünschiefer und aegirinhaltige Gabbros auf. Dieser gleichfalls schon (THEOBALD 1866) bekannte Aufschluss ist von CORNELIUS (1935, 1950) sehr detailliert und zutreffend beschrieben worden, so dass ich hier auf seine Ausführungen verweisen kann. Einzig die in seinen Profilen dargestellte „Schwanenhals“-Verbindung zwischen den Serpentin von Las Paleis mit dem Aufschluss hinter der Säge von Rieven scheint mir mit der im ganzen Gebiet sonst auftretenden Schuppentektonik nicht recht vereinbar zu sein. Es schalten sich denn auch, wie dies am Bach von Val digl Plaz, direkt E ob der Säge von Rona, oberhalb der tief durch die Gabbromassen eingefressenen schmalen Schlucht gut zu beobachten ist, über dem nördlicheren Ophiolith-Aufschluss sichere, graue Bündnerschiefer ein, so dass diese beiden genannten Aufschlüsse (Paleis und Rieven) verschiedenen Schuppen zugehören, wie dies auf Tafel III, Fig. 2, Profil 1 dargestellt ist. Im Druckstollen Marmorera-Tinzen und am Pt. 1938, nördlich des Piz Spegnas, bilden die Serpentine die einzigen Vertreter der Livizung-Serie. Sie sind stark verknetet, vertalkt und nur wenige Meter mächtig. Die einzelnen Serpentinsherben werden durch ein Kalzitgewebe im Gesteinsverband zusammengekittet, so dass eine Art tektonischer Ophikalzite entstehen kann.

Im Aufschluss der Livizung-Lücke, Pt. 2772 (vgl. Tafel II, Fig. 2), ist die Ophiolithserie wieder reichhaltiger. Neben den schwarz-grünen, nur schwach zertrümmerten, zum Teil aber auch zu Talkschiefer und „Flaschenscherben“ ausgewalzten Serpentin kommen hier auch Grünschiefer vor. Auf frischen Bruch-

flächen lassen die Serpentine gelegentlich noch glänzende Flächen von Pseudomorphosen nach Diallag erkennen. Die Grünschiefer sind allgemein stark verschiefert, von lauchgrüner Farbe und häufig von Epidotadern durchzogen. Gelegentlich zeigen die Grünschiefer auch Spuren einer rötlichen Verfärbung.

Unter dem Mikroskop erkennen wir deutlich das Bild eines granoblastischen Chlorit-Epidotschiefers mit leichter Verwischung der ursprünglichen Strukturen durch die Kristallisationsschieferung.

HG Albit, Chlorit-Epidot
 NG Strahlstein, Epidot, Leukoxen
 UG Pyrit

Auffällig ist in diesen Grünschiefern der auch von STAUB und CORNELIUS betonte und sonst auch altbekannte Wechsel von chlorit-epidotreichen Lagen und Nestern mit solchen, in welchen Albit deutlich vorherrscht. Diese „Schichtung“ wird noch durch das Auftreten von leukoxenreichen Lagen betont. Der Albit ist äusserst feinkörnig entwickelt, während der Epidot sich zu eigentlichen Bändern und Nestern zusammenschliesst. Blättrige Chloritaggregate kommen in reichen Mengen vor und bilden neben den Albiten den wichtigsten Gemengteil.

IX. Der Arblatschflysch

II. Teil

2. Die Förbeschuppe

A. Die Rudnalserie

Die Rudnalserie ist an dieser obersten Schuppe des Oberhalbsteiner Flysches nur untergeordnet beteiligt und ist infolge ihrer mehrheitlich weichen Gesteinsbeschaffenheit nur schlecht aufgeschlossen. So bildet der ganze Talhang westlich von Roffna (Rona) ein ausgedehntes Sackungsgebiet, welches zudem von mächtigen Moränenmassen überkleistert ist. Die Abrissnischen dieser Sackungen folgen ziemlich genau der Grenze zwischen dem hangenden, mehrheitlich sandigen Komplex und der Rudnalserie. Östlich Roffna (Rona) ist die untere Rudnalserie ganz unter den mächtigen Bergsturzmassen von God da Rona begraben. Die einzigen noch einigermaßen zusammenhängenden Aufschlüsse finden sich östlich der Runse, welche vom Livizung über Pt. 1938 gegen den Piz Spegnas hinaufführt (vgl. Fig. 10, Tafel I und Tafel III, Fig. 2, Prof. 2, 3). Weiter westlich finden sich keine Aufschlüsse dieser Serie mehr. Unter dem weiten, schutt- und moränenerfüllten Kar von Plang Bleis wird die Rudnalserie zudem von der Livizung-Schuppe schief abgeschnitten. Im Marmorera-Druckstollen konnte die Rudnalserie ebenfalls noch gut festgestellt werden.

Die Schichtreihe umfasst dort, wo die spärlichen Aufschlüsse eine Beurteilung erlauben, im wesentlichen die gleichen Gesteine, wie die beschriebene Rudnalserie der Arlöschuppe (p. 34); doch scheinen sie hier, wenigstens teilweise, etwas stärker metamorph zu sein, was sich in der etwas stärkeren Serizitisierung der tonigen Anteile ausdrückt. Da die Rudnalserie an der Basis der Förbeschuppe mehrfach mit dem Livizung-Zug der Plattadecke verschuppt ist und sich innerhalb derselben auch einzelne Schichtpakete tektonisch repetieren, ist ein genaues stratigraphisches

Profil durch diese südlichere Rudnalserie nicht zu geben; doch scheint grundsätzlich die gleiche Gesteinsabfolge wie in der nördlichen Schuppe zu herrschen. Während besonders die tieferen Schichtglieder nur schlecht oder gar nicht aufgeschlossen sind, lässt sich der Übergang zu den hangenden Schichten des Arblatschflysches deutlich verfolgen.

a) ZUSAMMENSETZUNG UND ALLGEMEINE CHARAKTERISIERUNG

Unterhalb der Serpentin-Bündnerschiefer-Schuppe von Pt. 1938 (südlich des Livigung-Baches) stehen am Bach feine kalkig-tonige Schiefer, gelegentlich auch eigentliche Sandkalke an. Dazwischen treten auch eigentliche Tonlagen und seltener geringmächtige brecciöse Bänke auf. Diese Gesteine sind alle verschiefert und tektonisch beansprucht, das kalzitische Bindemittel der Breccien ist demgemäss stark rekristallisiert. Doch gehört diese Gesteinsgruppe unzweifelhaft zur Rudnalserie. Über den erwähnten Serpentin, bis etwa zur oberen Waldgrenze, am NE-Fuss des Piz Spegnas, folgen die typischen gelblich anwitternden Mergelkalke in rhythmischer Wechsellagerung mit Tonschiefern und vereinzelt Einstreuungen von brecciösen Horizonten. Dann setzt eine plötzliche Einstreuung detritischen Materials ein. An der Basis dieser untersten mächtigen Sandsteinlage nehmen wir die Obergrenze der Rudnalserie an. Es ist aber zu betonen, dass diese Abgrenzung rein auf lithologischen Kriterien beruht, eine paläontologische Untermauerung fehlt leider, wie übrigens in ungezählten Profilen der Alpen.

b) LITHOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER RUDNALSERIE

1. Mergelkalke

Es gilt das bei der Besprechung der Gesteine der Arlösschuppe (p. 36) Gesagte auch hier in vollem Umfang. Die graublaue Farbe im frischen Bruch und die hellgraue, gelbliche Anwitterung lassen das Gestein jederzeit leicht erkennen. Die Sericitisierung der tonigen Lagen ist hier eher etwas ausgeprägter als in der Arlösschuppe, obgleich das Gestein vielfach weniger stark von kleintektonischen Störungen betroffen zu sein scheint. Sehr schön ist stellenweise die rhythmische Wechsellagerung zwischen Kalk- (5–20 cm) und Tonschieferlagen (5 cm) zu beobachten. Trotz einem etwas stärkeren Tongehalt in den höheren Teilen der Serie bleibt der Gesteinscharakter doch durchwegs eindeutig kalkig.

2. Breccien

Hier sind die Breccien unter- und jene oberhalb der (p. 48) erwähnten Serpentineinschaltungen auseinanderzuhalten. Die ersteren sind wie ihre umgebenden Gesteine fühlbar stärker von den Einflüssen der Dislokationsmetamorphose betroffen als die letzteren. Das Bild beider Breccien stimmt zwar in der Grössenordnung und Zusammensetzung der Komponenten völlig überein. Die schwach gerundeten, zum Teil eckigen Trümmer erreichen Grössen von 2–3 cm. Das Bindemittel der unteren Breccie besteht aus einer stark rekristallisierten Kalzitgrundmasse, in welcher die Komponenten schwimmen, während in der oberen Breccie die Trümmer in einer graubraunen tonig-feinsiltigen Grundmasse eingebettet sind. Diese zeigt deutliche Spuren von Verschieferung und Durcharbeitung, wobei die Zerrisse mit Kalzit aus-

geheilt sind. In dieser Grundmasse finden sich gelegentlich auch Fossilreste, Echinodermensplitter und Inoceramenschalen, sowie in einem Schliff auch ein undeutlicher Schalenrest, der möglicherweise von einer *Globotruncana* herrühren könnte. Strati-graphisch verwertbare Fossilien konnten leider keine gefunden werden.

a) Die Komponenten

1. Dolomite

Es handelt sich, wie dies schon bei den Breccien östlich Savognin der Fall war, auch wieder um Dolomite aller möglichen Schattierungen und Varietäten, wobei die dunkelgrauen, spätigen Typen deutlich überwiegen. Daneben treten häufig auch lichtgraue, oolithisch-onkoidische Dolomite auf. In den dichteren Dolomittypen finden sich gelegentlich sekundäre Albiteinschlüsse. Die Dolomite bilden hier etwa die Hälfte der Breccienkomponenten.

2. Kalkige Trümmer

Auffallend häufig treten hier im Verhältnis zu den anderen Gesteinstypen der Serie Kalktrümmer auf. Mehrheitlich handelt es sich um graue, helle, dichte Gesteine mit reichlich organischen Resten. So konnten Echinodermensplitter, Ostracoden- und Lamellibranchierreste, Algenfilamente (*Eothrix?*), Schwammnadeln, kalzitisierte, rekristallisierte Radiolarien und fragliche Calpionellen festgestellt werden. Meist sind auch diese Gesteine onkoidisch-oolithisch. Obgleich keine Fossilreste von Leitwert gefunden wurden, ist die fazielle Übereinstimmung mit dem Klippenmalm aus der Sulzfluh- und der Falknisdecke auffällig, den ich anhand der Beschreibungen TRÜMPYS und der Aufsammlungen W. RÜEFLIS mit meinen Gesteinen vergleichen konnte. Daneben finden sich auch stark rekristallisierte, helle, marmorisierte Kalke unbestimmter Herkunft.

Selten sind unter den Komponenten dieser Breccie dichte, graue, dunklere Kalke. Sie sind gelegentlich schwach mergelig. In solchen Komponenten finden sich nun in reichen Mengen Reste sehr kleiner, dünnchaliger Foraminiferen von rotalidem Bau. Daneben ziemlich häufig Globigerinen und vereinzelte Spuren von sehr kleinen *Globotruncana helvetica* (Bolli)-ähnlichen Formen. Diese Gesteine dürfen daher kretazischen Alters (? Turon) sein.

Nach R. STAUB (mündliche Mitteilung) erinnern ihn die oben beschriebenen Verhältnisse sehr stark an die Breccie von Tiefencastel.

B. Die Spegnasserie

Zwischen der Rudnalserie und der Gruppe der eigentlichen Arblatschsandsteine lässt sich, besonders im Gebiet von Spegnas und am N-Abfall des Piz Spegnas eine eigenartige Zwischenserie erkennen die ich nach dieser Lokalität die „Spegnasserie“ nennen möchte (vgl. Tafel II; Tafel III, Fig. 2). Vom Bach nördlich „Crap“, ca. 1,5 km südlich Roffna (Rona), unter diesem Felskopf südwärts bis zur Talsohle hinunter und jenseits der Julia wieder hinauf, am Fusse der Felsenschroffen beim Stollenfenster Nascharegnas vorbei und bis in die steilen, von Runsen durchzogenen, zerrissenen Nordabstürze des Piz Spegnas lässt sich eine durch ihren Gesteinsinhalt auffällige Serie verfolgen. Neben Sandsteinen, Siltschiefern, gelegentlichen feinbrecciösen Sandsteinen, dunkeln, tonigen Schiefern und sandigen Kalken, wie sie auch in anderen Niveaux des Arblatschflysches, aber nirgends so zusammengeballt vorkommen, sind es hier vor allem recht auffallende, buntgefärbte, in erster Linie grünlich-gelbe und rötliche Tonschiefer und Siltschiefer, welche aus den sonst so monotonen, grauen und bräunlichen Gesteinen des Arblatschflysches hervorstechen. Südlich Plang Bleis, unter der W-Flanke des Piz Spegnas, verschwindet die Serie unter den mächtigen Schutt- und Moränenmassen, welche den

Talkessel zwischen Piz Arlòs, Piz Arblatsch und Piz Spegngas erfüllen. Westlich derselben ist diese Serie mit ihren typischen Gesteinen nirgends mehr aufgeschlossen; vermutlich wurde sie, wie die darunterliegende Rudnalserie, durch die Einschupung des Livizung-Zuges der Plattadecke schief abgeschnitten, so dass weiter westlich direkt das höhere Glied, der Arblatschsandstein, dem genannten Zwischenzug aufgeschoben ist.

Die genannte Serie mit ihren ungewöhnlichen Gesteinstypen fällt vor allem auf durch ihre unruhige Sedimentation. Einerseits finden sich in ihr noch Kalke, welche noch deutlich ähnlich denjenigen der Rudnalserie sind, andererseits haben Sandsteine vom Arblatschtyp, besonders feine, schiefrige Varietäten desselben, schon hier eine grosse Verbreitung. Die Spegngasserie ist so ein typisches Übergangsglied von der quasi noch „normalen“ Rudnal-Sedimentation zur groben, sicher orogen bedingten Sandsteinschüttung im Komplex des eigentlichen Arblatschsandsteins. Wenn damit nun auch bereits starke Anklänge an die Gruppe des Arblatschsandsteines vorhanden sind, so scheint mir doch die Abtrennung dieser bunten, zusammengesetzten Schichtgruppe vom eigentlichen Arblatschsandstein genügend gerechtfertigt zu sein, um dieselbe als eigentliche Zwischenserie auszuscheiden. Ich benenne sie, wie bereits erwähnt, nach dem Piz Spegngas.

Wie aus einem früheren Kapitel (p. 35) hervorgeht, lässt sich in der Arlòsschuppe des Arblatschfleysch-Komplexes keine derart deutliche Schichtgruppe an der Basis der Arblatschsandsteine abtrennen. Wohl finden sich auch dort vereinzelt Spuren von grünen Silt- und Tonschiefern sowie einzelne sandige Kalkzüge, doch lässt sich in der Arlòsschuppe nirgends auf lithologischer und noch weniger auf paläontologischer Grundlage eine deutliche Grenze gegen die Rudnalserie und den Arblatschsandstein ziehen. Es wurden daher dort die beiden Serien zusammengefasst, d. h. allfällige Spuren einer noch vorhandenen Spegngasserie zum Arblatschsandstein-Komplex geschlagen.

a) ZUSAMMENSETZUNG UND ALLGEMEINE CHARAKTERISIERUNG DER SPEGNASSERIE

Die untere Grenze derselben wird, wie schon angedeutet, durch eine recht plötzlich einsetzende Einstreuung von Sanden in die oberste Rudnalserie markiert (vgl. Tafel III, Fig. 2; Fig. 7). In Ermangelung paläontologischer Daten scheint es das beste zu sein, dieses erstmalige Auftreten einer groben Schüttung als Abgrenzung der beiden Schichtgruppen zu verwenden, obgleich auch darüber nochmals eine geringfügige Rekurrenz kalkiger Gesteine folgt, d. h. eigentliche „Rudnalgesteine“ sich auch noch in den tieferen Partien der Spegngasserie finden. In den höheren Lagen dieser Mergelkalke treten aber zwischen den Tonlagen bereits vereinzelt Einschaltungen der für die Spegngasserie so typischen grünen und bunten Schiefer auf.

Die obere Grenze gegen die Gruppe der Arblatschsandsteine ist deutlicher, wenngleich sie auch dort nicht durch Fossilien belegt werden kann. Die groben Sandsteinbildungen dieser oberen Serie liegen mit scharfer Grenze, vielerorts sogar mit einer basalen Feinbreccie auf den tonig-schiefrigen Gesteinen der Spegngasserie.

Die folgenden Profile sollen einen Eindruck von der stets wechselvollen Zusammensetzung der Spegngasserie geben. Das Aufnehmen vollständiger Querschnitte

durch dieselbe ist infolge der beträchtlichen Schuttbedeckung, der tektonischen Komplikationen und nicht zuletzt auch infolge der schlechten Zugänglichkeit der Aufschlüsse mit Schwierigkeiten verbunden. Das erste Profil (Fig. 7), aufgenommen in den Nordabhängen des Piz Spegnas, zeigt wohl das vollständigste Bild der Serie, insbesondere sind daraus auch die Zusammenhänge mit der Rudnalserie ersichtlich. Das zweite (Fig. 8), jenseits der Julia, unterhalb Crap (südlich Rona) in der dortigen kleinen Bachrinne aufgenommene stellt die Grenze zum hangenden Arblatschsandstein dar.

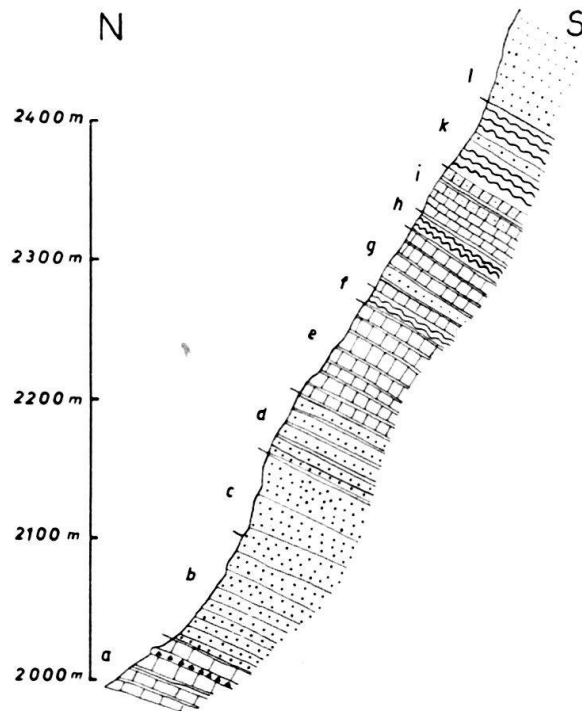


Fig. 7. Profil durch die Spegnasserie, N-Absturz, Piz Spegnas

- | | | | |
|----------|---|---|--------------|
| <i>l</i> | brauner Arblatschsandstein | } | Spegnasserie |
| <i>k</i> | grüne, siltige Tonschiefer mit Sandsteinen | | |
| <i>i</i> | graue, sandige Kalke | | |
| <i>h</i> | grüne Tonschiefer und Silte, zum Teil quarzitisch | | |
| <i>g</i> | graue Kalkschiefer, zum Teil sandig, mit Tonlagen | | |
| <i>f</i> | grüne Tonschiefer | | |
| <i>e</i> | rauhe, graue Kalke mit Tonlagen | | |
| <i>d</i> | Sandsteine mit Tonlagen wechselnd | | |
| <i>c</i> | Massige Kalksandsteine | | |
| <i>b</i> | braune, sandige Schiefer | | |
| <i>a</i> | Kalk-Tonschiefer der Rudnalserie mit Breccien | | |

b) LITHOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER SPEGNASSERIE

1. Sandsteine

Gewisse Typen gleichen vollständig den eigentlichen Arblatschsandsteinen. Andere zeichnen sich aber, im Gegensatz zu diesen, durch den fast vollständigen Mangel an jeglichem kristallinen Detritus aus. Diese Gesteinstypen wittern hellgelbbraun an, im Bruch sind sie dunkelgrau, oft weisslich gesprenkelt. Oft scheinen sie

in eigentliche Tüpfelkalke überzuleiten. Im Schliff erkennen wir in einer weissen Kalzitgrundmasse grau-schwarze Körner (Durchmesser maximal 1 mm) von dunkeln Dolomiten und Kalken. Die Kalke sind sehr häufig oolithisch. Die Grundmasse zeigt starke Rekristallisation, welche oft auch die karbonatischen Komponenten ergreift. Dieselben heben sich oft nur in unscharfen Umrissen vom eigentlichen Einbettungsmittel ab. Mikrofossilien fehlen diesen Sandsteinen vollständig.

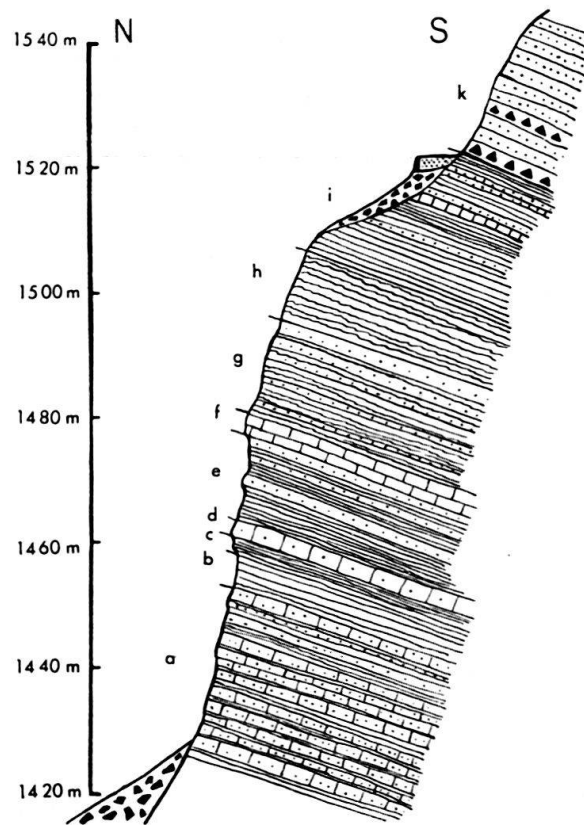


Fig. 8. Höchste Teile der Spegnasserie und Grenze zum Arblatschsandstein

k feinsandige, grobe Sandsteine mit aufgearbeiteten Globotruncanen.

Unterstes Glied der Arblatschsandsteine

i graue Tonschiefer mit sandigen und kalkigen Lagen

h grüne Tonschiefer

g rötliche, grünliche und graue Tonschiefer mit grünlichen Quarzitlagen

f graue, siltige Kalke

e grüne Tonschiefer und Quarzite

d graue Sandkalkschiefer

c schwarze Tonschiefer

b grüne, schwach siltige Tonschiefer

a grau-schwarze, sandig-siltige Kalkschiefer mit Tonlagen

} Spegnasserie

Die unterste Abteilung der Sandsteine zeigt vielfach eine rhythmische Wechselagerung mit dünnen Tonschieferlagen (30 cm bzw. 5 cm). Die unteren Sandsteine „versilten“ nach oben immer mehr und leiten schliesslich in die kalkigen Sedimente der Serie über, die eine deutliche Rekurrenz der Rudnalfazies darstellen.

2. Kalke

Diese Kalke sind dunkelgrau und rau anwitternd, im frischen Bruch grauschwarz und relativ dicht. Sie brechen weniger splittrig als diejenigen der Rudnalserie, auch ist die Feinschichtung weniger deutlich ausgeprägt als bei jenen. Die Kalkhorizonte wechsellagern wie die vorerwähnten Sandsteine ebenfalls mit Tonschieferlagen. Nach oben vermergelt die Serie immer mehr, wobei erst nur vereinzelt grüne, tonige Schieferlagen auftreten, welche gegen oben zu den eigentlichen und so auffallenden grünen und bunten Schiefen der Serie überleiten. Im Schliff bemerkt man noch reichlich Quarz und Feldspatdetritus, welcher nesterweise im Kalk verteilt auftritt. Dies erklärt auch die rauhe Anwitterung. Gelegentlich finden sich auch längliche und rundliche Gebilde aus Kalzit, welche möglicherweise auf Mikrofossilreste zurückzuführen sind, doch konnten leider keine bestimmbar Resten gefunden werden.

3. Die bunten Schiefer

a) Siltige Typen

Diese durch ihre gelblich-lauchgrüne Färbung so auffallenden Gesteinstypen zeigen auch im Dünnschliff deutliche Unterschiede zu den gewöhnlichen Gesteinen des Arblatschflysches.

Sie bestehen grösstenteils aus feinem Quarzdetritus. Neben grösseren (bis 0,5 mm Durchmesser), rundlichen Körnern mit Korrosionserscheinungen und Anwachsungen feiner Quarzneubildungen tritt lagen- und schlierenweise sehr feiner Quarzsilt auf. Plagioklas ist teilweise reichlich (24° / OIO / Oligoklas-Andesin), öfters in feinelamellarer polysynthetischer Verwilligung auftretend. Alkalifeldspäte sind seltener, sie treten dann jedoch meist in grösseren Körnern auf und zeigen durchwegs Entmischungserscheinungen. Zwischen allen diesen Körnern, vornehmlich aber in und zwischen den feinsiltigen Schlieren treten Fetzen und ganze Lagen von hellgrünem Chlorit auf. In diesen chloritischen Lagen sind auch die in diesen Gesteinen besonders reichlich vorhandenen Schwermineralien konzentriert. Es sind vornehmlich gelblich-grüne bis bläuliche Turmaline mit schönen, grossen Anwachsformen. Unter den angewachsenen Teilen sind oft deutlich die Konturen des ursprünglichen, idiomorphen Kornes erkennbar. Zirkon ist meist gut gerundet und kleiner als die Turmaline. Häufig ist er schwach rosa gefärbt. Die Turmaline sind grössenordnungsmässig etwa mit dem gröberen Quarzdetritus zu vergleichen. Diesen Gesteinen fehlt Detritus von Kalk und Dolomit. Kalzit spielt als Bindemittel eine gewisse Rolle, kann aber auch als scharfe Rhomboeder in der Gesteinsmasse auftreten. Die feinsten Typen dieser Siltgesteine können zu dichten, grünlich-weisslichen, eigentlichen Quarz-Chloritschiefern werden und gleichen dann hie und da beinahe gewissen Typen aus der Radiolaritgruppe.

b) Die tonigen Schiefer

Die tonigen Schiefer unterscheiden sich in ihrem Mineralbestand nur wenig von den eigentlichen siltigen Typen. Zwischen den tonigen Schichten treten feinsiltige Schlieren auf, welche wiederum zur Hauptsache aus „grösseren“ (Durchmesser 0,2 mm) Quarzkörnern und splittrigem Quarzsilt besteht. Auch hier sind die toni-

gen Schlieren voller Chlorit. In diesen Lagen findet sich zeitweise als rotes Pigment auch feinverteilter Hämatitstaub, welcher die gelegentliche rote Färbung der Schiefer verursacht. Wie in den Silten ist Turmalin auch hier ein häufiges Gemengteil, daneben kommt auch wenig Zirkon vor. Das Gestein ist beträchtlich verschiefert und stark lamelliert, so dass, wie im Schliff beobachtet werden kann, die einzelnen Feinschichten zerrissen und spindelartig auseinandergezogen sind. Die grünen Schiefer treten in den tieferen Teilen der Serie als dünne Zwischenlagen in den Kalken auf, werden aber nach oben immer häufiger und mächtiger. Sie bilden mit den siltigen, grünen Gesteinen einen beträchtlichen Anteil der Spegnasserie. Diese bunten Schiefer sind hauptsächlich als „grüne Schiefer“ auch von STAUB verschiedentlich erwähnt und auch von ihm schon an die Basis des Arblatschsandstein-Flysches gestellt worden.

c) ALTER UND HERKUNFT DER SPEGNASSERIE

Die Spegnasserie ist ein Sedimentkomplex, in welchem sich nach einer ruhigen Sedimentationsperiode, während welcher die Rudnalserie abgelagert wurde, die ersten orogenbedingten Einschaltungen bemerkbar machen. Diese treten anfänglich nur in relativ geringem Masse in Erscheinung und werden nochmals unterbrochen, bzw. abgelöst durch eine Rekurrenz der kalkigen Fazies der Rudnalserie. Allerdings fehlen in der Spegnasserie die feinen Mergelkalke der Rudnalsedimente. Nach dem auffälligen Auftreten der bunten Schiefer aber nimmt dann die grobe Schüttung des Arblatschsandsteines mit allen ihren weiteren Eigenheiten plötzlich überhand. Obgleich die petrographische Untersuchung dieser bunten Gesteine bisher keine genaueren Anhaltspunkte für die Art ihrer Entstehung geliefert hat, scheint es mir recht naheliegend, diese fremdartig bunte Schichtfolge als tuffogener Natur zu betrachten. Auf eine derartige Interpretation wurde ich vor allem durch die eingehenden Tuffstudien von J. NEHER in den Splügener Kalkbergen und anderswo gelenkt, deren Ergebnisse leider allerdings noch nicht veröffentlicht sind. Dazu kommt der wechselvolle Gesteinscharakter der Spegnasserie (siehe Fig. 7 und 8): Sandsteine, Silt, feine Tonschiefer in reicher Abwechslung, dazu deren Lage an der Basis der ausgesprochen groben Schüttung der eigentlichen Arblatschsandsteine, das alles deutet auf stärkere, wohl vielfach ruckartige Krustenbewegungen mit wechselvoll einsetzenden Erosionsvorgängen im weiteren Rückland oder, allgemeiner gesprochen, im weiteren Umkreis der Arblatsch-Flyschmeere. Solche Hebungsvorgänge können aber sehr wohl von einer gewissen vulkanischen Tätigkeit begleitet gewesen sein. Es sei daran erinnert, dass auch R. STAUB die magmatische Aktivität im alpinen Raum als jeweils mit Krustenbewegungen, allerdings solchen komplexer Art, gekoppelt und damit genetisch verbunden betrachtet hat, von den spätherzynischen Eruptiva über die triadischen Laven und Tuffe bis zu der Intrusion der Ophiolithe und dem Auftreten der das Taveyannaz-Material des helvetischen Flysches liefernden Vulkanschlote und endlich den jungalpinen Intrusionen vom Typ Adamello-Bergell. Es kann damit sehr wohl die fremdartige Beimischung der bunten Schiefer in der Spegnasserie auf vulkanische Vorgänge im weiteren Hinterland der Flyschmeere und die Einstreuung solchen vulkanischen Materials, vor allem von feinstem Aschen- und Tuffmaterial in die sonst normalen, orogenen Flyschsedimente im Arblatschflyschraum zurückgehen.

Auffällig ist auf jeden Fall das überaus reichliche Auftreten von Chlorit und Hämatit sowie der Andesin-Oligoklasgehalt in der Spegnasserie, dazu deren ungewöhnlicher Turmalinreichtum.

Ohne mit dieser Erklärung vorderhand eine andere Interpretation der bunten Schiefer schon präjudizieren zu wollen, scheint mir diese Anschauung mit gutem Recht vertretbar zu sein, besonders aber auch deshalb, weil wir ganz ähnliche, wenn auch schwächere Erscheinungen gleicher Art aus der Gruppe der Arblatschsandsteine zu beschreiben haben werden.

Da in der ganzen Spegnasserie bisher keinerlei Mikrofossilien gefunden wurden, kann die Alterszuordnung der Spegnasserie nur auf Grund lithologischer Vergleiche näher geklärt werden. Da nun (p. 39) die Rudnalserie wohl schon Maestricht enthält, dürfte die Spegnas- und die Arblatschsandsteinserie, in welcher, wie noch auszuführen sein wird (p. 57), ein aufgearbeitetes Maestrichtfossil gefunden wurde, von tertiärem Alter sein. Wie NÄNNY (1946, 1948) zeigte, schaltet sich im Prätigau flysch an der Basis der Ruchbergserie, welche mit dem Komplex der Arblatschsandsteine zu parallelisieren ist, gleichfalls eine schiefrige, zur orogenen Sedimentation bereits überleitende Serie, die Oberälpliserie, ein. Diese Oberälpliserie wurde von NÄNNY ins Paleozän gestellt und zwar nur auf Grund ihrer Einschaltung zwischen der höheren, sicher untereozänen Ruchberg- und der tiefern fossilbelegten (Maestricht) Eggbergserie. Wahrscheinlich ist die Spegnasserie ein faziell zwar etwas abweichendes, seiner Stellung nach altersmässig aber durchaus genügend gesichertes Äquivalent der paleozänen Oberälpliserie des Prätigaus.

C. Die Gruppe der Arblatschsandsteine

Dieser mächtigste Sandsteinkomplex des Arblatschflysches baut, wie seit langem bekannt (STAUB 1921, 1926), den mittleren und südlichen Teil der Arblatsch-Förbesch-Gruppe mit ihren markanten Gipfeln sowie den Piz Cagniel und die tieferen Teile des Thäligrates auf. Nördlich Mühlen (Mulegns) ziehen diese eigentlichen Arblatschsandsteine unter der mächtigen Ophiolithplatte von Sblox und Flix quer durch das Oberhalbstein und bilden dort, schon bald nördlich Mulegns, die felsigen Talhänge beidseits der Julia. Der allgemeine Gesteinscharakter entspricht dabei vollständig demjenigen in der Arlösschuppe, doch zeigt es sich, dass wir uns hier doch bereits in einem Faziesgebiet mit beträchtlich gröberen Ausbildungen der Sedimente befinden. Hier finden sich die von R. STAUB (1920, 1922) erwähnten groben Sandsteine und Breccien des Arblatschsandsteines, welche von ihm seit jeher und, wie durch unsere heutigen Ergebnisse gezeigt wird, durchaus zu Recht mit den Ruchbergsandsteinen des Prätigaus und der Lenzerheide verglichen wurden. Die Arblatschsandsteine bilden dank ihren verhältnismässig harten und verwitterungsresistenten Schichtgliedern die scharfen Gräte und steilen Felszähne des Arblatschmassives, im besonderen auch jene des kühnen Felshornes des Piz Förbesch.

a) ZUSAMMENSETZUNG UND CHARAKTERISIERUNG

Der Arblatschsandsteinkomplex bildet eine ausgesprochen kompakte Gruppe massiger Sandsteine, Feinbreccien, Konglomerate, Silt- und Tonschiefer. Die gröberen Sandsteine zeichnen sich durch Bildung von oft mehrere Meter mächtigen,

harten Bänken aus. Zwischen diesen finden sich häufig schwächere Lagen von ausserordentlich verkneteten und oft zu Knäueln zusammengestauchten schwarzen Tonschiefern. Deutlich sind hier die Abbilder grosser Sedimentationszyklen zu beobachten. In Zyklen von mehreren Zehnern bis zu Hunderten von Metern lässt sich fast durchgehend ein allmählicher Übergang von basalen, konglomeratischen bis fein brecciösen Lagen über grobe zu feinen Sandsteinen beobachten. Diese selber werden nach oben immer feiner und gehen schliesslich in Silt- und Tonschiefer über. Über diesen siltig-tonigen Schiefer folgen gelegentlich grüne Silt- und Tonschiefer, ähnlich solchen, die wir schon aus der Spegnasserie erwähnt haben. Diese oberste Gruppe leitet zu einem neuen Sedimentationszyklus über, indem über diesen Schieferlagen die eigentlichen Sandsteine, oft mit basalen Konglomeraten und Feinbreccien einsetzen. Sehr schön ist dies am Nordgrat des Piz Arblatsch, vom Gipfel gegen die Lücke 2772 hinab zu beobachten (vgl. Tafel II, Fig. 2).

Auch hier möchte ich diese grünen Schiefer zum mindesten teilweise als tuffogene Einstreuungen auffassen, d. h. dieselben mit vulkanischen Vorgängen in Zusammenhang bringen, die ihrerseits mit Krustenhebungen in Zusammenhang stehen mögen und damit den Anlass zur jeweils gröber orogenen Ausbildung der Flyschsedimente und im besondern der Arblatschsandsteine gaben.

In den höheren Teilen der Serie sowie gegen Westen hin scheint aber eine ganz allgemeine Verfeinerung der Sandsteine, verbunden mit einer immer stärkeren Schieferigkeit derselben einzutreten.

b) LITHOLOGISCHE BESCHREIBUNG

1. Sandsteine und Siltschiefer

Im allgemeinen unterscheiden sich die Sandsteine der Arlös- und der Förschuppe wenig. Dies ist auch kaum verwunderlich, weil sich ja schliesslich die Arlös- und die Förschuppe nach dem Auskeilen des Livizung-Zuges praktisch überhaupt vereinigen oder nurmehr durch eine Schubflächenschar voneinander getrennt sind. Es zeigt sich aber immerhin deutlich, dass in der südlicheren Schuppe gröbere Sandsteine in grösserer Mächtigkeit und Häufigkeit auftreten als in der nördlichen Schuppe. Die Komponenten derselben, besonders diejenigen sedimentären Ursprunges, aber auch die Quarze und Feldspate, erreichen häufig Korndurchmesser von 2–3 mm. Die Quarze sind durchwegs gut gerollt und alle milchig weiss. Besonders die sedimentären Komponenten der Sandsteine sind sehr oft grösser und leiten damit vielfach von den eigentlichen Sandsteinen zu den charakteristischen Feinbreccien über. Diese sedimentären Komponenten bestehen meist aus grau-schwarzen Dolomiten, oolithischen, dunkeln Kalken und schwarzen Mergelkalken, gelegentlich auch aus schwarzen, sandigen Tonschmitzen. Wie in der Arlösschuppe ist auch hier das Bindemittel der Sandsteine stark rekristallisierter Kalzit; das Gestein ist somit ein ausgesprochener Kalksandstein. Glaukonitische Schmitzen sind ziemlich häufig, auch finden sich immer noch die gleichen Schwerminerale wie in der nördlichen Schuppe.

Die Arblatschsandsteine sind trotz ihrer oft netzartigen Verknetung mit feinsten tonig-serizitischen Schichten äusserlich sehr massig und zäh geblieben. Eigentliche schieferige Typen treten hier nur in den feineren, zu den Silten überleitenden

Varietäten auf. Auffallend ist aber das bedeutende Zurücktreten der mehr „siltigen“ Gesteinstypen in der Förbeschuppe. Abgesehen von sehr seltenen Bryozoen- und Inoceramentrümern scheinen die Arblatschsandsteine völlig steril zu sein.

2. Feinbreccien

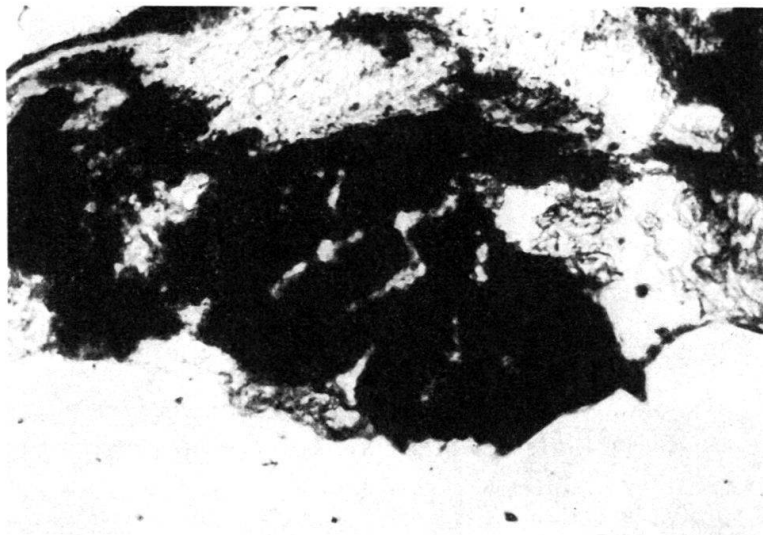
Die Feinbreccien sind, wie oben erwähnt, im Vergleich zur Arlöschuppe relativ häufig. Sie finden sich fast immer an der Basis der beschriebenen „Sandsteinzyklen“. Auffallend ist dabei die Tatsache, dass oft die grosse Mehrheit der Feinbreccientrümmern sedimentären Ursprunges sind. Diese Komponenten erreichen häufig Durchmesser von 6–8 mm. Es handelt sich auch hier wieder mehrheitlich um schwarz-graue Dolomite, graue oolithische Kalke und schwärzliche Mergelkalke. Ein besonders schöner Aufschluss einer solchen Feinbreccie findet sich an der Waldstrasse bei Crap, südlich Roffna (Rona). Dort findet sich diese Feinbreccie direkt über der „Spegnasserie“ und markiert den eigentlichen Beginn der grob-orogenen Schüttung der Arblatschsandsteine. In verschiedenen Kleinzyklen, jeweils nur wenige Dezimeter Mächtigkeit umfassend, folgen sich hier Feinbreccien und grobsandige Lagen immer wieder aufeinander. Aus diesem Aufschluss stammt aber auch das wichtige Handstück, in welchem in einer Komponente das einzige, mit genügender Sicherheit zu bestimmende Mikrofossil des gesamten Arblatschsandstein-Komplexes gefunden werden konnte (siehe Fig. 9). Es handelt sich dabei nach der Ansicht von Prof. W. LEUPOLD um eine mit grosser Wahrscheinlichkeit der *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) entsprechende Form. Die betreffende Komponente ist ein grau-schwarzer Mergelkalk, in welchem sich das allerdings schon beträchtlich rekristallisierte Mikrofossil findet. Da nach den neueren Untersuchungen die *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) als für Maestricht leitend erkannt worden ist (BOLLI 1944, NÄNNY 1948) dürften wir für die Arblatschsandsteine entweder ein gleiches oder eher ein bereits tertiäres Alter annehmen; letzteres um so mehr, als sich zwischen der Arblatschserie und der kretazischen Rudnalserie noch die paleozäne Spegnasserie einschaltet.

3. Das Arblatschkonglomerat

Nach langem, mühsamem Herumklettern auf dem zerrissenen Nordgrat des Piz Arblatsch fand ich südwestlich des Kar von Pizzet einen einzigartigen Gesteinstyp in den Arblatschsandsteinen. Es handelt sich um ein grobes Konglomerat an der Basis einer der erwähnten Sandsteinschüttungen (siehe Tafel III, Fig. 2). Leider konnte ich dasselbe auf dem zerrissenen Grat und in dem steilen Absturz der Arblatsch-Förbesch-Gruppe gegen die Val Curtegnis nicht mehr geschlossen nach Westen verfolgen, doch fanden sich in den Schutthalden am Fusse dieser Wand immer noch einzelne Blöcke dieser Konglomerate, so dass dessen Ausdehnung mindestens bis etwa in den Querschnitt der Gratlücke zwischen Arblatsch und Förbesch bestimmt gewährleistet ist.

In einer feinsandigen, schlierigen, zum Teil auch schwach tonigen Grundmasse schwimmen mässig bis gut gerundete Trümmer von normalerweise um 5 cm Durchmesser. Vereinzelt erreichen die Konglomeratkomponenten aber bis zu 35 cm Durchmesser. In der sandig-tonigen, serizitischen Grundmasse, deren Komponenten bis

auf etwa 2 mm anwachsen können, finden sich häufig auch grosse Körner von Glaukonit. Das eigentliche Bindemittel ist auch hier stark rekristallisierter Kalzit. Das Konglomerat ist ausserordentlich hart und zäh, so dass die Komponenten nur in



Phot. Jul. Aichinger

Vergr. 63 mal

Fig. 9. *Globo truncata* cf. *stuarti* (DE LAPPARENT)

In aufgearbeitetem Mergelkalk der Basis-Feinbreccie der Arblatschsandsteine
Crap. 1,5 km südlich Rona

den seltensten Fällen herausgelöst werden können und die Untersuchung deshalb an Ort und Stelle erfolgen muss. Die Komponenten zeigen praktisch kaum je Anzeichen von Verschieferung und Auswalzung, sie sind meist nur schwach zerbrochen, obgleich ihr Bindemittel durchwegs stark verschiefert ist.

a) Die Komponenten

1. Dolomite

Hauptanteil der Komponenten sind wieder Dolomite aller Schattierungen, weisslich, gelblich, bräunlich anwitternd und meist feinspätig. Im Bruch sind sie meist schwarz-grau, daneben sind aber auch weissliche Typen häufig. Neben spätigen Typen kommen auch Trümmer von onkoidisch-oolithischen Dolomiten vor. Selten sind schwach kalkige, schneeweisse Dolomitmarmore von der Art gewisser Triasmarmore; doch kommen auch Marmortypen vom Habitus der Weissbergmarmore vor.

2. Kalke

Sie sind auch in diesem Konglomerat meist spärlicher vertreten als die Dolomite. Sie bilden jedoch häufig die grössten Gerölle. Fast durchwegs handelt es sich um längliche, vermutlich ursprünglich tafelige Trümmer eines grau-schwarzen, marmorisierten, flatschigen Kalkes mit hellen Schlieren. Selten sind auch schwarze, spätige Kalke. Es dürfte sich vermutlich um Lias handeln.

3. Quarzite

Seltene Komponenten sind auch Quarzite. Ihre häufigste Varietät ist äusserst feinkörnig, serizitisch und von grünlich-weisser Farbe. Daneben kommen aber auch ausgesprochen grobkörnige

Typen mit Quarz- und Feldspatkomponenten von bis 8 mm Durchmesser vor. Auch diese gröberen Quarzite sind von schwach grünlicher Farbe und etwas serizitisch. R. STAUB macht mich auf das Vorkommen solcher grau-grüner Quarzite in gewissen Teilen der Taspinitbreccie oder im Grenzhorizont des Stätzerhorngebietes oder auch im Gault der Schamseremente und des Unterengadins aufmerksam. Es dürfte sich danach bei diesen Quarzitkomponenten wenigstens teilweise um aufgearbeiteten Gault handeln, doch mag ein Teil derselben auch aus der Triasbasis stammen.

4. Quarze

Bemerkenswert sind besonders grobe, milchigweisse Quarzkomponenten, welche bis über 2 cm Durchmesser erreichen. Sie sind jedoch mengenmässig eher selten.

Diese Komponenten gestatten uns leider keine genauere Herkunftsbestimmung aus irgendeinem ganz konkreten Faziesgebiet, doch deutet die Vielfalt der dolomitischen und vielleicht auch der quarzitischen Gesteine auf deren Herkunft aus einer ostalpinen Triasserie hin. Die tafeligen Kalke sind wahrscheinlich als Lias zu deuten, während die grossen Quarze wohl von einem Kristallinkomplex stammen dürften, wenn sie nicht aus aufgearbeiteten, gröberen, älteren Breccien oder Konglomeraten tieferer Flyschhorizonte herrühren. Die Quarzite sind wohl teilweise als Trias, teilweise aber auch als Gault anzusprechen.

c) ZUR ALTERSBESTIMMUNG DER ARBLATSCHSANDSTEINE UND IHRER NATÜRLICHEN BEGLEITER

Auch nach den bis heute bekannten neuen Ergebnissen kann das Alter der Arblatschsandstein-Gruppe immer noch, wie schon früher, wenn auch bedeutend präziser, nur auf indirektem Wege bestimmt werden. Vor allem bleiben die alten Vergleiche STAUBS und OTTS mit dem Ruchbergsandstein der Lenzerheide und des Prätigaus, besonders aber der genaue Vergleich mit NÄNNYS (1948) lithologischer Gliederung und Abgrenzung desselben von grosser Bedeutung. Wie wir gesehen haben entspricht die Rudnalserie nach Lithologie und näherer Aufgliederung, aber auch nach einzelnen Fossilfunden (p. 37, 49), weitgehend der Eggbergserie (NÄNNYS), während die „Spegnasserie“ des Oberhalbsteins möglicherweise ein Äquivalent der paleozänen Oberälpliserie der Prätigauschiefer ist. Der Arblatschsandstein-Komplex, der diese tieferen Schichtgruppen, Rudnal- und Spegnasserie krönt, entspricht stratigraphisch der Ruchbergserie NÄNNYS. Schon auf Grund dieser rein lithologischen Beziehungen und Zusammenhänge darf der Arblatschsandstein daher wohl ohne Bedenken ins Untereozän gestellt werden. Diese zum Teil schon von STAUB vertretene Auffassung wird nun aber ganz einwandfrei gestützt und präzisiert durch den allerdings bisher vereinzelt, aber deshalb nicht minder wichtigen Fund der *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) in einer Komponente der basalen Feinbreccien an der Waldstrasse von Crap, 1,5 km S Roffna (p. 57). Es findet sich also deutlich aufgearbeitetes Maestrichtmaterial in einer basalen Feinbreccie der Arblatschsandsteine. Diese Sandsteinserie kann somit nach diesem Fossilfund nicht älter sein als oberste Kreide. Die lithologischen und faziellen Vergleiche mit dem Ruchbergsandstein machen aber ein jüngerer, d. h. untereozänes Alter wahrscheinlich, womit das von STAUB seit jeher angenommene tertiäre Alter der Arblatschsandsteine vorderhand genügend dokumentiert zu sein scheint.

d) DIE SCHÜTTUNGSRICHTUNG IN DER ARBLATSCHSERIE

In Anbetracht der leider nur verhältnismässig geringen Entwicklung des Arblatschflyschgebietes im Streichen können wir nur über die in Richtung Nord-Süd stattgefundenen Änderungen der Sedimentation etwas Genaueres aussagen. Es zeigt sich dabei deutlich, dass im primär nördlicheren Faziesraum, d. h. in der Arlösschuppe, bedeutend mehr feine Sandsteine und Siltschiefer auftreten als im primär südlicheren Raum der späteren Förbeschschuppe. Auch Feinbreccien und sogar Konglomerate treten in dieser letzteren in beträchtlichem Ausmass auf, während in der Arlösschuppe solche Konglomerate gänzlich fehlen und die Feinbreccien von nur sehr untergeordneter Bedeutung sind. Zwischen Tinizong und Burvagn ist weiter in aller Deutlichkeit zu beobachten, wie auch innerhalb der Arlösschuppe die Mächtigkeit der Sandbänke nach Norden immer mehr abnimmt, der Anteil der siltigen Gesteine in derselben Richtung hingegen ganz bedeutend wächst. Neben diesen im Querprofil feststellbaren Veränderungen der Flyschmassen zeigt sich mancherorts, wenn auch undeutlich, eine gewisse Verfeinerung der Sandsteine nach Westen hin. Ob diese im Raume Thäligrat-Piz Cagniel-Murter feststellbare Abnahme der Korngrösse letzten Endes aber nicht mit der beträchtlich verstärkten mechanischen Verschieferung des gesamten Flyschkomplexes gegen die eigentlichen Schamserdeckenelemente hinab zusammenhängt, ist nicht ganz sicher zu entscheiden. Auf jeden Fall fehlen diesem westlichen Gebiet aber die Feinbreccien und die ganz grobsandigen Gesteine des östlichen Arblatschgebietes. Doch sind am Westabhang der Plattagruppe im Hangenden der Schamserelemente des Avers von STAUB (1920) wieder grobe Flyschtypen gefunden worden. Diese Tatsachen lassen es als wahrscheinlich erscheinen, dass die Schüttung des Arblatschflysches von Süden, strichweise vielleicht von Südosten her, von einer im unterostalpin-hochpenninischen Grenzraum gelegenen Schwellenzone erfolgt sein muss (STAUB 1937) (siehe Fig. 13).

D. Die Tektonik der Förbeschschuppe

Arlös- und Förbeschschuppe sind beide gemäss dem Auskeilen des Livizung-Zuges gegen Westen hin nur im Ostteil des Gebietes als deutlich individualisierte Glieder der gesamten Arblatschflyschmasse einwandfrei erkennbar. Weiter westlich „verschmelzen“ scheinbar diese beiden Elemente, jedenfalls ist die im Osten so klare Auftrennung weiter westwärts nicht mehr verfolgbar. Beidseits der Julia liegt die Förbeschschuppe mit der basalen Rudnalserie dem Livizung-Zug, d. h. der von oben eingekeilten Plattadecke auf. An derselben schneiden die tieferen Schichtglieder der Förbeschschuppe in ihrem weiteren Verlauf nach Westen immer mehr ab, so dass in der Lücke 2772 schon die Arblatschsandsteine ganz direkt auf dem Livizung-Zug liegen und hier bereits Rudnal- sowie Spegnasserie tektonisch fehlen (vgl. Tafel II, Fig. 2). Der Livizung-Zug ist aber weiter östlich mit der Rudnalserie und dem Arblatschsandstein verschiedentlich verschuppt. Westlich der Arblatsch-Nordwand ist keine in die Augen springende Trennung zwischen Arlös- und Förbeschschuppe mehr feststellbar, und eine weitere Aufgliederung des Arblatschflysches in zwei gesonderte Schuppen ist dort nicht mehr durchzuführen.

Die Flyschserien der Förbesch-Arblatsch-Gruppe fallen dort einfach mit ca. 50° südostwärts unter die geschlossenen Ophiolithmassen der Plattadecke ein. Nach dem Avers zu wird dieses Fallen immer flacher, und schliesslich keilt die ganze Flyschmasse, wie dies aus der Averserkarte von R. STAUB (1926) und seinen Profilen (1922) ersichtlich ist, ziemlich unvermittelt bei Juf im hintersten Avers aus.

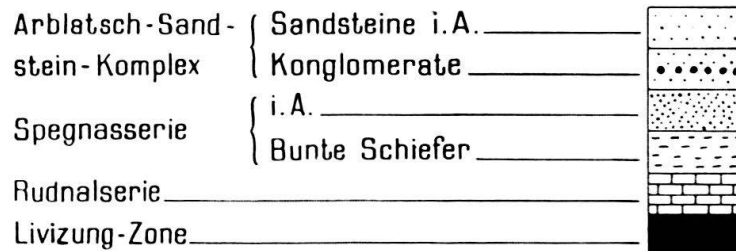
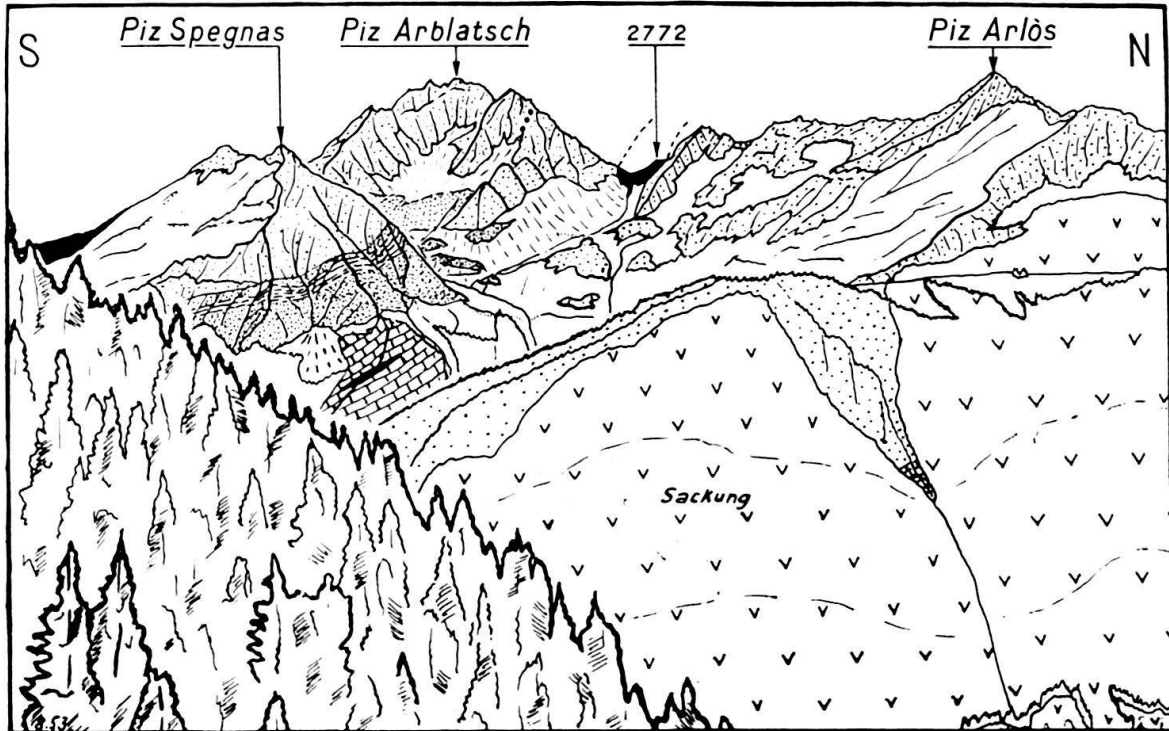


Fig. 10. Arblatsch-Arlös-Gruppe von Proschen

Im allgemeinen ist das Fallen in der ganzen Arblatschgruppe sehr variabel, da auch hier, durchaus gemäss der für die alpinen Flyschgebiete so bekannten Kleintektonik, die Schichtserien starke interne Verfaltungen zeigen. Dazu kommen aber doch auch grössere Faltenkörper vor, ferner auch eigentliche Querfalten von oft ganz beträchtlichem Ausmass. Besonders markant sind solche Faltungen in der Nordwand und der Gipfelpyramide des Piz Förbesch sichtbar. Dessen Nordabsturz wird durch eine mächtige, bauchartig gegen Norden vorgetriebene Falte gebildet, welche neben anderen auch schon STAUB (1926) dargestellt hatte. Diese Falte ist sehr schön sichtbar, weil am Fusse des obersten Förbeschsteilabsturzes gegen Süden zu eine schwarze Tonschieferserie der Berclaschuppe etwa 40–50 m tief in einer doppelten, liegenden Falte in den Flysch eingeklemmt ist (siehe Fig. 11). Ähnliche Falten lassen

sich auch im vorderen, d. h. nördlicheren Teil des Piz Spegnas beobachten; sie sind als östliche Fortsetzung der Verbiegungen am Arblatsch-Nordgrat aufzufassen. STAUB beschreibt schon 1920 diese Erscheinung und versuchte sie zunächst so zu deuten, dass er im Arblatschflysch die eigentliche Umhüllung einer gewaltigen, mehrteiligen Ophiolithstirne sah. Er lässt allerdings die Möglichkeit noch weiter offen, dass der Arblatschflysch nur unter die Ophiolithe der Plattadecke, nicht aber über dieselben hineinzieht. 1922 lässt STAUB auf Grund seiner inzwischen abgeschlossenen Aufnahmen im Avers die Idee einer Einwicklung des Arblatschflysches um eine mehrteilige Plattadeckenstirn herum, zurück bis nach Juf, wieder fallen. Die von ihm erwähnten Arblatschsandsteine der Scalottasgruppe, über die er allerdings

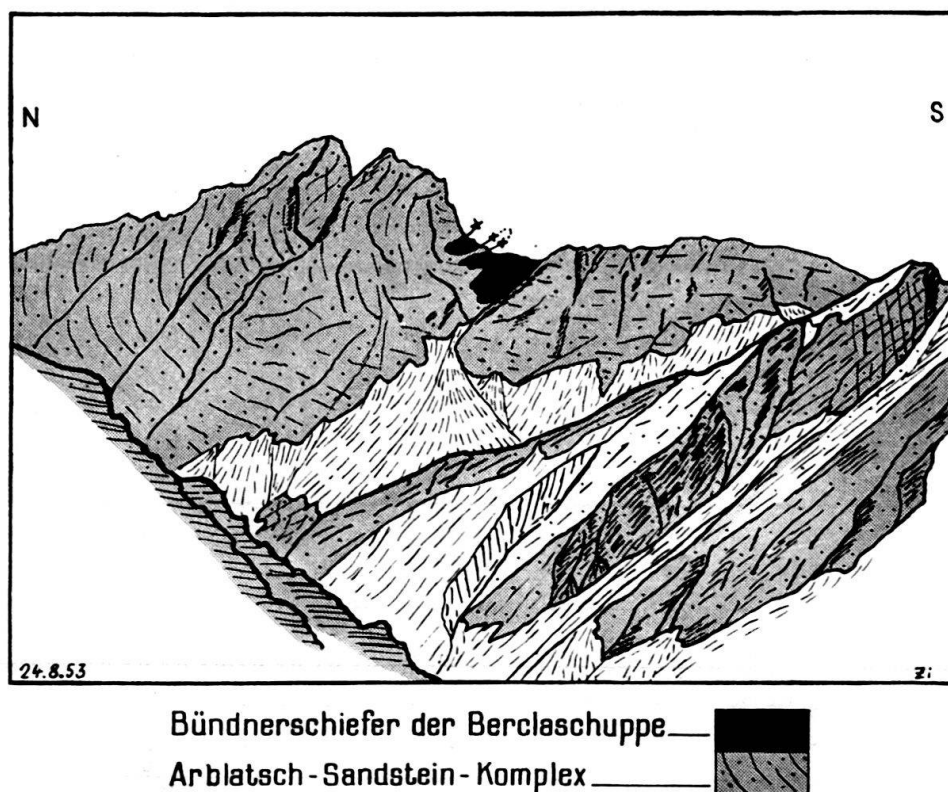


Fig. 11. Piz Fòrbesch vom Starlerapass

später nichts mehr berichtete, können, wie wir später (p. 70) sehen werden und wie auch schon STAUB (1937) angenommen hat, anders gedeutet werden.

Westlich der Fuorcla Cagniel erhebt sich der Piz Cagniel, welcher von einer auffallend einfachen, generell bloss nach SE einfallenden Schichtplatte gebildet wird. Diese setzt sich nach Norden, d. h. über die hintere Val Curtegn's hinweg in den Murter, nach Süden quer über die Val Gronda in den Täligrat, zwischen Averser Weissberg und Piz Platta fort. Diese Schichtplatte scheint vorerst keine grösseren tektonischen Störungen aufzuweisen. Sie liegt den höchsten Schamserdeckenelementen direkt auf und stellt wohl die Fortsetzung der Arlösschuppe dar.

Die auffällige Steilstufe zwischen Fuorcla Cagniel und Piz Fòrbesch dürfte auf einen echten Bruch zurückzuführen sein. Verschiebungen sind zwar keine

feststellbar, dafür aber Reibungsbreccien und Rutschharnische. Die höheren Schamserdecken der südwestlichen Surcrunaszone keilen von Norden her schon vor der Fuorcla Starlera aus, und nur die STREIFFSche „südliche Marmorzone“ lässt sich noch über die Fuorcla Curtegn's bis in die hinterste Val Gronda verfolgen (vgl. Tafel II, Fig. 1). Deren Elemente lösen sich in die Schuppenzone im Osten des eigentlichen Weissberges auf, die in ihren Einzelheiten schwer zu entwirren ist. Diese Zone zieht nach STAUB (1926) über die Thälifurgga und das Plateau

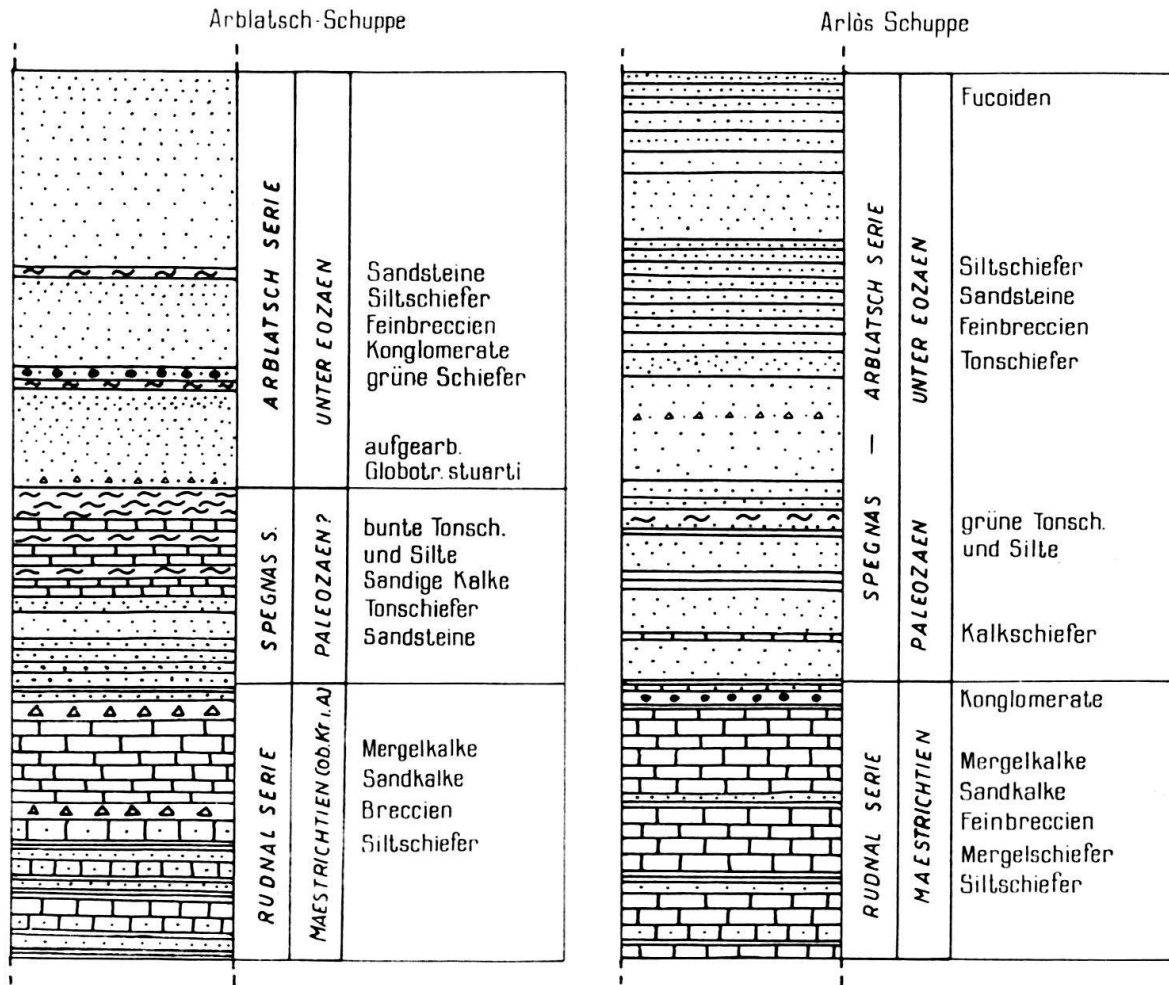


Fig. 12. Stratigraphische Profile durch den Arblatschflysch
ca. 1:16000

der Bandseen noch weit nach Süden. Die Flyschschuppen des Muttnerhorn- und des Curvègebietes dünne dabei ebenfalls südwärts mehr und mehr aus und reichen nur bis Schmorras und Alp Nova. Die Martegnaszone zieht an der Basis der Arblatschflyschmassen des Murter, d. h. der Arlös-Schuppe bis in die hinterste Val Gronda (vgl. Tafel I), immer verfolgbar in Form dünner Kristallin-, Trias- und Ophiolithschuppen über den „Bündnerschiefern“ und Hyänenmarmoren der südlichen Marmorzone STREIFFS, welche hier durch zahlreiche schmale Triaslinsen zerschlitzt auf der abermals komplexen Zone der Averser Weissberge und des Piz Gurschus liegt. Die Surcrunaszone des Ostschams spitzt, wie ebenfalls STAUB (1926)

schon dargestellt hat, in den Murterhängen südlich Schmorras aus (siehe Tafel I, SW des Piz Mezz); sie kann von dort nicht mehr mit genügender Sicherheit nach Süden verfolgt werden. Möglicherweise stellt allerdings der lange Triaszug der Fuorcla Curtegnis ihre Fortsetzung gegen die isolierten Schuppen im Osten des Averser Weissberges und der Bandfluh dar, wie dies von STAUB und STREIFF dargestellt und vermutet wurde.

Die obere Grenze der Förbeschuppe wird vielfach direkt durch die Ophiolithmassen der Plattadecke gebildet. Stellenweise aber liegen, besonders im ganzen Abschnitt Val Faller, Scalotta und Täligrat auf den Arblatschsandsteinen zunächst noch, wie STAUB dies für das Gebiet der eigentlichen Plattagruppe selber dargestellt hat (1926, tektonische Karte), Gesteine der Berclaschuppe unter den mächtigen Ophiolithmassen der eigentlichen Plattaschuppen (siehe Tafeln I und II).

X. Das Gebiet des Piz Curvèr

a) HISTORISCHER ABRISS UND STRATIGRAPHIE

Die Geologie des Piz Curvèr ist während langen Jahren umstritten gewesen. Seit ZYNDELS Untersuchungen (1910/1912) ist bekannt, dass sich am Fusse des Curvèr ein beinahe ununterbrochener Zug von triasischen Elementen (Dolomite, Rauh-wacken) und grünen, wohl jurassischen Schiefen um den ganzen Gebirgsstock verfolgen lässt. ZYNDEL (1912) deutete diesen Zug durchaus richtig als Basisserie seiner rhätischen Decke, d. h. nach der heutigen Terminologie, der Plattadecke. STAUB bestätigte von 1922 an die Richtigkeit dieser Auffassungen. Während MEYER (1909) und ZYNDEL (1912) sowie STAUB (1922) die Curvèr-Schiefer als älter als die liegenden Flyschschiefer bezeichneten und dieselben tektonisch auf diesen aufliegend annahmen, kam WILHELM (1933) jedoch zum Schluss, dass es sich hier zusammen mit den liegenden Flyschgesteinen, gleich wie in den tieferen Schamserdecken, nur um eine verkehrte Serie handle. Er bezeichnete merkwürdigerweise die dolomitischen Gesteine wie seinerzeit ALBERT HEIM (1891), als normalstratigraphische Einlagerungen in der jurassisch-tertiären Serie. STREIFF (1939) lehnte diese unrichtige Interpretation WILHELMS ab und kehrte zu ZYNDELS und STAUBS tektonischer Auffassung zurück, indem er seine „obere Flyschschuppe“ des Muttnerhorngebietes von der hangenden eigentlichen Curvèrserie abtrennte, die ZYNDEL, STAUB und er der Plattadecke zurechneten. Diese Curvèrserie vermochte STREIFF abermals weiter zu unterteilen, und zwar in zwei Komplexe: einen unteren ophiolithfreien und einen oberen ophiolithführenden. In der letztgenannten Serie erblickte STREIFF (1939) die verschleppten Reste der höheren Schuppen der Plattadecke STAUBS, während er die tieferen Serienteile mit der Berclaschuppe STAUBS verglich. Er betrachtete diese Schiefer als jurassisch bis kretazisch. STAUB hatte 1922 die ganze Curvèrserie nördlich der eigentlichen Plattaschuppe des Plattagebietes beheimatet und sie damit eo ipso gleichfalls mit seiner Berclaschuppe verglichen.

Beim Abschluss meiner eigenen Untersuchungen im Arblatschgebiet brachten mich einige Begehungen im Raume des Piz Curvèr zu einer etwas anderen Interpretation der Dinge. Die STREIFFSche tektonische Gliederung besteht an sich zu Recht:

Die „obere Curvèrserie“ gehört der Plattadecke an. In der „unteren Curvèrserie“ STREIFFS aber erblicke ich heute eher ein Element des eigentlichen Arblatschflysches, und zwar die nördlichsten, feinsten Anteile der Arlösschuppe derselben. Die Basislinsen des Curvèr entsprechen in ihrer tektonischen Stellung und weitgehend auch in der lithologischen Gliederung der Schichtfolge von Sarons-Parseiras (Serie von Savognin, 1 km S Savognin), die sich im tektonisch Liegenden des Arblatschflysches befindet. Diese basale und eigentlich fremdartige Serie ist am Curvèr allerdings äusserst stark ausgedünnt, lamelliert und nur noch ganz rudimentär vorhanden. In unzusammenhängenden, dünnen, im allgemeinen kaum je mehr als 5 m mächtigen Linsen von Dolomit, selten Rauhacken und grünen Schiefern, zieht sie, etwa von Ziteil an, dem ganzen Curvèr-Südfuss entlang gegen Westen um den Piz Neaza herum, von wo sie rings um den ganzen Talkessel von Taspegn (Taspin) bis in die Runsen des Nordhanges des Piz Curvèr pintg da Taspegn verfolgt werden kann (vgl. Tafel I).

Über dieser Basisserie folgen dann an tektonischer Grenze die jüngeren Schiefer der unteren Curvèrserie. Ihre basalen Teile sind meist stark tonig-kalkig, oft auch siltig. In dieser mehrheitlich kalkigen Schichtgruppe liegen selten auch feimbreciöse Horizonte. Eine etwas gröbere, ca. 1 m mächtige Lage mit gut gerundeten Komponenten von bis über Faustgrösse findet sich wenig über der Basis südlich der Farcla am Fusse des Piz Curvèr pintg da Neaza. STREIFF (1939) beschreibt diesen gleichen Breccienhorizont auch am Piz Neaza (siehe Tafel I, 2 km NE des Piz Curvèr). Bei den Geröllen dieser Breccie handelt es sich vorwiegend um dunkle, gelegentlich auch helle Dolomite sowie selten grobspätige, dunkle Kalke, welche in einer kalkig-siltigen Grundmasse eingebettet sind. Die Ähnlichkeit mit dem Flyschkonglomerat des Nasseglbaches, östlich Savognin, ist auffällig. Auf etwa 2740 m beginnen nun am Westgrat des Curvèr diese kalkig-tonigen Schiefer stärker siltig zu werden, um bis zum Gipfel in die unverkennbaren, feinen Sandsteine der Nordfazies der Arblatschsandsteine überzugehen. Die von STREIFF beschriebenen, auffällig orange-rot anwitternden Schiefer erwiesen sich grösstenteils als sehr feine, kalkarme Siltschiefer. In der unteren Curvèrserie wurden ausser den bereits durch STREIFF bekannt gewordenen Chondriten keinerlei Fossilien gefunden. Die lithologische Gliederung derselben lässt sich gut mit der Schichtreihe der Arlösschuppe des Arblatschflysches vergleichen, obgleich eine scharfe Abgrenzung der einzelnen Glieder nicht mit der gleichen Eindeutigkeit durchgeführt werden kann wie dort. Die unteren, vorwiegend tonig-kalkigen Serieteile mit den Breccienhorizonten entsprechen etwa den höheren Teilen der Rudnalserie. Die oberen, sandigen Abschnitte zeigen ganz auffällig den gleichen Rhythmus der Sedimentation wie die Arblatschsandsteine der nördlichen Arlösschuppe. Hier wie dort nimmt die Korngrösse der Sandsteine nach oben ab. Im Curvèrgebiet, d. h. in der „unteren Curvèrschuppe“ STREIFFS, sind die Serien allerdings noch bedeutend feinkörniger entwickelt als in den südlicheren Teilen der Arlösschuppe. Da wir aber, wie erwähnt, im ganzen Arblatschflysch eine allgemeine Verfeinerung der Sedimente nach Norden festgestellt haben, ist dies nicht weiter verwunderlich. In der „unteren Curvèrschuppe“ liegt somit die gleiche Schichtfolge wie im Arblatschgebiet vor, und das oberkretazisch-untereoazäne Alter der „unteren Curvèrserie“ scheint somit mit grosser Wahrscheinlichkeit festzustehen.

b) DIE TEKTONIK

Während die Untergrenze der unteren Curvèrserie durch das Basisband wohl definiert ist, ist die Obergrenze undeutlich, da ihr die obere Curvèrserie ohne oder nur mit undeutlich trennenden Elementen aufruht. Die Mächtigkeit der „unteren Curvèrserie“ erreicht in ihren südlichsten Abschnitten noch gut 200 m, nach Norden keilt sie, wie von STREIFF beschrieben, unter der „oberen Curvèrserie“, d. h. der eigentlichen Plattadecke, schliesslich völlig aus. Die ganze Curvèrserie ist stark verfaltet und zusammengestaucht und fällt gleichmässig in axialer Richtung einheitlich ostwärts gegen das Oberhalbstein ein.

XI. Die Plattadeckenelemente

Die Plattadecke ist 1916 von R. STAUB an die Stelle der früheren rhätischen Decke des Oberhalbsteins gestellt worden. Bei seinen Aufnahmen in der Plattagruppe erkannte er einen intensiven Schuppenbau innerhalb dieser Einheit und unterschied unter der grossen Ophiolithmasse, dem Arblatschflysch direkt aufliegend, zunächst eine praktisch ophiolithfreie Berclaschuppe als basales Element der ganzen Plattadecke. Für unsere Betrachtungen scheiden wir hier nur diese Berclaschuppe gegenüber den höheren Anteilen der Plattadecke aus, die ihrerseits ganz verschiedene tektonische Position haben können.

A. Die Berclaschuppe meines Gebietes

Über den Arblatschsandsteinen folgt die Berclaschuppe als unterste Abteilung der Plattadecke (siehe Tafel I und II, Fig. 1). Obgleich zwischen ihr und dem Flysch in dem von mir untersuchten Bereich nirgends trennende ältere Gesteine eingeschaltet sind, im Gegensatz zu den Westhängen der Plattagruppe, wo kristalline Scherben diese Grenze begleiten (STAUB 1926), ist die Grenze zwischen Flysch und Berclaserie meist deutlich festzustellen. In erster Linie wird dies durch die völlig verschiedenen Gesteine der beiden Serien erleichtert. Die Berclaschuppe wird beidseits von Val Faller vor allem durch tonige und kalkige Schiefer, die STAUB zum grössten Teil bereits zum Arblatschflysch gerechnet hat, aufgebaut. In den unteren Serienteilen überwiegen die Tonschiefer, während nach oben, allerdings ohne je vorherrschend zu werden, auffallend kalkige Einschaltungen auftreten. Die Tonschiefer sind sehr weich, blättrig und oft stark verknetet. Meist sind sie völlig kalkfrei. Neben kohlschwarzen, rostig anwitternden Typen sind hellgraue und grünliche, serizitische Gesteine weit verbreitet. Die Kalkschiefer sind feinschichtig, mit häufigen dünnen Kalzitschnüren. Ihre Farbe ist hellgrau, gelegentlich schwach bläulich; in der Anwitterung werden sie bräunlich. Im Schliff zeigen sie ein äusserst feinpelitisches Gepräge, feindetritisches Material fehlt fast vollkommen. Ganz selten treten in dieser kalkigen Serie auch feinsandige, grauschwarze Kalke auf; das Detritusmaterial besteht aus dunkeln, schwärzlichen Karbonaten, wahrscheinlich Dolomiten. Unter der Überschiebungsgrenze zu den hangenden Ophiolithen finden sich gelegentlich grünlich-weissliche, marmorisierte Schürflinge von vielleicht bereits ophiolithisch beeinflussten Kalkschiefern.

Diese Schiefer der Berclaschuppe bilden im Gelände sehr weiche Formen. Sie

bauen die oberste, durch ihre schwarze Färbung von weitem besonders auffallende Kappe des Täligrates auf, wie dies STAUB auf seiner tektonischen Skizze zur Averserkarte (1926) darstellte; dann ziehen sie nordostwärts, unter den Ophiolithen der Plattanordwand durch, und bilden die Mulde von Scalottas sowie die untersten Teile der Hänge südlich der Alp Faller. Auf der Nordseite dieses Talkessels bildet die gleiche Serie die Unterlage der Weidegründe von Plang Försch und Colms, bis hinauf an den Fuss der drohenden Förschzähne. An deren Fuss sind besonders die Tonschiefer der Berclashuppe in den Arblatschsandstein eingepresst und eingefaltet (siehe Fig. 11) und bilden die erwähnten Falten. Im Gebiete der Rutschung von Arnoz-Fopatsch in der hinteren Val Faller fehlt die Berclaserie, denn auf und mit ihr ist die grosse Ophiolithmasse niedergeglitten, welche sich heute im Staugebiet dieser Sackung unterhalb Tga findet. Der letzte östlichste Aufschluss dieser Tonschieferserie im Val Faller steht am Bach bei Tga an. Vom Crap an, über die Motta da Sblox, und jenseits der Julia bis über die Ava da Fadalox hinaus, ist die gleiche Schieferserie immer als dünne Schichtplatte, teilweise allerdings in einzelne Schürflinge zerrissen im Liegenden der Ophiolithplatte zu verfolgen (siehe Tafel III, Fig. 2). Im Stollen des Kraftwerkes Marmorera wurde diese Berclaserie direkt nördlich des Fensters Faller auf eine Strecke von über 900 m durchfahren. Auch hier zeigte sich die oben beschriebene Gliederung der Serie: vorwiegend tonige Schiefer unten, mit zunehmender Beteiligung kalkiger Sedimente nach oben. Die Gesteine sind ausserordentlich stark tektonisiert und verknüchtet, oft zeigten die Tonschiefer schöne, spiegelglatte Graphitutschharnische. Besonders an der Untergrenze der Serie gegen die Arblatschserie war diese Tektonisierung stark ausgeprägt. Die Serie führt im Stollen ziemlich reichlich Wasser, besonders in den zerrissenen, tonigen Abschnitten. An der Basis der Ophiolithaufschiebung fanden sich auch im Stollen schwach ophiolithisch infizierte Kalk- und Tonschieferschürflinge der Berclashuppe (W. ZIEGLER, 1952). Mit diesen Feststellungen erlangt im Val Faller die Berclashuppe eine weit grössere Bedeutung, als es der früheren Auffassung entspricht, nach der besonders in der Arblatsch-Försch-Gruppe diese Schiefer noch zum Arblatschflysch gerechnet worden sind. Zur selben Einheit hat STAUB jedoch schon 1928 in seiner Arbeit über den „Septimertunnel“ die Bündnerschiefer des Fensters von Spliatsch-Furnatsch geschlagen.

Diese Schiefer im Hangenden der Arblatschsandsteine einer bestimmten Altersstufe zuordnen zu wollen, ist bei ihrer gänzlichen Fossilleere ein hypothetisches Unterfangen. CORNELIUS (1935) gliederte sie in seinem Untersuchungsgebiet östlich der Julia seinerzeit in Liasschiefer und Jurakalke. Er kommt zu diesen Schlüssen aus Vergleichen mit radiolaritführenden Profilen. Ob es sich allerdings bei diesen Gesteinen um die gleichen Bildungen handelt wie um jene, welche zwischen den Ophiolithen gefunden wurden, ist fraglich. Ohne auf diese unsicheren Altersbestimmungen weiter eintreten zu wollen, bezeichne ich die ganze Gesteinsgruppe, wie STAUB auf seiner Averserkarte (1926), als Bündnerschiefer im weiteren Sinne. Es ist allerdings auf die bemerkenswerte Ähnlichkeit der tieferen, tonigen Serieteile mit den Tonschiefern der Doggerzone in der „unteren Flyschschuppe“ aufmerksam zu machen, während die kalkigen Serieteile eine etwas veränderte Nivaiglerie darstellen könnten. STAUB hält diese Deutung als Dogger und Hyänenmarmor (Malm) nach seinen Kenntnissen für durchaus wahrscheinlich.

B. Die höheren Schuppen des Untersuchungsgebietes

Über den eben genannten basalen Bündnerschiefern der Berclaschuppe folgen die Ophiolithmassen der Plattadecke in grosser Mächtigkeit. Sie sind den liegenden Gesteinen deutlich in einer grossartigen Überschiebungsfläche aufgesetzt. In erster Linie sind es mannigfache Grünschiefer, welche die prachttvolle Pyramide des Piz Platta und den Deckel von Crap-Motta da Sblox aufbauen (vgl. Tafel II, Fig. 2). Diese setzen sich ostwärts in das Felsplateau von Paleis-Falotta fort. In diese Ophiolithe sind gelegentlich Schuppen und auch einzelne Späne von Bündnerschiefern und Radiolariten, Hyänenmarmoren und sogar vereinzelt Triasschmitzen eingeklemmt. Auf Crap ob Arnoz (STAUB, 1926) findet sich ein solcher schmaler Triasspan, mit schönen, bereits von STAUB markierten und auch chemisch untersuchten Kontakterscheinungen. Gelegentlich finden sich an der Basis dieser Schichtplatte, die der eigentlichen Plattaschuppe (STAUB, 1926) zugehört, einzelne kleine Serpentschürflinge, so ob Ava da Faldalox und bei Sblox (vgl. Tafel II, Fig. 2). Diese tieferen Ophiolithmassen der Plattadecke keilen aber nach Norden bald aus, und nur die serpentinreiche Marmelerschuppe lässt sich, wie bereits STAUB auf seinen tektonischen Karten (1926, 1946) darstellt, nach Norden über die Livizungeinspitzung hinaus bis an die Motta Palousa verfolgen. Auf der Westseite des Oberhalbsteins setzt sich die Plattadecke über Ziteil in die oberen Curverschuppen fort (STREIFF), um dann unter dem Nordfuss des Piz Toissa über Tgiant Ladrung und Cargnolas die Basis des Sulzfluhkalkes südlich Surava zu erreichen, mit dem die Plattaelemente weiter verschuppt sind. Leider lassen sich diese letzten sicheren Plattaschürflinge infolge mangelnder Aufschlüsse nicht mehr sicher über das Albultal hinaus in die Gegend ob Brienz und die Aroserbasis der Lenzerheide verfolgen, so dass der Zusammenhang der Aroserschuppenzone mit diesen Plattascherben vorderhand, wie schon seit langem, nur unsicher bleibt.

XII. Die Beziehungen zwischen Prätigau-Lenzerheide-Oberhalbstein- und Arblatschflysch

Wie wir in den vorhergehenden Kapiteln gesehen haben, sind Arblatschsandstein- und Ruchbergserie gleichaltrig, d. h. beide haben untereozänes Alter. Auch ihre Stellung als groborogene, hauptsächlich sandige Serie über einer tieferen Schichtgruppe vornehmlich kalkig-mergeliger Sedimente ist beiden gemeinsam. Daneben bestehen aber doch gewisse Unterschiede, welche zeigen, dass trotz weitgehender fazieller Übereinstimmung im Grossen die beiden Serien doch nicht ganz als ineinander übergehend und als völlige Analoga zu betrachten sind; denn nach Herkunft ihrer Komponenten können sie sicher nicht aus demselben, sondern nur aus nahe benachbarten und unter sich eng zusammenhängenden Sedimentationsräumen stammen. Tabelle 1 soll die Unterschiede und Übereinstimmungen zwischen den beiden Schieferserien des Prätigau- und des Oberhalbsteinerflysches kurz illustrieren.

Es ist auffällig, dass zu Beginn des Tertiärs sich im penninischen Raum derartig weit verbreitete, grobsandig-brecciöse Schichtserien orogener Sedimente bildeten, nachdem die obere Kreide noch durch einen relativ ruhigen Sedimentationsverlauf

ohne wesentliche orogene Beeinflussung ausgezeichnet war. Gelegentliche Konglomerathorizonte deuten zwar auch in den kretazischen Schichten auf zeitlich beschränkte Störungen in der Sedimentation hin. Sie finden ihre Erklärung durch ruckartige Hebungen der Trograndgebiete (NÄNNY, 1948). An der Wende der Kreide zum Alttertiär muss sich nun diese Hebung bedeutend verstärkt haben zu einem vermutlich kontinuierlich weiter andauernden Phänomen. Die zyklische Gliederung, welche sowohl in den Arblatschsandsteinen wie in der Ruchbergserie festzustellen ist, dürfte auf Phasen verstärkter Aktivität der Hebung zurückzuführen sein. Derartige Vorgänge können sehr gut mit vulkanischen Erscheinungen verbunden gewesen sein. Tatsächlich scheinen, wie oben ausgeführt, in der Spegnas-

| Kriterien | <i>Ruchbergserie</i> südl. Lenzerheide Oberhalbstein | <i>Arblatschsandstein</i> | |
|---------------------------|--|--|---|
| | | Nord Curvèr-Arlòs | Süd Arblatsch-Fòrbesch |
| Alter | Unter-Eozän mit Nummuliten nachgewiesen | Unter-Eozän indirekter Beweis mit aufgearbeitetem Maestrichtien | |
| Gesamt-Gesteinscharakter | stark tonig mit zum Teil reichlichen sandig-konglomeratischen Lagen | stark sandig-siltig-kalkig, nach N zunehmend tonig | grob sandig-konglomeratisch und feinsbreccios, kaum tonig |
| Komponenten | Quarz \varnothing 2–4 mm klar, kaum gerundet Feldspat wenig Kalk und Dolomit wenig Muskovit | Quarz \varnothing 1–3 mm meist weniger, selten mehr, milchig, gut gerundet Feldspat mittelhäufig Kalk und Dolomit viel | Quarz \varnothing 2–5 mm, im allgemeinen gut gerundet, milchig, \varnothing max. 2 cm Feldspat mittelhäufig Kalk und Dolomit viel |
| Konglomerate und Breccien | Kalk, Dolomit grüne Quarz-Porphyre, \varnothing bis 4 cm | Dolomite und Kalke Quarze \varnothing bis $\frac{1}{2}$ cm | Dolomite und Kalke Quarzite u. Quarze \varnothing $\frac{1}{2}$ –35 cm |
| Bindemittel | kieslig-tonig sehr selten kalkig | kalkig marmorisiert gelegentlich tonig | kalkig marmorisiert sehr selten tonig |
| Metamorphose | Leichte Verschieferung, Serizitierung, Rekristallisation der Karbonate | stark verschiefert, stark marmorisiertes karbonatisches Bindemittel, Serizitierung stark bis mittelmässig | |
| Schüttungsrichtung | ? von Norden, zum Teil ? von SW | Von Südosten nach Nordwesten bis Süd-Nord | |

Tabelle 1. Vergleich der Ruchbergserie mit dem Arblatschsandstein

serie und im Arblatschsandstein gewisse Anzeichen für tuffogene Einstreuungen zu sprechen (p. 54). Ob es sich dabei um Vorläufer des Bergeller Vulkanismus, wie STAUB solche 1918 und 1920 postulierte, oder um letzte Äusserungen des ophiolithischen Intrusionszyklus des Mesozoikums handelt, bleibe dahingestellt.

Der Arblatschflysch ist nach unseren Untersuchungen, wie dies auch STAUB angenommen und vertreten hat, eine zweifellos von Süden her geschüttete Bildung. Wie beschrieben, verfeinert sich in diesem Flyschkomplex das Detritusmaterial von Süden nach Norden immer mehr, und die Sedimente werden in derselben Richtung toniger. Im Curvèrgebiet finden sich mit grösster Wahrscheinlichkeit die nördlichsten Ausläufer der Arblatschflyschserien; mehrheitlich sind sie dort als feinste Sandsteine bis Silt- und Tonschiefer entwickelt. Es stellt sich nun die Frage nach dem effektiven Herkunftsgebiet des in der Arblatschserie zusammengeschütteten Detritus. Dasselbe muss sich zweifellos im Süden des heutigen Verbreitungsgebietes des Arblatschflysches befunden haben. Untersuchen wir die südlich anschliessenden Decken, so stellen wir fest, dass die Schichtreihe der direkt südlicheren Plattadecke flyschfrei ist, d. h. sie hört nachgewiesenermassen mit Unterkreide auf (STAUB 1922, 1937). Sie kommt deshalb weder als Herkunftsgebiet noch als südlich anschliessendes Faziesgebiet in Frage. Erst im nächst höheren tektonischen Element, in der obermesozoische und jüngere Schichtglieder des Errdeckenraumes umfassenden Falknisdecke, bzw. der gleichwertigen Tasnadecke des Unterengadins, finden sich, wenigstens teilweise, wieder ähnliche Oberkreidebildungen und auch grobe tertiäre Sandsteine und Konglomerate. Schon 1937 verband R. STAUB Arblatschflysch- und Falknisraum und sah im Falknisflysch die südliche, gröbere und im Arblatschflysch die nördliche, feinere Ausbildung der Sedimente desselben Trograumes. Schon STREIFF (1939) machte in seinen Ausführungen über die „untere“ und die „obere Flyschschuppe“ des Ostschams auf die beträchtliche Ähnlichkeit der eigentlichen Flyschbasis mit der Falknis-Tasna-Decke aufmerksam. Die wenn auch spärlichen, aber doch wegweisenden Indizien, die uns die näher studierte Geröllzusammensetzung des Arblatschflysches liefert, deuten tatsächlich vor allem auf ein ebenfalls unterostalpinen Herkunftsgebiet des geschütteten Materials hin. Neben der reichen Beteiligung von Dolomiten ostalpiner Tracht sind es vor allem gewisse graue und lichtgraue, oolithisch-organogene Kalkkomponenten, welche eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit Falknis-Malm aufweisen. Wir kommen so, gleich R. STAUB, dazu, den Falknisflysch als das ursprünglich südlich anschliessende Äquivalent des Arblatschflysches zu deuten. Bemerkenswert ist in dieser Beziehung auch der von R. STAUB (1920) gemeldete, wenn auch nicht eindeutige Fund von „Arblatschsandsteinen“ an der Basis der unterostalpinen Decken des Piz Scalotta, das Vorkommen von Flyschsandsteinen in der Marmelser-Schuppen-Zone und in der Motta da Sett, südlich Bivio; an diesem letztgenannten Fundort liegen die Flyschsandsteine unter der Basis der Errdecke, in einem der Falkniszone benachbarten Raum (STAUB 1917, 1926).

Durch diese Deutung gelangen wir mit STAUB dazu, einen sehr beträchtlichen kretazischen Zusammenschub der Gosauphase im penninisch-ostalpinen Grenzraum anzunehmen, wie er übrigens von STAUB für den penninischen Gesamttraum Bündens bereits 1934 und 1937 auseinandergesetzt und schon von LEUPOLD (1933) postuliert worden ist. Im „Bau der Alpen“ (1924) bringt STAUB übrigens die Intru-

sion der mesozoischen Ophiolithe mit vorgosauischen Bewegungen in genetischen Zusammenhang, und 1946 wird dasselbe Problem von RÖSLI im südpenninischen Raum erneut diskutiert. Die Plattadecke kann zur Zeit der Ablagerung der oberkretazischen und tertiären Bildungen des Falknis-, Arblatsch-, Prätigau-Flysch-Raumes schon unter den ostalpinen Decken begraben gewesen sein, worauf abermals STAUB (1937) hingewiesen hat. Diese Anschauung liefert uns aber auch die Erklärung für das Fehlen jeglicher ophiolithischer Gerölle in den penninischen Flyschbildungen Bündens.

Der zunächst viel offensichtlichere Zusammenhang des Arblatschflysches mit dem Prätigauflysch ist in den Einzelheiten weniger klar. Wie wir gesehen haben, finden sich die nördlichsten, feinsten Ausläufer des Arblatschflysches im Raume des Curvèr. Sie zeigen dort keinerlei Anklänge an die Gesteine der „obern“ und der „unteren Flyschschuppe“ STREIFFS, sondern sind vielmehr stark versiltet und ausserordentlich tonig. Ihr Zusammenhang mit dem Arblatschflysch ist jedoch kaum anzuzweifeln. Die Ruchbergserie der Lenzerheide ist aber allgemein bedeutend sandiger ausgebildet als diejenige des nördlichen Oberhalbsteins, und es scheint sich nach Süden, wie die neueren Untersuchungen NÄNNYS klar darlegen und durch meine eigenen Studien bestätigt werden konnte, eine ganz allmähliche, schwache Vermergelung der Ruchbergserie abzuzeichnen. Allerdings lassen sich in der Lenzerheide gewisse Anzeichen erkennen (NÄNNY, 1944), welche auf eine zeitweise stattgehabte Schüttung von Süden schliessen lassen. Unserer Meinung nach schliesst sich südlich an den Lenzerheideflysch und mit diesem noch in direkter Verbindung stehend der Flysch der „unteren Flyschschuppe“, d. h. des Muttnerhorns an; diesem wiederum ist als gleichartig ausgebildetes, südlicheres Äquivalent die „obere Flyschschuppe“ tektonisch aufgeschoben. Diese „obere Flyschschuppe“ und der Arblatschflysch der Curvèrgruppe sollten nun direkt ineinander übergehen, aber abgesehen von der beidseitigen Tendenz zur Vermergelung der Flyschserien stimmt der Gesteinscharakter der beiden Flyschbildungen nicht so unmittelbar überein. Wir müssen annehmen, dass sich vielmehr zwischen Arblatsch- und Ruchbergserie eine recht beträchtliche Zwischenzone eingeschaltet habe, in welcher beide Serien nurmehr in stark vermergelter Fazies ineinander übergehen. Dies ist bis heute allerdings nicht sicher feststellbar, vor allem, weil uns die südlichste Fortsetzung der Ruchbergserie noch nicht genauer bekannt ist, da sie wohl im Rücken der oberen Flyschschuppe unter den Arblatschflysch untertaucht; andererseits aber auch deshalb, weil der trennende Schnitt der späteren Verschuppung von Arblatsch- und Ruchbergserie wohl gerade durch diese vermergelte Zone durchzieht. Trotz dieser Komplikationen ist es aber als durchaus gesichert zu betrachten, dass sich südlich des Lenzerheide-, Muttnerhorn-, Präsanzer-Flysches der Arblatschflysch anschliesst, dessen primär südliche Fortsetzung im Falknisflysch zu suchen wäre.

Sind so die paläogeographischen Verhältnisse während des älteren Tertiärs noch einigermaßen überblickbar, so verliert sich die Übersicht bei der Untersuchung der kretazischen Bildungen weitgehend. Wir stellen von der Lenzerheide südwärts eine allgemeine Vermergelung der Eggbergserie fest, was besonders deutlich in der „unteren“ und „oberen Flyschschuppe“ STREIFFS in Erscheinung tritt. Im Arblatschgebiet ist aber dieselbe Serie, nun als die „Rudnalserie“ bezeichnet, wieder weitgehend in ganz derselben Mergelkalkfazies entwickelt wie im Prätigau. Es dürfte

sich dabei wohl um eine analoge Ausbildung handeln, aber in einem südlicher als der Prätigauraum gelegenen Meeresabschnitt. Möglicherweise ist die atypische, schwächer kalkige, dafür mergeligere Ausbildung der Serie in der südlichen Lenzerheide und in der „unteren“ und „oberen Flyschschuppe“ als Fazies der Schwellenzone zu betrachten, die diese beiden Tröge trennte. Südlich der genannten Vermergelungszone würde sich darnach die Prätigaufazies ein zweites Mal einstellen. Während im Prätigau die tieferen, kretazischen Serien reichlich entwickelt sind, fehlen dieselben scheinbar im Arblatschgebiet. Diesen Zusammenhängen weiter nachzuspüren, wird eine Aufgabe der Zukunft sein.

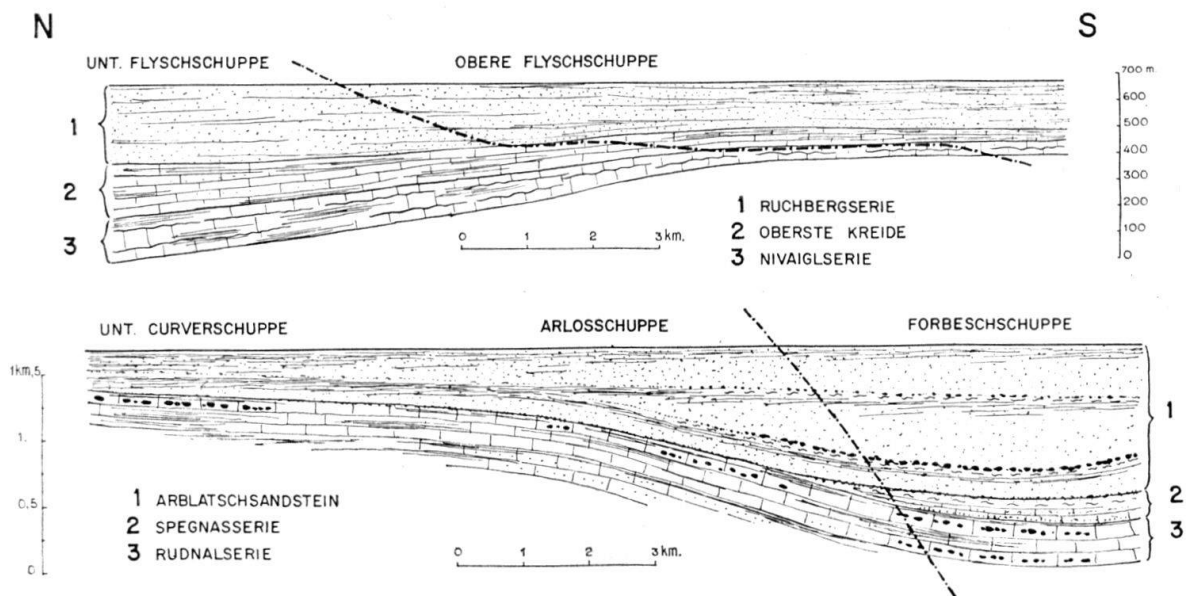


Fig. 13. Versuch einer Faziesabwicklung in den Oberhalbsteiner Flyschdecken
oben: Curvèrflysch unten: Arblatschflysch

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Es verbleiben auch jetzt noch eine Reihe von Problemen, deren Überprüfung sich lohnen würde, auf die aber hier verzichtet wurde, da sie den Rahmen der vorliegenden Arbeit überschritten hätten. Es wäre stratigraphisch von grösster Wichtigkeit, die Doggerbildungen der „unteren Flyschschuppe“ und ihre Verbandsverhältnisse zur Surcrunaszone und vielleicht auch zur Nivaiglserie kritisch zu untersuchen. Ebenso wäre eine grossmaßstäbliche Neukartierung der Umgebung von Tiefencastel als Grundlage zu einer endgültigen Lösung der dortigen Probleme eine dringende Notwendigkeit. Schliesslich wären vergleichende Studien im Unterengadiner- und Falknisflysch empfehlenswert.

Ich hoffe dennoch, mit meinen Untersuchungen die empfindliche Lücke in der Kenntnis des Flysches zwischen der Lenzerheide, dem Schams und dem Oberhalbstein geschlossen zu haben und so 15 Jahre nach dem Abschluss der STREIFFSchen tektonischen Gliederung wenigstens einen vorläufigen Schlusstrich unter die Oberhalbsteiner Flyschuntersuchungen gezogen zu haben.

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit werden die Flyschbildungen im Raume zwischen der südlichen Lenzerheide und der Linie Averser Weissberg–Piz Platta–Mulegns (Mühlen) untersucht.

Diese hochpeninischen Flyschserien werden durch Verschuppungen mit der tektonisch höheren Plattadecke in vier verschiedene Teildecken zerlegt. Die beiden tieferen Flyschschuppen („untere Flyschschuppe“ = Muttnerhornflysch und „obere Flyschschuppe“ = Präsanzer Flysch) können auf Grund ihrer stratigraphischen Eigenheiten von den beiden höheren, den Arblatschflysch-Komplex aufbauenden Schuppen (Arlösschuppe, Förbeschschuppe) abgetrennt werden. Die beiden Flyschpakete unterscheiden sich in ihrer lithologischen Gliederung deutlich.

Die „untere Flyschschuppe“ umfasst eine Schichtreihe von fraglichem, in Flyschfazies ausgebildetem Dogger, welcher vermutlich mit den liegenden Lias- und Triasbildungen der Serie von Crest’Ota in stratigraphischem Kontakt steht. Über der Doggerzone folgt die Malm bis obere Kreide umfassende Nivaiglsérie, welche nach oben in eine mergelige, kalkige Serie überleitet. Diese kann von den Oberhalbsteiner Flyschschuppen gegen Norden hin in die Eggbergserie des Prätigaus (Maestricht) verfolgt werden. Über dieser obersten Kreide folgt die Serie der untereoziänen Ruchbergsandsteine. Gegen Süden werden die höheren Serien tektonisch schief abgeschnitten, wodurch die „untere Flyschschuppe“ schliesslich nur noch den Doggeranteil umfasst. Die über der zur Plattadecke gehörenden Martegnaszone gelegene „obere Flyschschuppe“ umfasst den jüngeren Flyschkomplex, der von der „unteren Flyschschuppe“ im Süden tektonisch abgeschürft wurde. Diese obere Flyschschuppe besteht im wesentlichen nur aus Ruchbergsandsteinen in stark vermergelter Fazies sowie seltenen und nur vereinzelt Spuren von oberkretazischen und „Nivaigl-Gesteinen“ als basalen Schürffresten. Das untereoziäne Alter dieser Ruchbergserie konnte durch reichliche Nummulitenfunde eindeutig nachgewiesen werden (*Nummulites murchisoni* BRUNNER in RÜTIMEYER).

Der Arblatschflysch wird durch eine der Plattadecke zuzuordnende Schuppenzone, die „Serie von Savognin“, von den liegenden Flyschschuppen abgetrennt und liegt tektonisch höher als dieselben. Er wird seinerseits durch den Livizung-Zug, welcher ebenfalls zur Plattadecke gehört, in die nördlichere Arlösschuppe und die südlichere Förbeschschuppe zerlegt. Dieselben „verschmelzen“ nach dem Auskeilen des Livizung-Zuges gegen Westen hin zu einer einzigen Flyschplatte, welche sich südwärts bis Juf im Avers verfolgen lässt. Die Schichtreihe der Arlösschuppe umfasst die Rudnalserie in Mergelkalkfazies (oberste Kreide). Darüber folgen die Arblatschsandsteine, welche untereoziänes Alter aufweisen dürften. Die Schichtreihe der Förbeschschuppe umfasst die Rudnalserie (Oberkreide) in gleicher Fazies wie in der Arlösschuppe, darüber die Spegnasserie (Paleozän?) in einer siltig-sandigen Ausbildung mit auffallenden, bunten Ton- und Siltschiefern, welche möglicherweise Spuren vulkanischer Einstreuungen darstellen. Als jüngste Serie setzt die grobsandige und konglomeratische Schüttung des Arblatschsandstein-Komplexes ein.

Die Altersbestimmung des Arblatschsandsteines erfolgt auf Grund lithologischer Vergleiche mit dem Ruchbergsandstein des Prätigauflysches und wird gestützt

durch den Fund aufgearbeiteter, oberster Kreide in basalen Feinbreccien des Komplexes. In der Rudnalserie wurde tiefere Oberkreide (Turon?) in aufgearbeiteten Geröllen festgestellt. Da die Serie faziell mit der Eggbergserie des Prätigaus völlig übereinstimmt, scheint das Alter als Maestricht gesichert zu sein.

Der Arblatschsandstein-Komplex zeigt eine deutliche Abnahme der Korngrösse der Komponenten von Süden nach Norden, wo er in stark vermergelter Fazies vorliegt. Als nördlichster Ausläufer der Arblatschflyschbildungen wird die „untere Curverschuppe“ gedeutet. Der Arblatschflysch scheint von Süden nach Norden, bzw. von SE nach NW geschüttet zu sein.

Arblatschsandstein und Ruchbergsandstein sind altersmässig und auch faziell gleichwertig, jedoch nicht als Analoga zu betrachten, weil die Zusammensetzung des Detritus auf verschiedene Herkunft schliessen lässt.

Literaturverzeichnis

- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 64.
- (1922): *Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden*. Eclogae geol. Helv. 27.
- ARGAND, E. (1916): *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Eclogae geol. Helv. 14.
- (1934): *La zone pennique*. Geol. Führer Schweiz. Fasc. III. Basel.
- ARNI, P. (1926): *Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon*. Diss. Univ. Zürich.
- (1933): *Foraminiferen des Senon und Untereozän im Prätigauflysch*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 65.
- (1933): *Das Alter des Prätigauflysches*. Sitzungsber. naturf. Ges. Bern.
- (1933): *Der Ruchbergsandstein*. Eclogae geol. Helv. 26.
- (1935): *Über die Stratigraphie des Untereozäns und einige Nummuliten des Ruchbergsandsteins*. Eclogae geol. Helv. 28.
- (1939): *Über die Nummuliten und die Gliederung des Untereozäns*. Eclogae geol. Helv. 32.
- BLASER, R. (1952): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein*. 2. Teil, Vaduz.
- BLUMENTHAL, M. (1931): *Der Prätigauflysch und seine Stellung im Penninikum*. Eclogae geol. Helv. 24.
- BOLLI, H. (1944): *Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*. Eclogae geol. Helv. 37.
- BRAUCHLI, R. (1921): *Geologie der Lenzerhorngruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49/II.
- BUCH VON, L. (1816): *Über den Gabbro*. Ges. Schriften Bd. 2, Berlin 1870.
- (1818): *Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden*. Abh. phys. Akad. Wiss. aus d. Jahren 1814–1815 Berlin.
- CADISCH, J. (1926): Nachtrag zu Th. Glaser: *Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49/VII.
- (1926): *Wildflysch im Unterengadiner Fenster*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 71.
- (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. Geol. Rundschau, 19.
- (1929): *Tektonik und Stratigraphie im penninisch-unterostalpinen Grenzgebiet*. Verh. naturf. Ges. Basel, 40.
- (1932): *Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster*. Eclogae geol. Helv. 25.
- (1934): *Geologie der Schweizeralpen*. 1. Aufl., Zürich.
- (1940): *Einige geologische Beobachtungen in Mittelbünden*. Eclogae geol. Helv. 33.
- (1946): *On some problems of alpine Tectonics*. Experientia II.
- (1953): *Geologie der Schweizeralpen*. 2. Aufl., Basel.
- CADISCH, J., BEARTH, P., SPAENHAUER, F. (1941): *Ardez*. Erläut. geol. Atlas Schweiz, Bl. 420.

- CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe 1*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [NF.] 70/I.
 – (1950): *Geologie der Err-Julier-Gruppe 2*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [NF.] 70/II.
 – (1951): *Geologie der Err-Julier-Gruppe 3*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [NF.] 70/III.
- DIENER, C. (1888): *Geologische Studien im südwestlichen Graubünden*. Sitzungsber. Kais. Akad. Wissensch., Wien, 97, Abt. J.
- ELLENBERGER, F. (1952): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae geol. Helv. 45.
 – (1953): *La Série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques*. C. r. séances Acad. Sci., 236.
- ESCHER VON DER LINTH, A., STUDER, B. (1839): *Geologische Beschreibung von Mittelbünden*. N. Denkschr. SNG. 3.
- GANSSE, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17.
- GEOGRAPH. INST. ETH. (1951): *Marmorera*. Geographica Helv. IV/3.
- Geol. Führer der Schweiz* (1934). Schweiz. geol. Ges. Fasc. III, IV, XIII, XIV, Basel.
- GLASER, TH. (1926): *Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49/VII.
- GRUBENMANN, U. (1909): *Geologie des Unterengadins*, II. Teil. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 53.
- GRÜNENFELDER, M. (1953): *Das Granitische Rofnäkristallin*. Diplomarbeit ETH. Unveröffentlicht.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rhätikon*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 54.
- HARTMANN, ED. (1913): *Der Schuppenbau der Tarntalerberge am Westende der hohen Tauern*. Jb. k. k. Geol. RA. Wien.
- HAUG, E. (1926): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales*. Bull. soc. géol. France.
- HEER, OSW. (1865): *Die Urwelt der Schweiz*. (Zürich.)
 – (1877): *Flora fossilis Helvetiae*. Bd. III. (Zürich.)
- HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 25.
 – (1921–22): *Geologie der Schweiz*. Bd. II/2. (Leipzig.)
- HEIM, ARN. (1908): *Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen*. Abh. Schweiz. pal. Ges. 35.
 – (1917): *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 20.
- HEBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen*.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördl. Westschams*. Eclogae geol. Helv. 34.
 – (1944): *Zur Geologie der Stätzerhornkette*. Eclogae geol. Helv. 37.
 – (1946): *Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg*. Eclogae geol. Helv. 39.
 – (1951): *Geologie in „Postroutenführer, St. Bernardinostrasse“*. (Bern, PTT.)
- JENNY, H. (1924): *Die alpine Faltung*. (Berlin.)
- KOPP, J. (1926): *Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prätigauer Halbfensters*. Eclogae geol. Helv. 20.
- KRAUS, E. (1932): *Über den Schweizer Flysch*. Eclogae geol. Helv. 25.
 – (1932): *Der nordalpine Kreideflysch*. Geol. paläont. Abh. [NF.] 19/II.
- LEUPOLD, W. (1933): *Neue Mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen*. Eclogae geol. Helv. 26.
 – (1937): *Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 30.
 – (1938): *Flyschregion von Ragaz. Ber. über die Exkursion d. Schweiz. Geol. Ges. und Ergebnisse neuerer Untersuchungen im Glarner-Flysch*. Eclogae geol. Helv. 31.
 – (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen zwischen Reuss und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 35.
- LUGEON, M. (1901): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. soc. géol. France.
- MEYER, H. (1909): *Geologische Untersuchungen am Nordostrand des Surettamassivs im südl. Graubünden*. Diss. Freiburg i. Br.
 – (1913): *Cotschna–Schams–Oberhalbstein–Oberengadin*. Führer z. geol. Exk. i. Graubünden u. i. d. Tauern.

- MEYER, H., & WELTER, O. (1910): *Zur Geologie des südl. Graubündens*. Zschr. deutsche geol. Ges. 62.
- MILNER, H. B. (1940): *Sedimentary Petrography*. 3rd Ed. London.
- NABHOLZ, W. K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valsler- und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 38.
- (1951): *Beziehungen zwischen Fazies und Zeit*. Eclogae geol. Helv. 44.
- NÄNNY, P. (1946): *Neuere Untersuchungen im Prätigauflisch*. Eclogae geol. Helv. 39.
- (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Univ. Zürich.
- NIGGLI, P. & BURRI, C. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I*. (Zürich.)
- OTT, E. (1925): *Zur Geologie der westlichen Bergünnerstöcke*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49/V.
- PAULCKE, W. (1910): *Tertiär im Antirhätikon und die Beziehung der Bündnerdecken zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region*. Zbl. Min.
- RAAF DE, M. (1934): *La Géologie de la Nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 68.
- RENZ, O. (1936): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen des Scaglia (Ob. Kreide u. Tertiär) im zentralen Apennin*. Eclogae geol. Helv. 29.
- ROOTHAAN, H. PH. (1918): *Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 63.
- ROTHPLETZ, A. (1895): *Über das Alter der Bündnerschiefer*. Zschr. Deutsche geol. Ges. 67.
- (1900): *Geologische Alpenforschungen I*. (München.)
- (1905): *Geologische Alpenforschungen II, Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse*. (München.)
- RÖSLI, F. (1945): *Facielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Engadin und Mittelbünden*. Eclogae geol. Helv.
- (1946): *Zur Frage der Existenz Unterostalpiner (grisonider) Elemente im Westalpenbogen*. Eclogae geol. Helv. 39.
- RÜETSCHI, G. (1903): *Zur Kenntnis des Roffnagesteines*. Eclogae geol. Helv. 8.
- SCHÄTTI, H. (1951): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein, I. Teil*. (Vaduz.)
- SCHMIDT, C. (1891): *Petr. Nachtrag zu A. Heim „Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“*. Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
- (1902): *Über das Alter der Bündnerschiefer im nordöstlichen Graubünden*. Ber. Oberrh. geol. Ver. Freiburg i. Br.
- (1916): *Über die Geologie der Simplongruppe und die Tektonik der Schweizeralpen*. Eclogae geol. Helv. 9.
- SEIDLITZ VON, W. (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16.
- SCHUMACHER, G. (1927): *Geologische Studien im Domleschg*. Jb. Phil. Fak. II. Univ. Bern.
- SONDER, R. A. (1946): *Zur Sedimentationsnorm des Flysches*. Eclogae geol. Helv. 39.
- STAHEL, A. H. (1926): *Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rhätikon*. Diss. Univ. Zürich.
- STAUB, R. (1914): *Tektonik des Berninagebirges*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 59.
- (1915): *Petrographische Untersuchungen im westl. Berninagebirge*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 60.
- (1916): *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 46/I.
- (1917): *Über Faciesverteilung und Orogenese der südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 46/III.
- (1919): *Über das Längsprofil Graubündens*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 64.
- (1920): *Über Wesen, Alter und Ursache der Gesteinsmetamorphose in Graubünden*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 65.
- (1920): *Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein*. Eclogae geol. Helv. 15.
- (1920): *Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens*. Eclogae geol. Helv. 16.
- (1922): *Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. II.
- (1924): *Über Glaukophan in einem Oberhalbsteiner Gabbro*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. IV.
- (1924): *Der Bau der Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 52.
- (1928): *Die geologischen Verhältnisse eines Septimer-Tunnels*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich.
- (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 69, Abh. I.

- STAUB, R. (1934): *Übersicht über die Geologie der Schweiz*. Geol. Führer Schweiz, Fasc. III Basel, Eisenbahnfahrt D Fasc. IV, Exkursionen 96, 97, Fasc. XIV.
- (1936): *Des raccords tectoniques entre les Nappes valaisannes et grisonnes*. C. r. Soc. géol. France.
- (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. I. Teil*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 82.
- (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae geol. Helv. 31.
- (1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. II. Teil*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 87.
- (1942): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 35.
- (1948): *Über die Gebirge zwischen Samaden und Julierpass*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 93.
- (1949): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42.
- (1951): *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Eclogae geol. Helv. 44.
- (1952): *Der Pass von Maloja*. Jber. naturf. Ges. Graubündens 83.
- (1953): *Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge*. S. A. Kober-Festschrift, Wien.
- STAUB, R., & CADISCH, J. (1921): *Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters*. Eclogae geol. Helv. 16.
- STAUB, R., STREIFF, V. & JÄCKLI, H. (1938): *Bericht über die Exkursion der SGG. in das Gebiet der Schamser Decken*. Eclogae geol. Helv. 31.
- STAUB, R. & WEBER, E. (1952): *Zur Geologie des Juliawerks Marmorera Tinzen*. Wasser und Energie-wirtschaft 5–7, Zürich.
- STEINMANN, G. (1895): *Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündnerschiefer*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 9/3.
- (1897): *Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündnerschiefer*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 10/2.
- (1905): *Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine*. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams*. Diss. Univ. Zürich.
- STUDER, B. (1836): *Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden*. Schweiz. naturf. Ges. Verh. 1836 u. Neue Denkschr. I.
- (1851–53): *Geologie der Schweiz*. (Bern/Zürich.)
- TERCIER, J. (1948): *Le Flysch dans la Sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv. 41.
- TERMIER, P. (1904): *Sur la fenêtre de la basse Engadine*. C. r. Acad. Sci., Paris.
- THEOBALD, G. (1860): *Zur Kenntnis des Bündnerschiefers*. Jber. naturf. Ges. Graubündens [NF.] 5, Chur.
- (1861): *Naturbilder aus den rhätischen Alpen*. (Chur.)
- (1864): *Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden*. Beitr. geol. Karte Schweiz. 2. Lfg.
- (1866): *Geologische Beschreibung des südlichsten Graubünden*. Beitr. geol. Karte Schweiz. 3. Lfg.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westl. Rhätikon*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 46/II.
- VUAGNAT, M. (1952): *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique*. Beitr. geol. Karte Schweiz.
- WELTER, O. (1909): *Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 10.
- WILHELM, O. (1922): *Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Roffnagneise*. Eclogae geol. Helv. 16.
- (1933): *Geologie der Landschaft Schams (Graubünden)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 64.
- ZIEGLER, J. M. (1876): *Über Topographie und Geologie*. (Zürich.)
- ZIEGLER, W. H. (1952): *Geologische Aufnahme der Druckstollen Marmorera Tinzen*. Diplomarbeit ETH Zürich, unveröffentlichtes Manuskript.

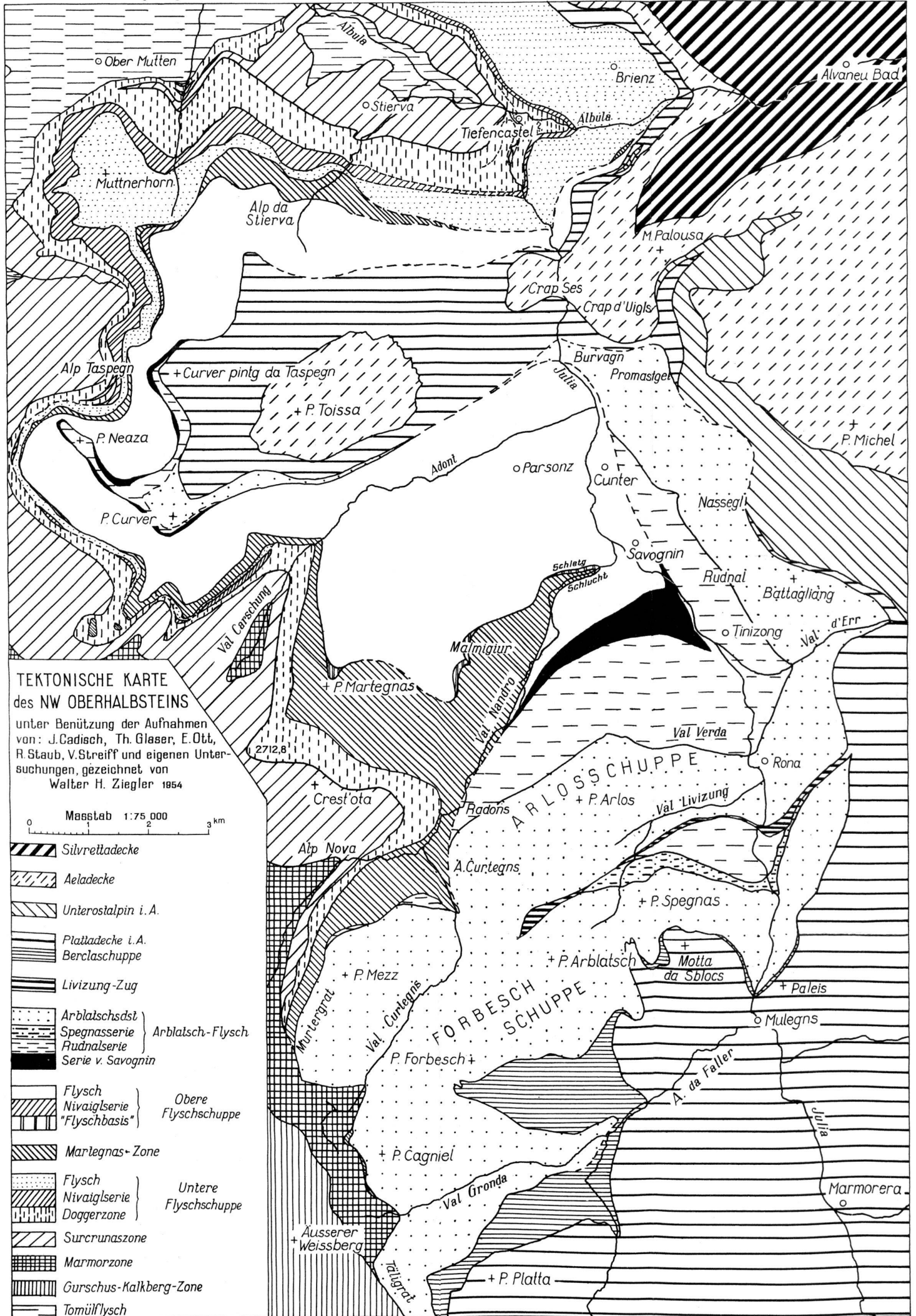
- ZYNDEL, F. (1910): *Über die Tektonik von Mittelbünden*. Verh. Schweiz. naturf. Ges. 93. Vers. Basel.
 – (1912): *Über den Gebirgsbau Mittelbündens*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 41.

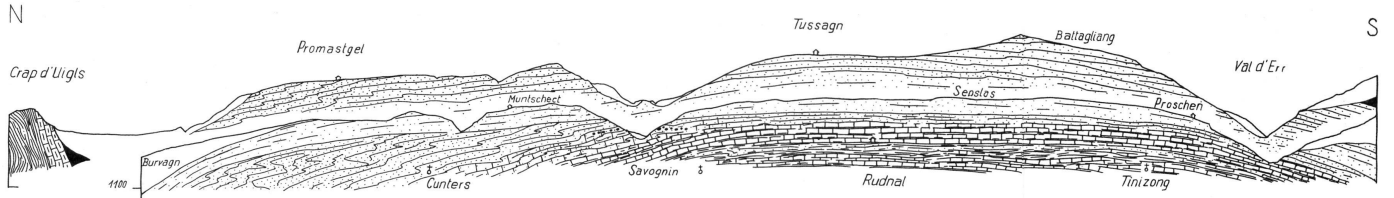
GEOLOGISCHE KARTEN

- HEIM, ALB. (1885): *Geologische Karte der Schweiz 1:100 000*. Blatt XIV.
 STAUB, R. (1916): *Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen 1:250 000*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 78.
 – (1921): *Geologische Karte der Val Bregaglia 1:50 000*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 90.
 BRAUCHLI, R., & GLASER, TH. (1922): *Geol. Karte v. Mittelbünden 1:25 000, Blatt C, Lenzerhorn*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 94 C.
 STAUB, R. (1926): *Tektonische Karte der Alpen 1:1 000 000 mit Längs- und Querprofilen (3 Taf.)*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarten Nr. 105, 105 B, 105 C.
 FREI, E. FR., & OTT, E. (1926): *Geologische Karte von Mittelbünden 1:25 000, Blatt E (Piz Michel)*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 94.
 STAUB, R. (1926): *Geol. Karte des Avers 1:50 000*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 97.
 WILHELM, O. (1929): *Geol. Karte der Landschaft Schams 1:50 000, mit Profilen 3:100 000*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarten Nr. 114 A, 114 B.
 CORNELIUS, H. P. (1932): *Geol. Karte der Err-Julier-Gruppe 1:25 000 (2 Blätter)*. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 115 A, 115 B.
 STREIFF, V. (1944): *Geol. Karte des Ostschams*. Unveröffentlicht.
 STAUB, R. (1946): *Geol. Karte der Berninagruppe 1:50 000 mit tektonischer Karte der südlichen rhätischen Alpen 1:250 000*. Spezialkarte 118.

TOPOGRAPHISCHE KARTEN

- Topographische Karte der Schweiz 1:100 000*. Blatt Chur; Blatt Splügen.
Landeskarte der Schweiz 1:50 000. Blätter: Safiental 257; Bergün 258; S. Bernardino 267; Julierpass 268.

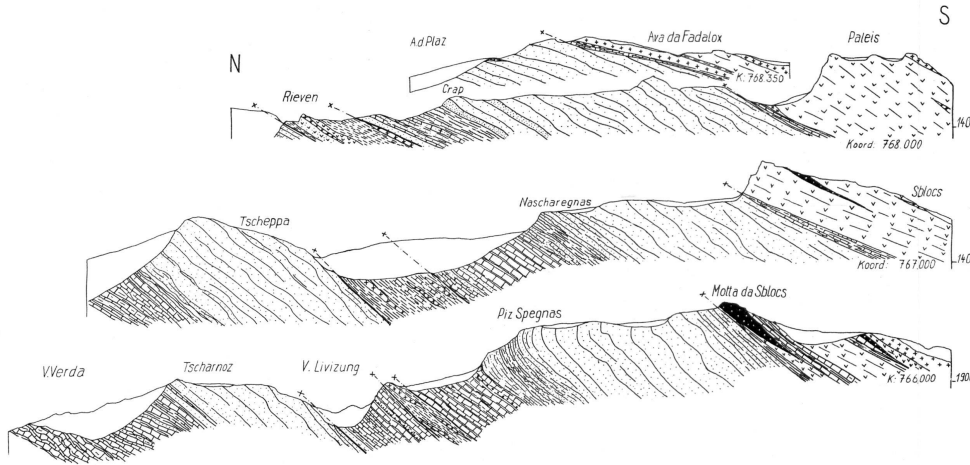




Tafel III, Fig. 1

Geologische Profile durch den östlichen Talhang des Oberhalbsteins zwischen Savognin und Tinizong

Maßstab 1: 25 000



Tafel III, Fig. 2

Geologische Profile durch den Livizung-Zug zwischen Rona und Mulegns

