Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters

Autor(en): **Staub, R. / Cadisch, J.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **16 (1920-1922)**

Heft 2

PDF erstellt am: **20.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-157924

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Masinobäder sind als solche gesichert, und ihr Vorkommen bildet ein weiteres interessantes Kapitel in der Geologie des Bergellermassivs.

Eingegangen am 7. Januar 1921.

Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters.

Mit einer Tafel und 4 Textfiguren.

Von R. Staub und J. Cadisch.

Historisches.
Die Silvrettadecke:
- Bau derselben in Val Tuoi und am Piz Buin
- Überschiebung von Nuna- auf Silvrettakristallin (Giarsun)
- Scaletta-Nunafächer
- Diskordanz an der Basis
- Westlicher Fensterrand Guarda-Fluchthorn
  - Val Tuoi
  - Val d'Urezzas und Urschai
  - Jamtal

Die Zone von Ardez
- Schichtreihe
- Tektonik
  - Ardez
  - Clünas
  - Piz Minschun
  - Alp Champatsch-Fuorcla Minschun
  - Val Tasna
  - Valmala
  - Val Urschai
  - Piz Clavigladas-Piz Cotschen
  - Piz Faschalba-Kronenjoch
- Gliederung der Ardezerzone

Das penninische Schieferland
Der Südrand des Fensters
  - Crap Putèr-Val Plavna
  - Clemgia
  - Pradella
  - Plattamala-Remüs
  - Saraplana-Sclamischott-Nauders
- Nordrand der Engadinerdolomiten

Fensterserien im Samnaun
  - Stammerspitz
  - Piz Roz
  - Gipszone Zeblas-Salàs
  - Liaszone des Samnaun

Vergleich und Verbindung mit West- und Südbünden
Literaturverzeichnis

Als eine gewaltige geologische Einheit erscheint zwischen Guarda im Engadin und Prutz im Oberinntal das Fenster des Unterengadins. Schon auf den ältesten Karten von ESCHER, STUDER und THEOBALD tritt dasselbe klar und in vollendeter Schärfe aus seiner vielgestaltigen Umgebung hervor. Das Gebiet der jüngeren Bündnerschiefer wird ringsum von älteren Gesteinen, Graniten, altkristallinen Schiefern und ostalpiner Trias umrandet, und die jüngeren Schiefer schiessen allseitig unter diese älteren Massen ein. TERMIER deutete 1903 das Gebiet der Unterengadiner Schiefer zum erstenmal als *Fenster in der ostalpinen Deckenmasse.* Er stellte die Bündnerschiefer und Ophiolithe desselben als tiefere westalpine Einheit den verschiedenen ostalpinen Teildecken gegenüber, die er im Gebiet des Umbrail und am Brenner unterschieden hatte, vor allem den überschobenen Massen der Silvretta, des Oetztals und der Lischannagruppe. Das Gebiet der Bündnerschiefer verband TERMIER erstmals unter den alten Gneisen der Ötztaleralpen hindurch mit den Kalkphylliten der Hohen Tauern, darüber glaubte er Äquivalente des Ortlerdolomites erkennen zu können, und die Lischannagruppe stellte er in das normale Hangende der Silvrettagneise. Eine noch höhere Decke endlich sah er in den berühmten kristallinen Lappen des Chazforà und Piz Cornet im Umbrail- und Lischannagebiet, die seinerzeit schon durch THEOBALD bekannt geworden waren.

In erster Linie trennte also TERMIER die Bündnerschiefer des Unterengadins als tiefere Decke von den ostalpinen Elementen ab, diese selbst wiederum in verschiedene Teildecken erster Ordnung auflösend und weiter gliedernd. *Das ringsum von Gneis und Trias umschlossene Gebiet der Bündnerschiefer im Unterengadin wurde dadurch zu einem „lepontinischen" Fenster im ostalpinen Deckenland,* und als solches natürlich eine mächtige Stütze der jungen Deckentheorie in den Ostalpen. Dies um so mehr, als die Deutung der Engadiner Bündnerschiefer als Fenster sich ohne weiteres auch auf die analogen Gesteinsserien der Hohen Tauern und damit die ganze Zentralkette der Ostalpen übertragen liess, und von TERMIER auch übertragen wurde.

In der Folge nun entspann sich ein erbitterter Kampf um die Richtigkeit dieser TERMIER'schen Ideen. Einerseits wurde die Gliederung des Fensters und dessen Umrahmung weiter ausgebaut, anderseits aber der Fenstercharakter auch wiederum völlig in Abrede gestellt. Eine grosse Schar zum Teil hervorragender Forscher machte sich nun das Gebiet des Unterengadins und seiner näheren Umgebung zum speziellen

Arbeitsfeld, um durch genauere moderne Aufnahmen die Frage endgültig ins Klare zu bringen. Wohl ist dadurch eine Menge des Interessanten gefunden, und die Geologie des Unterengadins um ein Gewaltiges gefördert worden; eine Riesenarbeit wurde im Laufe eines einzigen Dezenniums geleistet, aber zu einer endgültigen Lösung der Frage kam es trotzdem nicht. Das Problem des Unterengadiner Fensters war eben im Gebiete des Unterengadins allein überhaupt gar nicht zu lösen; sowohl die tektonischen wie die stratigraphischen Verhältnisse waren viel zu verwickelt. Zu einem Verständnis derselben musste daher das genaue Studium klarerer Nachbargebiete vorangehen, wo einerseits die tektonischen Zusammenhänge sich besser offenbarten, andererseits die Aufstellung einer vollständigeren Stratigraphie der mesozoischen Schichtenreihe im Bereiche der Möglichkeiten lag. Als solche privilegierte Nachbargebiete kamen in erster Linie das tektonisch ruhigere südliche Bünden mit seinen gewaltigen altkristallinen, gegen Süden miteinander verschmelzenden Einheiten, und dann wiederum das Prättigau und Plessurgebirge mit ihrem dem Unterengadin so analogen Bau in Betracht. Erst die Untersuchungen der allerletzten Jahre aber haben uns den Bau dieser Nachbargebiete in jener Klarheit und Durchsichtigkeit blossgelegt, die unumgänglich nötig waren zu einem tieferen Eindringen in das wahre Wesen des Fensters im Unterengadin.

Am Mangel dieser unentbehrlichen Grundlage scheiterten denn bisher auch sämtliche Deutungen des Unterengadiner Fensters mehr oder weniger; und so konnte es geschehen, dass ernsthafte Forscher wie Spitz und Dyhrenfurth oder Hammer und Ampferer mit Leichtigkeit das Kartenhaus der deckentheoretischen Gliederungen, wie sie nach Termier besonders Steinmann und Paulcke, leider nur auf Grund höchst mangelhafter Untersuchungen, durchgeführt hatten, umstürzen und den Fenstercharakter mehr oder weniger überhaupt in Zweifel ziehen konnten. Die Irrtümer von Steinmann und Paulcke gaben willkommenen Anlass, das Kind mit dem Bade auszuschütten und aus der Unrichtigkeit der Steinmann-Paulcke'schen Deutungen heraus den Fenstercharakter des Unterengadins und damit natürlich auch den Deckenbau der Ostalpen überhaupt mehr oder minder schroff abzulehnen oder doch scharf zu kritisieren.

So ist nach und nach im Unterengadin eine „Stütze" der Deckentheorie, wie viele meinten, nach der andern niedergerissen worden, und auf jene Zeit grossartiger Synthese, das Werk Termiers, folgte immer mehr eine im Sinne der Decken-

lehre negative, lediglich zur Kritik neigende Kleinarbeit. Die letzten Jahre vollends brachten, wenigstens für den schweizerischen Teil, mit dem Abschluss der Arbeiten von Spitz und Dyhrenfurth in den Engadinerdolomiten einen vollständigen Stillstand in die Erforschung des Fensters, und von Paulcke und Steinmann, den heftig angegriffenen Verteidigern des Fensters, und Termier, dem Schöpfer desselben, war nichts mehr zu hören. In diese letzte Zeit fallen unsere eigenen Untersuchungen.

Bevor wir jedoch auf dieselben eingehen, müssen wir doch kurz des besseren Verständnisses halber noch einen Blick werfen auf den näheren Gang der Dinge seit Termier.

STEINMANN stellte 1905 folgende *Deckenfolge für Graubünden* auf, die im wesentlichen auch für das Unterengadin gelten sollte. Unter der *ostalpinen Decke*, dem höchsten Element Bündens, folgten nacheinander die *rhätische*, die *Breccien-* und die *Klippendecke*, darunter die basalen Bündnerschiefer als Vertreter einer „*Schieferdecke*". PAULCKE hat dann 1910 diese Gliederung für das Unterengadin bestätigt und formell übernommen. Silvretta- und Oetztalergneise stellte er zum Kern der ostalpinen Decke. Deren Sedimentbedeckung bildeten normal die Unterengadinerdolomiten, deren Unterlage die lepontinischen Decken des Fensters. Rhätische, Breccien- und Klippendecke wurden „nachgewiesen", und darunter schied PAULCKE eine neue Einheit, seine „*Bündnerdecke*", aus. In der Mitte des „Bündnerschieferfensters" fand er eine „Klippe" der ostalpinen Decke, die Trias des *Stammerspitzes*. Die Schichtreihe dieser Decken blieb aber eine höchst lückenhafte, unvollständige, und deren tektonische Reihenfolge eine willkürliche, dem Schema mehr widersprechende als gehorchende. So figurierte als einziger Vertreter der im Rhätikon so gewaltigen Klippendecke ein „zweifelhaftes Tithon", nur von zwei oder drei Stellen im ganzen Fenster bekannt, so fehlten die typische Falknisbreccie, der Sulzfluhkalk, die Couches rouges, so fehlten die für die „rhätische Decke" so wichtigen und unentbehrlichen Radiolarite. Anderseits lag die Hauptmasse der „rhätischen Decke" im Gebiet des Piz Minschun nicht nur *unter* der Breccien- und Klippen-, sondern sogar *unter* der Bündnerdecke, statt wie im Schema direkt unter der Silvretta und *über* allen diesen andern „lepontinischen" Decken zu liegen; so war die sichere „Brecciendecke" nur im Norden nachgewiesen, in der Hauptsache gleichfalls „mitten im Bündnerschiefergebiet", und die Ophiolithe der „rhätischen Decke" standen an vielen Orten in primärem Kontakt mit

den basalen Schiefern der Schieferdecke, mit andern Worten, Vertreter der im Schema höchsten Decke lagen in der tiefsten, und endlich lagen die ostalpinen Granite von Ardez mitten in den lepontinischen Schiefern. Also Widersprüche zwischen Schema und Wirklichkeit ohne Ende. Paulcke hat daher tatsächlich mit der Einführung der Steinmannschen Gliederung den wirklichen Verhältnissen im Unterengadinerfenster Zwang angetan; er selber hat das, was er noch einige Jahre vorher als höchst verwerflich verpönt hatte, getan, und die Natur in ein starres Schema zu zwängen versucht. Kein Wunder daher, wenn er von allen Kennern des Gebietes gleich heftig angegriffen wurde. Die *Unmöglichkeit* seiner Gliederung ist denn auch seither durch HAMMER und AMPFERER, durch TARNUZZER und GRUBENMANN, ZYNDEL, SPITZ und DYHRENFURTH und andere mehr und mehr betont worden, und die Paulckesche und damit auch die Steinmannsche Gliederung des Unterengadinerfensters, ja der Decken Bündens überhaupt, ist heute verlassen.

Gegenüber diesem offenbaren Misserfolg der Paulckeschen Arbeiten im Unterengadin muss aber doch stets darauf hingewiesen werden, dass Paulcke eben die unbedingt nötige Grundlage zu einem Verständnis des Fensters, d. h. die volle Kenntnis der westlichen und südlichen Gebiete gefehlt hat, dass ferner die Verhältnisse tatsächlich so verworrene und komplizierte sind, dass aus ihnen allein ein Verstehen des Gebirgsbaues nicht möglich war, und dass doch PAULCKE es gewesen ist, dem wir letzten Endes immerhin grossen Fortschritt in unserer Kenntnis des Engadinerfensters verdanken, und dem neben manchem anderen zuerst der Nachweis der so ungemein wichtigen Kreide im Unterengadin gelungen ist. Allerdings muss gesagt sein, dass durch systematischeres, sorgfältigeres Arbeiten Paulcke und damit auch die auf ihn abstellenden zahlreichen Gegner der Deckentheorie vor vielen Irrtümern bewahrt geblieben wären. Eine genaue Kartierung, wie sie heute im Gange ist, hätte auch hier zu manchem guten Ende geführt.

So aber fanden HAMMER und AMPFERER, SPITZ und DYHRENFURTH und andere willkommenen Angriffsstoff. Die beiden ersten haben in ihrem schönen „*Querschnitt durch die Ostalpen*“ auch das Unterengadinerfenster zergliedert und an Stelle des Paulckeschen Schemas ein weit einfacheres, der Natur näherkommendes, gestellt. Sie unterschieden eine *basale Schieferzone*, die untersten Teile der Bündnerschiefer umfassend, mit Ophiolithen, darüber im Samnaun, bei Ardez,

am Südrand zwischen Schuls und Nauders, und bei Prutz eine kompliziert gebaute *Mischungszone*, darüber endlich die einheitliche *ostalpine* Masse. SPITZ und DYHRENFURTH schlossen sich dieser Deutung, wenn auch mit Widerstreben gegen die eigentliche Zugabe des Fensters, an. Alle diese Autoren erblickten einen Stein des Anstosses in der Tatsache, dass schon im Bereiche des eigentlichen Fensters, d. h. *innerhalb* der Bündnerschiefer, typisch *ostalpine* Schichtglieder auftreten. So wurde erkannt, dass die auch von Paulcke als ostalpin bezeichnete Triasscholle des Stammer eine Schuppe innerhalb der lepontinischen Bündnerschiefer sei, so wurden der Verrucano, die Trias, der Lias des Samnaun, die Granite von Ardez und die Steinsbergerkalke als ostalpine Schichtglieder erklärt. Der Gegensatz zwischen „lepontin" und „ostalpin" in der Gesteinsfacies wurde dadurch immer geringer, und man argumentierte, dass auf diese Weise aus rein faciellen Gründen gar kein Deckenbau zur Erklärung der Unterengadinerverhältnisse mehr nötig sei. Die Kreide der Minschungruppe, die Paulcke gefunden, wurde der analogen der Lechtaleralpen gleichgestellt, die Ophiolithe als autochthone Aufbrüche längs Spalten oder doch primär mit den basalen Schiefern verknüpfte Lager und Stöcke angesehen.

Unterdessen ergaben die weitreichenden grosszügigen Forschungen ZYNDELS in Mittelbünden immer klarer eine *neue Gliederung der Deckengebiete Bündens.* Schon 1903 und 1904 hatte R. HELBLING in einer leider unveröffentlicht gebliebenen Studie zum erstenmal die ostalpinen Massen Mittelbündens gegliedert, und dabei eine Err- und eine Aeladecke als tiefere Elemente von der eigentlichen ostalpinen Decke des Kesch- und Ducangebirges abgetrennt. Zyndel nun gliederte diese ostalpinen Komplexe weiter. Er stellte als erster die Silvrettadecke als oberostalpine Decke einer tieferen unterostalpinen Deckengruppe gegenüber, zu der er im Westen Aela-, Albula-, Err- und Berninadecken, im Osten Ortler- und Unterengadinerdolomiten zählte. Darunter folgte die „rhätische" Decke als oberste Einheit „piemontesischer" Facies. Klippen- und Brecciendecke Steinmanns lagen nach Zyndel nicht *unter*, sondern *über* dieser „rhätischen Decke" und wurden von ihm als Abkömmlinge der *unterostalpinen* Decken betrachtet. Auf diese Weise kam ZYNDEL zu folgender *Gliederung des Unterengadiner Fensters.*

Die basalen Bündnerschiefer verglich Zyndel mit denen von Vals und der Viamala, also mit denen der *tieferen penninischen Decken.* Die Triasschuppen des Stammer stellte er zu

den *Schamserdecken*, die darüber folgenden Bündnerschiefer zum *Prättigauflysch*, als oberstes Glied der piemontesischen Deckenreihe. Die Ophiolithe blieben nach wie vor die Vertreter der „rhätischen" Decke. Darüber erblickte Zyndel wie in Arosa und im Rhätikon ein kompliziert gebautes Schuppenpacket von *unterostalpinen* Elementen, die mit dem liegenden Bündnerschiefer tektonisch vermischt erschienen. Als Schubschollen einer unterostalpinen Decke betrachtete Zyndel im besonderen die Granite von Ardez, Urschai und Plattamala, desgleichen die Steinsbergerkalke, und als erster setzte Zyndel auch die Unterengadinerdolomiten unter die Silvrettagneise hinab, in eine unterostalpine Einheit.

Diese Zyndel'sche Gliederung bedeutete einen gewaltigen Fortschritt; sie ist die Basis unserer heutigen geworden.

Durch das Studium des südlichen Bündens, der vorhandenen Literatur und gelegentliche Streifzüge im Unterengadin kam der eine von uns, R. Staub, bereits 1915 zu einer wieder etwas anderen Gliederung des Unterengadiner Fensters.

Angesichts der offenbaren Unmöglichkeit einer tieferen tektonischen Trennung der Ophiolithe von den basalen Schiefern, wie sich eine solche z. B. am Piz Mondin ergab, wurde nun das *ganze basale Bündnerschiefergebiet* mitsamt den *Ophiolithen* einer *einzigen*, nämlich der obersten penninischen, der „*rhätischen*" Decke zugestellt. Die ganze Zone über derselben bis hinauf zur Überschiebung der Silvretta wurde im Sinne Zyndels als kompliziert gebaute *tektonische Mischungszone unterostalpiner* und *rhätischer* Komplexe gedeutet. So wurde innerhalb des Fensters zum erstenmal unterschieden zwischen *penninischen* und *unterostalpinen* Elementen, der frühere ursprüngliche Begriff „lepontinisch" zerfiel dabei in seine zwei grundverschiedenen Bestandteile, eben in penninisches und unterstes ostalpines Gebirge. Auf diese Weise wurde dem Einwand der österreichischen Forscher, auch die *Fenstertrias* sei *schon ostalpin*, die Spitze gebrochen, da dies damit ja offen zugegeben wurde. Der Fenstercharakter des Gebietes aber war deswegen nicht im mindesten in Zweifel gezogen; hatten doch die inzwischen ins Werk gesetzten Untersuchungen in Mittel- und Südbünden zur Genüge gezeigt, dass unter den Gneisen der Silvretta *keineswegs* sofort das basale Penninikum mit seiner von der ostalpinen so ganz verschiedenen Facies erscheint, sondern *dass sich zwischen Silvretta und Penninikum überall eine mächtige Zone tieferer Decken einschaltet mit typisch ostalpiner Facies ihrer Sedimente.* Was war daher natürlicher, als dass dieselben auch

unter der Silvrettadecke des Unterengadins über dem basalen Penninikum wieder erschienen und so am Bau des Fensters teilnahmen? Diese Übertragung der geologischen Verhältnisse von West- und Südbünden auf das Unterengadin führte schliesslich zu folgender Gliederung des Fensters.

Die *basalen Schiefer* entsprachen den *Schieferkomplexen* der obersten penninischen Decke im *Oberhalbstein*, deren *obere* Teile speziell dem *Prättigauflysch*. Darüber folgten als Äquivalente der Prättigauer Aufbruchszone, insbesondere von Falknis- und Sulzfluhdecke, die *unterostalpinen* Elemente, als Vertreter der Decken des *Berninagebirges*. Das Auftreten der ostalpinen *Granite*, *Diorite*, *Dolomite* und *Liasbreccien*, des *Verrucano*, des „*Tithons*" innerhalb der Bündnerschiefer des Fensters sprach für eine ausserordentlich weitgehende Mischung des unterostalpinen Materials mit dem penninischen, desgleichen das Auftreten der Ophiolithe teils unter, teils über diesen ostalpinen Schubschollen. Eine Erscheinung, die unter dem gewaltigen „traîneau" der Silvrettadecke nur selbstverständlich erschien. Die *Unterengadiner Dolomiten* endlich wurden in die höchste unterostalpine Einheit, die *Campodecke*, gestellt, die Gneise der *Silvretta* mit den kristallinen Kappen auf dem Umbrail- und Lischannaplateau und den *Oetztalern* verbunden, der *Gneiszug von Schuls* als unter die Dolomiten *eingewickelter Keil der Silvretta* erklärt.

Diese Gliederung von 1915 lehnt sich enge an die Zyndelsche an, mit dem einzigen Unterschied, dass schon das basale Bündnerschiefergebirge bereits zum obersten Pennikum gerechnet wurde, die Schamserdecken ausgeschaltet blieben, und die ostalpin-penninische Mischungszone schon mit der Trias des Stammer beginnend erscheint. Die „Bunten Schiefer" des Fensters wurden dabei erstmals mit denen des Oberhalbsteins und Oberengadins verglichen, d. h. mit oberem Jura, Malm, und die Granite und Diorite in Abkömmlinge zweier verschiedener unterostalpiner Decken, nämlich Err- und Berninadecke, aufgeteilt.

Diese Gliederung des Unterengadiner Fensters, in der Weise, dass sich zwischen die basalen Schiefer des Fensters als dem obersten Penninikum und die Überschiebungsfläche der Silvretta, die oberostalpine Decke, eine kompliziert gebaute Schuppenzone aus unterostalpinen und penninischen Gliedern einschaltet, diese Gliederung besteht, wenn auch zum Teil mit wesentlichen Modifikationen im einzelnen, auch heute noch zu Recht.

Heute aber können wir mit Hülfe der weiteren stratigraphischen Untersuchungen des andern von uns diese Gliederung verfeinern und vertiefen. J. CADISCH entdeckte 1917, dass die *Kreidegesteine* des *Piz Minschun* bei *Ardez* nichts anderes seien als die *Kreide der Falknisdecke;* er konnte als erster ein vollständiges Profil durch dieselbe erkennen, vom Neokom über Tristelkalke und -breccien des Urgons zum Gaultsandstein und -quarzit, und schliesslich zu den Couches rouges, die damit erstmals im Unterengadin nachgewiesen wurden. Als *Basis* dieser ganzen typisch *préalpinen Kreide* wurde der *Lias von Steinsberg* und der *Tasnagranit* erkannt, und damit war zum ersten Mal eine *unzweifelhaft ostalpine Unterlage der préalpinen Kreide* nachgewiesen. Die ostalpine Herkunft der préalpinen Decken wurde dadurch unzweifelhaft dokumentiert.

Dies ist in grossen Zügen die Entwicklung der tektonischen Anschauungen über das Engadiner Fenster gewesen. War die erste Phase nach Termier ein übereilter Aufbau, die zweite in der Hauptsache deren Kritik, so sind wir in den letzten Jahren wiederum zu einem neuen Bau gekommen, dessen Befestigung unter anderem auch die vorliegende Studie dienen soll.

Ausserhalb dieser tektonischen Kontroversen steht die ausgezeichnete *petrographische* Erforschung des Gebietes durch *U.* GRUBENMANN. Dieser Forscher hat, unbekümmert um das tektonische Für und Wider, um den Wechsel der Anschauungen, einzig und allein die rein petrographische Erforschung des Gebietes im Auge behalten und dadurch zur Entwicklung der Ansichten über den Bau der Gebirge im Unterengadin in hervorragendem Masse beigetragen, worauf wir noch öfter zurückkommen werden.

* * *

Die Entwicklung der bündnerischen Alpengeologie der letzten Jahre drängte immer mehr zu einem fruchtbaren Zusammenarbeiten der einzelnen Forscher. Gemeinsame Exkursionen im Norden, in Mittelbünden, im Süden trugen neben regem Meinungsaustausch in den Wintermonaten mehr und mehr dazu bei, bestehende Missverständnisse zu beheben und einander besser verstehen zu lernen, und als die Frage des Unterengadiner Fensters in den letzten Jahren immer aktueller wurde, dank den Fortschritten in der Erkenntnis hauptsächlich des Prättigau und Plessurgebirges, was war da natürlicher, als dass die am meisten dabei Interessierten sich zu gemeinsamer Arbeit zusammenschlossen, der eine mit den Erfahrungen des Südens, der andere mit denen des Nordens, um dem Pro-

blem des Unterengadiner Fensters näher zu kommen. In diesem Sinne haben wir versucht, zunächst den äussersten Zipfel des Fensters in der *Umgebung von Ardez* einmal genauer zu untersuchen und zu zergliedern. Gemeinsame Exkursionen im Oberengadin und im Plessurgebirge gingen voran; unsere Feldarbeit im Unterengadin fällt in den Herbst 1920. Wohl sind wir noch lange nicht so weit, bis ins Einzelne klar zu sehen, das dürfte nur einer vollständigen minutiösen Detailkartierung gelingen; aber wir kamen durch unsere Untersuchungen doch schon zu Resultaten, deren weitere Verbreitung uns von Nutzen schien, und die in vieler Hinsicht auch schon jetzt Schlüsse auf andere Teile des Fensters, die wir noch nicht besucht haben, gestatten. Unsere Auffassung der Dinge, wie sie uns durch unsere Kenntnis des Südens und Westens ermöglicht wurde, entfernt sich auch so weit von den alten Ansichten der Aera Paulcke-Steinmann und denen von Hammer und Ampferer, daneben auch denen von Spitz, dass deren Darlegung zur Klärung des Problems nur beitragen kann. Petrographische Einzelheiten werden dabei hier nicht berührt; es ist dies nach den Arbeiten U. Grubenmanns auch überflüssig.

Im übrigen aber betrachten wir das Folgende lediglich als eine vorläufige Mitteilung und hoffen, es werde uns vergönnt sein, später unsere heutigen Angaben zu präzisieren. Auf alle Fälle werden wir diese tektonischen Studien im Unterengadiner Fenster fortsetzen.

Unsere Studien führen uns zu einer *Dreiteilung des Gebietes* im Grossen. Oben die *Silvrettadecke*, darunter eine ausgezeichnete, vielfach in sich zusammengestauchte, in der Hauptsache unterostalpine *Schuppenregion*, die *Zone von Ardez*, darunter endlich das basale *penninische Schieferland*. Südlich des Inn schiebt sich zwischen die oberostalpine Silvretta und die unterostalpine Ardezer Zone das *mittelostalpine* Gebirge der *Engadiner Dolomiten*, die Nordfront der *Campodecke*, ein.

Wir unterscheiden also nördlich des Inn von oben nach unten:

1. Die *Silvrettadecke.*
2. Die *Zone von Ardez.*
3. Das *penninische Schieferland.*

1. Die Silvrettadecke.

Deren *Gesteine* sind soweit durch Grubenmann bekannt. Biotitreiche Ortho- und Paragneise, granitoide Augengneise, Glimmerschiefer mit Granat, Staurolith, im Westen auch mit

Andalusit und Disthen, daneben Turmalinpegmatite, massenhaft Amphibolite mit oder ohne salische Injektion, und zur Seltenheit alte Marmore. Diese Gesteine liegen, vielfach in sich gefaltet, als gewaltige Decke über den tieferen Komplexen. An manchen Orten scheinen sich diese *Falten innerhalb der kristallinen Schiefer* harmonisch in die allgemeine Nordbewegung der Decke zu fügen, an anderen Orten aber sieht man ganz verschiedene kristalline Komplexe der Decke diskordant von der gewaltigen basalen Überschiebung durchschnitten, und gewinnt man den Eindruck, es handle sich da um ältere, wohl hercynische Falten innerhalb des Altkristallins, die passiv dem alpinen Deckenbau einverleibt worden sind. Tektonische

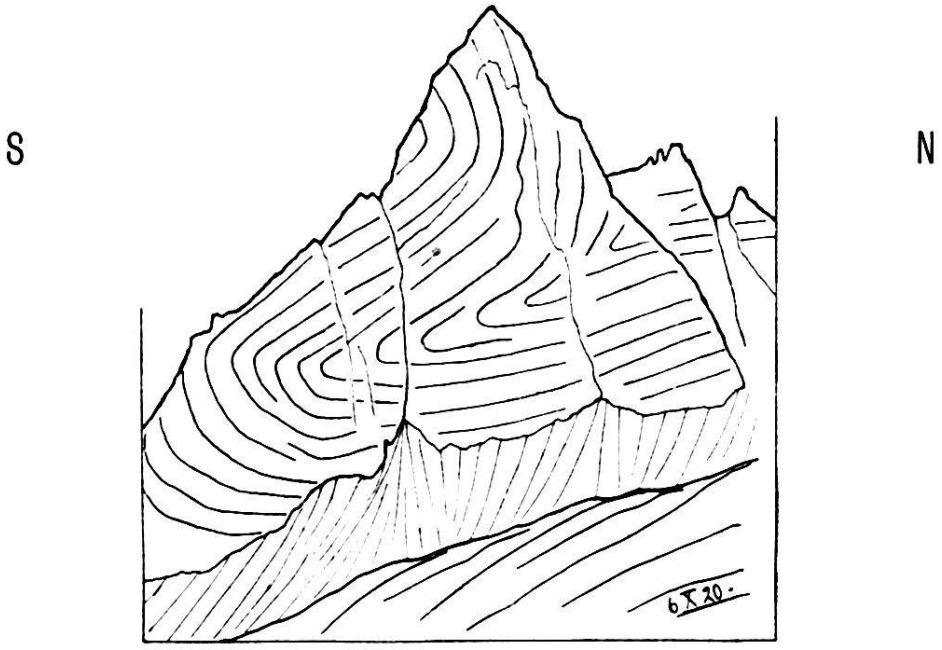


Fig. 1. Piz Buin grand von der Furcletta (2550 m).

Wiederholungen des Altkristallins haben wir unter anderem in Val Tuoi gesehen. Inwieweit es sich hier aber um ältere Überschiebungen innerhalb des Kristallins oder um blosse intrusive Wechsellagerung handelt, können wir noch nicht beurteilen, um so weniger als unsere Studien ja nicht dem Silvrettakristallin als solchem, sondern weit mehr eben dessen Unterlage, den Gesteinsserien des Fensters, galten. Immerhin seien auch aus dem Inneren der Silvretta einige interessante Einzelheiten erwähnt.

So sahen wir am *Piz Fliana*, östlich des Gipfels, in dem Absturz gegen P. 2896, ein schönes flachliegendes gegen Norden gerichtetes ziemlich spitzes *Scharnier im Altkristallin*. Die Schiefer am Nordhang des Piz Fliana gegen den Plan Rai zu

fallen gleichfalls Nord, im Gegensatz zu denen des Piz Champatsch, d'Anschatscha und Chapisun, wo die kristallinen Schiefer, wie weiter westlich am Piz Linard und östlich am Piz Cotschen, schwach bis mittelsteil nach Süden fallen. Am *Piz Buin grand* entdeckten wir aus dem Hintergrund von Tuoi in dessen gewaltigem Ostabsturz gleichfalls eine prachtvolle *Falte* (s. Fig. 1). Die Schiefer der Gipfelregion und nördlich davon stehen steil nördlich, fast senkrecht; ihnen folgt im Grossen auch das grausige Couloir zum Vadret Fermunt hinunter, dann aber ziehen sie sich plötzlich in scharfem Bogen flach weit nach Süden zurück, bis sie unterhalb P. 3019 abermals in spitzer Biegung sich gegen Norden wenden. Beide Falten, sowohl die des Piz Fliana als die des Piz Buin, tauchen westwärts ins zentrale Silvrettagebiet hinein; sie müssen dort weiter verfolgt werden. Gegen Osten heben sie sich wie die ganze Masse in die Luft hinaus. Ähnliche solche Falten haben auch Spitz und Dyhrenfurth aus der Gruppe des *Piz Nuna* beschrieben.

Eine grosse tektonische Wiederholung scheint sich in der Silvretta auf der Linie des Engadins zwischen Guarda und Süs zu dokumentieren. *Die Masse des Piz Nuna liegt in einem bedeutend höheren Niveau als die des Piz Linard und Piz Cotschen.* Es scheint zwischen diesen beiden Massen ein ähnliches tektonisches Verhältnis zu bestehen wie am Ostrand des Fensters bei *Prutz*, wo auch die Gneise der *Silvretta* im Süden von einer noch höheren kristallinen Masse, der eigentlichen *Oetztalerdecke, überschoben* werden. Nicht dass dadurch Silvretta und Oetztalermasse prinzipiell getrennt würden; sie gehören vielmehr beide sowohl stratigraphisch wie regionaltektonisch enge zusammen und bilden auch eine einzige metamorphe Gesteinsprovinz; aber es scheint, *dass die Oetzmasse als gewaltiger hinterer Teil der Silvrettadecke in einem letzten Stadium des Deckenschubes ihre eigenen vorderen Partien noch auf kurze Strecken überfahren habe.* Dabei wurden Gesteine von der Basis der Decke, d. h. also die obersten Gesteine des Fensters *zwischen die kristallinen Schiefer von unten hineingeschleppt*, im Osten die *Triasdolomite von Harbern*, am *Venetberg*, im Westen die *Triasdolomite von Giarsun bei Guarda.* Die Trias liegt unterhalb Guarda schon weit ausserhalb des eigentlichen Unterengadiner Fensters, wohl schon über $1^1/_2$ km im Altkristallin der Silvretta drin. Die letzten Triasreste fanden wir wenig westlich der Station Guarda-Giarsun, nahe dem Ausgang von Val Tuoi. Die Verfolgung dieser tektonischen Linie gegen Westen, die sich weiter in einer einfachen Überschiebung des Nunakristallins

auf das Linardkristallin äussern muss, weist dem Lauf des Inn entlang und hinein ins Flüelatal. Vielleicht wird es einst gelingen, zwischen der eigentlichen Silvrettagruppe im Norden und jener des Piz Vadret-Sarsura-Kesch im Süden eine trennende Grenze zu finden in Form einer Mylonitzone, die alsdann der Überschiebungslinie zwischen Oetztaler- und Silvrettakristallin im vorderen Pitztal entsprechen würde. *Der Vorschub des Nunakristallins auf das der Linardgruppe wäre wohl in erster Linie auf das Hineinbohren der Dolomitstirn der Engadiner Dolomiten in die Basis der Decke im Süden und deren Steilstellung durch diesen Vorgang zurückzuführen.* Die gleiche Bewegung erscheint weiter westlich auch als die Ursache des berühmten Fächers am Scalettapass. Diese Probleme müssen auf jeden Fall noch vertieft, und die tektonische Linie der Dolomitlinsen von Guarda-Giarsun zunächst noch genauer nach Westen verfolgt werden. Ob sie am Ende zum Seehorn bei Davos läuft?

Auf jeden Fall ergibt sich, rein nach den tektonischen Formen, eine deutliche *Zweiteilung der Silvrettadecke.* Der *Südteil,* umfassend die *Nunagruppe* und das *Vadret-Sarsura-Scalettagebirge,* besteht aus einem gewaltigen *Fächer,* in dem *die Silvrettagesteine vor der machtvollen Stirn der Engadiner Dolomiten zusammengestaut sind.* Derselbe ist ein Gegenstück zum Fächer von *Bagnes* in der Bernharddecke, nur handelt es sich hier nicht um einen Rückfaltungsfächer, wie dort, sondern um einen *Einwicklungsfächer.* Der *Nordteil* der Decke hingegen, der die *Silvretta* und das *Fervall* aufbaut, bildet ein flaches, sekundär noch gefaltetes riesiges *Gewölbe.* Südlich des Silvrettapasses und des Piz Fliana fallen die kristallinen Schiefer generell nach Süden, nördlich davon nach Norden ein.

Wir betrachten nun die Überschiebungsfläche der Silvretta näher.

Diskordantes Abschneiden der Silvrettagesteine durch die grosse basale Überschiebungsfläche sahen wir an verschiedenen Orten. So sehr schön am *Piz Claviglíadas,* wo die Überschiebungsfläche der Decke von der Furcletta gegen Süden *steigt,* die kristallinen Schiefer aber gegen Süden *fallen.* Weniger ausgeprägt ist dasselbe Phänomen auch am *Piz Cotschen,* wo die Silvrettagesteine gleichfalls mit einem Winkel von 20—25° gegen die Schubfläche geneigt sind, und in klassischer Schönheit beobachten wir dasselbe am Gipfelbau der *Krone,* wo die fast senkrechten Schichten der kristallinen Schiefer von der beinahe horizontalen Schubfläche durchschnitten werden.

Eine *Diskordanz der Schubfläche gegen unten*, d. h. gegen die Fenstergesteine hin, ist im Grossen sehr ausgeprägt. So sehen wir westlich des *Piz Clavigliadas* die *flache Schubfläche* die *steilgestellten, fast senkrechten, intensiv gefältelten Fenstergesteine* überschieben, so sehen wir eine scharfe Diskordanz am *Piz Cotschen*, in *Val Tasna* und in *Val d'Urezzas*, so wiederum eine solche unter *Fluchthorn* und *Krone* jenseits des Futschölpasses. *Die Fenstergesteine und -Serien sind intensiv gefaltet, ihre Schichten stehen meistens steil, während darüber auf weiten Strecken die Silvrettaüberschiebung flach durch das ganze Gebirge zieht, hier dieses, dort jenes Element der Fensterserien abschneidend und überdeckend.* Dabei sind die Falten der Fensterserien *keineswegs dem Fensterrand angeschmiegt*, wie Paulcke und andere berichten, sondern die *Faltenaxen der Fensterserien streichen schief oder gar quer gegen den vielfach gezackten Fensterrand.* Die *Spuren der Schubflächen* zwischen den einzelnen Fensterserien verlaufen wohl, wie dies bei dem gleichen allgemeinen Axenfallen verständlich ist, im Grossen *parallel* dem kristallinen Rand, die *Falten derselben aber streichen quer auf den Westrand des Fensters und tauchen in dieser Richtung quer unter die kristalline Decke der Silvrettagruppe hinein.*

Diesen *westlichen Fensterrand*, d. h. die Überschiebungsfläche des Silvrettakristallins auf die Fenstergesteine zwischen Engadin und Fluchthorn, haben wir nun genauer verfolgt. Derselbe deckt sich nicht mit dem bisher auf den Karten angegebenen. Er verläuft viel zackiger und natürlicher als dort, und es existieren verschiedene grössere Ausbuchtungen des Fensters, die auf den bisherigen Karten fehlen. Das Unterengadiner Fenster wird dadurch an verschiedenen Stellen wesentlich vergrössert. Die Verfolgung des Fensterrandes zwischen Ardez und Val Fenga gehört zu den schönsten Erinnerungen unserer gemeinsamen Arbeitstage; zieht doch dieser gewaltige Schnitt in grossartiger Klarheit und erhabener Ruhe weithin sichtbar durch die weitverzweigten Wildnisse eines prachtvollen Hochgebirges. Der Eindruck dieser gewaltigsten Überschiebungsfläche der Alpen ist ein unvergesslicher.

Wir skizzieren nun kurz den Verlauf des Fensterrandes und beginnen damit am *Inn oberhalb Ardez.* Von Süden her erreicht die Basis der Silvrettagesteine aus Val Sampuoir über Sursass und Sur-En die Schlucht des Inn südlich *Magnacun.* Die Schiefer des Fensters sinken dort flach unter die Gneise ein. Nördlich des Inn verdeckt der riesige Bergschlipf, der von den Blais da Franz am Piz Cotschen bis zum Inn hinunterreicht, und der noch ständig in Bewegung ist, auf weite Strecken den

kristallinen Rand. Der Südwestkamm des Piz Cotschen gegen Guarda hin besteht aus kristallinen Schiefern, und Guarda selbst liegt auf diesem Kristallin. In Val Prauost, östlich des grossen Schlipfes, erscheint kein Kristallin mehr, dort beobachten wir schon die Fenstergesteine. Desgleichen am Muot del hom und am Lai nair ob Ardez. Nordlich des *Lai nair* hingegen tritt die Silvrettabasis wiederum aus ihrer Schuttumhüllung hervor und ist nun von hier an um den ganzen Gebirgsstock des *Piz Cotschen* herum ohne Unterbrechung hinüber nach *Val Tuoi* zu verfolgen. Bei P. 2742 erreicht sie den Nordgrat des Berges, bei P. 2822 überschreitet sie dessen Nordwestsporn und verliert sich dann abermals zunächst im Schutt der Gehänge, später im grossen Bergschlipf der Motta schlieza. Nach dem Verlauf der Schichtung im Kristallinen zieht sie nördlich Maranguns gegen die Fontanas sanauas hinab und muss in jener Gegend den Talboden erreichen. Anstehendes sucht man nun bis hinein nach Arpella am Fuss des grossen Buin im Talgrund vergebens. Alles ist unter riesigen Moränen und Schlipfen begraben. Auf den bisherigen Karten schliesst nun das Fenster in Val Tuoi etwa auf der Linie P. 2163—2413—2651—2875 gegen Norden ab, und der Hintergrund von Val Tuoi gehört nach denselben bereits zur Silvrettamasse. Dem ist nun aber nicht so, sondern die Fenstergesteine dringen in Form einer grossen, auf drei Seiten von Kristallin umschlossenen Einbuchtung noch bis in den *letzten Hintergrund von Val Tuoi* vor. Das Halbfenster von Val Tuoi wird dadurch um eine weitere bedeutende Teilbucht vergrössert. Wohl hindert die reichliche Schuttbedeckung an vielen Stellen die Beobachtung, doch genügen die Aufschlüsse vollständig zur Feststellung der nötigen Tatsachen. Von P. 2413 streichen die Kreidegesteine des Fensters in den Hintergrund des Tales hinein. Sie überschreiten dort sogar den Talbach, denn die untersten Felsen des jenseitigen Hanges unter dem *Piz Buin* bestehen noch aus diesen Gesteinen. Das wichtige Vorkommnis findet sich etwa beim „p" von „*Arpella*" der Karte. Der Fuss der Felsen des Cronsel und des Piz Buin hingegen bestehen schon aus Silvrettagesteinen. Dagegen kreuzt der Weg auf den *Fermuntpass* östlich P. 2367 noch die letzten Kreidegesteine des Fensters, und wenn wir von der neuen *Tuoihütte des S. A. C.* nach Osten gegen die *Furcletta* emporsteigen, so bleiben wir bis knapp unter die Passhöhe stets in den Kreidegesteinen des Fensters. Tristelkalke und Sandsteine und Quarzite des Gault sind dort in ungefähr ostweststreichende steile Falten gelegt, die beidseits, nach Westen und nach Osten,

unter den überschobenen Massen der Silvrettadecke verschwinden. Am kleinen namenlosen See ob P. 2538 treffen wir die letzten Kreidegesteine. Nicht dass dort schon die Überschiebung der Silvretta durchliefe, aber alles weitere ist unter mächtigen Lokalmoränen verborgen. P. 2664 am *Piz Clavigliadas* liegt bereits im Silvrettakristallin, und sicher ist, dass die kristalline Masse des Piz Clavigliadas mittelst einer schmalen Brücke noch völlig mit der einheitlichen Silvrettamasse am Piz Furcletta, Piz Tuoi, Jam- und Dreiländerspitz zusammenhängt. Der Pass der Furcletta führt über die kristallinen Schiefer dieser Brücke, und weitere Teile derselben bilden die Felsen, die das Furclettakar im Norden, als Westausläufer des *Piz Furcletta*, umschliessen.

Die Fenstergesteine des Unterengadins, im besonderen deren Kreide, greifen also in Val Tuoi auch in den Hintergrund des Tales hinein; sie bilden dort am Südfuss des grossen Buin und des Fermuntpasses, sowie im Kessel unter der Furcletta ein bedeutendes Zweigfenster. Die Silvrettaüberschiebung läuft aus Val *Tuoi* rings um diesen Kessel herum, um schliesslich über den felsigen Westgrat des Piz Clavigliadas dessen Südseite und endlich dessen Ostgrat gegen den Piz Cotschen hin zu erreichen, wo sie das bisherige Tracé der Karten wieder erreicht. Aber nur für einen Augenblick. Denn östlich des Piz Clavigliadas greifen die jungen Gesteine des Fensters in gleicher Weise wie westlich dieses Berges in einem kompliziert ausgezackten, tiefgreifenden Halbfenster von neuem weit nach Norden vor, und die auf den Karten angegebene Grenze ist eine falsche.

Vom tiefsten Sattel zwischen Piz Clavigliadas und P. 2875 im Ostgrat dieses Berges springt dieselbe in Wirklichkeit weit nach Norden vor. Östlich unter der *Furcletta* verläuft sie knapp unter der Passhöhe, zwischen derselben und P. 2696. Am *Piz Furcletta* vorbei erreicht sie P. 2814 und das Ende des *Vadret Furcletta, greift also hier noch einmal ins Gebiet von Val Tuoi hinüber.* Dann aber biegt sie plötzlich wieder scharf nach Südosten zurück und um den Südsporn des *Piz Urezzas* herum. Östlich dieses Berges dringt sie wiederum stark nach Norden vor, gegen den *Vadret d'Urezzas dadaint*, den sie nordöstlich von P. 2737 erreicht. P. 2897 südlich der *Fuorcla d'Urezzas* besteht in seinen oberen felsigen Partien schon aus Silvrettagesteinen; an seiner Basis sehen wir jedoch sowohl im Osten wie im Westen die Fenstergesteine darunter flach nach Norden ziehen, bis sie unter dem Eise der Fuorcla d'Urezzas verschwinden. Es bleibt daher ungewiss, ob sie nicht gar in

einer kleinen Bucht die Passhöhe der Fuorcla d'Urezzas, und damit die Wasserscheide gegen das Jamtal noch erreichen. Den Pass selbst bedecken mächtige Eismassen, die jede Beobachtung am Joch selbst vereiteln. Der Sporn, der östlich des Sattels vom Gemsspitz nach Süden gegen den Vadret d'Urezzas dadoura zieht, besteht vollständig aus Silvrettagesteinen.

Das Unterengadiner Fenster reicht daher mit Sicherheit bis in die unmittelbare Nähe der Wasserscheide an der Fuorcla d'Urezzas.

Gemsspitz, *Piz Urschai* und *Piz Chaschlogna*[1]), dann im weiteren das ganze ausgedehnte Massiv des *Augstenberges* bis hinüber zum Futschölpass bestehen aus mannigfachen Silvrettagesteinen. Die Fenstergrenze verläuft aber auch hier ganz bedeutend anders als bis jetzt angegeben wurde. P. 2773, beim Abbruch des Vadret d'Urezzas dadoura, besteht noch aus Fenstergesteinen, und am Westfuss des Piz Chaschlogna reichen sie bis auf 2820 m hinauf. Die Grenze fällt dort, wie auch am Piz Urezzas, lokal schwach nach Süden. Auf *P. 3004*, den wir *Fuorcla d'Urschai* nennen wollen, fanden wir anlässlich einer winterlichen Besteigung des Augstenberges neben Kreidegesteinen auch grüne Radiolarite und Triasdolomite in mehreren Schuppen, nördlich und südlich der Furkel deutlich überlagert von Silvrettagesteinen. Die Fenstergesteine sind dort antiklinal aufgewölbt.

Der Fund der Fuorcla d'Urschai bedeutet wie derjenige von Arpella im Hintergrund von Tuoi, und der vom Vadret Furcletta eine neuerliche tiefe Ausbuchtung und damit Vergrösserung des Engadiner Fensters. *Der ganze Hintergrund von Val d'Urezzas mitsamt den Gletscherböden des Vadret d'Urezzas dadaint und dadoura bis hinauf zur Fuorcla d'Urschai, wahrscheinlich sogar bis zur Fuorcla d'Urezzas, gehört somit noch zum Unterengadiner Fenster.*

Kehren wir zurück zum *Piz Chaschlogna*. Vom Westfuss dieses Berges zieht nun die Silvrettabasis als scharfe Linie zunächst nach Süden, dann nach Osten um diesen Gipfel herum, ob P. 2731 vorbei und unter P. 2746 in der Chaschlogna durch zu P. 2456 unter dem gewaltigen Eisabsturz des *Vadret Chalaus*. Über P. 2632 und 2760 erreicht sie dann um den *Piz Futschöl* herum endlich den *Futschölpass* nahe der Passhöhe. Von dort senkt sie sich, wie schon THEOBALD bekannt war, ins oberste *Jamtal* hinab. Nach unseren Beobachtungen

---

[1]) sprich: Tschaschlonja.

finden sich dort die letzten Kreidegesteine des Fensters im Talgrund des *Breiten Wassers* am Südrand des Bodens bei P. 2370. Dieselben sinken dort mittelsteil unter die Silvrettagneise des Gamshorngrates und der engen Schlucht des unteren Teiles des Breiten Wassers. Der ganze Hintergrund des Tales, im besonderen das hügelige Gelände um P. 2694 und 2821, dann der ganze *Piz Faschalba* und die *Breite Krone* mitsamt dem *Kronenjoch* und P. 3003, gehören in ihrer Gesamtheit zum Fenster. Erst nördlich des Kronenjoches sind demselben wiederum Kappen von Silvrettakristallin aufgesetzt in den Gipfeln der Krone, des Zahnspitz und vor allem im mächtigen Gipfelbau des *Fluchthorns*. Dieselben ruhen scharf diskordant auf den intensiv gefältelten Fenstergesteinen.

So weit haben wir die Silvrettaüberschiebung selber verfolgt. Neben den schon bekannten Teilfenstern von Val Tuoi und des Futschölpasses gelang uns dabei der Nachweis zweier weiterer wichtiger Auszackungen des Hauptfensters, nämlich des *Teilfensters von Arpella in Val Tuoi*, und des noch grösseren und mannigfaltigeren *von Urezzas und Fuorcla d'Urschai in Val Tasna*. Nur eine kurze, schmale Brücke von Silvrettagesteinen trennt an der Furcletta die beiden Teilfenster, und wenig wird es brauchen, dass einst der Piz Clavigliadas zu einer prachtvollen Klippe wird. Wenn einmal die Furcletta um weitere 60 m erniedrigt ist, wird die Abtrennung dieses Berges von der Hauptmasse der Silvretta vollzogen sein. Heute jedoch bildet er erst einen gewaltigen Ausleger derselben, analog dem Fluchthorn und der Krone. Eine ähnliche Rolle spielt in Val Tasna auch der Piz Chaschlogna, der weit über 2 km über die Fenstergesteine nach Süden zurückgreift, dem Ausleger des Piz Cotschen entgegen, der von Süden nach Norden als mächtige Platte weit in das Fenstergebiet eindringt.

Der zackige Verlauf des Engadiner Fensters in der südlichen Silvrettagruppe ist ein typischer *Erosionsrand*. Er zeigt überall in klassischer Weise die *flache Überdeckung der jungen Fenstergesteine durch das Altkristallin*. Dessen durchgehende mesozoische Unterlage wird uns besonders in den tief eingerissenen Fenstern der Val Tuoi, über 10 km schon westlich des einheitlichen Deckenrandes im Fimbertal, in überzeugender Weise offenbart.

Dank der Teilfenster vor Arpella in Val Tuoi und Urezzas in Val Tasna ist uns am Ostrand der Silvretta im Unterengadin die mesozoische Unterlage derselben auf 10 km im Streichen klar aufgeschlossen. Desgleichen wiederum am *Westrand* bei *Klosters*,

wo wir die *jungen Gesteine der Silvrettaunterlage gleichfalls bis 10 km im Streichen, von der Madrisa bis nach Novai, unter die flachgelagerten Silvrettagesteine einschiessen sehen.* Und da sollen wir noch zweifeln, dass die Silvretta als Ganzes schwimmt? *Nie und nimmer können die dazwischenliegenden knappen 15 km des zentralen Silvrettamassivs zwischen Arpella und Novai dort autochthon zur Tiefe gehen, sondern die tief erschlossene flache Schubfläche im Osten verbindet sich direkt mit der im Westen, und die Silvretta schwimmt als flache Decke wurzellos über den jungen Gesteinen des Prättigaus und des Unterengadins; sie überwölbt dieselben als weitgespannte flache Kuppel.*

Dies aber wird uns zur Gewissheit, wenn wir erst die Serien des Fensters selber betrachten und dieselben mit denen des Prättigaus vergleichen. Ihnen wenden wir uns nun zu.

Zunächst folgt unter der oberostalpinen Decke der Silvretta

2. Die Zone von Ardez.

Diese mächtige Schuppenzone nimmt fast den ganzen Raum ein zwischen der oben beschriebenen Basisfläche der Silvretta und einer Linie, die vom Ausgang der Val Tasna östlich Ardez über Fetan und die Fuorcla Champatsch ins Val Lavér und von dort hinüber in die Basis des Stammerspitzes zur Fuorcla Maisas verläuft. Nur die *tiefsten* Teile dieser Zone gehören noch mit Sicherheit dem *Penninikum* an; es sind die Ophiolithschuppen der Alp Champatsch. Darüber aber finden wir in diesem ganzen Raume mit Ausnahme nur weniger, *vielleicht* dem Penninikum zuzuweisender Gesteine eine typisch *unterostalpine Sedimentserie*, vielfach in sich geschuppt und gefaltet, in einer Art, die zunächst jeder Entzifferung Hohn spricht. Mit der Zeit aber bringt man Ordnung in dieses Chaos, und einer genaueren Verfolgung einzelner Profile ist es schliesslich gelungen, den Schlüssel zu einer Stratigraphie und damit auch der Tektonik dieser wichtigen und bisher unverständlichen Region zu finden.

Wir betrachten zunächst die bestentwickelte Schichtreihe dieser Zone, das ist diejenige von *Ardez.*

Als deren tiefstes Schichtglied erscheint dort der *Tasnagranit* und seine Begleitgesteine, die längs einer Linie Las Ruinas am Inn—Punt da Tasna—Ostgrat Clünas und Piz Minschun klar als *Überschiebungsdecke* den basalen Fenstergesteinen aufruhen. Altkristallin liegt auf dieser ganzen Strecke klar auf den jüngeren Bündnerschiefern und Ophiolithen. Vom Tasnakristallin reicht nun die Schichtreihe über Verrucano, Trias und Lias bis in den Malm und die oberste Kreide hinein.

Der *Tasnagranit* der Hügel von Ardez ist von GRUBENMANN und ZÜST genau untersucht worden. *Er ist einzig zu vergleichen mit den analogen grünen Graniten in den unterostalpinen Decken des Oberengadins, mit Albula-, Julier- und Berninagranit.* Eine endgültige Entscheidung für diesen oder jenen Spezialtypus an Handstücken *allein* ist aber äusserst schwierig zu treffen. Vieles spricht indessen für *Albulagranit*, so das Fehlen oder doch Zurücktreten der roten Feldspäte, der Hornblendegesteine, das Fehlen der roten eigentlichen Bernina-Alkaligranite, dann auch die Ausbildung des gleich zu besprechenden Verrucano. Doch wollen solche rein petrographische Kriterien auf so grosse Strecken hin für sich allein nicht viel sagen. Absolut sicher ist daher nach dem blossen Handstück nur der unterostalpine Charakter der Tasnagranite im allgemeinen, der sie mit aller Bestimmtheit entweder der Err- oder der Berninadecke zuweist. Die grössere Wahrscheinlichkeit spricht für eine Zugehörigkeit zu ersterer.

Neben dem eigentlichen Tasnagranit finden sich bei Ardez auch *Casannaschiefergesteine*, zum Teil in primärem Kontakt mit dem Granit, und darüber ein typischer *Verrucano*. In demselben kennen wir sowohl grobe *Bodenbreccien* und *Konglomerate* analog solchen der Cima da Flix, der Val Mulix oder der Diavolezzagegend, als auch typische Ergussgesteine wie *Diabase* und *Quarzporphyre*. Die letzteren sind vom *Nairporphyr* des Oberengadins und Oberhalbsteins nicht zu unterscheiden, und auch die Diabase gleichen solchen aus dem Verrucano jener südlicheren Gegenden. Die für die Berninadecke so ausserordentlich typischen Quarzkeratophyrgesteine der Diavolezzagegend und des Val del Fain hingegen haben wir bei Ardez und auch anderswo im Gebiet des Tasnagranites nicht gefunden. Ein Moment mehr, das für die Zugehörigkeit der *Ardezergranite* zur *Errdecke* spricht. Den klastischen Verrucano trafen wir z. B. an der Strasse von Ardez nach Schuls, knapp unter den Triasdolomiten, die Diabase und Nairporphyre östlich der Fabbrica da Quadrels.

Über diesen paläozoischen Felsarten der Ardezerserie folgt das Mesozoikum. Zunächst *Trias*, hauptsächlich in Form von Dolomiten, dann der *Lias* in der sog. *Steinsbergerfacies*, d. h. als grobe graue und rötliche Krinoidenkalke und -breccien, die an der Basis, südlich Ardez, polygen, Kristallin führend, höher oben am Schlosshügel, mehr kalkig-dolomitisch sind. Auch diese Serie ist typisch *unterostalpin*. Glied für Glied entspricht den analogen Gesteinen in den Decken des Oberengadins, ganz besonders der Steinsberger Lias. Auch hier macht sich

in gleicher Weise wie beim Tasnagranit und beim Verrucano ein *Hinneigen zur Errdecke* geltend, indem die groben roten und stark bunten Dolomitbreccien des Piz Alv und Piz Padella z. B. ganz zurücktreten; solche finden sich nur spärlich an einigen Stellen in der Nähe der Schlossruine, zugunsten des eigentlichen Steinsbergerkalkes, der nach unseren Erfahrungen im Oberengadin in der Errdecke besser entwickelt ist als in der Berninadecke. Von der Languarddecke, die am Sassalbo neben den typischen Allgäuschiefern in der Hauptsache nur roten, dichten Kalk und Dolomit aufweist, gar nicht zu reden. Die Hauptentwicklung erlangt der Steinsbergerkalk am Schlosshügel von Steinsberg selbst, dann weiter nördlich an der Craista Bischöff und im Süden bei der Brücke am Inn. Sowohl gegen Norden wie gegen Süden verschwindet er rasch. Die ganze Serie: Granit, Verrucano, Trias und Lias sinkt axial von Osten nach Westen ein.

Das nächste Anstehende, das wir südlich Ardez über dem sicheren Lias treffen, sind die „*bunten Schiefer*" von Ardez. Diese sind nichts anderes als der *Aptychenkalkkomplex des Oberengadins*, dichte, helle, weisse, zum Teil auch grüne und rote Kalke, fein geschichtet, oft mit muscheligem Bruch, zum Teil typisch hyänenmarmorartig, damit zusammen jene Masse grüner, roter und violetter *Tonschiefer*, die im Oberengadin und Oberhalbstein unzertrennlich mit dem *Radiolarit* verknüpft sind und die den roten und bunten *Tiefseetonen* entsprechen dürften.

Die „bunten Schiefer" von Ardez sind also Malm. Wer die Malmgesteine im Oberengadin einmal gesehen hat, für den ist die Malmnatur dieser Ardezer „bunten Schiefer" nicht mehr zweifelhaft. Weiter im Norden finden sich bei P. 1847 in der gleichen Zone rote und grüne stark gepresste Tonschiefer, die wir im Oberengadin ohne Bedenken als sicheren Malm betrachten würden, und noch weiter nördlich, jenseits Plans Grischans, kurz vor der Alp Tasna, treffen wir *in der gleichen Zone* typische *Falknisbreccie* mit massenhaften kristallinen Geröllen, in genau derselben Ausbildung, wie wir sie vom Gürgaletsch bei Parpan und vom Falknis selber kennen. *Falknisbreccie, Sandkalke und Aptychenkalk, endlich bunte Kalke und Tonschiefer vertreten sich hier gegenseitig in derselben tektonischen Einheit, lösen einander faciell von Norden nach Süden zu ab,* in genau der Weise, wie der eine von uns dies schon längst aus der tektonischen Verbindung des Falknis mit der Errdecke postuliert hatte. Jener ideale Fall, *wo die neritische Facies der Falknisbreccie sichtbar der bathyalen der*

Aptychenkalke Platz macht, den wir im Westen so lange gesucht hatten, und der dort nirgends gefunden werden konnte, dieser seltene Fall ist hier im Unterengadin in der Ardezerserie verwirklicht.

Die Schichtreihe von Ardez ist aber damit keineswegs zu Ende. Über den bunten Schiefern südlich des Dorfes erheben sich die „*Bündnerschiefer*" *des Muot del hom* und von *Tantersassa*. Wir gliedern sie nach unseren Erfahrungen im Gürgaletsch- und Falknisgebiet mit Leichtigkeit in Neokom, Tristelkalk, Gault und Couches rouges. Der eine von uns hat dies an anderer Stelle ausführlicher begründet.[1]) Am Westausgang von Ardez betreten wir die grauen, allerdings bündnerschieferähnlichen Schiefer des *Neokoms;* kurz vor P. 1569, an der Strasse nach Guarda, treffen wir darüber auf helle *Tristelschichten*, bald darauf auf braunen *Gaultquarzit*, und dasselbe Profil beobachten wir auch in der Wand von Tantersassa. Als oberstes Glied unserer Ardezer Schichtreihe erscheinen dort endlich noch *Couches rouges*, unter dem Muot del hom von den Malmgesteinen einer höheren Schuppe überfahren. Damit schliesst die Ardezer Schichtreihe nach oben ab.

Wir stellen damit bei Ardez die zweifellose Verbindung typisch préalpiner Kreide, wie wir sie vom Falknis und Gürgaletsch her kennen, mit einer tieferen Serie, vom Malm hinab bis zum Tasnagranit, fest, einer Serie, die wir in solch prägnanter Art nur aus den unterostalpinen Decken des Oberengadins kennen.

Die Falkniskreide liegt auf unterostalpinem Malm und Lias, unterostalpiner Trias, unterostalpinem Verrucano und Granit. Die Falkniskreide muss daher selbst unterostalpin sein.

Es ist dies das erstemal in all den Jahren, da die Falknisdecke schon als unterostalpin betrachtet wurde, dass tatsächlich die Falkniskreide mit typischen unterostalpinen Schichtgliedern in normalem Verbande, mit solchen primär verknüpft getroffen worden ist. Heute ist der Satz, die Falknisdecke ist eine unterostalpine Decke, nicht mehr bloss das allerdings nun bestätigte Postulat rein geometrisch-tektonischer Überlegungen, das es bis dahin war, sondern heute ist dieser Satz zur sicher fundierten Tatsache geworden. Die ganze tiefere Schichtreihe der Falknisdecke ist bei Ardez von unzweifelhaftem ostalpinem Charakter.

Die Falknisdecke ist eine ostalpine Decke. Sie ist die unterste derselben und am ehesten wohl der Errdecke gleichzusetzen.

---

[1]) J. Cadisch, Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, n. F., Lief. 49. I. 1921.

Damit schwinden auch die letzten Zweifel an der unterostalpinen Herkunft und Natur der höheren préalpinen Decken, vor allem der Klippendecke, und damit der Préalpes médianes. Die Untersuchung der Schichtreihe von Ardez hat damit eines der interessantesten Probleme der bündnerischen Alpengeologie endgültig gelöst.

Von hohem Interesse ist nun die Verfolgung dieses Ardezer Profils nach Norden in die *Val Tasna* hinein. Trias und Lias treffen wir noch an der Craista Bischöff. Bei Plans Grischans aber fehlen diese Schichtglieder schon völlig; der Jura liegt mit seinen bunten Schiefern schon direkt auf Buntsandstein oder Verrucanoquarzit, Nairporphyr und Diabas des Verrucano und dem Granit. Wenig weiter nördlich schaltet sich typische Falknisbreccie ein, und noch weiter im Norden endlich setzt auch dieser neritische Malm aus, und es folgt direkt auf Tasnakristallin die Transgression der Kreide. *So verschwindet also gegen Norden ein Glied des tieferen Ardezer Mesozoikums nach dem andern, von der Trias bis zum Malm hinauf, bis am Piz Minschun endlich die Kreide direkt auf dem Altkristallinen liegt. Je weiter wir gegen Norden vordringen, um so lückenhafter wird die Ardezer Schichtreihe, um so neritischer zugleich Malm und Kreide.* Es ist dies nichts anderes als der Ausdruck jener allgemeinen Erscheinung, dass *gegen die Stirnregion der alpinen Decken hin deren Sedimentfolge immer neritischer und lückenhafter wird, und dass die heutigen Stirnpartien der grossen Decken eben seit jeher einen geantiklinalen Charakter besassen.* Die Veränderungen in der Facies der Ardezer Schichtreihe sind ein neues prachtvolles Beispiel dieser Art.

Diese Ardezer Schichtserie nun ist in dem Raume zwischen Penninikum und Silvrettadecke keineswegs nur einmal vorhanden, sondern, was bis heute übersehen wurde und was überaus wichtig ist, *in mehrfacher Folge; sie liegt in verschiedenen Schuppen mehrfach übereinander.* Dass dabei im einzelnen die Schichtreihe variiert, verwundert uns nicht; sahen wir doch die grösste Variation derselben auch schon in der Ardezer Serie selber. Aber im grossen und ganzen ist es diese Ardezer Schichtreihe, in besonderem Masse deren jüngere Glieder, die Kreide, die den ganzen weiten Raum zwischen Penninikum und Silvretta füllen.

So treffen wir *unter* dem eigentlichen *Haupttasnagranit der Alp Laret* und des *Sass Majur*, der die Sedimente von Ardez-Val Tasna trägt, die *Kreideserie* einer *tieferen Schuppe:* Tristelkalke und -breccien, Gaultsandsteine und Quarzite, die wie die Kreideserie am Piz Minschun direkt auf Kristallin

liegen. *Dieses Kristallin bildet eine tiefere Schuppe; es hängt nicht direkt mit dem Haupttasnagranit am Sass Majur zusammen, sondern schliesst gegen Süden und Westen mit seiner Kreidebedeckung unter denselben ein.* Am Ostgrat des *Clünas* sehen wir dieses tiefere Tasnakristallin dem *Serpentin der Alp Champatsch* überschoben; darüber folgt mit scharfer Grenze (sekundäre Gleitfläche längs der Transgression), an der Basis mit grober Minschunbreccie, die Tristelkreide, über derselben der Gault, hier prachtvoll ausgebildet, auf dem *Gipfel des Clünas* endlich das sogenannte „Tithon" Paulckes, nach unserer Ansicht eine *höhere Schuppe von Tristelkalk*, die nordwestlich des Lai Minschun abermals von Gault überlagert wird. Tiefer am Gehänge der Val Tasna gegen Valmala zu schiebt sich dann der grosse *Tasna-Hauptgranit* ein, der sich wohl auch in die *Clünasgipfelserie* einspitzt. In Val Tasna beobachten wir darin gegenüber P. 1934 eine Art Stirn. Der Granit wird dort von Neokom, eventuell mit Zwischenlage von Falknisbreccie umhüllt. Wenig weiter südlich bei P. 1916 erscheint eine kleine Rückfalte im Granit, die sich auch westlich des Tales bei Alp Tasna im Jura und Neokom schwach abbildet.

Am *Lai Minschun* und am Kopf westlich davon, und weiterhin gegen Val Tasna hinab schaltet sich eine weitere Lage von *Kristallin*, hier *grobe Augengneise*, in die Kreideserie ein. *Dieses Kristallin überschiebt die Gipfelserie des Clünas und damit auch den Haupttasnagranit.* Es trägt die Kreidegesteine: Tristelbreccien und -kalke, Gaultquarzite und Couches rouges des *Minschungipfels*. Die ersteren sind nichts anderes als die „Orbitulinenkreide" Paulckes, mit dén basalen „Minschunbreccien", die letzteren seine „Rozbreccien". Die Couches rouges dagegen waren unbekannt.

Das *Profil des Piz Minschun* ist also von bedeutender Komplikation. *Es liegen dort mindestens drei Schuppen von Tasnakristallin und Kreide übereinander und auf dem Serpentin der Alp Champatsch.* Ein viertes noch höheres Kristallin findet sich, schon bei Grubenmann und Tarnuzzer gezeichnet, westlich des Berges zwischen P. 2932 und 2864 in zwei Lappen. Die genauere tektonische Stellung dieses *westlichen Minschunkristallins* im Detail konnten wir noch nicht untersuchen; es scheint uns aber vorläufig *über* die Gipfelregion des Piz Minschun hinaus zu gehen und ein *Äquivalent der Granite von Alp Urschai* jenseits Val Tasna darzustellen.

Die Verhältnisse am Piz Minschun sind daher im einzelnen noch nicht bis in alle Details klargelegt. Wie dem auch sei, das Eine können wir schon heute mit Bestimmtheit sagen,

dass der *Piz Minschun aus mehreren Schuppen der Ardezer Schichtreihe besteht*, die in der Hauptsache Tasnakristallin und Kreide enthalten. *Die „Bündnerdecke" Paulckes, d. h. schon die erste Decke über den basalen Schiefern, ist ein Packet von Schuppen der Ardezer Serie, also unterostalpin.*

Im Osten ruhen diese Minschunschuppen auf den Serpentinen der Alp Champatsch und des Piz Nair, die ihrerseits als kompliziert gebaute Schuppenzone, mit Trias-Rauhwacken und Kristallin vermengt, auf den basalen Schiefern des Piz Champatsch und Piz Soèr liegen.

Hochinteressant ist die *Ostseite des Piz Minschun*, die wir von Alp Champatsch über den P. 2875, die Fuorcla Minschun, eingehender begangen haben. Die Verhältnisse sind dort folgende.

Auf den *basalen Schiefern des Piz Champatsch*, die wir dem Prättigauflysch zuweisen, folgt eine *Schuppenregion von Kristallin, Serpentin, Trias, Variolit, Diabas*, die bis zum Pass hinaufreicht. Kristallin findet sich am Rande des Serpentins gegen die Schiefer des Piz Champatsch, Schubschollen von Rauhwacken mitten im Serpentin. In demselben trafen wir an mehreren Orten auf typische *Kontaktfelse* von Trias oder Lias, ähnlich solchen des Oberengadins, die bisher nirgends erwähnt sind. In den Serpentinen finden sich ferner Diabase und Variolite, die durch Grubenmann und Tarnuzzer bekannt geworden sind. Interessant ist nun der weitere Aufstieg zur *Fuorcla Minschun*. Südlich derselben legt sich das *Tasnakristallin*, stark mylonitisiert auf den Serpentin, und auf dieses Kristallin legt sich weiter die typische *Minschunkreide*, Tristelschichten und Gault, hie und da, so in der Runse südlich der Furkel, mit einer Zwischenlage von Neokom. Meist aber liegt die Tristelbreccie direkt auf dem Granit. Die Basis dieser untersten Schuppe steigt nun von Süden gegen Norden, d. h. gegen die Furkel hin an. Aber dieses Ansteigen ist kein allmähliches, flaches, sondern ein ausgezeichnet zickzackförmiges. Das ganze Packet, *Serpentin, Tasnakristallin und Kreide, ist in harmonische, südwärts geschlossene Rückfalten gelegt*, die sich an Hand der ausgezeichneten Schichtglieder dieser Schuppen mühelos beobachten lassen (s. Fig. 2). *Dabei wird das Tasnakristallin gegen Norden zu immer schmäler, und nördlich der Fuorcla Minschun liegt die Kreide direkt mit Rutschfläche auf dem Serpentin; das Tasnakristallin ist ausgekeilt und begleitet nur mehr in einzelnen losgerissenen Linsen die Basis der Kreide.* P. 2955 nördlich der Fuorcla Minschun besteht aus Gault, darunter folgt die typische Tristelbreccie;

sie liegt als flache Platte auf dem Serpentin bis hinaus zum Sattel vor dem Piz Nair bei P. 2808. Dort steigt am Grat die Minschunkreide in die Luft, und der *Piz Nair* besteht vollständig aus dem liegenden Serpentin. Jenseits dieses Berges treffen wir die Kreide des Piz Minschun über den Serpentinen wieder; sie baut dort die Masse des *Piz Tasna* auf. Der Serpentin der Alp Champatsch greift westlich des Piz Nair noch tief gegen den Hintergrund von Val Urschai hinab bis gegen Muot da Lais.

Von hohem Interesse ist die *Kontaktstelle der Minschunkreide mit dem Serpentin* an der *Fuorcla Minschun* selbst. Der letztere erreicht gerade noch die Furkel. Die Verhältnisse sind folgende.

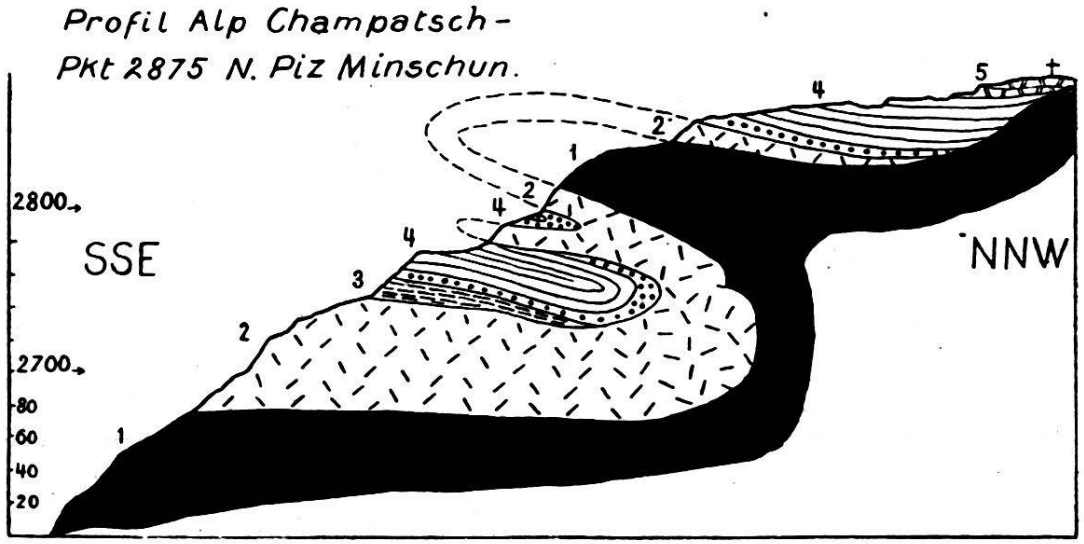


Fig. 2. 1 = Serpentin. 2 = Tasnakristallin. 3 = Neokom. 4 = Tristelschichten mit polygener Breccie. 5 = Gault.

Der Serpentin schneidet die im Grossen schwach antiklinal gewölbte Kreideserie etwas schief ab, so dass der Eindruck entsteht, das basische Eruptivgestein habe hier die Sedimentserie durchbrochen (s. Fig. 2). Dies lässt sich aber nicht strikte beweisen; die Metamorphose, die hier vorliegt, scheint uns für einen Eruptivkontakt zu schwach. Es handelt sich lediglich um *Ophicalcite*, die vielleicht auch tektonisch entstanden sein können. Der Serpentin wurde wohl an seiner Oberfläche längs der Überschiebung der Minschungesteine stark gelockert, mylonitisiert, vielleicht zu einer *Reibungsbreccie* zermalmt, und nun wurde diese Serpentin-Reibungsbreccie durch Calcit, der aus der hangenden Minschunkreide ohne Schwierigkeiten importiert worden sein kann, verkittet, und wir haben auf solche Weise einen *tektonischen* Ophicalcit. Zudem ist ein gewisses *Anschmiegen* der Kreide an den Serpentin vorzüglich

noch zu beobachten, so dass die Diskordanz keine so durchgreifende ist wie bei einem Intrusivkontakt, und sich wohl auf tektonische Ursachen während der Übergleitung der Decken zurückführen lässt. *Es wird an der Fuorcla Minschun jedenfalls kein Schichtglied der Ardezer Serie vom Serpentin im strengen Sinne durchbrochen, sondern es kommen rein tektonisch nur verschiedene Glieder derselben mit dem Serpentin in Berührung.* Das noch östlich des Clünas so mächtige Tasnakristallin ist tektonisch auf Null reduziert; das Neokom keilt tektonisch gleichfalls aus, desgleichen an der Furkel selbst ein Teil der Tristelkalke, Erscheinungen, die an der Basis grosser Schubmassen — wir stehen hier ja vor der *grossen basalen Schubfläche der gesamten Ostalpen* —, dazu noch über einem solch widerstandsfähigen Substrat wie der Serpentin es ist, wohl verständlich sind.

Damit verlassen wir den Piz Minschun und fassen unsere Ergebnisse über denselben wie folgt zusammen.

Der Piz Minschun besteht aus einem Packet von Schuppen der Ardezer Serie, die im wesentlichen aus Tasnakristallin und Kreide bestehen. Es ist ein Schuppenpacket der tiefsten unterostalpinen Decken. Dasselbe ruht auf einer Schuppenzone von Serpentin, Trias und Kristallin, die wir zum obersten Penninikum rechnen, und die dem basalen Prättigauflysch überschoben ist.

Völlige Klarheit über alle Einzelheiten im inneren Bau der Minschunschuppen wird erst die detaillierte Kartierung bringen.

Klarer zu fassen sind die Verhältnisse innerhalb der unterostalpinen Schuppenregion *westlich Val Tasna*, an den Hängen, die von Ardez über den Muot del hom hinein nach Valmala und weiter nach Urschai und zum Futschölpass ziehen. Dort gewinnen wir weiteren wertvollen Einblick in die Struktur dieser Gebirge.

Als *Basis* des Ganzen erscheint hier die *Serie von Ardez* selber, die, wie wir gesehen haben, östlich Val Tasna am Clünas ihrerseits wieder von einer tieferen Schuppe von Tasnakristallin und Kreide unterlagert wird. In diese Ardezer Serie ist der ganze vordere Teil der Val Tasna bis hinein gegen Valmala eingeschnitten. Die Ostseite besteht zum grossen Teil aus dem eigentlichen Tasnagranit, dessen Stirnbiegung nördlich Prada Tasna gegenüber P. 1934 wir schon erwähnt haben. Auf der Westseite reicht der Tasnagranit aufgeschlossen nur bis südlich *Alp Tasna*, in die Gegend von P. 1712. Die Schichtserie über dem Tasnagranit ist, im *Süden einigermassen vollständig*, bei Ardez mit Verrucano, Trias, Lias und „bunten Schiefern“

des Malm, im *Norden mehr lückenhaft*, indem die tieferen Schichtglieder bis hinauf zum Malm, der nun als Falknisbreccie entwickelt ist, grösstenteils aussetzen. *Die darüber überall folgende Kreide ist im Norden neben dem Tasnagranit das wichtigste orographische Glied der Serie geworden.* In grosser Mächtigkeit baut besonders das Neokom die westlichen Gehänge von Val Tasna auf, vom Muot del hom über die Cuvel d'Utschels bis hinein zu P. 1934 südlich Valmala, und vom Weg Ardez-Plans Grischans-Alp Tasna bis weit hinauf an die Basis einer höheren Schuppe. An mehreren Orten sind über dem Neokom noch Tristelschichten und Gault, bei Tantersassa sogar Couches rouges zu erkennen. Wenig östlich des Muot del hom wird diese Ardezer Serie von einer höheren Schuppe überfahren, die ihrerseits wiederum aus Malm und Kreide besteht. Am Muot del hom liegt meist der Malm dieser höheren Schuppe direkt auf Gault der tieferen Serie.

Wenig südlich *Valmala* erreicht das Neokom der Ardezer schuppe den Talboden von Val Tasna. Darüber legt sich wie weiter im Süden eine schmale Bank von Tristelkalk und Gault; Couches rouges jedoch fehlen. Der Gault der Ardezer Schuppe wird hier direkt von der höheren Schuppe überfahren. Als deren Basis erscheint nun hier aber wiederum *Kristallin*, im besonderen *Granit. Derselbe ruht mit einem ausgezeichneten Mittelschenkel von Verrucano und Triasdolomit dem tieferen Gault auf.* Dieser Verrucano besteht aus feinen Breccien und grünen nairporphyrmylonitartigen Schiefern, und zwischen diese und die liegenden Triasdolomite schaltet sich sogar noch eine schmale Zone weissen Buntsandsteinquarzites ein (s. Fig. 3). Gegen oben folgt der normale Granit, hier merkwürdigerweise mit mehr *roten* Feldspäten, sehr an den *Juliergranit* erinnernd, von Mylonitzonen durchzogen, und über demselben folgt endlich mit unscharfer Grenze, vielfach mit dem Granit verwachsen und mit demselben aufs engste verknüpft, die grobe Transgressionsbreccie der Kreide, die *Tristelbreccie.* Deren basale Schichten sind mit dem Granit aufs innigste verzahnt; grosse Gerölle desselben liegen im kalkigen Zement, und dasselbe dringt vielfach in den Granit ein. Gegen oben jedoch geht diese grobe Basalbreccie ziemlich rasch in normalen Tristelkalk über, und über diesem folgt bald normal der Gault. *Die Tristelkreide transgrediert hier also deutlich, ohne Zwischenlage von Neokom, direkt auf Granit* (s. Fig. 3).

Die Schuppe, die in Val Tasna direkt über derjenigen von Ardez liegt, unterscheidet sich also faciell doch recht scharf von dieser ihrer Unterlage. Zwar ist die *Facies* ihrer Sedimente im

Grossen dieselbe geblieben. Aber die *Mächtigkeiten* der einzelnen Schichtglieder sind bei Valmala ganz andere. Dem *mächtigen* Neokom der mittleren und südlichen Ardezer Schuppe steht das *schmächtigere* unserer höheren Schuppe nördlich des Muot del hom und dessen *völliges Fehlen* bei Valmala selbst scharf gegenüber. Lias und Trias sind, ausser im verkehrten Schenkel unter dem Kristallin bei Valmala, gar nicht bekannt, und die

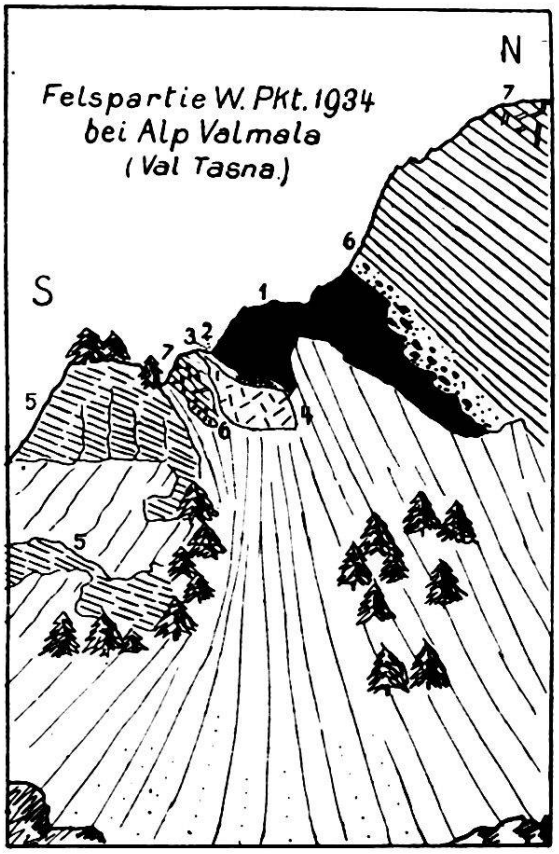


Fig. 3. 1 = Tasnagranit.
2 = Verrukano
3 = Buntsandstein.
4 = Hauptdolomit.
5 = Neokom.
6 = Tristelschichten.
7 = Gault.

typische Falknisbreccie fehlt, zum mindesten im Norden bei Valmala. Und wickeln wir in Gedanken diese beiden Serien von Ardez und Valmala wieder ab, glätten wir deren Schuppungen und Falten wieder aus, so erkennen wir in diesem Raume ohne jede Schwierigkeit *drei* voneinander wohl unterschiedene eigene *Faciesgebiete*. Ein erstes grosses *Geantiklinalgebiet* liegt im *Norden der heutigen Ardezer Schuppe*, am *Clünas*, wo wie bei Valmala die Tristelkreide direkt auf Alt-

kristallin transgrediert. Daran schliesst sich gegen Süden, d. h. die heutige *Region von Ardez* selbst, mehr und mehr ein wohl ausgebildetes tieferes *Geosynklinalbecken* an, in dem einerseits Trias und Lias von den späteren Transgressionen verschont geblieben sind, der Malm nicht als Falknisbreccie wie im Norden, sondern als bunter Schiefer mit Aptychenkalken bathyal entwickelt ist, und wo endlich die ganze Kreideserie vom Neokom bis in die Couches rouges hinauf zum Absatz kam, mit mächtiger bathyaler Facies, besonders des Neokoms. An dieses Gebiet mehr geosynklinalen Charakters schliesst sich dann endlich noch weiter südlich, in welcher primären Entfernung ist heute noch völlig unbekannt, im *Gebiet der Valmalaschuppe* abermals eine stark ausgeprägte *zweite Geantiklinale* an, die sich heute bei Valmala selbst durch die Transgression der Tristelkreide auf dem Altkristallinen offenbart. Gegen Süden ging auch dieses zweite Geantiklinalgebiet allmählich wieder in ein tieferes, mehr geosynklinales Becken über, denn an der Basis der Tristelkalke von Valmala stellt sich bald wieder Neokom und oberer Jura ein, und letzterer enthält schon auf der Höhe des Muot del hom wiederum typisch bathyale Bildungen in Form hyänenmarmorartiger Gesteine.

Die Schichtserie der Valmalaschuppe gehört also, wenn sie auch im grossen derjenigen der Ardezer Schuppe ganz ähnlich ist, doch einem etwas anderen Faciesbezirke an, einem Faciesbezirk, der von dem der eigentlichen Ardezer Serie durch eine ausgesprochene Geantiklinale getrennt war. Die Valmalaserie kann also, obschon der Ardezer Serie noch in vielem ähnlich, obschon im Grunde noch dieselbe Sedimentfacies zeigend, doch sehr wohl von einer höheren kristallinen Stammdecke innerhalb des Unterostalpinen stammen. Innerhalb desselben bleibt sich ja auch in Südbünden die Facies in grossen Zügen gleich, trotzdem gerade dort eine weitgehende, tiefgreifende Trennung in verschiedene kristalline Stammdecken überaus klar zutage tritt. Wir werden auf die Diskussion dieser Fragen noch zurückkommen.

Zunächst verfolgen wir das *Profil in Val Tasna* weiter. *Über dem Gault der Valmalaschuppe,* der bis zu den Hütten von Valmala reicht, *erscheint mit scharfer Grenze der Malm einer weiteren noch höheren Serie.* Derselbe ist dort als ein Komplex bunter Kalke mit vereinzelten Geröllagen von Falknisbreccie, gegen oben mit Übergängen zu bunten Schiefern, entwickelt. Darüber folgt, scheinbar *direkt,* ohne Zwischenschaltung von Neokom und Tristelschichten, wiederum überaus mächtiger und typischer *Gault.* Diese Serie ist es, die sehr

wahrscheinlich in den Gipfelbau des Piz Minschun fortsetzt. Jura und Gault derselben setzen durch die Talenge nördlich Valmala hinüber in die Basis des Piz Minschun und ziehen sich dort *nördlich über dem Kristallin des Lai Minschun* hinauf zum Gipfel dieses Berges. Darunter erscheinen am Osthang von Val Tasna die Granite und Kreidegesteine der Valmalaschuppe. Die obere Jurakreideserie ist an dem Sporn, der von P. 2818 gegen Valmala hinunterzieht, stark *gefaltet*. Lange Keile von Jura dringen von oben her weit in den Gault hinab, von diesem in spitzen Biegungen umschlossen und eingehüllt, und umgekehrt spitzt sich der Gault in langen Keilen, nach oben geschlossen, von unten in die Juramassen ein. Diese Falten streichen nicht NNE, parallel dem kristallinen Fensterrand am Piz Cotschen, sondern diese Falten streichen alle mehr oder weniger E-W. *Die Falten des Fensters schmiegen sich also keineswegs dem Rand der Silvrettamasse an, was bisher von allen Beobachtern behauptet wurde, sondern die Falten im Fenster streichen schief oder quer gegen den Silvrettarand hin, und derselbe überschiebt sie diskordant.*

Streicht diese *Jura-Gaultserie*, die wir nach ihrem sichersten Vorkommen an den *Tschainchels* bei Valmala nur vorläufig die *Tschainchelsserie* nennen wollen, in die Minschungipfelserie hinein, so trägt sie als Jüngstes deren Couches rouges. Die weitere Untersuchung wird dies wohl eruieren. Sei dem wie ihm wolle, für unsere momentanen Studien ist dies prinzipiell ohne Belang. Die tektonischen Glieder, die wir in Val Tasna ausscheiden konnten, müssen ja auch in den Minschun fortsetzen, und es bleibt lediglich eine Frage der Zeit, bis wir auch hier bis in alle Details klarsehen. Wir verfolgen daher vorderhand das Profil von Val Tasna von Valmala noch weiter nach Norden, in Val d'Urezzas und Val Urschai hinein.

Über der Jura-Kreideserie von Tschainchels liegt eine weitere Schuppe, die vom Kristallin über Trias und Jura wiederum bis in die Kreide reicht.

Zunächst sehen wir nördlich P. 2932 am *Minschun* die Gaultgesteine des Valmalaspornes von neuem von *Kristallin* bedeckt. Es ist jene *Granitmasse*, die schon bei Grubenmann und Tarnuzzer erwähnt worden ist. Sie bildet eine isolierte *Klippe* und legt sich flach über die Kreidegesteine von P. 2864 hinweg.

Noch deutlicher liegen die *Verhältnisse in Val Urschai*, dem Hintergrund der Val Tasna. Der Gault der Tschainchels und von P. 2375 streicht über das Tal hinweg in die untersten Gehänge des Piz Chaschlogna. Unter P. 2292 nordöstlich Alp

Urezzas treffen wir ihn wieder. Darüber folgt wenig weiter nördlich gegen *Alp Urschai* hin jene mächtige Linse von *Kristallin*, die schon THEOBALD kannte, und die daher schon auf den ältesten Karten verzeichnet ist. In der Hauptsache besteht sie aus *Granit*, doch kommen daneben auch *Quarzporphyre* vor. Das Kristallin ist mit *Trias* verschuppt, darüber folgt mächtiger *Malm* und endlich wiederum eine *vollständige Kreideserie:* Neokom, Tristelschichten und Gault. *Nördlich Alp Urschai sieht man dieses Kristallin von Urschai deutlich der tieferen Kreideserie aufliegen.* Dort schalten sich, weithin sichtbar, an seiner Basis, über dem Gault von Tschainchels, die *Couches rouges* ein. Es sind dieselben, die in grosser Mächtigkeit durch die Südwand des *Piz Faschalba* ziehen, und deren weissem Band dieser Berg seinen Namen verdankt. Sie führen u. a. reichlich Globigerinen. Das Kristallin der Alp Urschai keilt bald wieder aus, und dann liegt bald Jura, bald Neokom der höheren Serie direkt auf Couches rouges oder Gault der tieferen Schuppe. So liegen die Verhältnisse z. B. in Val Urezzas. Die obere Serie — wir wollen sie nach ihrer Hauptverbreitung an der *Chaschlogna*[1]) die *Chaschlognaserie* nennen — scheint nun hier das höchste Glied des Fensters zu bilden. Ob P. 2731 wird ihr Gault scheinbar direkt von der Silvrettadecke überfahren.

In Val Urezzas, am Piz Cotschen, in Val Prauost bei Ardez, auf Fuorcla d'Urschai und endlich jenseits des Piz Tasna und Faschalba aber liegen die Verhältnisse noch bedeutend komplizierter.

In *Val Urezzas* schalten sich über dem Gault der Chaschlognaserie an verschiedenen Stellen Gesteine ein, die der unterostalpinen Sedimentserie der Ardezer Gegend sonst fremd sind. So typische *rote und grüne Radiolarite und Tiefseetone*, so *Ophiolithe* in Gestalt von *Serpentin* und *Variolit*.

Roten Radiolarit sahen wir, zusammen mit weissem und grünlichem *Aptychenkalk* und *grünen Schiefern* an P. 2875 südöstlich des *Piz Clavigliadas* an der Basis der Silvretta. In dieselbe tektonische Zone gehört wohl auch der Radiolarit südöstlich des *Piz Cotschen* ob Ardez. Derselbe liegt gleichfalls unter der Silvrettabasis. Die *grünen Radiolarite* der *Fuorcla d'Urschai* liegen in derselben tektonischen Position; auch sie werden direkt von Silvrettagesteinen überfahren.

Damit ist erstmals im Unterengadiner Fenster der Radiolarit nachgewiesen. Es ist fast nicht zu glauben, dass derselbe bisher

---

[1]) Sprich: Tschaschlonja.

nicht signalisiert worden ist. Er ist typisch ausgebildet, ähnlich dem des Oberengadins, schon von weitem sichtbar, und grosse Blöcke des meist tiefroten Gesteines liegen auch an dem von Geologen oft begangenen Weg über die Furcletta. THEOBALD, ALB. HEIM, GRUBENMANN und TARNUZZER haben diese Gesteine denn auch schon gesehen; doch stellten sie sie teils zum Verrucano, teils zu den Allgäuschiefern. Wir glauben, dass sich im Bereiche des Fensters mit der Zeit noch mehr solche Radiolaritvorkommnisse finden lassen werden. Bis jetzt kennen wir solche vom Piz Cotschen, vom Piz Clavigliadas und von der Fuorcla d'Urschai, daneben ihr Äquivalent, die bunten Schiefer, auch aus dem Malm von Ardez.

Wahrscheinlich gehören zu dieser Radiolaritzone auch die *roten* und *grünen Schiefer* von *Val Prauost* und *hyänenmarmorartige* Gesteine am *Vadret Furcletta*. Die *Gipse von Magnacun, Sur-En* und *Val Prauost*, die diese roten Schiefer auf grosse Strecken begleiten, stellen ebenfalls ein der Ardezer Serie sonst fremdes höheres Element dar. Auf deren Bedeutung werden wir noch zurückkommen.

Die oben erwähnten *Ophiolithe* trafen wir über Gault und Couches rouges der Chaschlognaserie als schmale Linsen unter einem höheren Tristelkalk und Gault, der dann unter der *Furcletta* von der Silvretta überfahren wird. Neben Serpentin findet sich dort Variolit. Die Kontaktverhältnisse mit der Kreide sind undeutlich. Ophicalcit liegt herum, sichere Kontaktfelse scheinen zu fehlen.

Es fragt sich nun, ob diese *Ophiolithe* noch der *unterostalpinen* Serie zugehören, oder aber, ob sie noch von der *penninischen* Unterlage her passiv mitverschleppt worden sind. (R. St.) Auch für die Radiolarite lässt sich diese Frage, ob penninisch oder unterostalpin hier stellen. (R. St.) Grössere Massen von Ophiolithen schalten sich weiter im Norden in analoger tektonischer Position, ebenfalls an der Basis der Silvretta, zwischen die sicher unterostalpinen Serien und die oberostalpine Decke ein. Es sind die Ophiolithe: Diabase, Serpentine, Nephrite usw. des Bürkelkopfes im Samnaun. Dort wäre eine Ableitung der Ophiolithe von der penninischen Unterlage her ebenfalls möglich. Es liegen hier auf jeden Fall ähnliche Verhältnisse vor wie im Westen an der *Totalp* und bei *Arosa*, und *wir stehen hier zuoberst im Engadiner Fenster ganz zweifellos vor den Analoga der Aroser Schuppenzone.* Die Frage, ob sich dabei zwischen die unterostalpinen Serien des Fensters und die Silvretta eventuell nochmals penninische Gesteine einschalten, bleibt vorderhand noch offen.

Auf jeden Fall markieren die Radiolarite der Zone Piz Cotschen-Clavigliadas-Fuorcla d'Urschai über den Kreidegesteinen der Chaschlognaschuppe abermals höhere tektonische Elemente, die ihrerseits erst von der Silvrettadecke überfahren werden. An der Fuorcla d'Urschai sind die Radiolarite mit Triasdolomiten mehrfach verschuppt.

Noch bedeutend komplizierter sind die Verhältnisse im Gebiete des *Piz Faschalba* und der *Krone.* Dort schieben sich zwischen Chaschlognaschuppe und Silvrettakristallin noch mehrere höhere Elemente ein, die gegen Norden ständig an Bedeutung und Mächtigkeit gewinnen. Es sind die südlichsten zusammenhängenden Vorkommnisse jener Serien, die im Samnaun und Fimbertal ganze Gebirge auftürmen. Leider sind wir noch nicht in der Lage, auch über diese höchsten Fensterserien Genaueres mitzuteilen, da unsere Studien sich vorderhand lediglich auf die Umgebung von Guarda, Ardez und Val Tasna beschränkt haben. Nur eine einzige und dazu noch winterliche, also nur sehr kursorische Begehung zeigte uns folgende Zusammenhänge mit dem Süden.

Am *Piz Faschalba* liegen die Gesteine der Chaschlognaserie in grosser Mächtigkeit den Couches rouges der nächsttieferen Schuppe auf. Der Gipfel des Berges besteht aus prachtvollem grauglänzendem Ölquarzit des Gault. Derselbe ist mehrfach in *Falten* gelegt; die Ostwand des Berges zeigt eine solche in prachtvoller Klarheit. Es ist dort in diesen Kreidegesteinen eine gegen Nord überliegende Mulde herrlich entblösst. Analoge solche Falten beobachteten wir auch in der Südostwand der *Breiten Krone,* westlich vom *Kronenjoch im obersten Jamtal,* dann in *Val Fenga* östlich *Davò Diou* gegen den *Piz davò Lais* hin, überall vornehmlich in der Kreide. *Überall streichen diese Falten mehr oder weniger schief oder gar quer gegen den hier ca. N-S verlaufenden kristallinen Silvrettarand.* Von einem Anschmiegen der Falten im Fenster an den Fensterrand ist nirgends die Spur zu sehen. *Alle diese Fensterfalten sind in ihrer Richtung völlig unabhängig vom Erosionsrand des Kristallinen; sie tauchen überall ungestört schief oder quer unter denselben ein,* und was Paulcke u. a. von dem Anschmiegen der Fensterfalten an den heutigen Silvrettarand berichteten, beruht lediglich auf einer Verquickung von Faltenrichtung und dem Verlauf des jeweiligen Erosionsanschnittes von Schubflächen innerhalb der einzelnen Schuppen des Fensters. Diese Erosionsanschnitte verlaufen natürlich oft parallel dem Fensterrand; aber sie geben niemals ein Bild der Faltenrichtung.

Bei P. 3033 nördlich des Piz Faschalba, dem sog. *Kronenjoch*, werden die Kreidegesteine der Chaschlognaschuppe überlagert von einer grünen und roten *polygenen Breccie*, die mit *Aptychenkalkschiefern* verknüpft ist und die grosse Ähnlichkeit mit gewissen Typen der Aroser-, teils auch mit der Falknisbreccie, aufweist. Nach unserem Erachten handelt es sich dabei um den *Malm einer höheren Schuppe*. Über demselben endlich liegen in ausgewalzten, arg gequetschten Resten *rote und graue Echinodermenbreccien*, die vom *Steinsberger Lias* nicht zu unterscheiden sind. Es sind dieselben Gesteine wie an der *Fuorcla Lavèr;* sie stellen wie jene die letzten südlichen Reste des *Samnauner Liaszuges* dar. Ob die Vorkommnisse des Kronenjoches, die zum Teil noch ins oberste Jamtal fortsetzen, zum selben Zuge gehören, wie die des Piz und der Fuorcla Lavèr, ist noch nicht sicher. Die letzteren könnten auch die Basis einer tieferen, vielleicht der Chaschlognaschuppe, markieren. *Die Liasfetzen des Kronenjoches hingegen liegen zweifellos weit über dem Gault der Chaschlognaschuppe; sie sind die direkte südliche Fortsetzung des grossen Liaszuges der Val Fenga und damit des Samnauner Lias.* Über diesem Lias folgt abermals Malm in Form bunter Schiefer. Weiteres, insbesondere, ob hier auch noch die Radiolaritzone unter der Silvrettabasis vorhanden sei, konnte der winterlichen Verhältnisse wegen nicht mehr eruiert werden. Über den genauen Kontakt der Gesteine des Kronenjochs mit dem Silvrettakristallin der Krone können wir daher vorderhand nichts berichten. Tatsache bleibt, dass zwischen dem Gault der Chaschlognaschuppe am Piz Faschalba und dem Silvrettakristallin der Krone sich mindestens noch zwei weitere höhere Schuppen von unterostalpinen Fenstergesteinen einschalten, die eine mit Malm, die andere mit dem Samnaunerlias als Basis. Auch hier handelt es sich, wie die bunte Malmbreccie deutlich zeigt, bereits um Glieder der *Aroser Schuppenzone*.

Damit hätten wir nun, ohne in weitere Einzelheiten einzugehen, den Bau der Schuppen, die sich zwischen Silvretta und basale Bündnerschiefer einschieben, kurz skizziert.

Über den basalen Schiefern folgt zunächst eine noch penninische Schuppenzone, bestehend aus Gneisen, Trias und Ophiolithen, die Zone der Alp Champatsch. Darüber legen sich, zu einem mächtigen Schuppenpaket gehäuft, die unterostalpinen Decken. Dieselben zeigen im grossen Ganzen bis unter die Silvretta hinauf dieselbe Facies ihrer Sedimente, doch lassen sich genau wie in Südbünden auch hier doch verschiedene Facieszonen innerhalb derselben wohl unterscheiden. *Der*

ganze unterostalpine Komplex zerfällt im Gebiete von Ardez und Val Tasna in mindestens fünf selbständige Schuppen, die sich im Grossen durch die mindestens fünfmalige Wiederholung des Kristallinen, hauptsächlich des Granites, kundgeben. *Es gibt im Gebiet von Ardez nicht nur einen, sondern mindestens fünf Züge von Tasnagranit oder, besser gesagt, unterostalpinem Kristallin. Die verschiedenen Schuppen haben teils gleiche, teils verschiedene Facies, sowohl im Kristallinen wie besonders auch im jüngeren Mesozoikum. Es ist möglich, dass sie verschiedenen kristallinen Kernen der unterostalpinen Deckengruppe entstammen. Besonders gross ist der Faciessprung zwischen der Hauptschuppe von Val Tasna-Ardez und der Schuppe von Valmala,* während die höheren Elemente wiederum mehr den tieferen gleichen. *Zuoberst reiht sich diesen fünf grossen unterostalpinen Hauptschuppen im Süden eine schmale, tektonisch stark gequälte Zone von Radiolariten und in einer kleineren höheren Kreideschuppe eine Linse von Ophiolithen an, deren Herkunft vorderhand noch zweifelhaft ist. Im Norden folgen über der fünften ostalpinen Schuppe die vorderhand im Süden fehlenden Serien des Kronenjoches, die Ausläufer der Samnauner Elemente.*

Die tiefste ostalpine Schuppe ist am Clünas am besten entwickelt; sie heisse daher die *Clünasschuppe.* Die grosse Hauptschuppe des Tasnagranites mit dem mächtigen Ardezer Mesozoikum bezeichnen wir nach ihrem Hauptverbreitungsort und ihrer besten Entwicklung bei Ardez als die *Ardezer Schuppe.* Darüber legen sich die Schuppen von *Valmala,* die Schuppe von *Tschainchels* und die der *Chaschlogna.* Über diese endlich die *Kreide-Ophiolithschuppe der Furcletta* und die *Radiolaritzone Piz Cotschen-Fuorcla d'Urschai,* im Norden die *Schuppen des Kronenjoches.*

Die fünf grossen unterostalpinen Schuppen, die wir beidseits *Val Tasna* kennen gelernt haben, und die sich durch ihre jeweilige Basis von *Tasnakristallin* so überaus deutlich kundgeben, fassen wir von nun an unter dem Namen der *Tasnaschuppen* enger zusammen. Die ganze Val Tasna, von Punt da Tasna unter Ardez über die gleichnamigen Alpen hinein bis Fuorcla Tasna und Piz Tasna ist vollständig in diese Schuppen eingeschnitten, so dass der Name Tasnaschuppen die weitaus passendste Bezeichnung für dieselben ist.

In der *Südwestecke des Unterengadiner Fensters* hätten wir demnach folgende tektonische Einheiten:

I. *Die Silvrettadecke.*
II. *Die Radiolaritzone Piz Cotschen-Fuorcla d'Urschai.*
III. *Die Kreide-Ophiolithschuppe der Furcletta.*

IV. *Die Malm-Liasschuppen des Kronenjochs.*
V. *Die Schuppen von Val Tasna:*
1. Chaschlogna, mit dem Granit von Urschai,
2. Tschainchels, mit dem Kristallin des Lai Minschun,
3. Valmala, mit dem Granit von Valmala,
4. Ardez, mit dem Haupttasnagranit,
5. Clünas, mit dem Kristallin am Munt del Piz.
VI. *Die penninischen Schuppen der Alp Champatsch.*
VII. *Die basalen „Bündnerschiefer".*

Keines der Elemente II—V hat auf weitere Entfernungen durchgehenden Charakter, vielleicht mit einziger Ausnahme der allergrössten. So keilt die Clünasschuppe nach Norden und Süden bald aus, so finden wir die Chaschlognaschuppe zur Hauptsache nur im Norden, wenigstens fehlt deren mächtige Entwicklung im Süden. Die Radiolaritzone, die Furclettaschuppe und die Schuppen des Kronenjochs sind in schmächtige Linsen zerrissen und nur von wenigen Punkten bekannt, und die unteren penninischen Schuppen der Alp Champatsch scheinen sich nach Norden in Val Lavér gleichfalls zu verlieren.

Damit verlassen wir das Gebiet unserer eigenen Feldstudien und fassen unsere, die tektonische und facielle Gliederung des Engadiner Fensters betreffenden Resultate in folgender tabellarischer Übersicht nochmals kurz zusammen.

Es liegen im *Gebiete von Ardez-Val Tasna* übereinander:

I.	*Altkristalline Schiefer* (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite)	*Silvrettadecke*
II.	Trias (Dolomit) Malm (Radiolarit und Aptychenkalk) Trias Malm	*Zone Piz Cotschen-Fuorcla d'Urschai*
III.	Gault Tristelkalk Serpentin, Variolit	*Furclettaschuppe*
IV.	Couches rouges (östlich Furcletta) Gault (meist sehr mächtig, Faschalba) Tristelkalk Neokom (mächtig) Malm (Kalke und Schiefer) Trias Granit von Urschai Quarzporphyr	*Chaschlognaschuppe*
V.	Couches rouges (in Val Urschai sehr mächtig) Gault (durchwegs sehr mächtig, Talenge Valmala) Malm (bunte Kalke und Schiefer, Falknisbreccie) Augengneise am Lai Minschun	*Tschainchelsschuppe*

Am Minschun schalten sich Tristelbreccien ein.

VI.	Gault Tristelkalk und -Breccie Granit (Juliertypus) Verrucano mit Breccien und Quarzporphyr Triasquarzite und Dolomite	*Valmalaschuppe*

Im S schalten sich Neokom und oberer Jura mit bunten Kalken und Schiefern unter der Tristelkreide ein.

VII.	Couches rouges (Tantersassa) Gault (nicht sehr mächtig) Tristelschichten (nicht sehr mächtig) Neokom von Ardez (sehr mächtig), fehlt i. N. Malm (bunte Schiefer von Ardez, im N. als Falknisbreccie, oder fehlend) Steinsberger Kalke und -Breccien Hauptdolomit Verrucano mit Breccien, Diabasen und Quarzporphyren Tasnagranit und Casannaschiefer	*Ardezerschuppe*
VIII.	Gault Tristelschichten Granit und Casannaschiefer	*Clünasschuppe*
IX.	Serpentin Rauhwacken Serpentin, Diabas, Variolit Gneis	*Schuppen von Champatsch*
X.	Basale Bündnerschiefer	

Es bleibt uns nun noch übrig, diese tektonischen Elemente der Ardezer Gegend einerseits im Fenster weiter zu verfolgen, anderseits mit entsprechenden Elementen in West- und Südbünden in Verbindung zu setzen. Vorher aber müssen wir noch einen kurzen Blick auf die basalen Schiefer werfen.

3. Das penninische Schieferland.

Dasselbe wurde von uns bisher fast völlig ausser Betracht gelassen. Wir können zu dessen näherer stratigraphischer Gliederung vorderhand nichts weiteres beitragen, als dass diese basalen Schiefer einen auf Schritt und Tritt, wie dies ja schon die ältesten Forscher hervorgehoben haben, an den Flysch des Prättigau und des Oberhalbsteins erinnern. Die *höheren Teile* der Serie sind primär *frei von Ophiolithen*. In den *tieferen Teilen*, am *Piz Mondin*, schalten sich hingegen grössere Massen von solchen, besonders *Prasinite* und *Diabase* ein. HAMMER erwähnt solche sowohl vom altbekannten Piz Mondin als auch von *Finstermünz* und *Weinberg*. Die *oberen ophiolithfreien Bündnerschiefer* dürften dem *Prättigauflysch s. str.* entsprechen, die *Ophiolithe des Piz Mondin* den nördlichen Ausläufern der *Platta-Ophiolithe* im Oberhalbstein, die damit

vergesellschafteten *tieferen Bündnerschiefer* den echten *Schistes lustrées* der penninischen Zone. Inwieweit in jenen oberen dem Prättigauflysch zugewiesenen Bündnerschiefern auch die *Kreide* vertreten ist, können wir heute nur vermuten. Gewisse Breccien des Flyschgebietes zeigen oft weitgehende Ähnlichkeit mit Kreidebreccien, und dies nicht nur im Engadin, sondern auch im Prättigau und Schanfigg. Die weitere Untersuchung wird sich mit dieser Frage ernstlich zu beschäftigen haben.

Das Liegende der basalen Schiefer ist nirgends aufgeschlossen. Die Vermutung von Hammer und Kober, dasselbe liege uns im Tasnagranit vor, ist eine falsche. Der Tasnagranit liegt als Überschiebungsplatte einer unterostalpinen Decke hoch über den basalen penninischen Schiefern. Gegen oben wird die basale Bündnerschieferzone von den *penninischen Ophiolithschuppen der Alp Champatsch* abgeschlossen. Die Grenze gegen dieselben verläuft von der Einmündung der Val Tasna unterhalb Fetan durch, zwischen Motta Maluns und Schlivéra hinauf zum obersten Sattel zwischen Fuorcla und Piz Champatsch. Von dort hinab nach Val Lavér. Dort scheint die penninische Ophiolithzone auszukeilen, und die unterostalpinen Schuppen liegen fernerhin direkt auf den basalen Schiefern.

Betrachten wir nun die geologischen Verhältnisse in anderen Teilen des Unterengadiner Fensters, wie wir sie teils aus eigener Anschauung, teils aus den Arbeiten hauptsächlich von HAMMER SPITZ und DYHRENFURTH, auch SCHILLER kennen. In erster Linie handelt es sich um

Die Fortsetzung der Ardezer Zonen in anderen Teilen des Fensters.

Es ist klar, dass eine so mächtige Zone wie sie die unterostalpinen Decken im Gebiete von Val Tasna und Ardez bilden, nicht ohne weiteres im Streichen verschwinden kann. Sie muss in anderen Teilen des Fensters, besonders in der unmittelbaren Nachbarschaft der von uns studierten Region, längs dem Inn hinab bis Martinsbruck und Nauders, und jenseits der Wasserscheide im Samnaun, gleichfalls in grösseren Massen vorhanden sein. In erster Linie interessiert uns

Der Südrand des Fensters am Inn zwischen Ardez und Nauders.

Zunächst setzt der Tasnagranit bei der Säge am Ausgang von *Val Sampuoir* unter Ardez über den Inn. Er ist dort zweigeteilt. Ein unterer, der Ardezer Hauptgranit, bildet den Felskopf bei der Säge selbst, darüber folgt stark mylonitisches Mesozoikum, besonders untere Kreide; dann als Basis einer

höheren Schuppe wiederum Granit unter P. 1529 am Weg nach Val Sampuoir. Dies könnte eventuell die Fortsetzung der Valmalaschuppe sein. Die kristalline Linse, die ALBERT HEIM 1908 in Val Prauost gefunden hat, könnte die Verbindung herstellen helfen. Noch höher am Hang treten, schon von weitem sichtbar, die weissen, massigen Felsen von *Ballastrés* aus dem Walde hervor. Sie sind nichts anderes als typische *Falknisbreccie.* Kristalline Komponenten finden sich darin, und ihre Fortsetzung unter Alp Sursass hat auch DYHRENFURTH als sehr ähnlich dem *Sulzfluhkalk* bezeichnet. *Das ganze Malm-Kreidepacket der Tasnaschuppen zieht nun, in seinen Unterabteilungen prachtvoll sichtbar, hinauf zum Crap Putér und hinüber nach Val Plavna.* Dass der Ardezer Haupttasnagranit vom Ausgang der Val Sampuoir nicht weiter nach Osten zu verfolgen ist, in den Fuss des Crap Putér hinein, hat seinen Grund in einer mächtigen Bergschlipfmasse, die bis gegen As-chera dadaint die mittleren und unteren Gehänge des Crap Putér verhüllt.

Die grauen, „vorwiegend kalkigen" Bündnerschiefer der Dyhrenfurth'schen Karte sind also nichts anderes als die Fortsetzung unserer unterostalpinen Malmkreideserien von Ardez und Val Tasna. Über Muntana, Val Plavna, Rufnat streichen dieselben über die Hügel südlich *Tarasp* und *Vulpera* nach Osten gegen die *Clemgia.* Dort ist im „oberen Bündnerschieferzug" des Clemgiaprofils von DYHRENFURTH bereits „Minschunbreccie" mit groben Geröllen nachgewiesen, desgleichen „Crinoidenkalke". Nach unserer Ansicht handelt es sich um *Falknisbreccie* und *Tristelkreide.* Die „quarzitischen Bündnerschiefer" südlich San Jon erkennen wir als typische *Gaultquarzite. An der Clemgia ist also das jüngere Mesozoikum der Ardezer Serien gleichfalls nachgewiesen.* Dasselbe liegt dort über den Ophiolithen der Schulser Injektionszone, im besonderen den Serpentinen der Clemgiaschlucht, scheinbar direkt unter den Silvrettagneisen. Die *Granite von Vallatscha, Chaposch und Rufnat* sind bekannt; sie fallen in die direkte Fortsetzung der kristallinen Linsen an der Basis der unterostalpinen Serien von Ardez und Val Tasna. Deren verschiedene tektonische Höhe zeigt auch hier *verschiedene Schuppen* an. *Die Injektionszone der Clemgiaschlucht gehört gleichfalls zum Altkristallin dieser Zone.* Ihre Gabbros und Gabbrodiorite zeigen mikroskopisch wie chemisch, auch in ihrer Metamorphose weitgehende Analogien mit den alten Berninagesteinen.

Gips begleitet diese ostalpinen Schuppen am Südrand des Fensters des öfteren, so in *Val Prauost* bei Ardez, in der

Innschlucht bei *Magnacun*, bei *Sur-En*, dort immer in den *höheren* Teilen der Schuppenserie; bei *Fetan* und am *Ausgang* von *Val Tasna* begleitet solcher die *Basis* derselben. Die Gipse östlich *Schuls*, bei *Pradella*, *Sent* und *Crusch* bezeichnen daher gleichfalls den unteren Verlauf der unterostalpinen Schuppen. Darüber liegen die *Granite von Sent, Crusch und Remüs*. Inwiefern die „bunten Schiefer" von Schuls und Sent noch zum basalen Flysch oder schon zur Ardezer Zone gehören, können wir vorderhand nicht beurteilen. Die Gipse und Granite dieser Zone aber gehören sicher zur Ardezer Zone.

Südlich Pradella unterhalb Schuls verdanken wir SCHILLER und HAMMER einen genaueren Einblick in die Struktur der Gehänge unter der Lischannatrias. Über einem *unteren Gipszug*, den nur Theobald erwähnt, und der dem Gips von Sent und Crusch entsprechen kann, folgt „*Gneis*", „ungeschichtet, später Hornblende haltend", z. T. mit echtem *Diorit*. Derselbe enthält sogar Augit. Ähnliche Gesteine hat HAMMER aus *Val Torta* östlich Raschvella und Saraplana beschrieben, *dort zusammen mit dem typischen Granit der Plattamala. Am kontinuierlichen Zusammenhang dieser ganzen unteren Schulser „Gneiszone" mit den Graniten von Sent und Crusch und der Plattamala bei Remüs ist daher heute gar nicht mehr zu zweifeln.*

Wir haben hier die geschlossene Fortsetzung eines jener Züge von Tasnakristallin vor uns, die wir bei Ardez kennen gelernt haben. Darüber sollten wir nun unsere unterostalpinen *Jura-Kreideserien* erwarten. Dieselben sind auch hier tatsächlich vorhanden. In Form von Crinoidenkalken und bunten Schiefern, Triasdolomiten, rötlichem Steinsbergerkalk und Gips. Crinoidenkalke und bunte Schiefer beschreiben HAMMER und SCHILLER aus der Gegend südlich *Pradella* und aus dem „*oberen Bündnerschieferzug*" vom *Grünsee* bei Nauders; Gips fand Schiller in *Val Triazza* ob Pradella, rötlichen Steinsbergerkalk an mehreren Orten zwischen Clemgia und Val Triazza. Auch Hammer fand solchen in den höheren Teilen der Nauderser Schuppen. In den „grauen Bündnerschiefern" dieser selben Zone fand Hammer Crinoidenkalke und „braune sandige Breccien", die auch er ohne weiteres mit den Gesteinen des Minschun vergleicht. Zwischen die basalen Schiefer und die Injektionszone oder die Granite, d. h. unser Tasnakristallin schiebt sich auf grosse Strecken wie im Westen *Serpentin* ein; desgleichen zwischen dieses Kristallin und das Ardezer Mesozoikum. Dasselbe wird schliesslich *überall von Val Plavna bis Nauders vom „oberen Gneiszug", der die Lischannatrias trägt, überfahren*. Ob derselbe noch zur Silvrettadecke gehört,

wird später zu erörtern sein. Vorderhand seien die Ardezerserien des Fensters noch weiter besprochen.

An der *Plattamala bei Remüs* liegt der unterostalpine Granit, hier dem rot und grün gesprenkelten *Juliergranit* zum Verwechseln ähnlich, dem „Bündnerschiefer" aufgeschoben. In gewaltiger Masse sperrt er dort das ganze Tal, und Fluss und Strasse haben Mühe, sich den Durchpass ins unterste Engadin zu erzwingen. Die Granitmasse von Plattamala ist aber keineswegs einheitlich. Wir haben sie ringsum begangen und folgendes gefunden (s. Fig. 4).

Die „Bündnerschiefer", die an der *Fortezza* unter die Granite einfallen, sind *Gault* und *Tristelkalk* mit *Tristelbreccien* der *ostalpinen Serie*. Der P. 1536 am Fortezzasattel besteht aus äusserst gequältem Tristelkalk. Gegen Westen liegt die Fortsetzung dieser Kreide unter Grundmoränen verborgen bis zum Schuttkegel von Remüs hinab, im Osten, an den Hängen ob *Saraplana*, haben wir diese Kreide jedoch noch verschiedentlich getroffen, zuletzt bei Saraplana selbst. Dort quert sie den Inn und zieht über die waldigen Gehänge ob den Weilern von St. Niclà, Chaflùr, Strada, S-chadatsch und Sclamischot gegen den Schwarzsee hinauf. Ihr genauer Verlauf ist dort noch zu eruieren.

Über diese unterostalpine Kreide nun legt sich erst die Granitmasse der Plattamala. An der *Pazza* unterhalb Remüs sieht man deren Basis. *Der eigentliche Granit der Plattamala, der Hauptgranit, liegt dort klar aufgeschoben auf Serpentin*, darunter folgt aber *nochmals*, wie schon Grubenmann, Tarnuzzer und Schiller zeichneten, *Kristallin*. GRUBENMANN erkannte in demselben einen geschieferten *Quarzporphyr;* wir möchten das Gestein direkt mit dem *Nairporphyr* vergleichen, genau wie die entsprechenden Gesteine von Ardez. *Wir hätten hier demnach zwei Schuppen altkristalliner Eruptivgesteine, durch Serpentin getrennt. Südlich an den Plattamalagranit* schliesst sich zunächst eine schmale Zone von *Casannaschiefer*, und daran lehnt sich jener *Hauptdolomit*, von P. 1098, der von SCHILLER als Bündnerschiefer, von TARNUZZER als Bergsturzmasse bezeichnet worden ist. Diese Trias klebt flach südlich fallend auf dem Plattamala-Hauptgranit. Sie erreicht ihre Hauptmächtigkeit am Fusse der Felsen bei den Kalköfen unter der Strasse. Eine schmale Triaszone quert aber auch die Strasse als schmächtiges zu Rauhwacke zerdrücktes Band, *und dieses Band schiebt sich nun trennend zwischen den eigentlichen Plattamalagranit und die südlich anschliessenden kristallinen Schiefer.* Diese letzteren haben mit dem Granit nichts mehr gemein;

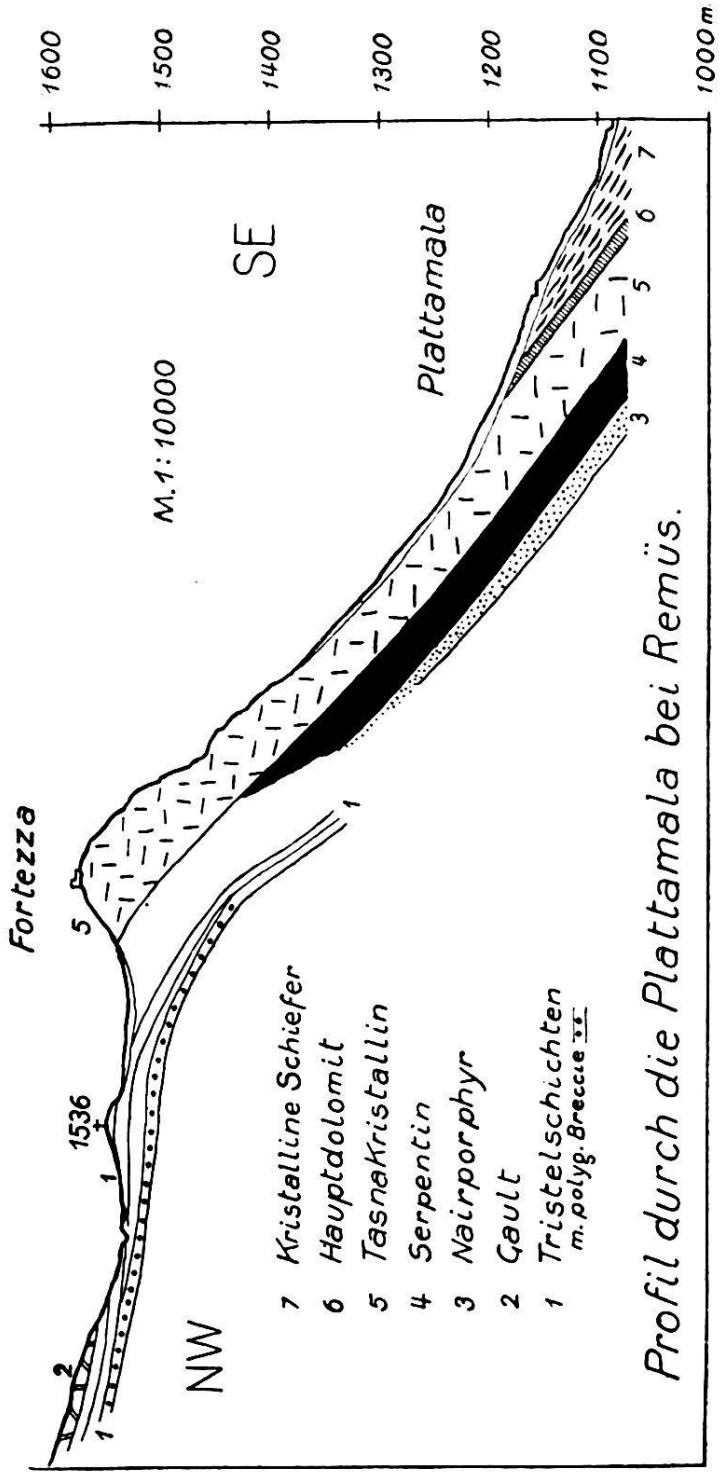

1600
1500
1400
1300
1200
1100
1000 m
NW
SE
M. 1: 10000
Fortezza
Plattamala
1536
7 Kristalline Schiefer
6 Hauptdolomit
5 Tasnakristallin
4 Serpentin
3 Nairporphyr
2 Gault
1 Tristelschichten
m. polyg. Breccie
Profil durch die Plattamala bei Remüs.

Fig. 4.

sie zeigen ein ganz anderes Gepräge als die sonstige Schieferhülle desselben, insbesondere führen sie massenhaft Biotit. *Sie gehören einer anderen tektonischen Einheit an und sind vom Plattamalagranit durch Trias getrennt.* Sie zeigen auch eine tiefere Metamorphose als die Granite. Ob diese Schiefer direkt mit der Hauptmasse des Gneisfusses der Lischannakette zusammenhangen oder noch einmal von derselben getrennt sind, können wir heute noch nicht beurteilen. Sicher ist die tektonische Abtrennung dieses höheren Komplexes vom Plattamalagranit.

Von besonderem Interesse ist die Frage, *ob der Hauptgranit der Plattamala zur selben Schuppe wie der Tasnagranit von Ardez gehört, oder aber, ob er höher liegt.* Sein Chemismus scheint ihn eher vom Tasnagranit zu trennen, desgleichen sein bisweilen *mächtiger Gehalt an basischen Gesteinsfacien*, unter denen besonders die *Diorite* und *Gabbros* dominieren, also eine Gesteinsgesellschaft, die lebhaft an den Gehalt der *Berninadecke* erinnert. Dass hier auch die julierähnlichen Granite vorwiegen, haben wir schon betont. Es wäre also wohl möglich, *dass wir an der Plattamala nicht die Fortsetzung der tieferen Ardezer Schuppen, sondern bereits ein höheres Element des unterostalpinen Deckengebäudes vor uns haben*, und dass *erst das Nairporphyr-ähnliche Gestein unter dem Serpentin der Pazza das Äquivalent der Tasnagranite darstellt.* Dies würde auch verständlich machen, dass wir nördlich des Plattamalagranites nicht schon basale Bündnerschiefer, sondern noch Kreide in ostalpiner Ardezer Facies gefunden haben.

Die Granitzone der Plattamala zieht über *Raschvella* weiter nach Osten bis gegen *Gravalada* oberhalb Sclamischot. *In Val Torta ist sie reich an Dioriten mit braunen Hornblenden*, also Gesteinen, wie wir sie in dieser charakteristischen Zusammensetzung nur noch aus den Dioritgebieten der *Berninagruppe* kennen. Unter dieser Granitzone folgt wie an der Plattamala zunächst Serpentin, dann die „kalkigen Bündnerschiefer", die Fortsetzung der Kreide der Fortezza. Zwischen Raschvella und der Landesgrenze fehlen noch genauere Daten. An der Landesgrenze setzen die ausgezeichneten Untersuchungen HAMMERS wieder ein. Dank ihnen verfolgen wir unsere Ardezer Serien bis über *Nauders* hinaus.

Über den basalen Bündnerschiefern, die noch wenig unterhalb Nauders die höchsten Grünschieferlagen der Mondinzone führen, folgt westlich des Lai Nair bis hinauf zur Chilchéra tudais-cha die penninisch-unterostalpine Schuppenregion. Über den Bündnerschiefern liegt zunächst eine winzige Linse von

Steinsbergerlias, darüber eine schmale Lage Granitgneis, über demselben ein Diabaslager, das seinerseits von einer ersten Zone von „Crinoidenkalken und -breccien", also Kreide, mit Gneisen verschuppt, überlagert wird. Südlich daran schliesst sich bei Riatsch eine weitere höhere Gneislinse an, wiederum überdeckt mit „Bündnerkreide". Nun folgt der grosse Serpentinzug an der Basis des Plattamalagranites, eine Linse, die ihre grösste Mächtigkeit beim Lai Nair erreicht, gegen Nauders hin aber bald auskeilt. Darüber legt sich die Granitgneis-, Diorit- und Granitzone der Plattamala, die geschlossen bis oberhalb Gravalada, in einzelnen losgerissenen Linsen jedoch bis gegen den Stillen Bach bei Nauders verfolgbar ist. Über ihr liegt nun eine äusserst komplizierte Schuppenzone, enthaltend Crinoidenkalke und -breccien, also Kreide, daneben bunte Schiefer des Malm, und endlich vereinzelte Massen von Triasdolomiten. Diese oberste „Kreidezone", der sogenannte „obere Bündnerschieferzug", zieht von der Säge am Stillen Bach bei Nauders über den Tiefhof und Grünsee zur Schweizergrenze. Er überschreitet dieselbe bei der Chilchéra tudais-cha, und zieht deutlich *über* der Granitzone von Gravalada hin. Weiter verliert sich seine Spur; doch zweifeln wir nicht, dass er sich auch in *Val Torta*, wenn auch vielleicht nur als schmal gequetschtes Mylonitband, wieder finden wird. Schiller hat gerade diese Strecke von Val Torta nicht begangen. Die Trennung *muss* durchgehen; wir fanden sie ja an der Plattamala auch. Über diesem „oberen Bündnerschieferzug" der Chilchéra tudais-cha, der dem „oberen Bündnerschieferzug" südlich Schuls und Pradella entspricht, folgt wie dort direkt der „obere Gneiszug", den wir für die Fortsetzung der Silvrettagneise halten. Darauf liegt als schmaler Ausläufer der gewaltigen Lischannazone ein dünner Streifen von brecciösem Dolomit und fraglichem Rhät, dann endlich der Gneisfuss des Piz Lad, der ohne Unterbruch in die Schlinig- und Oetztalmasse fortsetzt.

Damit schliessen wir unseren Excurs längs dem Südrand des Fensters. Es ist uns gelungen, *die Spuren unserer Tasnaschuppen, nicht in allen Einzelheiten allerdings, aber als Ganzes, fast geschlossen von Ardez über den Crap Putér, die Gegend südlich Tarasp und Vulpera, den Ausgang der Clemgiaschlucht bei Schuls und die Gegend von Pradella und Crusch bis hinab zur Plattamala bei Remüs und weiter hinüber bis gegen Nauders zu verfolgen.* Am Crap Putér besitzen diese Tasnaschuppen noch grosse Mächtigkeit und lassen sich weiter gliedern wie bei Ardez und in Val Tasna. *Der Crap Putér ist dabei das mächtige tektonische Analogon des Muot del hom.* Weiter östlich, be-

sonders *von Schuls an abwärts, wird diese Ardezerzone immer schmäler und begleitet nur noch als relativ dünnes Band, mit enormen tektonischen Komplikationen, die Überschiebung der oberostalpinen Gneise auf die basalen penninischen Schiefer.*

Wir möchten unsere Betrachtung des Fenstersüdrandes aber nicht schliessen, ohne eine Frage von grosser Bedeutung noch einmal zu diskutieren, nämlich die: *sind die kristallinen Schiefer des sogenannten „oberen Gneiszuges", die überall von Val Sampuoir hinab bis zum Piz Lad bei Nauders die Ardezer Gesteine überschieben, sind diese kristallinen Schiefer von oben keilförmig eingewickelte Teile der über die Engadiner Dolomiten hinweggeschobenen Silvrettadecke, oder bilden dieselben die normale Basis des Engadiner Dolomitgebirges?* Gehören diese Gneise zur *Silvretta* oder aber zur *Campodecke?* Sind sie *ober-* oder aber *mittelostalpin?*

Für SPITZ und DYHRENFURTH, wie übrigens für alle Forscher, die sich bisher eingehender mit dem Gebiet befasst haben, war der obere Gneiszug von Schuls stets *gleichzeitig* als zur Silvrettamasse gehörig *und* dabei die Basis der Dolomitentrias bildend betrachtet worden. Für alle Forscher war die *Silvretta die normale Basis der Lischanna-Pisocgruppe, und damit der Engadiner Dolomiten überhaupt.* Regionaltektonische Überlegungen, daneben der Vergleich der kristallinen Facies und das Studium der Karte von Spitz und Dyhrenfurth überzeugten den einen von uns vor fünf Jahren aber zu der Ansicht, die bereits von ZYNDEL und TRÜMPY verfochten worden war, dass die *Silvretta nicht die Basis der Unterengadiner Dolomiten* sei, sondern vielmehr *als höhere Decke dieselben überfahren habe,* und dass die Silvrettagneise des „oberen Gneiszuges", die unter die Engadiner Dolomiten einfallen, *nicht* deren normale Basis seien, sondern *durch die Unterengadiner Dolomiten* selbst wieder *eingewickelte Keile der hangenden Silvretta-Oetztaler Decke.* Für den Westen liess sich dies, besonders auch an Hand der Spitz-Dyhrenfurth'schen Angaben, ohne den geringsten Zweifel verfechten. Aus deren Karte lässt sich sogar *das Auskeilen des eingewickelten Silvrettakristallins gegen Süden unter den Engadiner Dolomiten östlich Val Plavna deutlich herauslesen.* Östlich der *Clemgia* aber scheint die Sache nicht mehr so klar. Dort sollte ja nach allen bisherigen Forschern die Trias der Engadiner Dolomiten am Piz Lischanna in *normaler Folge* auf Verrucano und Gneis dieses oberen Zuges aufliegen. Und diese *„normale Auflagerung der Lischannatrias auf den oberen Gneiszug"* hat nun mehrfach dazu gedient, die oben auseinandergesetzte Ansicht, deren Richtigkeit durch eine Menge von Tat-

sachen in Mittelbünden mehr und mehr gestützt werden konnte, anzuzweifeln und abzulehnen.

Wir wagen heute, unsere Ansicht auch auf Grund des vorliegenden Materials *östlich der Clemgia* aufrechtzuerhalten, und betrachten nach wie vor *die Silvretta als eine Decke, die über die Engadiner Dolomiten hinweggeschoben, und die an und nur durch deren Stirn längs der Linie Stragliavitapass-Nauders unter dieselben zum oberen Gneiszug eingewickelt worden ist. Die Silvrettagneise sind nicht die normale Basis der Unterengadiner Dolomiten, sie gehören nicht wie diese zur Campodecke, sie sind nicht die Fortsetzung der kristallinen Basis im Münstertal, sondern sie wurden als höchste Decke Bündens hoch über die Engadiner Dolomiten hinweggeschoben*, und *ihre südliche Fortsetzung liegt, in Klippen zerstückelt, dem Dolomitgebirge auf. Die Engadiner Dolomiten gehören keineswegs der Silvrettadecke an, sondern einer tieferen Einheit, der Campodecke. Sie sind nicht oberostalpin, sondern mittelostalpin.*

Unsere heutigen Überlegungen sind folgende.

Einmal hängt der Silvrettagneis der Nunagruppe nirgends völlig mit dem oberen Gneiszug zusammen, der im Osten die Basis der Engadiner Dolomiten bildet. Ein solcher Zusammenhang ist nur wahrscheinlich, aber keineswegs sicher. Der obere Gneiszug zwischen Piz Zuort und Piz Lad *könnte* also prinzipiell eventuell gar nicht der Silvretta angehören, sondern auch von einer tieferen Einheit stammen. In diesem Falle *könnte* die Auflagerung der Unterengadiner Trias sehr wohl eine normale sein, und unsere Ansicht würde dabei wohl auch noch zu Recht bestehen können, solange nicht der Zusammenhang des Nunagneises mit dem oberen Gneiszug ein völliger ist.

Wir glauben aber viel eher gleichfalls, *dass der obere Gneiszug tatsächlich die Fortsetzung der Silvrettagneise der Nunagruppe sei, und zweifeln mit mehr Recht und mehr Überzeugung die „normale" Auflagerung der Engadiner Dolomiten auf diesen Gneiszug* an. Wir haben vielmehr den Eindruck, und ein Studium der Literatur bestätigt uns dies, dass diese normale Auflagerung vielfach *nur der Lagerung auf dem Gneis zuliebe* angenommen wurde, und dass dabei einfach die dem Gneis zunächst liegenden Schichten als die tiefere Trias erklärt wurden. Es muss doch sehr auffallen, dass *nirgends* längs der ganzen gewaltigen Nordfront der Engadiner Dolomiten vom Piz Pisoc bis über den Piz S-chalambert hinaus auch nur ein einziges sicheres *Fossil* der unteren Trias gefunden werden konnte. Zwischen Val Plavna und Scanfs sind es stets die jüngsten

Glieder der Trias, Hauptdolomit und Rhät, die an die Silvrettagneise anstossen, und östlich davon sollte dies nun plötzlich anders werden?

Betrachten wir diese sogenannte „normale" Auflagerung der Dolomiten auf den „oberen Gneiszug" von Schuls nun etwas näher.

Am *Nordgrat des Piz Pisoc* sollen sich „Raibler und Wetterstein" zwischen dem Hauptdolomit und dem Gneiszug finden. Die Raibler-Rauhwacken könnten aber auch tektonischen Ursprungs sein, und das Wettersteinalter der darunter liegenden Dolomite ist nicht mit Fossilien belegt. Es kann sich aber auch hier sehr wohl um ein *miteingewickeltes höheres Schuppenpaket* von Raibler und Wetterstein handeln, etwa um miteingewickelte Analoga der Triasschuppen auf dem Lischannaplateau und am *Piz San Jon.*

Die Raibler, die ob *Plan da Fontanas* am Eingang ins *Scarl* sich zwischen den Gneiszug und den Lischanna-Hauptdolomit einschalten, *sind nach Hammer „ganz abweichend von allem aus diesem Horizont Bekannten:* bunte Ton- und Kieselschiefer, mit Dolomitbänken wechsellagernd", die ebensogut alles andere als Raibler sein können. Ich denke in erster Linie an Äquivalente der *Lias-Malmzone der Lischannagipfelregion,* und an Verschuppungen derselben mit Trias, oder an die *Muschelkalkschuppengesteine des Piz San Jon.* Auch *Alb. Heim* hielt nach mündlicher Mitteilung anlässlich einer Exkursion 1916 die Gesteine dieser Zone gleichfalls für die Fortsetzung der Lischanna-Radiolarite.

In Val Lischanna und Val Triazza liegt der Kontakt zwischen dem Gneiszug und den „Triasbasisschichten" im Schutt. Die „Triasbasisschichten" können hier also ebensogut dem Gneiszug auch *anormal* aufruhen, denn das Gegenteil ist nirgends zu sehen. SCHILLER beschreibt von hier „Dolomite, der *Lagerung* nach Muschelkalk". In Val Triazza soll die „untere Trias" *Bactryllien* führen, d. h. Fossilien, die sonst *nirgends* in diesen Stufen im ganzen Gebiet der Engadiner Dolomiten bekannt sind, wohl aber überall massenhaft aus dem *Rhät. Alle Fossilien der unteren Trias,* die SPITZ in seiner Unterengadiner Monographie aufführt, stammen *ausnahmslos* vom *Innenrand der Dolomiten,* von deren Basis in Scarl und Val Sesvenna, vom Piz Cristannes, vom Ofengebiet. *Kein einziges* derselben ist *nördlich* der Engadiner Hauptdolomitmauer gefunden worden. Die Modiola triquetra, die BÖSE aus dem „Muschelkalk" von Val Triazza erwähnt, wird sogar von SPITZ ausdrücklich *angezweifelt,* wegen schlechtem Erhaltungszustand, und dies war das *einzige* Fossil

aus dieser „unteren Trias". Und dabei warnt auch Spitz selber eindringlich vor der überaus leichten Verwechslung des Muschelkalkes mit Gliedern des Rhät, des Lias und des Malm, und des Wettersteins mit dem Hauptdolomit, und meint auch SCHILLER, der „Muschelkalk" seines Gebietes sei oft dem Tithon zum Verwechseln ähnlich, und der „Wetterstein" sei oft vom Hauptdolomit kaum zu unterscheiden. Das gibt doch immerhin sehr zu denken und erschüttert die Sicherheit der „normalen" Auflagerung doch stark.

Und wenn man weiter sieht, wie am *Piz S-chalambert* nach der Karte SCHILLERS das Rhät entweder im „Wetterstein" oder zwischen „Muschelkalk" und „Wetterstein" vorkommt, durch Fossilien belegt, westlich der Clemgia dagegen stets im Hauptdolomit, bis hinauf nach Scanfs stets zwischen verschiedenen Schuppen desselben liegend, und wenn man die Prachtsgestalt dieses Piz S-chalambert dann wieder betrachtet und seinen herrlichen Dolomitbau bewundert, so steigen einem eben doch starke Zweifel auf, ob nicht auch „Muschelkalk" und „Wetterstein" dieses Berges weit eher Rhät und besonders Hauptdolomit seien, wie die Dolomitmauern seiner Fortsetzung am Piz Ajüz und Piz Lischanna. THEOBALD gibt denn auch überall am Nordrand des Piz S-chalambert die Hauptmasse dieses Berges als *Hauptdolomit* an. *Wenn man diesen Piz S-chalambert unvoreingenommen betrachtet, so erblickt man in ihm ohne weiteres die gerade Fortsetzung jener grandiosen Hauptdolomitmauer der Lischanna- und Pisocgruppe, und weiterhin sieht man an ihm in herrlicher Entblössung wie überall im Westen an den Bergen der Lischanna- und Pisocgruppe jene gewaltige klassische, schon Escher und Studer bekannte Stirnfalte in den Dolomiten, die wir seit 1916 als die machtvolle Nordstirn der Campodecke betrachten.* Wenn wir die Hauptmasse des Piz S-chalambert, was bisher nicht ernstlich bestritten werden kann, ja, nach dem obigen sogar sehr wahrscheinlich richtig ist, als Hauptdolomit betrachten, so ergibt sich die allergrösste *Analogie mit dem Bau des Piz Lischanna.* Wie dort ruhen dann auch hier über der allerdings oft von Brüchen und sekundären Scherflächen durchzogenen *Hauptdolomitstirn* in scharfer Diskordanz die höheren *Lias-Malmmassen der Gipfelregionen*, und wie dort werden dieselben dann sofort meist wiederum diskordant von den kristallinen Schiefern der *Oetzmasse* überfahren. *Das kristalline Fenster in Val d'Uina läge dann im Kern der Dolomitstirn;* es wäre der letzte Vorposten des Sesvenna- und damit des Campokristallins. Unter dem Piz Lischanna ist dasselbe schon tief unter den Dolomiten

verborgen, und die Stirnbiegung der Decke zeigt sich nur hinab bis zu den Raiblern. Weiter westlich endlich nur mehr im Hauptdolomit und Rhät.

Soweit unsere heutigen Vorstellungen über den Bau der Engadiner Dolomiten östlich der Clemgia. *Wir anerkennen vorderhand das „Normalprofil" über dem Silvrettagneis des oberen Schulser Zuges nicht als solches, denn dasselbe ist nirgends mit Fossilien erhärtet. Vielmehr weist alles darauf hin, dass auch östlich der Clemgia stets Hauptdolomit oder noch jüngere Glieder der Engadiner Dolomiten, vom Rhät bis zum Malm hinauf, eventuell mit älteren Triasgesteinen noch höherer Schuppen verknüpft, wie am Piz San Jon, auf dem Silvrettagneis des oberen Schulserzuges liegen, und dass dieser Kontakt wie im Westen auch ein anormaler ist.* Auch Schiller zeichnet denselben als „Überschiebungsfläche", und seine westliche Fortsetzung haben bekanntlich auch Spitz und Dyhrenfurth als anormale „Gleitfläche" erkannt.

Es spricht also, wie die Dinge heute stehen, gar nichts mehr gegen unsere Auffassung, dass *Silvretta und Engadiner Dolomiten zwei verschiedenen alpinen Decken* angehören, im Gegenteil, sehr vieles dafür.

Auf alle Fälle erscheint uns eine vorurteilslose, moderne, beide Möglichkeiten gleich sorgfältig prüfende Neuaufnahme der Dolomitennordfront zwischen Clemgia und Piz Lad als eines der dringendsten und zugleich reizvollsten Probleme unserer bündnerischen Alpengeologie. Erst wenn dieses „Normalprofil" in allen Teilen einwandfrei nachgewiesen werden kann, erst dann, und auch dann erst für einen Teil, kann unsere Ansicht über die Deckenfolge südlich des Inn als unbegründet und der Wahrheit nicht entsprechend zurückgewiesen werden. Bis dahin halten wir sie nach wie vor aufrecht.

Damit verlassen wir den Südrand des Unterengadiner Fensters und betrachten nun noch in aller Kürze

Die unterostalpinen Fensterserien im Samnaun.

Die unterostalpinen Schuppen von Ardez und Val Tasna müssen natürlich auch gegen Nordosten dem Fensterrand entlang fortsetzen. Tatsächlich sind sie, wie wir aus den Untersuchungen von Paulcke und Hammer, teils schon denen von Theobald wissen, im Samnaun und Fimbertal weit verbreitet.

Über die grauen Bündnerschiefer der Basis, die unter anderem den *Muttler* aufbauen, legen sich schon *unter dem Stammerspitz* in der Gegend der *Fuorcla Maisas* „bunte Schiefer", z. T. mit Radiolarien, die wir nach den Beschreibungen von

Hammer ohne Bedenken dem *Malm* einordnen können. Darin steckt die *Triasschuppe des Stammerspitzes*, die sich über Chè d'mott und Tilolet nördlich des Samnauns in die südlichsten Triaszonen der Blauwand zieht. Am Stammer selbst schiebt sich über der Trias noch Rhät und Lias ein. Darüber folgen gegen Nordwesten wiederum „bunte Schiefer", dann am *Piz Roz* die sogenannten „Rozbreccien" Paulckes, die nach Paulcke selbst unserer *Minschunkreide* entsprechen. Dies ist wohl die Zone, die in den Piz Tasna und damit den eigentlichen Piz Minschun fortsetzt, und in ihr sehen wir daher wohl mit Recht die Vertretung unserer mittleren Tasnaschuppen. *Die Trias des Stammer mag eine verschleppte, am Stammerspitz linsenförmig anschwellende triadischliasische Basisscholle dieser mittleren Ardezer Schuppen sein.* Eine direkte Verbindung derselben mit irgend einem Kristallin des Piz Minschun ist aber bisher nicht bekannt. Sicher ist, dass préalpine Gesteine schon *unter* der Stammertrias in grosser Mächtigkeit auftreten. Sie bilden nördlich *Val Griosch* die steilen Südgehänge des Berges bis weit hinab, und sie setzen über Il Bé und Spi della Muranza nördlich Lavér deutlich gegen den Piz Nair und Minschun hin fort. In ihnen sehen wir die *Äquivalente* der *unteren Ardezer Schuppen*, im besonderen der *Serie* des *Muot del hom* und von *Ardez* selbst. Die Ähnlichkeit der Gehänge nördlich Val Lavér und der wilddurchfurchten Südabstürze des Stammer mit den Gebieten der Falknisserie bei Ardez, Tschiertschen und dem Falknis selbst ist eine auffallende. Eine genaue Kartierung der Val Lavér und Chöglias wird ohne Zweifel noch interessante Ergebnisse in dieser Hinsicht zeitigen.

Über der Kreidezone des Piz Roz folgen nun im Samnaun (Samagnun) und Val Fenga nach aussen und oben noch eine ganze Reihe von Schuppen, die im Engadin gar nicht oder dann sehr mangelhaft vertreten sind. Es sind die angeschwollenen *Äquivalente der höchsten Fensterschuppen am Kronenjoch.*

Über die Kreide des Piz Roz legt sich eine erste Serie, beginnend mit Verrucano, Gips, Rauhwacke, Triasdolomit, auch Quartenschiefern des Zuges Fuorcla Zeblas-Salàs-Munt da Chern-Fliesserberg, darüber „bunte Schiefer" (Malm?), Kreide und Flysch?. Gegen Westen zieht der Gipszug bis in die Fimberalp, wo er scheinbar auskeilt. Der nächste Gips, der mit diesem vielleicht in Beziehung gebracht werden könnte, wäre der von *Val Prauost, Magnacun und Sur-En* direkt unter der Silvrettaüberschiebung bei Ardez.

An diese *Gipszone* schliesst sich nördlich eine weitere überaus charakteristische Serie an. Sie beginnt über den Kreide- und

Flyschgesteinen der Gipszone mit einer *Schuppe von Verrucano und Lias* in Diabas und Kreide, dann folgt die grosse *Liaszone des Fimbertales und von Samnaun*, die HAMMER vortrefflich studiert hat. An der Basis findet sich hie und da *Trias*, vereinzelt auch *Verrucano*, dann *Liaskonglomerat*, *Kalk*, *Liasschiefer* und endlich wiederum *Kreide in Minschunfacies*. Die Liaszone streicht von Osten über Malfrag, die Küche, Alp Bella und den Greitspitz nach Val Fenga, und von dort hinauf zum Kronenjoch und ins oberste Jamtal. Im Engadin, wenigstens bei Ardez, ist sie bisher nicht sicher bekannt. Ihre direkte Verbindung mit Steinsberg halten wir für ausgeschlossen. Der gleichartige Lias der Fuorcla Lavér gehört möglicherweise einer tieferen Schuppe, vielleicht der Gipszone an.

Über der Liaszone des Samnaun folgt nochmals eine *Zone von Ophiolithen*, mit Schuppen von Trias und Kristallin, und darüber endlich der *Silvrettagneis*. Am Bürkelkopf und Flimspitz ist diese Gesteinsserie mächtig entwickelt. Sie enthält dort auch *Nephrit*, der bisher nur in penninischen Ophiolithen gefunden worden ist.

Dies wäre die *Gliederung der Fensterserien im Samnaun*. Sehr wahrscheinlich schon von der Gipszone, sicher aber von der Liaszone an handelt es sich hier um tektonische Glieder, die durchweg höher liegen als die uns im Engadin bekannt gewordenen Tasnaschuppen. Alle jedoch gehören noch dem unterostalpinen Gesamtfaciesgebiet an. Auch hier legt sich also *zwischen penninische Basis und die oberostalpine Decke eine reich gegliederte Schuppenzone von unterostalpinen Elementen*. Inwieweit die oberste Ophiolithzone am Bürkelkopf nicht noch penninischen Ursprungs ist, lässt sich zurzeit nicht entscheiden.

Damit hätten wir nun einmal einen genaueren Einblick in den *Bau der Unterengadiner Schiefergebirge* gewonnen. *Nichts scheint uns gegen die Fensternatur derselben zu sprechen, sehr viel aber dafür. Überall tauchen die jungen Fenstergesteine ohne die geringste Störung oder Ablenkung weit unter die altkristallinen Massen der Silvretta ein, und die Faciesdifferenzen zwischen Fenster und Rahmen sind überall gewaltige;* man denke nur an den Gegensatz zwischen der kümmerlichen Trias der unterostalpinen Schuppen und der ganze Gebirge auftürmenden Trias der Engadiner Dolomiten und der bayrischen Kalkalpen. *Zur völligen Gewissheit wird uns die Fensternatur des Unterengadins aber durch das Wiederauftauchen der unterostalpinen Decken in demselben, in genau der Position, wie wir sie gemäss der Deckenlehre erwarten mussten, nämlich zwischen Penninikum und Silvretta. Die unterostalpinen Decken bilden*

im Unterengadin zwischen Silvretta und Penninikum eine viele Kilometer breite, ganze Gebirge bildende mächtige Zone; sie füllen einen grossen Teil des Fensters. Ein Teil des Unterengadiner Fensters ist also nicht mehr lepontinisch im alten Sinne des Wortes, sondern ostalpin, aber eben nicht ober-, sondern nur unterostalpin. Manche bisher schwer verständliche Facieserscheinungen werden dadurch zwanglos aufgeklärt.

Es bleibt uns nun noch übrig, zu versuchen, ob und wie wir unsere im Gebiete von Ardez am besten entwickelten unterostalpinen Serien mit solchen des westlichen und südlichen Bündens vergleichen und verbinden können.

Vergleich und Verbindung mit West- und Südbünden.

Gemäss der Lage unserer Ardezer Schuppen zwischen basalem Flysch und Silvrettadecke im Norden, basalem Flysch und Unterengadiner Dolomiten im Süden, kommen als die *Stammorte dieser Serien* nach unserer heutigen Kenntnis Graubündens nur in Betracht die *untersten ostalpinen Decken: Err-, Bernina- und Languarddecke.* Ihre Äquivalente im Prättigau und Plessurgebirge können wir nur suchen in der *Falknis- und Sulzfluhdecke und in der Aroser Schuppenzone.*

Wir suchen zunächst die *Verbindung mit dem Westen.*

Der Nachweis von *Falknisbreccie* und *Falkniskreide* im Gebiete von *Ardez* durch J. Cadisch, in *analoger Position wie jenseits der Silvretta im Prättigau, zunächst über dem Penninikum,* stellt die Parallele unserer *tieferen Tasnaschuppen,* speziell der *Ardezer Schuppe* selbst, mit der *Falknisdecke* des Westens ausser Frage. *Die Falknisdecke als tiefste préalpine Decke des westlichen Bündens ist heute auch im Gebiete des Unterengadiner Fensters sicher nachgewiesen.* Dass dabei diese Falknisgesteine hier normal auf sicher *unterostalpiner Basis* liegen, ist von prinzipieller Bedeutung, denn dadurch wird der *unterostalpine Charakter* selbst der *tiefsten préalpinen Decke* zur Evidenz dargetan. Wie im Rhätikon und im Plessurgebirge ist die Falknisdecke auch im Gebiet des Unterengadins in mehrere Schuppen geteilt, die ihrerseits wiederum gefaltet und sogar miteinander verfaltet worden sind.

Die Falknisdecke im Unterengadin nachzuweisen, macht uns also heute keine Schwierigkeit mehr. Wo aber liegt im Unterengadin das Äquivalent jener gewaltigen Zone, die im Rhätikon und Plessurgebirge als *Sulzfluhdecke* überall der tieferen Falkniszone aufliegt? Diese Frage ist schwieriger zu beantworten.

Zunächst fehlen, wenigstens in der Gegend von Ardez und Val Tasna, *die sicheren Sulzfluhkalke*, deren leuchtende Wände im Prättigau als mächtige Gebirgsmauer einen so auffallenden Gegensatz zu der unterliegenden Falkniszone bilden. Nur die Gesteine von *Ballastrés* und *Sursass* südlich des Inn erinnern etwas an dieselben und könnten vielleicht als deren Äquivalente in Frage kommen. Sie liegen auch tatsächlich über Kreidegesteinen der Falknisserie. Sonst aber scheint im Unterengadin die einheitliche Falknisserie vom Penninikum bis hinauf zu den Radiolariten der Furcletta den ganzen weiten Raum auszufüllen, und der Sulzfluhkalk zu fehlen.

Trotzdem glauben wir, *dass die Sulzfluhdecke auch im Unterengadin in bedeutendem Masse vertreten sei.* Nämlich in den *oberen Schuppen der* Ardezer Zone, etwa in den *Schuppen der Valmala, von Tschainchels und Chaschlogna.* Folgende Überlegungen führen uns dazu.

Zunächst wäre schwer einzusehen, dass einserseits die Falknisdecke im Unterengadin in so riesiger Mächtigkeit vorhanden sei, die im Prättigau aber ebenso mächtige Sulzfluhdecke hingegen völlig fehlen sollte. Man könnte dies zur Not zwar auf folgende Weise erklären. Das Streichen der Falten in den Tasnaschuppen weist gegen Westsüdwest, ihre streichende Fortsetzung wäre daher *nicht* im Rhätikon, sondern weiter südlich, etwa im *Plessurgebirge* zu suchen, und dort ist bekanntlich die Ausbildung der Sulzfluhdecke schon bedeutend schlechter als im Rhätikon. Die streichende Fortsetzung der eigentlichen *Sulzfluhregion* liegt im Unterengadin weit *nördlicher.* Sie wird nirgends sichtbar, sondern muss unter den Gneisen der Fervallgruppe gesucht werden, und was uns in Val Tasna entgegentritt, wäre nur das Äquivalent einer verkümmerten Sulzfluhdecke, die in der Hauptsache nur noch aus Kreide bestünde, wie südlich Tschiertschen und ob Parpan ja auch. Wir glauben aber doch, die Sulzfluhdecke im Unterengadin in grosser Mächtigkeit und Ausdehnung nachweisen zu können.

Das Studium der Schuppen von Ardez und Val Tasna hat eine deutliche *facielle Dreiteilung* derselben ergeben. Die beiden unteren Schuppen zeigen, wenigstens im Süden, eine vollständige Schichtreihe vom Granit bis zu den Couches rouges, mit überaus mächtig entwickelter Kreide, insbesondere mächtigem Neokom. Darüber folgt in der *Valmalaschuppe* eine schmächtige Kreideserie, in der das Neokom entweder völlig fehlt oder aber doch nur kümmerlich vertreten ist. Gegenüber der Ardezer Region bei Ardez und am Muot del hom stehen wir hier vor einer typischen stärkeren *Geantiklinale. Es wäre*

daher wohl möglich, dass diese Valmala-Geantiklinale den Stirnpartien einer höheren Teildecke, eben eventuell der Sulzfluh, entspricht. Die lückenhafte Kreide der Valmalaschuppe steht der mächtigen Entwicklung dieser Stufe in der Ardezer Schuppe gerade so scharf gegenüber wie die schmächtige Sulzfluhkreide der dicken Falkniskreideserie. *An beiden Orten, im Unterengadin und im Rhätikon, hätten wir daher über einem Faciesgebiet mit mächtiger Kreide, der Falknis entsprechend, ein solches mit kümmerlicher Kreideentwicklung, das der Sulzfluh.* Auch in den Schuppen von *Tschainchels*, die sich an die Valmalaschuppe anschliessen, fehlt das Neokom und folgt ein mächtiger Gault direkt auf dem Jura. Dieser liegt dort in Form von bunten Kalken und Schiefern mit Breccien vor, in denen wir sehr wohl eine faciell modifizierte Ausbildung der Sulzfluhkalke sehen können. Couches rouges sind gerade in diesen oberen Schuppen besonders mächtig entwickelt. Auch dies spricht für Äquivalenz mit der Sulzfluh. Noch höher oben, also ursprünglich weiter südlich, stellt sich dann wieder mächtigeres Neokom ein, so dass wir von der Valmalaschuppe weg im abgewickelten Profil gegen Süden allmählich wieder in bathyalere Regionen kommen. *Die Schuppe von Valmala markiert also die grösste, deutlichste Geantiklinalregion innerhalb der Ardezer Schuppen; sie trennt als solche zwei verschiedene Faciesgebiete. Das ursprünglich nördliche derselben, das uns heute in den Schuppen von Clünas und Ardez vorliegt, entspricht der eigentlichen Falknisserie, mit mächtigem Neokom, schwächerem Gault, das ursprünglich südliche, das wir heute in den Schuppen von Valmala und Tschainchels vor uns haben, mit schmächtigem oder fehlendem Neokom, dafür mächtigem Gault, sprechen wir der Sulzfluhserie zu.* Die Entwicklung der Kreide scheint also unsere Annahme zu stützen.

Wir halten also im Gebiete von Ardez und Val Tasna die höheren Val Tasna-Schuppen, Valmala, Tschainchels und Chaschlogna für die Vertreter und Äquivalenzen der Sulzfluhdecke, die tieferen Schuppen von *Ardez und Clünas hingegen für einwandfreie Vertreter der eigentlichen Falknisserie.*

Wir schulden aber noch eine *Erklärung* für die auffallende Tatsache, dass das typischste Glied der Sulzfluhserie, der *Sulzfluhkalk, im Osten fehlt.* Wir glauben auch dafür eine gefunden zu haben.

Die quere Aufwölbung, die *Kulmination des Engadiner Fensters*, konnte nur entstehen durch *vermehrten Widerstand des Vorlandes* auf die anrückenden Deckenwellen, die sich hinter einem solchen stärkeren Widerstand eben höher stauten. Dieser

Widerstand, als den wir ein *hercynisches Massiv* in der Fortsetzung des Aarmassivs betrachten müssen, und das wir unter oder vor dem heutigen Engadiner Fenster anzunehmen gezwungen sind, dieser Widerstand bestand bereits zurzeit der ersten Deckenbildungen; er musste als stauender Widerstand schon auf die sich bildenden *embryonalen Anlagen* derselben wirken, nach unseren heutigen Kenntnissen *also schon auf die Geantiklinalen des Mesozoikums.*

Diese mussten hinter einem solchen Widerstande *stärker gestaut* werden, also *höher aufragen* als nebenan. Und im Gebiete solch verstärkten Widerstandes, also im *Gebiete der zukünftigen Deckenkulminationen*, mussten sich daher *neritischere Sedimente bilden* und *Emersionen und Transgressionen häufiger* sein als in den gleichen Geantiklinalzonen nebenan. Die Widerstände, die später zu den Kulminationen im Deckengebäude führten, bewirkten im Mesozoikum schon eine lückenhaftere und neritischere Sedimentation in diesen zu Kulminationen werdenden Gebieten als daneben in den tieferen depressionalen Senkungen. *Auf diese Weise können wir uns vorstellen, dass im Gebiet des Engadiner Fensters, das einer solchen starken axialen Aufwölbung entspricht, ein hercynischer Widerstand die gegen Norden stossenden Geantiklinalen höher aufgestaut hätte als nebenan im Prättigau, und dass auf denselben die Sedimentation daher im Unterengadin lückenhafter war als in der benachbarten Depression des Prättigaus. So konnte die Geantiklinale, auf oder an der im Prättigau der Riffkalk der Sulzfluh zur Ablagerung kam, im Unterengadin völlig in den Bereich der Erosion oder wenigstens der Brandung aufgeragt haben, und an Stelle der schon ohnehin seichten Korallenkalke an der Sulzfluh traten daher hier entweder die Konglomerate der Falknisbreccie, oder aber die Geantiklinale ragte im Unterengadin so weit und so lange über Meer empor, dass der Malm stellenweise gar nicht abgelagert wurde, oder abgelagert, von der Brandung wieder zerstört und aufgearbeitet, wieder abgetragen wurde. Erst in der mittleren Kreide kam der geantiklinale Rücken auch im Unterengadin wieder unter Meer und lagerten sich dann die klastischen grobneritischen Bildungen der Tristelkreide, im besonderen die groben Minschunbreccien ab.* In der Kreide ist der Unterschied gegenüber dem Westen, den wir zur Erklärung des Fehlens der Sulzfluhkalke heranzogen, gleichfalls vorhanden. Die Kreidestufen, besonders die Tristelschichten, sind im Unterengadin durchweg neritischer, und die Konglomerate und Breccien in denselben viel häufiger als im Rhätikon. Der Unterschied in der Höhe der Geantiklinalen im Streichen ist also tatsächlich als solcher erwiesen.

Die Sedimentation ist an den Geantiklinalen des Unterengadins lückenhafter gewesen als im Prättigau; die Geantiklinalen ragten im Unterengadin höher empor. Sie waren, durch den Widerstand, der die spätere Fensterkulmination bedingte, schon primär höher aufgestaut, und dank dieser höheren Aufstauung kam im Unterengadin auf der Geantiklinale der Valmalaschuppe auch der Sulzfluhkalk wohl nicht mehr als solcher zur Ablagerung, und die Kreide transgrediert direkt auf das Kristallin. Auf Grund all dieser Überlegungen zögern wir nicht mehr, in den höheren Tasnaschuppen die mächtigen Äquivalente der Sulzfluhdecke zu sehen.

Damit wären Falknis und Sulzfluhdecke im Unterengadin nachgewiesen. Es bleibt die *Aroser Schuppenzone.* Als deren Äquivalente betrachten wir zunächst die *Radiolaritzone Piz Cotschen-Clavigliadas-Fuorcla d'Urschai,* die *Furclettaschuppe, die bunten Schiefer und Gipse von Val Prauost, Magnacun und Sur-En,* dann im weiteren die höheren Serien des Samnaun von der *Gipszone Zeblas-Salàs* über die *Zone des Lias* bis hinauf zu den *Ophiolithen am Bürkelkopf.* Von einer Benennung der Liaszone als Brecciendecke sehen wir auf Grund unserer Untersuchungen im Prättigau und Schanfigg ab. Diese oberen Serien entsprechen als *Ganzes* der *Schuppenzone von Arosa,* die *oberen Ophiolithe* im besonderen denen der *Totalp,* von *Arosa* und des *Urdenfürkli.*

Damit sind im Grossen sämtliche Elemente der Prättigauer und Schanfigger Aufbruchszone, Falknis-, Sulzfluh- und Aroser Schuppenzone auch im Unterengadin in grosser Verbreitung und charakteristischer Zusammensetzung nachgewiesen. Die Behauptung, dass die beiden ersten im Unterengadin fehlen, desgleichen die so wichtigen Radiolarite der Aroser Zone, und dass damit der Fenstercharakter erschüttert sei, ist durch die Tatsachen heute widerlegt. *Alle diese tektonischen Elemente des Prättigaus erscheinen im Unterengadin in derselben Reihenfolge unter der Silvretta hervor, wie sie im Westen unter dieselbe untergetaucht sind.*

Eine Verbindung der beidseitigen Falknis-Sulzfluh- und Aroser Serien *über* die Silvretta hinweg, der Autochthonität der Silvretta zuliebe, ist heute absolut unmöglich geworden. Man wollte denn die *Falknis-Sulzfluhserien* etwa der *Ducantrias* gleichsetzen. *Die Fensternatur des Unterengadins ist damit endgültig bewiesen.*

Die gleichen tektonischen Serien, die im Westen bei Klosters und Langwies unter der Silvretta verschwinden, tauchen in gleicher Reihenfolge bei Ardez

im Unterengadin wieder unter derselben hervor, die Silvretta schwimmt auf diesen tieferen Serien, und das Unterengadin ist ein Fenster in der Silvretta.

Versuchen wir nun noch, eine Verbindung herzustellen mit dem *Oberengadin*. Wie bereits erwähnt, kommen für die *Fensterserien des Unterengadins* von den *Oberengadiner Stammdecken* prinzipiell nur in Betracht *Err-, Bernina- und Languarddecke*, daneben die oberste penninische, die *Margnadecke*.

Als Äquivalente der *Ophiolithserien der Alp Champatsch*, die als höhere Schuppen dem basalen Flysch aufliegen, möchten wir die *Ophiolithserien des Oberhalbsteins zwischen Surava und Rofna* betrachten, die gleichfalls dem Prättigauflysch von Savognin aufgeschoben sind. Darüber folgt im Osten der *Haupttasnagranit*, im Westen die *Errdecke*. Die petrographischen *Parallelen* zwischen Tasna- und Err-Albulagranit, sowie die Funde von Nairporphyr und Diabas im Verrucano der Tasnaserie, stellen die Identität dieser beiden tektonischen Elemente sicher. *Der Tasnagranit, und damit auch die Schuppen von Clünas und Ardez und endlich die Falknisdecke gehören daher zweifelsohne zur Errdecke.*

Weniger sicher, ja sogar unwahrscheinlich ist dies vom *Granit der Plattamala*. Dort sahen wir die typischen Nairporphyre in der Schuppe *unter* dem Plattamalagranit auftreten, und *sowohl der Granit der Plattamala wie seine basische Dioritfacies erinnern ausserordentlich an die Bernina-Julierkombination.* Eine gewisse Ähnlichkeit zwischen Tasna- und Plattamalagranit erscheint uns bei der Beurteilung dieser Frage nicht entscheidend, wenn wir sehen, wie ähnlich einander auch Albula- und Juliergranit werden können, die beide dennoch bis tief in die Wurzeln hinein scharf tektonisch getrennt sind. Wir halten es also für möglich, und der Gesteinskombination wegen sogar für wahrscheinlich, *dass die Zone der Plattamalagranite von einer höheren kristallinen Einheit der unterostalpinen Deckengruppe stammt als der Tasnagranit.* Wir stellen dieselbe zur *Berninadecke*. Der Plattamalagranit ist eine höhere Schuppe als der Tasnagranit. In dieser Idee werden wir dadurch bestärkt, dass die Plattamalazone in die Schulser Injektionszone hineinstreicht, und diese scheint tatsächlich höher zu liegen als die Granite von Chaposch, die erst dem Tasnagranit entsprechen.

Für die Zuteilung der *Plattamalazone zur Berninadecke* scheint uns noch ein weiterer Umstand zu sprechen. Es hat durchaus den Anschein, dass die *Serpentine der Clemgia primär mit der Schulser Injektionszone verknüpft sind.* Diese Serpentine können also zum Altkristallinen gerechnet werden, *und wir*

hätten dann in unserer Plattamalazone die seltene Kombination: Granit, Diorit, Gabbro, Serpentin. Die gleiche charakteristische Gesteinsassoziation, Granite, mit Dioriten, Gabbros und Serpentinen verknüpft, zeigt nun gerade auch die Berninadecke. In keiner einzigen anderen unterostalpinen Decke Graubündens finden wir innerhalb des Altkristallinen das Zusammenvorkommen bunter und z. T. stark alkalischer Granite mit Serpentin. Und wenn noch gewisse Gabbros und Diorite der Schulser Injektionszone mikroskopisch, chemisch und in ihrer Metamorphose weitgehend mit Berninadioriten und -Gabbros übereinstimmen, so wird uns die Berninanatur dieser Zone zur Überzeugung.

Err- und Berninadecke sind also im Unterengadin am Aufbau der altbekannten Granitzüge des Tasna- und Plattamalagranites in gleicher Weise beteiligt.

Über die *Heimat der Sulzfluhdecke* gehen bekanntlich unsere Ansichten etwas auseinander. J. Cadisch schliesst, aus tektonischen und faciellen Gründen, auf einen *gemeinsamen, nur im Norden zweigeteilten kristallinen Deckenkern der Falknis- und Sulzfluhdecke* und betrachtet als solchen den *Err-Albulagranit*, den Kern der *Err-Albuladecke.* R. Staub anerkennt allerdings eine Ähnlichkeit der Facies, lässt aber sich dadurch nicht abhalten, diese zwei Serien auch *zwei verschiedenen grösseren, tiefer zerteilten, kristallinen Decken* zuzuweisen, die *Falknis- der Err-*, die *Sulzfluh- der Berninadecke.* Zwischen Falknis- und Sulzfluhserie sind nach Staub immerhin einige wesentliche Unterschiede vorhanden, die im Prättigau noch stärker hervortreten. Staub sieht also trotz Ähnlichkeit der Facies die Möglichkeit dennoch offen, die Sulzfluhserie einer höheren kristallinen Decke innerhalb des Unterostalpinen zuzuweisen als die des Falknis. Eine Ähnlichkeit der Facies ist ja auch so zu verstehen, stammen doch alle diese Serien letzten Endes aus der einen grossen unterostalpinen Deckeneinheit. Die *Beschränkung der Julierähnlichen Granite*, der *Diorite* und *Gabbros des Unterengadins* auf die *höheren* Teile der Tasnaschuppen, die unseres Erachtens als *Sulzfluhdecke* aufzufassen sind, bestärkt Staub des weiteren in der Auffassung, dass diese Decke der *Berninadecke* zuzuweisen sei. Endlich scheint Staub die Err-Albuladecke *allein* für die Herleitung von Falknis- *und* Sulzfluhdecke zu *klein.*

Spätere Forschung wird diese Frage einst endgültig abklären. Bis dahin stellen wir beide Variationen als möglich hin.

Die *höheren Schuppen des Samnaun*, die der Aroser Schuppenzone entsprechen, möchten wir z. T. mit weiter zurückliegenden

Teilen der Bernina-, in der Hauptsache aber mit der *Languarddecke* in Verbindung bringen. Die grosse Zahl der Samnauner Schuppen darf uns dabei nicht beirren; sie könnten alle samt und sonders von der einen grossen Languarddecke stammen, die ja, was immer noch zu wenig beachtet wird, von ihrer *Stirn bei Madulein über 15 km tief bis zurück ins Val del Fain in zwei grosse kristalline Teildecken zerlappt ist.* Von diesen zwei Languarddecken können wir auch die Samnauner Gesteine ohne Schwierigkeiten ableiten.

Malm und Kreide der Samnauner Zone zeigen, analog dem *Sassalbo*, weitgehende *Ähnlichkeit mit der Falknisserie*, wodurch die *facielle Einheit der unterostalpinen Decken* wieder einmal mehr dokumentiert ist. *Besonders aber scheinen uns der Verrucano und die gewaltigen Rauhwacken und Gipsmassen der Zone Zeblas-Salàs mit aller Deutlichkeit und Eindrücklichkeit auf die Languarddecke hinzuweisen.* Nirgends sonst im ganzen unterostalpinen Faciesgebiet der Oberengadiner Decken treten diese lagunären Bildungen der Trias in so gewaltigen Massen auf wie gerade in der Languarddecke. Wir möchten daher diese Zone am ehesten den *Gipsen von Gessi am Berninapass und in Val Federia* gleichstellen. Weder in der Bernina- noch in der Errdecke kommen ähnliche mächtige Gipsmassen vor. Die *Liaszone* endlich hat gewisse Analoga in den *Steinsbergerkalken der Languarddecke am Sassalbo;* sie muss auch aus tektonischen Gründen gleichfalls in diese oberen unterostalpinen Zonen gestellt werden. Wahrscheinlich stellt der von Emil Ott unter dem Piz Michèl entdeckte *Lias des Colm da betschs* (unveröffentlichte Mitteilung) ein direktes Analogon der Samnauner Liaszone dar. Die Herkunft der oberen *Ophiolithmassen* an der *Furcletta* und am *Bürkelkopf* ist noch nicht aufgeklärt. Jedenfalls fehlen den unterostalpinen Decken des Oberengadins bisher solche Ophiolithe im Mesozoikum.

Damit sind wir mit unseren Parallelisierungen der Unterengadiner Serien, soweit wir sie heute durchführen können, zu Ende. Noch vieles bleibt dunkel im weiten Fenstergebiet des Unterengadins, noch manche Frage bleibt uns offen, und die weitere Forschung hat dort noch manches schöne Ziel. Aber unsere Studien haben uns doch den Weg gezeigt, der zum Verständnis der vielumstrittenen Region führen kann, und es ist uns dabei doch schon gelungen, die Fäden aus den Nachbargebieten ins Unterengadin hinüber und hinab zu verfolgen und dort fortzuspinnen.

Der Nachweis der Deckenfolge im Unterengadin: Penninikum, Falknis-Sulzfluh-Aroser Schuppenzone-Silvretta, hat uns gezeigt,

dass diese Deckenfolge dieselbe ist wie jenseits der Silvretta im Prättigau, und dass sie übereinstimmt auch mit dem Bau der Gebirge im Oberengadin. Die Deckenfolge des Unterengadins zieht also vom Oberengadin und Prättigau her unter der Silvretta ungestört hindurch, in gleicher Facies und gleicher Reihenfolge, mit ähnlichen petrographischen Eigenheiten im Kristallinen, mit ähnlicher Metamorphose desselben. Die Fensternatur des Unterengadins ist damit endgültig bewiesen.

Das Unterengadin ist ein Fenster in der oberostalpinen Decke der Silvretta und der Oetztaleralpen, in dem die unterostalpinen Decken des Oberengadins und Prättigaus, und das oberste Penninikum nochmals entblösst sind. Die mittelostalpine Decke der Engadiner Dolomiten hingegen nimmt am Aufbau des Fensters keinen Anteil.

Literatur.

1. O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jahrb. K. K. geol. Reichsanstalt, Wien, 1911.

2. E. Böse, Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. d. Geol. Ges. 1896.

3. J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli, Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich, 1919.

4. H. P. Cornelius, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralbl. Min. etc. 1912.

5. H. P. Cornelius, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. Jb. Min. Beil. Bd. 35, 1912.

6. H. P. Cornelius, Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin, Ib. 1915.

7. H. P. Cornelius, Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden, Beitr. Geol. d. Schweiz, 1914.

8. A. Escher und B. Studer, Carte géologique de la Suisse, 1867.

9. A. Gramann, Über die Andalusitvorkommnisse im rhätischen Flüela- und Scalettagebiet etc. Viert. Nat. Ges. Zürich, 1899.

10. U. Grubenmann, Über einige Gesteine aus dem Stollen des Elektrizitätswerkes Schuls im Unterengadin. Ecl. Geol. Helv. 1904.

11. U. Grubenmann, Die Kristallinen Schiefer, II. Aufl. 1910.

12. U. Grubenmann, Über drei Alkaligesteine aus dem Berninagebiet. Schweiz. Chemiker-Zeitung, 1914.

13. U. Grubenmann und Chr. Tarnuzzer, Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. Geol. d. Schweiz, 1909.

14. U. Grubenmann und Chr. Tarnuzzer, Geologische Karte des Unterengadins, Ib. Spezialkarte 58.

15. W. Hammer, Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe I.—III. Verh. K. K. R. A.

I. Verrucano und Trias im Schlinig- und Avignatal, 1907.

II. Der Westrand der Oetztalermasse, 1908.

III. Über das Vorkommen von Trias und Jura im Rojental, 1910.

16. W. HAMMER, Die basische Facies des Granits von Remüs. Ebenda 1915.

17. W. HAMMER, Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jb. k. k. R. A. 1915.

18. W. HAMMER, Die Phyllitzone von Landeck. Ebenda 1919.

19. ALBERT HEIM, Geologie der Schweiz, Bd. II. Liefg. 1—8.

20. F. HERITSCH, Handbuch der Regionalen Geologie: die Ostalpen, Bd. II. 5a, 1915.

21. L. KOBER, Über Bau und Entstehung der Ostalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1912.

22. L. KOBER, Das östliche Tauernfenster, allgemeine Ergebnisse. Akad. Wiss. März 1920.

23. P. NIGGLI, Petrographische Provinzen der Schweiz. Viert. Nat. Ges. Zürich, 1919.

24. W. PAULCKE, Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B. 1904.

25. W. PAULCKE, Beiträge zur Geologie des Unterengadiner Fensters. Verh. naturh. Ver. Karlsruhe 1910.

26. W. PAULCKE, Tertiär im Antirhätikon, Zentralbl. Min. 1910.

27. W. PAULCKE, Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden, III. Unterengadin. Geol. Rundschau, 1912.

28. W. PAULCKE, Geologische Beobachtungen im helvetischen und lepontinischen Gebiet. Ebenda 1915.

29. F. RABOWSKI, Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal, Mat. Carte géol. Suisse, XXXV. livr. 1920.

30. W. SCHILLER, Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B. 1904.
II. Piz Lad-Gruppe. Ebenda 1906.

31. W. v. SEIDLITZ, Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon, Ebenda 1906.

32. A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Scanfs, Schuls und dem Stilfserjoch. Beitr. Geol. Schweiz. Lief. XLIV. 1915.

33. A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, Geologische Karte der Engadiner Dolomiten etc. Ebenda Spezialkarte 72. 1915.

34. A. SPITZ, Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1917, Referat Staub, Cornelius.

35. G. STEINMANN, Geologische Beobachtungen in den Alpen. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B.
I. Das Alter der Bündnerschiefer, 1895 und 1898.
II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie etc. 1905.

36. R. STAUB, Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Viertelj. Naturf. Ges. Zürich, 1915.

37. R. STAUB, Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Ebenda 1916.

38. R. STAUB, Zur Geologie des Oberengadins und Puschlavs. Ecl. Geol. Helv. 1916.

39. R. STAUB, Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav, 11.—15. Aug. 1916. Ebenda 1917.

40. R. STAUB, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen, Beitr. Geol. Schweiz, 1916.

41. R. Staub, Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, Ebenda, Spezialkarte 78, 1916.

42. R. Staub, Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda, 1917.

43. R. Staub, Das Aequivalent der Dentblanchedecke in Bünden. Viert. Nat. Ges. Zürich, 1917.

44. R. Staub, Über das Längsprofil Graubündens. Ebenda 1919.

45. R. Staub, Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Ebenda 1920.

46. R. Staub, Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Ecl. geol. helv. 1920.

47. R. Staub, Zur Nomenclatur der ostalpinen Decken. Ebenda 1920.

48. B. Studer, Geologie der Schweiz, Bd. I. 1851.

49. E. Suess, Das Inntal bei Nauders. Akad. Wissensch. Wien, 1905.

50. E. Suess, Das Antlitz der Erde. III. 2.

51. Chr. Tarnuzzer, Notiz über den Marmor von Lavin. Jahresber. Nat. Ges. Graubünden, 1906.

52. P. Termier, Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. Géol. France, 1903.

53. P. Termier, Les nappes des Alpes Orientales et la Synthese des Alpes. Ib. 1904.

54. P. Termier, Sur la fenêtre de la Basse Engadine. C. R. Acad. Sciences. Paris, 1904.

55. G. Theobald, Unterengadin. Geognostische Skizze. Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. 1860.

56. G. Theobald, Geologische Beschreibung von Graubünden. Beitr. Geol. Schweiz, 1864.

57. G. Theobald, Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt X und XV.

58. Topographischer Atlas der Schweiz, 1:50000, Überdruck Unterengadin.

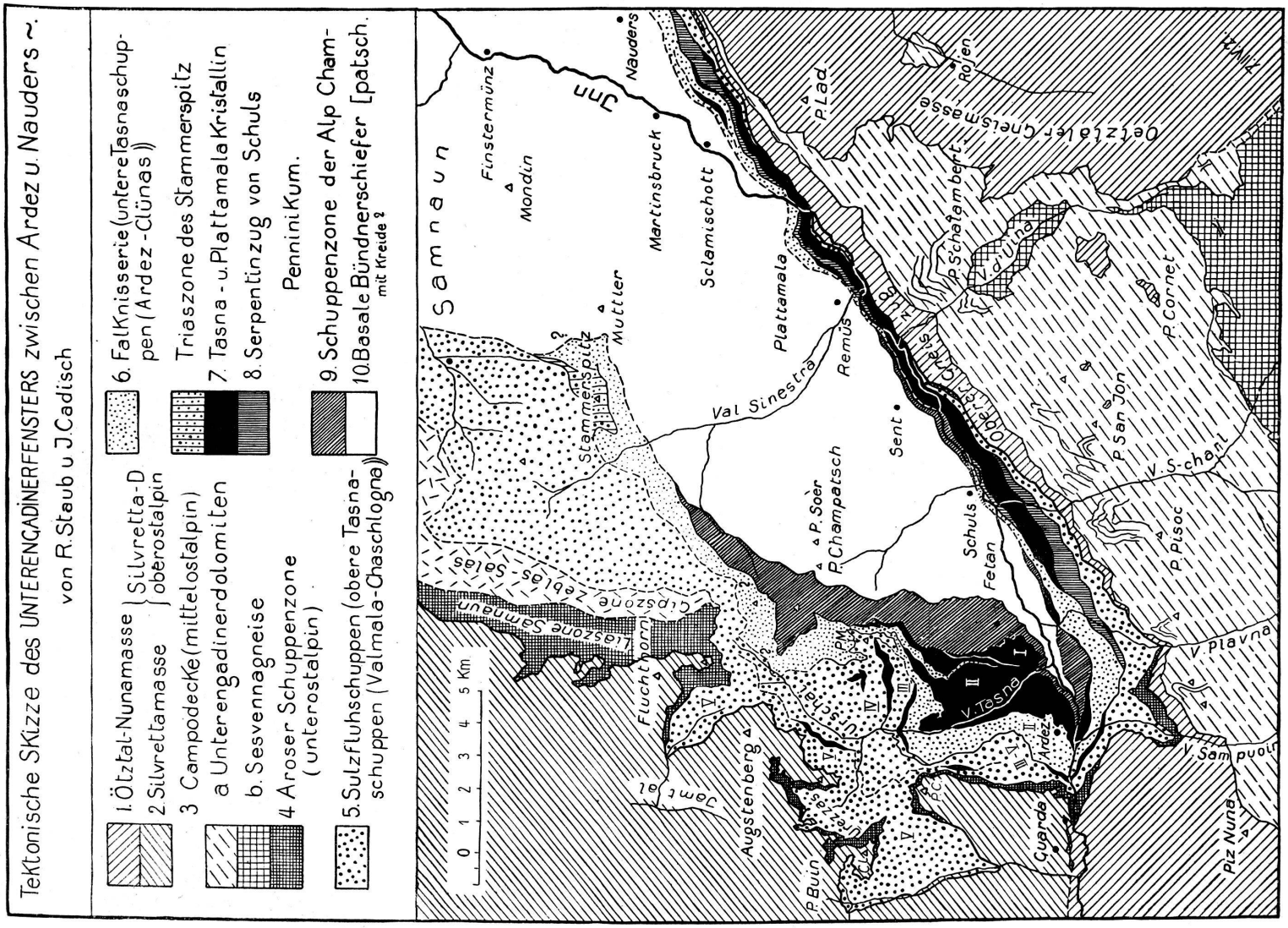
59. D. Trümpy, Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. Viert. nat. Ges. Zürich, 1912.

60. D. Trümpy, Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. Geol. Schweiz, 1916.

61. O. Züst, Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez, Inaug.-Diss. Zürich, 1905.

62. F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. Geol. Schweiz, 1912.

Eingegangen am 28. April 1921.


Tektonische Skizze des UNTERENGADINERFENSTERS zwischen Ardez u. Nauders ~.
von R. Staub u. J. Cadisch
1. Ötztal-Nunamasse
2. Silvrettamasse
Silvretta-D
oberostalpin
3. Campodecke (mittelostalpin)
a. Unterengadinerdolomiten
b. Sesvennagneise
4. Aroser Schuppenzone (unterostalpin)
5. Sulzfluhschuppen (obere Tasna-schuppen (Valmala-Chaschlogna))
6. Falknisserie (untere Tasnaschuppen (Ardez-Clünas))
Triaszone des Stammerspitz
7. Tasna- u. Plattamala Kristallin
8. Serpentinzug von Schuls
Penninikum.
9. Schuppenzone der Alp Champatsch
10. Basale Bündnerschiefer
mit Kreide ?
Samnaun
Finstermünz
Mondin
Inn
Nauders
Martinsbruck
Sclamischott
Muttler
Stammerspitz
Plattamala
Remüs
Val Sinestra
Sent
Schuls
Fetan
P. Soèr
P. Champatsch
Triaszone Samnaun
Gipszone Zeblas-Salas
Fluchthorn
Jamtal
Augstenberg
P. Buin
Guarda
Ardez
V. Tasna
V. Plavna
V. Sampuoir
Piz Nuna
P. Pisoc
V. S-chanf
P. San Jon
P. Cornet
P. Schalambert
Oetztaler Gneismasse
Rojen
P. Lad
Km
0 1 2 3 4 5