

Zur Geologie der Stätzerhornkette

Autor(en): **Jäckli, Heinrich**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **37 (1944)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-160493>

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.

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 37, N° 1. — 1944.

Zur Geologie der Stätzerhornkette.¹⁾

Von **Heinrich Jäckli**, Andermatt.

Mit 6 Textfiguren.

Einleitung.

Eine generelle Gliederung der Bündnerschiefer in den Bergen östlich des Domleschg als Unterlage des Stätzerhornflysches wurde zum letzten Mal von J. KOPP (18) gegeben, nachdem er wenig früher eine kleine Skizze des Gebietes zwischen Lugnez und Domleschg veröffentlicht hatte (17), in welcher aber die Stätzerhornkette nicht mehr berücksichtigt worden war. Im wesentlichen wurde von ihm eine Linie Obere Bonaduzeralp–Nundraus–Crestas als Grenze zwischen den sog. „Lugnezerschiefern“ im Norden und den zum Tomüllappen der Adula-Decke gehörenden Schiefen im Süden angegeben. In den letzteren unterschied er von oben nach unten sandige Kalkschiefer, blauschwarze Tonschiefer, graphitführende Kalkschiefer und Sandkalke.

Die östlichen und südlichen Teile der Stätzerhornkette wurden durch T. GLASER (13) und G. SCHUMACHER (29) in Dissertationen detaillierter untersucht. Die Auffassungen beider Autoren weichen prinzipiell wenig voneinander ab; im wesentlichen hat G. SCHUMACHER in Profil und Karte etwa das dargestellt, was vor ihm T. GLASER für die Lenzerheide im Text entwickelt hatte.

Nach G. SCHUMACHER folgt über einem nicht weiter gegliederten Bündnerschieferkomplex, angeblich mit scharfer Diskordanz, ein in einzelne Linsen aufgelöster „Grenzhorizont“, in welchem hauptsächlich die Breccie am Culmet und Quarzite im Schyn mit der Nivaigl-Serie von T. GLASER und E. OTT (27) vereinigt werden. Darüber soll abermals diskordant der eigentliche Stätzerhornflysch liegen, der nördlich des Stätzerhorngipfels in die Bündnerschiefer eingespiesst ist und längs des Wititobels bei Churwalden seine Nordgrenze finden soll. G. SCHUMACHER gliedert ihn in eine untere Partie (nach T. GLASER Gandawaldserie) mit vorwiegend dunklen, häufig breccienführenden Kalken, die den Crap la Pala und Piz Scalottas aufbauen, in eine mittlere Partie, die im wesentlichen die „Ruchbergsandsteine“ des Piz Danis enthalten, und schliesslich in den „oberen“ Flysch (Aebigratschichten nach T. GLASER), ohne polygene Breccien, mit schwarzen Kalken mit Helminthoiden und Fukoiden am Stätzerhorn. Tektonisch wird der ganze

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission der S. N. G.

Flysch im Sinne von R. STAUB zur Margna-Decke gerechnet; er soll sich gegen S in den Oberhalbsteiner Flysch, teilweise auch in den Beverin, gegen NE in den Prätigauflysch fortsetzen.

Neue Probleme tauchten aber im Stätzerhornflysch auf, als R. STAUB (34) seine frühere Konzeption von der ausschliesslich hochpenninischen Herkunft dieses Flysches aufgab und nachwies, dass auch tief- und mittelpenninische Elemente Flyschsedimente enthalten. Tatsächlich zeigen auch die neueren Aufnahmen im Gebiet der Schamser Decken durch V. STREIFF, J. NEHER und den Verfasser folgendes:

Die Bündnerschiefer der Adula-Decke werden durch Flyschbildungen überlagert, die mit grobem Basiskonglomerat, dem sog. Hauptkonglomerat, ihrer Unterlage aufliegen und von SE über das nördliche Schams in den Schyn verfolgbar sind. Auch die Gelbhorn-Decke scheint einen allerdings ebenfalls nicht sehr mächtigen Flysch als Abschluss einer weitgehend lückenlosen Schichtreihe von der oberen Trias bis mindestens in die obere Kreide aufzuweisen; im Ostschams dürfte der obere Teil der „Unteren Flyschschuppe“ V. STREIFF's (39) dessen Äquivalent sein. Im Oberhalbstein liegt der noch höhere, von V. STREIFF als „Obere Flyschschuppe“ bezeichnete Arblatschflysch über der Martegnas-Serie und ist daher bestimmt hochpenninischer Herkunft. Schliesslich erscheinen in den jüngsten Partien der Curvèr-Serie der Platta-Decke nach V. STREIFF abermals flyschähnliche Gesteine.

Alle diese verschiedenen Flyschzonen ziehen auf der Linie Solis–Tiefencastel in den Raum Stätzerhornkette–Lenzerheide hinein. Schon aus diesem Grunde dürften somit Flyschkomplexe, die tatsächlich zu mindestens drei, vielleicht auch zu vier verschiedenen tektonischen Einheiten gehören, am Aufbau der früher als tektonisch einheitlich betrachteten Stätzerhornflyschmasse beteiligt sein. Da im Gebiet Nivaigl–Tiefencastel die älteren, praeflyschen Schichten im S zurückbleiben, fehlen in der Stätzerhornkette solche flyschtrennende Gesteine, so dass das Bild einer mächtigen, zusammengehörenden Flyschmasse entsteht, die sich nach NE über das Schanfigg ins Prätigau fortzusetzen scheint.

Aber nicht nur die tektonische Gliederung, auch die Altersverhältnisse sind hier noch völlig ungeklärt, doch scheint diese schwierige Aufgabe noch längere Zeit auf eine befriedigende Lösung warten zu müssen.

Ein weiteres, seit längerer Zeit akutes Problem stellt die genaue Festlegung der Grenze Bündnerschiefer-Flysch dar, die wegen der ausserordentlichen Ähnlichkeit der meisten Flysch- und Bündnerschiefergesteine, besonders im nördlichen Teil der Kette, bis jetzt meistens nur unsicher und ungenau fixiert war. Ihr letzter Fixpunkt gegen N bildete bis anhin die Breccie am Culmet, denn sowohl in der nördlichen Stätzerhornkette als auch im Schanfigg und Prätigau war eine scharfe Grenze nicht bekannt.

Anlässlich einer kursorischen Kartierung der Stätzerhornkette für die in Bearbeitung stehenden Blätter 4 St. Gallen–Chur und 8 Bernina der „Geologischen Generalkarte der Schweiz 1 : 200000“ im Auftrage der Geologischen Kommission der S. N. G. habe ich versucht, mit neuen Konzeptionen und den in den Schiefen des Schams gesammelten Erfahrungen an diese komplexen Probleme heranzutreten und sie wieder um einen Schritt ihrer Lösung näher zu bringen.

Alle im folgenden verwendeten Namen und Koten beziehen sich auf die Siegfriedblätter No. 406 (Chur) Nachtr. 1933, No. 410 (Thusis) Nachtr. 1933, No. 418 (Churwalden) Nachtr. 1925 und No. 422 (Lenz) Nachtr. 1925.

I. Basale Schiefer-Zone im Nordwesten.

Die tiefsten Bündnerschiefer sind in der NW-Ecke unseres Untersuchungsgebietes in einer Mächtigkeit von rund 2000 m aufgeschlossen. Von Ortenstein an nach Norden bilden sie die Hänge westlich und nördlich unter Feldis, um im N in der Ebene von Ems wieder unterzutauchen, wo sie etwa auf der Höhe des Pargäratobels ihr NE-Ende finden. Aus der Kartenskizze Fig. 1 ist ihre ungefähre Begrenzung ersichtlich.

Die aus der Rheinebene emporstehenden Relikte von Verrucano, Trias und Jura in helvetischer Fazies und die Bergsturz Hügel der Tomalandschaft zwischen Reichenau und Chur sind schon von mehreren Autoren behandelt worden, so dass ich auf Fig. 1 jenen Abschnitt aus der Karte von J. OBERHOLZER (46) übernehmen konnte. Im übrigen verweise ich auf P. ARBENZ & W. STAUB (2), R. GSELL (14) und G. SCHUMACHER (29).

Lithologisches Profil.

Die tiefsten Bündnerschieferhorizonte stehen über dem Hinterrhein gegenüber dem St. Georgshügel an. Es handelt sich dabei um fast völlig sandfreie Kalkschiefer bis Kalkphyllite mit geringem Tonanteil. Darüber folgen etwas mergelige Kalkphyllite mit untergeordneten Einlagerungen von Tonphylliten, die ihrerseits wieder von gebankten, schieferigen Kalken bis Kalkschiefern überlagert werden.

Über diesen quarzarmen Horizonten liegen Sandkalke und braunanwitternde sandige Schiefer, wie sie z. B. im unteren Teil des Weges von Ravetsch nach Titt oder bei Crestas NW Feldis anstehen. Sie werden gegen oben von Tonschiefern und tonreichen Kalkphylliten abgelöst, die besonders im NE, zwischen Samun und Baliel, bedeutende Mächtigkeiten aufweisen.

Als dritte und höchste lithologisch ausscheidbare Gruppe erscheinen schliesslich erneut Kalkschiefer und feinbankige Kalke, wie sie südlich Ravetsch, etwa am Felssporn, am jugum altum, von Nieder-Juvalta oder bei Pala Bella am Weg Feldis-Ems gut zu studieren sind. Sie gehen nach oben über in eine ziemlich typische Wechsellagerung von 10—30 cm dicken Kalkbänken mit tonig-mergeligen Kalkphylliten; bei Caglia am Weg Ems-Feldis oder bei Sil Bott sind sie besonders schön aufgeschlossen.

In allen diesen Schiefen wurden nirgends Andeutungen von triasischen oder älteren Horizonten, ebensowenig von Breccien oder anderen jüngeren, flysch-ähnlichen Gesteinen gefunden. Desgleichen fehlen Ophiolithe irgendwelcher Art.

Für eine Altersangabe fehlen jegliche Anhaltspunkte.

Tektonik.

Sehr im Gegensatz zu den südlich anschliessenden Schiefen sind in dieser NW-Ecke der Stätzerhornkette die Schichten steil nach NW aufgerichtet; das Fallen beträgt rund 40—50° nach SE. Von dieser Steilstellung werden allerdings auch noch lokal die benachbarten hangenden, tektonisch wahrscheinlich höheren Bündnerschieferkomplexe erfasst, so dass nirgends eine sichtbare Diskordanz mit dem Hangenden festzustellen ist (siehe Fig. 5, p. 19).

Regional betrachtet muss es sich um die Fortsetzung jener Schiefer handeln, die vom unteren Safiental über Crest dil Sut und Rhäzünser Alpen dank ihres NE-Streichens noch unser Gebiet erreichen. Welches Alter sie repräsentieren, ob

Legende zu nebenstehender Fig. 1.

Quartär.

1. Alluvionen, Quelltuff, Bachschuttkegel, Gehängeschutt.
2. Moränen.
3. Bergsturzablagerungen.

Basale Schieferzone im NW.

4. Kalkschiefer, Kalkphyllite, Kalkbänke.
5. Sandige und tonige Schiefer.
6. Kalkschiefer und Kalke.

Bündnerschiefer des Tomüllappens der Adula-Decke.

7. Bündnerschiefer im Allg.
 - a) sandig-tonige Schiefer.
 - b) Tonschiefer, im S mit Kieselkalken.
 - c) quarzitische Schichten.

Flysch der Adula-Decke.

8. Hauptkonglomerat.
9. Flyschschiefer im Allg.

Bruschhorn-Schuppe.

10. Lamellen von Dolomit, Gips, Marmoren u. a.

Gelbhorn-Decke.

11. Trias.
12. Lias.
13. Serie von Tiefencastel (Dogger?).
14. Nivaigl-Serie (Malm-Kreide?).

Flysch der Lenzerheide.

15. Flyschschiefer im Allg.
16. Ruchbergsandstein.

Dreibündenstein-Serie.

17. Kalke und Kalkschiefer.

Faulenberg-Schiefer.

18. Knorrige, kieselig-tonige Mergelschiefer.
19. Verschieferter Kalk.

Abkürzungen:

A = Almens	Par = Pardisla
Ch = Churwalden	Pas = Paspels
CP = Crap la Pala	Pu = Purz
Da = Piz Danis	R = Rodels
D = Dreibündenstein	Ro = Rothenbrunnen
E = Ems	Sc = Piz Scalottas
F = Feldis	Sa = Scharans
Fü = Fürstenu	Se = Scheid
La = Lain	St = Stätzerhorn
L = Lenzerheide	T = Tomils
Ma = Malix	To = Tomba
M = Muldain	Tr = Trans
Pa = Parpan	Z = Zorten

sie überhaupt eine normale Serie darstellen, ist ungewiss. Tektonisch dürfte es sich wohl am ehesten um die Bündnerschiefer eines tieferen Teillappens der Adula-Decke handeln, wie ja auch schon J. KOPP (17) die Schiefer nördlich der Linie Nundraus-Crestas als Lugnezerschiefer bezeichnet. Ob in den Schiefen bei Rothenbrunnen noch Vertreter der neuerdings von W. NABHOLZ (25) ausgeschiedenen „Grava-Serie“ als Basisdigitation des Tomüllappens vorhanden sind, kann noch nicht sicher entschieden werden. Vorerst muss das Gebiet des Heinzenberges und unteren Safientales genauer zu gliedern versucht werden.

II. Die Bündnerschiefer des Tomüllappens der Adula-Decke.

Die über der basalen Zone der NW-Ecke folgende Bündnerschieferserie von rund 2500 m Mächtigkeit kann als diejenige erkannt werden, die weiter im SW, besonders im Safiental, die oberen Teile des Tomüllappens der Adula-Decke (Lit. 16) aufbaut. Nicht nur ist hier wie dort die lithologische Grossgliederung eine analoge, sondern die höheren Schichten lassen sich deutlich vom hinteren Safiental über Beverin-Nollatobel in die Via Mala und den Schyn und damit in unser Untersuchungsgebiet direkt verfolgen.

Die Begrenzung nach unten ist unscharf, denn irgendwelche Reste von Trias oder gar Kristallin als Einlagerung in den Bündnerschiefern fehlen völlig. Bei Ortenstein, im unteren Teil des Tomilsertobels, über Rothenbrunnen und andernorts sind die Schiefer stark verknetet und mechanisch intensiv beansprucht, so dass dadurch auf eine tektonische Grenze mit Bewegungshorizont hingedeutet wird. Sonst ist sie durch das Einsetzen von sandig-tonigen Schichten über der kalkigen bis kalkschieferigen Fazies des Liegenden gegeben, ziemlich entsprechend den Verhältnissen um Vals (Lit. 25). Die sandig-tonigen Horizonte entsprechen der tiefsten Abteilung des Tomüllappens.

Die beiden mitten aus den Rheinalluvionen aufragenden Hügel von „Pardisla“ bei Tomils mit verschiedenen, vorwiegend triasischen Gesteinen, und „Tomba“ bei Rodels mit grünen Verrucanoschiefern und Quarzporphyren, wurden zwar schon von G. THEOBALD (40) und A. ROTHPLETZ (28) und später von R. STAUB (32, 33) als penninisch betrachtet und müssten demnach eine wichtige, deckentrennende Rolle spielen. Andererseits rechnete aber P. ARBENZ (1, 2, 3) mindestens noch Pardisla mit Nundraus zu den Relikten helvetischer Deckenwurzeln, wie das auf der Skizze von J. KOPP (17) dargestellt wurde. Tomba wurde weder von P. ARBENZ noch von J. KOPP noch von G. SCHUMACHER tektonisch beheimatet. Nach meiner Ansicht sind aber beide Vorkommen nicht anstehend, sondern scheinen alte Bergsturzhügel darzustellen, die für die tektonische und stratigraphische Gliederung ihrer penninischen Umgebung ohne Bedeutung sind.

Die obere Grenze ist auf weite Strecken im ganzen südlichen Abschnitt ziemlich scharf; sie wird durch die Überlagerung des Flysches dargestellt und soll später etwas ausführlicher behandelt werden.

Diese Bündnerschiefer lassen sich von unten nach oben in die folgenden lithologischen Abteilungen gliedern:

A. Sandig-tonige Kalkschiefer.

Die tiefsten Horizonte, direkt den kalkigen Schiefen von Rothenbrunnen aufliegend, werden dargestellt durch sandige Kalkschiefer bis sandig-mergelige Kalkphyllite, sandig-kalkige Tüpfelschiefer, verschieferte Sandsteine und sandige

Tonschiefer bis Tonphyllite, welche letztere hier aber selten rein und nie so vorherrschend sind wie in der nächst höheren Abteilung. Kalkbänke fehlen.

Die burgengekrönten Felsrücken zwischen Fürstenau und Tomils, welche die Moränen- und Wildbachablagerungen am Fusse der Bergkette von der eigentlichen Rheinebene trennen, werden durch diese Gesteine gebildet, die über Scheid-Bual-Feldis in den mittleren Teil des Mühltobels ziehen (siehe Fig. 1).

B. Tonschiefer.

Darüber folgt ohne scharfe Grenze ein Tonschieferkomplex. Seine tieferen und mittleren Partien sind vorwiegend reine, schwarze, glänzende, weiche, leicht verwitternde Tonphyllite.

Nach oben schalten sich, vorerst sporadisch, dann immer häufiger, Bänklein und Bänke von grauen Sandkalken und Kieselkalken ein mit meist ausgeprägter Klüftung und braun-rostiger Anwitterungsfarbe. Während solche Kieselkalke als Fortsetzung der Kieselkalke der Via Mala im S typisch sind, tritt gegen N in ihren Horizonten der Kalkgehalt immer mehr zurück und an Stelle der massigen, groben Bänke treten kieselig-sandige Schiefer, nicht völlig kalkfrei, aber doch quarzreicher und viel feiner verschiefert als im S. Da aber sowohl die massigen Sandkalke als auch diese sandigen, bräunlichen Schiefer stets mit glänzenden Tonphylliten oder mindestens mit feinschieferigen tonreichen Mergelschiefern vergesellschaftet sind, müssen alle diese Schichten noch zur grossen Abteilung der Tonschiefer zusammengefasst werden.

Die Mächtigkeit beträgt im S, vom Schyn bis auf die Höhe von Almens, rund 800 m, nimmt aber nach N deutlich ab und beträgt im Tomilsertobel nur noch etwa 500 m und über Feldis schliesslich noch 200—300 m. Tonschiefer bei Zeus und unter Juchs dürften die immer undeutlicher werdende Fortsetzung nach NE darstellen.

Aus der Kartenskizze, Fig. 1, kann der Verlauf dieser Tonschieferzone im Domleschg ersehen werden. Sowohl die weitgehende lithologische Übereinstimmung mit den im Beveringebiet ausgeschiedenen „Nolla-Tonschiefern“ (Lit. 16) als auch der direkte Zusammenhang im Raume Thusis-Scharans lässt diese Tonschieferzone als die Fortsetzung der eben genannten Nolla-Tonschiefer des Tomülappens erkennen. Die beiden mächtigen Kieselkalkzüge der Via Mala scheinen gegen N in einzelne weniger mächtige Bänder und Bänke überzugehen, ähnlich wie sie sich ja auch gegen W in mehrere dünne Sandsteinbänke, die den Nolla-Tonschiefern eingelagert sind, auflösen.

C. Kalkschiefer.

Nach oben werden die glänzenden Tonphyllite mergelig, kalkhaltig, mattglänzend, die darin eingelagerten Bänke von Sandkalk quarzärmer und geringmächtiger. Wenn auch noch hin und wieder sandige Horizonte vorkommen, so sind sie doch eher selten und treten sehr zurück zugunsten der Kalkphyllite und kalkig-tonigen Schiefer.

Die Mächtigkeit beträgt rund 1200—1500 m.

Eine weitere Unterteilung dieses Schieferkomplexes scheint mir durchaus möglich. Sie muss aber auf detaillierter Kartierung aller ausscheidbaren Horizonte basieren, für deren Durchführung mir leider die Zeit fehlte. Immerhin lassen sich schon zwei Partien unterscheiden: Eine untere mit vorwiegend Mergelschiefern und mergeligen Kalkphylliten, d. h. sehr feinschieferigen Gesteinen,

zwischen denen auch Tüpfelschiefer auftreten, und eine obere, die neben den „gewöhnlichen“ tonigen Kalkschiefern öfters mächtige Komplexe mit eigentlichen, groben Kalkbänken enthält.

Die feinbrecciösen Horizonte, die J. CADISCH (11) bei Obercatens fand, dürften, wenn sie anstehend sind, in die untere Partie gehören. Jedenfalls zeigen sie wesentlich geringere Metamorphose als die Bündnerschieferbreccien, die im hinteren Safiental in den höheren Bündnerschiefern als sog. Safierbreccien (Lit. 16) auftreten. Entsprechende Breccienhorizonte konnte ich leider an anderen Lokalitäten in den Bündnerschiefern des Domleschg nicht finden.

D. Quarzitische Schichten.

Den oberen Abschluss bilden als jüngste Schichten dieser Bündnerschieferserie, direkt unter dem Flysch gelegen, quarzitische Gesteine: feinkörnige, dunkle Quarzite, kalkarm, ziemlich massig, grobbankig, auf der Schichtfläche oft grünbraun glänzend, mit allen Übergängen zu kalkreicheren, ebenfalls gebankten Sandkalken oder zu stark verschieferten, braunen Sandsteinen. Dazu gesellen sich die weniger typischen sandigen und tonig-sandigen Kalkschiefer, wie sie besonders im N, wo die massigen Quarzite fehlen, vorherrschen. Reine, schwarze, glänzende Tonphyllite in meist geringer Mächtigkeit fehlen nie.

Im Schyn beträgt die Mächtigkeit rund 100 m; gegen das Liegende erscheint dort ein sekundärer Bewegungshorizont als untere Abgrenzung, der aber nicht weit nach N verfolgt werden kann. Von G. SCHUMACHER wurden diese Quarzite als Glied seines „Grenzhorizontes“ aufgefasst (Lit. 29). Bei Tarzeil ist die untere Grenze unscharf; die Mächtigkeit überschreitet 100 m, sinkt aber weiter gegen N wieder auf rund 50—80 m.

Die letzten massigen Quarzitbänke erkennt man noch auf Alp Danis; weiter nördlich herrschen sandige Schiefer und Sandkalke vor. Ähnlich wie bei den Kieselkalken der Tonschiefergruppe macht man somit auch hier die Beobachtung, dass von S gegen N die massigen, grobbankigen, relativ typischen Gesteine immer mehr verschieferten und in der Masse der atypischen Schiefer untergehen, sodass gegen Norden dadurch eine lithologische Gliederung immer unsicherer und problematischer wird.

Stratigraphische Interpretation.

Die oben entwickelte Aufeinanderfolge verschiedener Schichten ist im Schyn und im südlichen Domleschg recht deutlich, wenn auch scharfe gegenseitige Abgrenzungen meist fehlen. Im Raume von Scheid-Feldis beginnt die Verfolgung der einzelnen Horizonte schon schwierig zu werden, und jenseits des Mühletobels, unter den arg verfalteten Spuntisköpfen, habe ich die einzelnen Schichtgrenzen weitgehend verloren. Das ist der Grund, warum auf der Kartenskizze Fig. 1 die lithologischen Grenzen innerhalb der Bündnerschiefer im nördlichen Gebietsabschnitt nicht mehr durchgezogen werden konnten. Gewiss scheint auch eine Gliederung der Schiefer südlich Chur bis Churwalden möglich. Da aber dort reine Typen, wie Tonphyllite, Quarzite und Kalke in grösserer Mächtigkeit völlig fehlen, ist eine solche schwieriger als im Domleschg und nur an Hand sehr eingehender Kartierung möglich.

Es liegt auf der Hand, die hier gegebene Bündnerschiefergliederung mit jener von R. STAUB (34, 35, 36) zu vergleichen, die er in den letzten Jahren an mehreren Lokalitäten in Graubünden und im Wallis durchgeführt hat. Danach

ist eine Aufeinanderfolge von unten nach oben von Kalkglimmerschiefern (im S oft mit Ophiolithen), Tonschiefern, Kalkschiefern, Kalken, Kalkschiefern mit Breccien und als Abschluss Quarziten für viele Bündnerschieferprofile so typisch, dass solche Profile als normale Serie vom Lias bis zur mittleren Kreide, in Analogie zu ostalpinen Profilen, aufzufassen sind. Im hinteren Safiental und im Beveringebiet habe ich seinerzeit (16) unter der Leitung von R. STAUB eine ganz entsprechende Schichtfolge feststellen können, und, wie oben schon erwähnt, lassen sich die Schiefer des Domleschg über Schyn und Via Mala mit jener direkt verbinden. Da auch in den Schiefen des Domleschg weder Anzeichen von stratigraphischen Diskordanzen noch von Schichtlücken festzustellen sind, dürfte es sich dabei ebenfalls um eine weitgehend lückenlose, voroberkretazische Serie handeln.

Im Schichtprofil von oben nach unten entsprechen somit die unter dem Flysch gelegenen quarzitischen Schichten den „Safierquarziten“ möglicherweise mittelkretazischen Alters, die mächtige Kalkschiefergruppe zur Hauptsache den Nollakalkschiefern und darüber liegenden tonarmen Kalkschiefern mit Breccien („Safierbreccien“), und schliesslich die Tonschiefer sicher den etwa mitteljurassischen „Nollatonschiefern“.

Wie weit die Korrelation zwischen tieferen, ophiolithführenden Schiefen im Safiental und jenen unter den Tonschiefern gelegenen im Domleschg geht, müssen erst Beobachtungen am Heinzenberg und im mittleren Safiental, wo die direkten Verbindungen durchziehen müssen, ergeben.

Tektonische Beobachtungen.

Im ganzen südlichen und mittleren Domleschg fallen die Schiefer mit durchschnittlich 10—20° gegen ESE, wenn auch durch die den Bündnerschiefern eigene Kleinverfaltungen im Detail sehr verworrene Verhältnisse herrschen können.

Das Streichen der Faltenaxen ist generell W—E und zeigt nur geringe Schwankungen.

Erst nördlich etwa der Linie Feldis-Spuntisköpfe wird die Lagerung steiler, sodass über dem Churer Rheintal ein Schichtfallen von 35—45° nach SE, ausnahmsweise noch mehr, zu messen ist. Das Faltenstreichen biegt in WSW—ENE-Richtung um. Zudem scheinen besonders unter den Spuntisköpfen die Verfaltungen noch wesentlich intensiver zu sein als weiter im Süden.

III. Der Flysch der Adula-Decke.

Im südlichen Abschnitt der Stätzerhornkette, von der Albula bis zur Alp Urmeras, liegen über den obersten Bündnerschiefern ohne sichtbare Diskordanz Bänke wenig verschieferter Konglomerate, welche die Basis des Flysches darstellen. Ich betrachte sie als identisch mit dem seit 1937 (15) bekannten sog. „Hauptkonglomerat“ der Unterlage der Schamser Decken. Dieses Basiskonglomerat ist wohl tektonisch stark beansprucht, zeigt Verfaltungen und stark wechselnde Mächtigkeiten, stellt aber sicher einen durchgehenden Horizont dar und eignet sich daher vorzüglich zur Festlegung der Flyschuntergrenze, denn mit diesem Konglomerat beginnt die grobdetritische Flyschsedimentation.

Eine stratigraphische Diskordanz oder auch nur eine Schichtlücke ist an der Basis des Hauptkonglomerates nicht festzustellen. Letzteres kann daher eigentlich nicht als Transgressionsbildung im strengen Sinne angesprochen werden,

sondern verdankt seinen Geröllgehalt vielmehr einer Regression im Gebiet einer benachbarten Bündnerschieferschwelle.

An der Lokalität Culmet können mindestens ein Dutzend lithologisch verschieden ausgebildeter Konglomeratschichten unterschieden werden, die dann zudem noch unter sich und mit konglomeratfreien Sandkalken verfaltet sind. Auch an zahlreichen anderen, tektonisch etwas weniger misshandelten Stellen lässt sich eine deutliche, gesetzmässige Gliederung des Hauptkonglomerates in der Vertikalen nach lithologischen Gesichtspunkten durchführen, die von unten nach oben zu der folgenden Dreiteilung führt:

a. Unterer Horizont. Bindemittel: feinschieferig, tonig-quarzitisch, oft rein tonphyllitisch, schwarz-dunkelgrau-graugrün.

Komponenten: relativ klein, vorwiegend 1—4 cm, selten bis 30 cm, manchmal nur schwach gerundet, viele graugrüne Bündnerschieferquarzite, untergeordnet Kalke, in einzelnen Horizonten aber nur Quarzite. Bindemittel und Komponenten stark ausgewalzt, linsig struiert.

b. Mittlerer Horizont. Bindemittel: massig, kalkig bis sandkalkig, nur schwach verschiefert, wandbildend.

Komponenten: 1—30 cm gross, selten bis 1 m, gegenüber dem Bindemittel an Masse vorherrschend, gut gerundet, nur selten linsig ausgewalzt. Vorwiegend Kalke, untergeordnet Quarzite, selten feine massige Breccien; alle Gerölle wahrscheinlich aus Bündnerschieferhorizonten. In den obersten Schichten auch kleine Dolomitkomponenten. Kristallingerölle fehlen.

G. SCHUMACHER (29) beschreibt helle, aplitische, und grüne, Rofnaporphyr-ähnliche Kristallinkomponenten einer groben Breccie bei Careins, deren Existenz ich allerdings leider nicht bestätigen kann.

c. Oberer Horizont. Bindemittel: grober Sandstein bis feine Breccie, quarzreich, Komponenten 1—5 mm, Quarze, Quarzite, Kalke, braune und graue Dolomite, Muskovit, alle wenig bis gar nicht gerollt. Deutlich verschiefert und serizitisiert, plattige Absonderung.

Komponenten: Hellanwitternde Kalke, selten auch Quarzite, 3—30 cm gross, gegenüber dem Bindemittel sehr stark zurücktretend. Die Komponenten werden nach oben noch seltener, sodass nur alle paar Dezimeter ein Geröll erscheint; in den höchsten Schichten fehlen sie überhaupt ganz. Stellenweise erkennt man auch, wie nach oben das feinbrecciöse Bindemittel in etwa dm-dicken Lagen feinkörniger wird, wie gröbere Schichten seltener werden, bis schliesslich alles in gewöhnliche feinkörnige Sandkalke übergeht.

Die ältesten Horizonte des Hauptkonglomerates sind demnach noch am ehesten Bündnerschiefer-ähnlich, besonders im Bindemittel, und führen als Komponenten vorwiegend bis ausschliesslich die aufgearbeiteten jüngsten Bündnerschieferschichten, die Quarzite, die wahrscheinlich mittelkretazischen Alters sind.

Der darüber folgende massige Hauptkomplex mit den sehr grossen Geröllen, die grössere Mannigfaltigkeit in ihrer petrographischen Zusammensetzung zeigen, steht den Bündnerschiefern schon fremder gegenüber.

Die obersten feinen Breccien sind bereits vom Typus der sogenannten charakteristischen Flyschbreccien, wie sie sehr oft auch in noch jüngeren Horizonten auftreten und woran ausser Bündnerschieferkomponenten auch triasischer, möglicherweise sogar schon kristalliner Detritus Anteil hat.

Wenn auch oft aus mechanischen Gründen der eine oder andere Horizont des Hauptkonglomerates fehlt, so haben wir doch dank dieser Differenzierung

des Profils an sehr vielen Orten die Möglichkeit, festzustellen, ob normale oder verkehrte Lagerung vorliegt. Nur so war es möglich, den unter dem Stätzerhorn-gipfel durchziehenden Verkehrtchenkel als solchen sicher zu erkennen. Die auf Fig. 2 wiedergegebenen Detailprofile aus dem normalen und dem verkehrten Schenkel des Hauptkonglomerates illustrieren diese Verhältnisse eingehend.

Der Verlauf des Hauptkonglomerates ist von S nach N etwa folgender: An der Schynstrasse bei P. 862.2 sind in der bergseitigen Felswand grobe Flyschkonglomerate zu erkennen. Etwa 300 m weiter östlich quert die Flyschgrenze die Albula, zieht in die Pleumnawände, traversiert den alten Schynweg ca. 350 m NW P. 1179, zieht unter Careins durch, quert den Creusenweg nördlich des mittleren Tobels und verläuft dann 50—100 m über dem Weg bis über Tarzeil. Das Vorkommen im Cugnielertobel wurde schon von G. SCHUMACHER erwähnt. Im südlichen Seitenbach des obersten Scharansertobels nördlich Cugniel ist es über schönen Quarziten inmitten mächtiger Moränen wieder aufgeschlossen, um schliesslich die berühmte, von P. ARBENZ 1917 entdeckte Lokalität Culmet zu erreichen. Über der Alp Danis lieferte das Konglomerat das Material eines alten, aber postdiluvialen Bergsturzes, dessen leicht erkennbare Blöcke bis gegen Obercatens hinunterstürzten. Weiter nördlich fand ich das Hauptkonglomerat noch in den Zweigtobeln des Almensertobels nördlich Alp Raschil, ferner auf dem Grat über Alp Urmeras in grosser Mächtigkeit, wo es bereits deutlich nach oben umzubiegen beginnt, um schliesslich einige hundert Meter weiter nördlich endgültig in einem nach N gerichteten spitzen Synklinalscharnier in einen Verkehrtchenkel überzugehen. (Siehe Fig. 4, p. 15.)

Auf einer Länge von rund 10 km stellen wir somit eine scharf erkennbare Grenze zwischen tonig-sandig-quarzitischen Bündnerschiefern einerseits und vorwiegend kalkigem Hauptkonglomerat andererseits fest, die als Grenze zwischen Bündnerschiefern und Flysch betrachtet werden darf. Dass aber die von G. SCHUMACHER postulierte Diskordanz hier nicht existiert, geht schon daraus hervor, dass auf der ganzen Strecke vom Schyn bis auf Culmet Liegendes und Hangendes unverändert durchziehen und nicht durch andere Horizonte abgelöst werden. Erst in der Umgebung der grossen Umbiegung über Urmeras scheinen Diskordanzen auftreten zu müssen, die im Felde aber schwer als solche zu erkennen sind.

Von Urmeras zieht das Hauptkonglomerat in verkehrter Lagerung als gut erkennbare, 10—12 m mächtige Bank unter dem Faulenberg und dem Stätzerhorn-gipfel durch, quert wenig südlich des letztgenannten Gipfels den Grat, streicht über dem Stätzerkar in den Quergrat nördlich Alp Stätz und erreicht über Heidbühl und Runc — immer verkehrt liegend — die Bergsturzmassen NW Parpan. Ein isoliertes Vorkommen im südlichen Seitentobel des Wititobels lässt in Form eines Fensters nochmals deutlich die nach N gerichtete Synklinalumbiegung des Hauptkonglomerates erkennen (s. Fig. 3); von diesem Aufschluss stammen einige grosse, im unteren Wititobel liegende Wildbachblöcke.

Mit dieser fast lückenlosen Verfolgung des Flysch-Basiskonglomerates beid-seits des Stätzerhorngrates ist somit eindeutig die Identität der sog. „Culmet-breccie“ mit der von T. GLASER gefundenen „Heidbühlbreccie“ sichergestellt.

In den Westhängen des Faulenberges wird das verkehrte Hauptkonglomerat noch lokal durch Linsen von schwarzen Tonphylliten, Sandsteinen und Quarziten überlagert, die ich als mitgeschleppte Relikte der Bündnerschieferunterlage betrachte (s. Fig. 1, p. 4, u. 6, p. 21).

Als jüngere Bildungen des Adulaflysches folgen im Süden, an der Albula und im Heidbachtobel, über dem typischen kalkigen Hauptkonglomerat dunkle Flyschkalke und tonige Kalkschiefer von wenig typischer Fazies, die nach oben

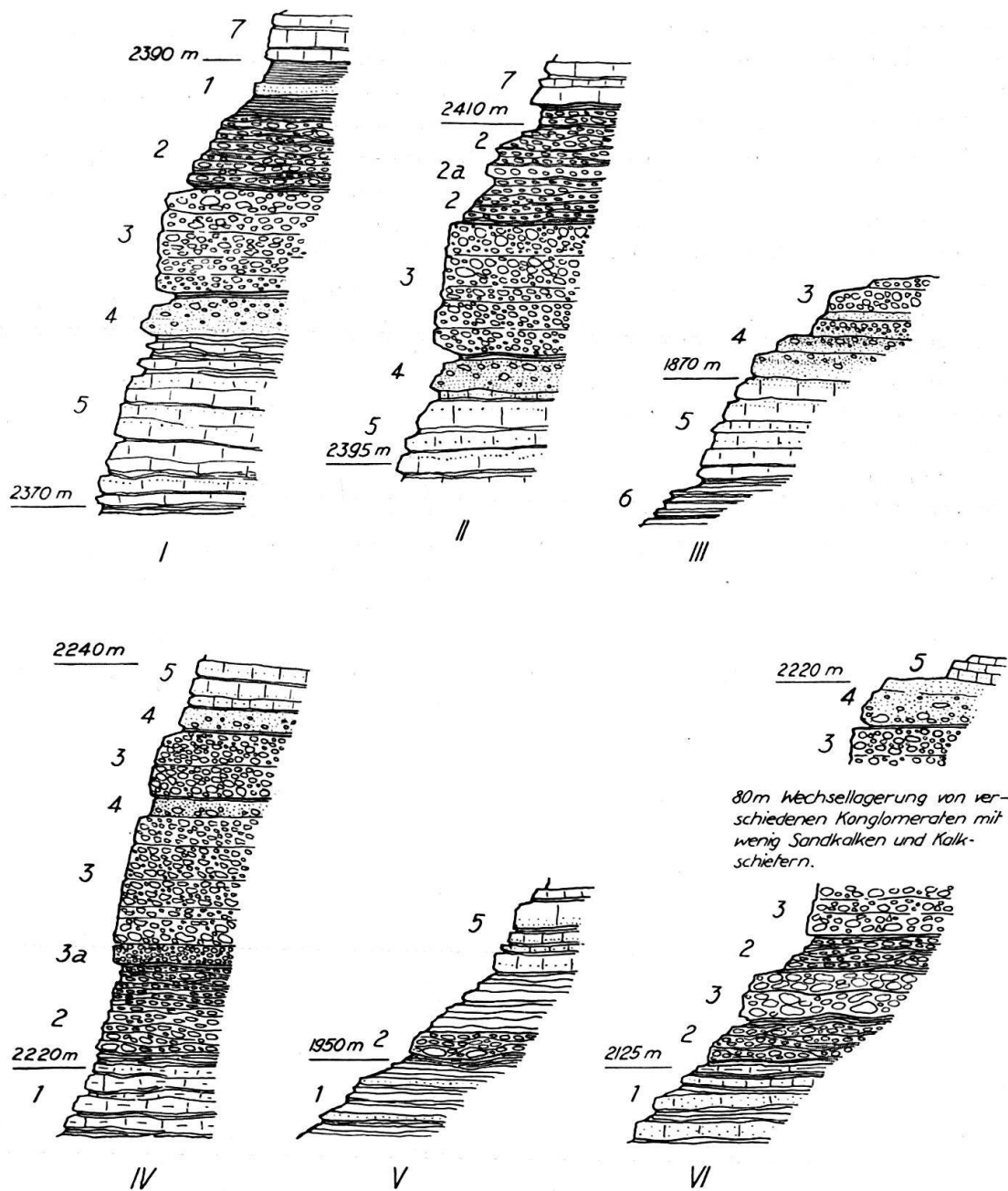


Fig. 2. Detailprofile des Hauptkonglomerates.

Profile I—III in verkehrter Lagerung, IV—VI normal gelagert.

I & II: SW unter P. 2578 (Faulenberg).

III: Heimbühl.

IV: Westliche Rinne des Almenser Tobels.

V: Kleines Tobel zwischen Almenser- und Raschilertobel.

VI: Culmet.

7 Kalke des Stätzerhorngipfels (Dreibündenstein-Serie).

Flysch:

6 Schwarze Tonschiefer.

5 Kalk bis Sandkalk, teilweise verschiefert.

4 Feine sandige Breccie mit wenig Geröllen.

3 Massiges Kalkkonglomerat, grosse Gerölle.

3a Konglomerat mit nur kleinen Komponenten.

2 Verschiefertes Konglomerat, stark tonig, viel Quarzitkomponenten.

2a Konglomerat mit nur Quarzitkomponenten.

Bündnerschiefer:

1 Tonphyllite, sandige Schiefer, Kalkschiefer.

in vorerst leicht sandige, dann kalkige Tonschiefer übergehen. Charakteristische mittelfeine Flyschbreccien mit Dolomitkomponenten und eingeschwemmtem Muskovit kommen vor, sind aber nicht häufig. Ebenso sind eigentliche Sandsteine vom Typus des Ruchbergsandsteines selten und stets sehr geringmächtig. Vorherrschend sind vielmehr dunkle, sehr tonige Kalkschiefer und schwarze, mattglänzende Tonschiefer, die besonders an der Grenze gegen die nächst höhere tektonische Einheit, die Triaslamellen der Brusghornschuppe, angereichert erscheinen (s. Fig. 5, Profil V, p. 19).

Die Mächtigkeit des Adulaflysches im Gebiet von Muldain beträgt rund 200—250 m. Gegen N verringert sie sich zusehends, und zwar fast ausschliesslich auf Kosten der weniger massigen, jüngeren Schichten, sodass auf Culmet über dem dort allerdings verfalteten, 100 m mächtigen Hauptkonglomerat höchstens noch etwa 30 m mächtige helle Kalke zum Flysch der Adula-Decke gerechnet werden dürfen.

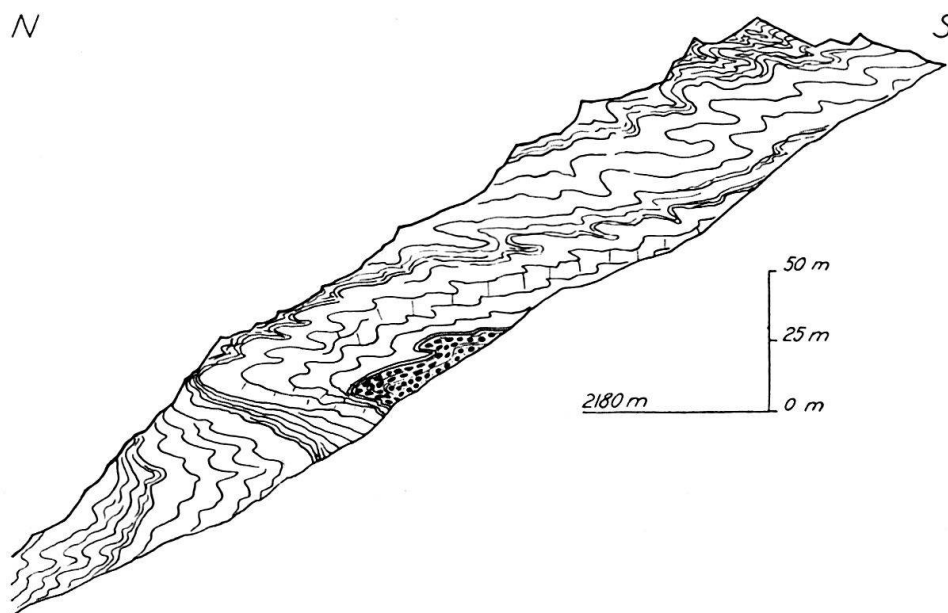


Fig. 3. Profil im südlichen Seitenbach des Wititobels.

Umbiegung des Hauptkonglomerates, umgeben von Kalken der Dreibündenstein-Serie.

Von Muldain nach N, d. h. nach Auskeilen der mesozoischen Schichten von Nivaigl, gelang mir eine scharfe Abgrenzung des Adulaflysches gegen die hangenden höheren Flyschmassen nicht, sodass in der ganzen Westflanke der südlichen Stätzerhornkette es nicht sicher ist, welche über dem Hauptkonglomerat liegenden Gesteine noch zum Adulaflysch gehören. Ebenso ungewiss ist, was unter dem Verkehrtchenkel des Hauptkonglomerates am Stätzerhorn ausser diesem selbst noch zum Flysch der Adula-Decke zu rechnen ist.

IV. Die mesozoischen Gesteine bei Nivaigl.

Im unteren Heidbachtobel schalten sich zwischen den Adulaflysch und den Oberhalbsteiner Flysch mesozoische Schichten ein, die somit die tektonische Trennung zwischen tieferen und höheren Flyschmassen darstellen, in unserem Untersuchungsgebiet aber nur an dieser einzigen Lokalität vorkommen. Es

handelt sich dabei um die nördlichen Ausläufer der tektonischen Einheiten, die im Schams als Bruschgorn-Schuppe und Gelbhorn-Decke (Lit. 16, 34, 39, 43) bezeichnet worden sind.

1. Die Bruschgorn-Schuppe.

Die grauschwarzen, sandsteinarmen, dafür umso tonreicheren Schiefer des Flysches der Adula-Decke werden SW Nivaigl überlagert von Lamellen vorwiegend triasischer Gesteine, tektonisch, stratigraphisch und petrographisch durchaus analog jenen der Bruschgorn-Schuppe (Lit. 16) mittelpenninischer Provenienz des Westschams, deren nördlichsten Ausläufer wir hier vor uns haben.

Die Basis wird dargestellt durch rauhe, grünliche, mylonitisierte, quarzserizitische Phyllite, rostig verwitternd, mit dicken Quarzlinsen, die möglicherweise total zerquetschtes Kristallin darstellen könnten. Darüber folgen fahlgrüne Serizitphyllite, die hellreihbraun bis leuchtend rostrot anwittern, und hellgraue, marmorisierte Kalkschiefer in bunter Wechsellagerung. Dünne Bänke von graubraunem Dolomit, recht verschieden vom hellgelben Gelbhordolomit bei der Solisbrücke, grobkörnigen weissen und grauen Marmoren, gebänderten Dolomit-Kalk-Marmoren, weissen, verschieferten Serizitquarziten und schneeweissem Gips weisen auf das vorwiegend triasische Alter des ganzen Komplexes hin. In fast allen Schichten können Chloritschiefer oder mindestens chloritführende Lagen auftreten, die auf sehr feine ophiolithische Injektionen hinzudeuten scheinen. Durch diese chlorithaltigen Gesteine wird das Aussehen der Bruschgorn-Schuppe ähnlich jenem der Nivaigl-Serie, die ebenfalls grüne Marmore und Tonschiefer führt.

Die Mächtigkeit schwankt stark und dürfte durchschnittlich etwa 10 m betragen.

Diese mehr oder weniger typischen Gesteine sind nicht nur unter sich verschuppt, sodass fast in jedem Profil tektonische Repetitionen vorkommen, sondern wechsellagern auch mit atypischen tonigen Schiefen, deren Zugehörigkeit ungewiss ist.

Um Trias der Gelbhorn-Decke kann es sich bei diesen tektonisierten Triasresten im Heidbachtobel aus folgenden Gründen nicht handeln: Der Dolomit hat ein wesentlich anderes Aussehen, Quartenschiefer und die typischen Rhätschichten mit Lumachellen fehlen, und von den Liaskalken, die als sog. Soliskalk an der Albula noch in fast vollständiger Mächtigkeit ausgebildet sind, ist keine Spur vorhanden. Vielmehr erkennt man, wie die Bruschgorn-Schuppe am Ost- rand der Heidbach- und Albulaschlucht gegen die Solisbrücke streicht und dort westlich der Gelbhorntrias unter diese untertaucht. T. GLASER (47) kartierte ca. 250 m nördlich der Solisbrücke, westlich der grossen Strassenkehre, ein Vorkommen von Soliskalk (Lias der Gelbhorn-Decke), direkt den Schynschiefern aufliegend. Ich betrachte jenen Aufschluss aber als Bruschgorn-Schuppe, die auch dort, wie überall, dem Adulaflysch aufliegt und ihrerseits wieder die Gelbhorn-Decke trägt.

Weder T. GLASER (13, 47) noch E. OTT (27) noch G. SCHUMACHER (29) geben in Karte oder Text triasische Gesteine im Heidbachtobel an. Dagegen scheint lange vor ihnen FORTUNAT ZYNDEL (44) Gesteine der Bruschgorn-Schuppe dort gefunden zu haben. Nicht nur zieht er in seiner tektonischen Kartenskizze von Mittelbünden die Grenze Bündnerschiefer-Schamser-Decken durch P. 3054 südlich des Bruschgorns im Westschams und durch das unterste Heidbachtobel SW

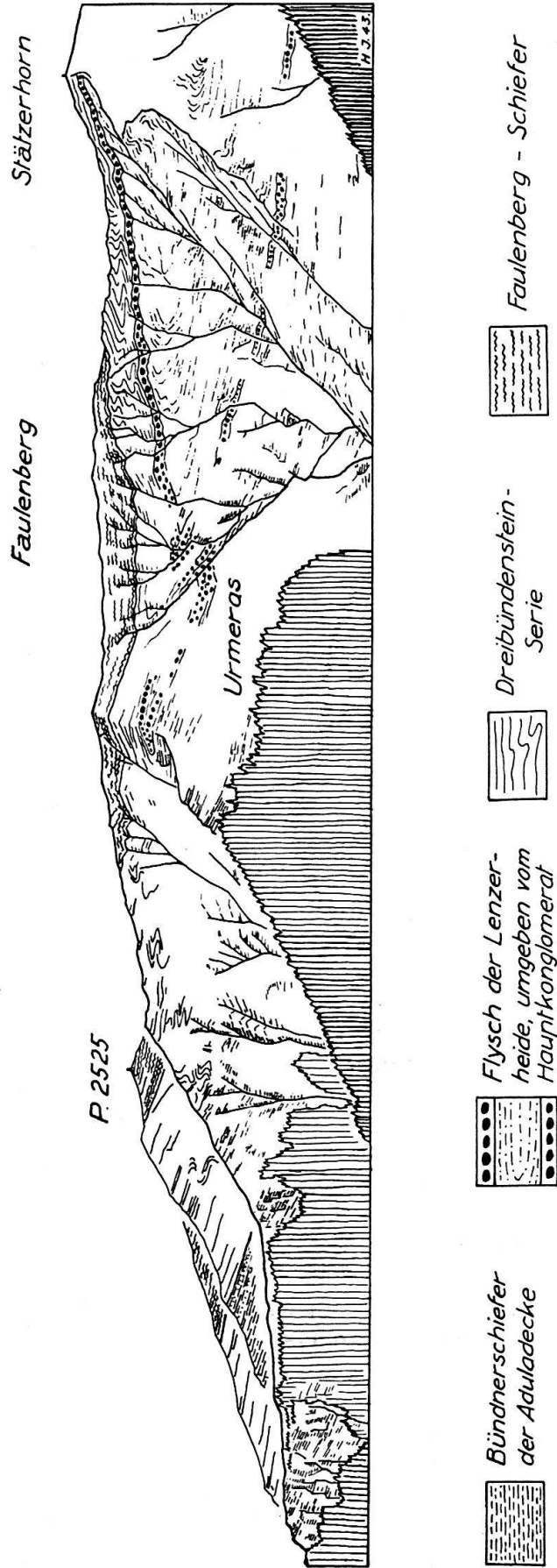


Fig. 4. Stätzerhornkette aus WSW, von Gross Schall aus.

Nivaigl — identifiziert also jene Triaslamelle mit dieser im Heidbachtobel allermindestens tektonisch —, sondern spricht auch im Text von einem „Gipslager im Tobel westlich der Ruine Nivaigl“.

2. Die Serie von Tiefencastel.

Über den eben besprochenen Triaslamellen der Brusghorn-Schuppe folgen dunkle Tonschiefer mit geringem Kalkgehalt, hellbraune Tonphyllite, sandig-tonige Kalkschiefer und verschiedene Sandsteine und Breccien, kurz, Gesteine, die eine deutlich orogene Fazies verraten. Ihre Mächtigkeit beträgt rund 20 m. Diese Schichtgruppe stimmt in ihrer Ausbildung überein mit dem von E. OTT (27) und später von V. STREIFF (39) als „Serie von Tiefencastel“ ausgedehnten Komplex und soll daher hier ebenfalls diese Bezeichnung tragen.

Äusserst kennzeichnend ist eine grobe Breccie, die, nach der Analogie in Lagerung und lithologischer Ausbildung zu schliessen, höchst wahrscheinlich mit der bekannten Breccie von Tiefencastel identisch ist, deren Vorkommen im östlichen Tobel von Val mala bis jetzt als ihr nördlichster Aufschluss galt. V. STREIFF (39) erwähnt zwar das Vorkommen einer Breccie unter dem Hyänenmarmor im Heidbachtobel, betrachtet sie aber als Glied der Nivaigl-Serie. Das Bindemittel ist meist massig, seltener schwach verschiefert, und besteht aus dunklem Kalk. Die Komponenten sind vorwiegend wenig gerundete, graubraune und gelbe Dolomite und dunkle Kalke, die bis 15 cm Länge aufweisen können. Neben den gemischten Typen erscheinen aber auch reine Dolomitbreccien, bei denen man oft eine gewisse lagige Anordnung der Komponenten beobachtet. Kristallin, Ophiolithe oder Radiolarite als Gerölle fand ich nicht.

Südlich des unteren Wasserfalls bemerkt man am linken Tobelhang an der Basis der Breccie noch geringmächtige triasische Relikte, die möglicherweise nicht zur Brusghorn-Schuppe gehören, da sie von jener durch einige Meter sandig-tonige Kalkschiefer getrennt sind, sondern vielleicht ein Äquivalent zum Gipszug an der Bahnhofstrasse von Tiefencastel darstellen.

Die Serie von Tiefencastel wird dann überlagert von der Nivaigl-Serie, wobei keine scharfe Grenze zwischen beiden zu beobachten ist, sondern vielmehr ein normaler stratigraphischer Übergang vorzuliegen scheint. Da die Nivaigl-Serie etwa Malm bis Kreide darstellt, dürfte die Serie von Tiefencastel im Heidbachtobel als ihr normales Liegendes etwa in den Dogger gehören. Damit würde gut ihre grobdetritische, flyschähnliche Fazies übereinstimmen, die im hochpenninischen und unterostalpinen Dogger Graubündens oft angetroffen wird.

3. Die Nivaigl-Serie.

Unter diesem Namen wurde erstmals von T. GLASER die Schichtfolge erwähnt, die den Ruinenhügel von Nivaigl aufbaut. Sie wurde später von E. OTT (27) aus dem nördlichen Oberhalbstein, durch J. CADISCH (9) von Tiefencastel und durch V. STREIFF (39) aus dem Otschams eingehender beschrieben und allgemein als oberjurassische bis kretazische Flyschbasis betrachtet. Bezeichnenderweise fehlt uns aber gerade von der namengebenden Lokalität Nivaigl selbst eine Beschreibung. Das mag zwei Gründe haben: Erstens ist sie bei Nivaigl schwer zugänglich; das Heidbachtobel ist nur bei Niederwasser zu geologischen Aufnahmen gut begehbar, und für Profilaufnahmen an den Wänden des Ruinenhügels sollte man sich abseilen können. Zweitens haben aber meine auch nur kurzen Untersuchungen gezeigt, dass die Schichtfolge hier, nahe ihrem Nordende, nicht nur

mechanisch stark laminiert ist, sondern auch ein stratigraphisch sehr unvollständiges, weil tektonisch reduziertes Profil aufweist und daher im Vergleich zu den schönen Aufschlüssen im Süden, etwa am Muttenhorn, fast atypisch aussieht.

Es sind hier hauptsächlich die grünen Marmore und marmorisierten Kalkschiefer mit grünen, serizitisierten Schichtflächen, die der ganzen Serie ihr Gepräge geben und den Hyänenmarmoren des Schams entsprechen dürften. Daneben spielen Tonphyllite und Kalkschiefer in eher indifferenter Fazies, ferner sandige, verschieferte Kalke eine wichtige Rolle. Quarzite, wie sie am Beverin und Muttenhorn typisch sind, scheinen hier ganz zu fehlen. Verfaltungen mit den düsteren Schiefen des Liegenden und Hangenden sind deutlich zu beobachten. Jedenfalls fehlen aber Anhaltspunkte für die Annahme einer tektonischen Grenze gegen Liegendes oder Hangendes. Vielmehr scheint eine, wenn auch tektonisch sehr mitgenommene und reduzierte, so doch zusammengehörende Schichtfolge von der Tiefencasteler-Serie zur Nivaigl-Serie und bis in den hangenden Flysch zu bestehen.

Bruschhorn-Schuppe, Serie von Tiefencastel und Nivaigl-Serie zeigen im Heidbachtobel ganz konforme Verfaltungen und bilden mit den Steilhängen der Tobelmäander etwas komplizierte Intersektionen, die aus der Karte Fig. 1 ersichtlich sind. Alle diese praeflyschigen Gesteine scheinen aber schon wenig nordwestlich Nivaigl unter der Moränendecke von Obervaz ganz auszuweichen. Mindestens fand ich weder in den spärlichen Aufschlüssen um Muldain noch in den vollständigeren in der SW-Flanke des Crap la Pala und in den Ausbruchdeponien des Wasserstollens über Lain sichere Anzeichen solcher flyschtrennender Serien. Daher fehlt uns von hier an nach Norden eine genaue Abgrenzung zwischen Adulaflysch und den höheren Flyschkomplexen (s. Fig. 6, p. 21).

Vergleiche mit Tiefencastel.

Bei Tiefencastel folgt nach E. OTT (27), R. STAUB (15) und V. STREIFF (39) über dem Lias des Normalschenkels der Gelbhorn-Decke die Serie von Tiefencastel mit tonig-sandig-brecciösen Schiefen in Flyschfazies und der Tiefencasteler Breccie als stratigraphische Einlagerung. Der Gipszug an der Bahnhofstrasse stellt nach V. STREIFF einen tektonisch fremden, weiter im Süden abgeschürften Schubspan dar, der stratigraphisch nichts mit seiner jetzigen Umgebung zu tun hat.

Darüber legt sich die Nivaigl-Serie als stratigraphisch normale mesozoische Basis des Flysches. Die Serie von Tiefencastel scheint sowohl mit dem liegenden Lias als auch mit der hangenden Nivaigl-Serie stratigraphisch verbunden zu sein. Schon früher habe ich daher, nach Vergleichen mit den Verhältnissen im Westschams, die Ansicht vertreten (Lit. 16), es handle sich dabei um eine ziemlich normale, weitgehend lückenlose Serie der Gelbhorn-Decke von der oberen Trias und dem Lias über Serie von Tiefencastel als Dogger und Nivaigl-Serie als Malm und Unter- bis Mittelkreide bis zum Flysch, wobei allerdings die petrographischen Gesteinsgrenzen sicher kaum mit den stratigraphischen Formationsgrenzen genau zusammenfallen dürften. Dabei würde die detritische Fazies der Serie von Tiefencastel als „Pseudoflysch“, und ganz besonders die grobe, dolomitische Tiefencasteler Breccie, eine modifizierte Ausbildung der Vizanbreccie (Taspinitbreccie) des Schams darstellen, die wieder von V. STREIFF, wie schon vor ihm von F. ZYNDEL, vorwiegend zum mittleren Jura der Gelbhorn-Decke gerechnet wird.

Im Heidbachtobel sind die Verhältnisse insofern weniger klar, als dort Trias und Lias der Gelbhorndecke fehlen, da sie weiter südlich, wenig nördlich der Solisbrücke, zum letzten Mal aufgeschlossen sind. Aber Serie von Tiefencastel, Nivaigl-Serie und anschliessender Flysch scheinen doch zusammenzugehören und sind dann, analog den Verhältnissen um Tiefencastel, als die post-liasischen Sedimente der Gelbhorn-Decke zu betrachten.

V. Der Flysch der Lenzerheide.

Unter diesem Begriff wollen wir jene mächtigen Flyschkomplexe verstehen, die den Crap la Pala, den Piz Scalottas, den Piz Danis und den Südteil des Stätzerhorns aufbauen und wegen ihres ostwärts gerichteten Axengefalles auch im Tal der Lenzerheide zwischen Zorten und Parpan anstehen.

Die ausgedehnten Bergsturzmassen spätdiluvialen Alters aus ostalpinem Material, die von Lai bis gegen Churwalden die flache Passmulde und weite Gebiete der östlichen Talflanke bedecken und die Erkenntnis über den geologischen Zusammenhang der beiden Talseiten erschweren, sind monographisch von T. GLASER (13) behandelt worden, sodass ich diesbezüglich auf ihn verweisen kann. Die Ausscheidung der Quartärbildungen der Lenzerheide auf Fig. 1 dieser Arbeit konnte daher grossenteils der Karte T. GLASER's (47) entnommen werden.

F. ZYNDEL (44) schied erstmals eine selbständige „Prätigau-Decke“ als hochpenninische Einheit aus, die fast ausschliesslich Flysch enthalten sollte und die Flyschmassen des Oberhalbsteins mit jenen der Lenzerheide und des Prätigaus tektonisch vereinigte, nachdem schon früher z. B. C. DIENER und G. STEINMANN (38) die W-Grenze des Flyschgebietes des Prätigaus bis in die Stätzerhornkette verlegt hatten. Weitere tektonische Abklärungen brachten die Arbeiten von R. STAUB (30, 32, 33), die in Karten und Profilen das Verhältnis des hochpenninischen Flysches zu seiner Umgebung eindrücklich demonstrierten. Eine erste stratigraphisch-lithologische Gliederung in unserem Gebiet lieferte T. GLASER, die von G. SCHUMACHER weitgehend bestätigt und nur unbedeutend erweitert wurde. Ohne jene Ergebnisse hier zu wiederholen, sollen im folgenden noch einige

Legende zu untenstehender Fig. 5.

(Die Profiltrassen sind auf Fig. 1, p. 4, eingezeichnet.)

Basale Schieferzone im NW.	Flysch der Adula-Decke.	Flysch der Lenzerheide.
1 Kalkschiefer, Kalkphyllite und Kalk.	8 Hauptkonglomerat.	9 Flyschschiefer im Allg.
2 Sandige, darüber tonige Schiefer.	9a Flyschschiefer im Allg.	9b Ruchbergsandstein.
3 Kalkschiefer mit Kalkbänken.	Bruschhorn-Schuppe.	Dreibündenstein-Serie.
Bündnerschiefer des Tomüllappens.	10 Trias.	13 Kalke und Kalkschiefer.
4 Sandig-tonige Schiefer.	Gelbhorn-Decke.	Faulenberg-Schiefer.
5 Tonschiefer.	11 Serie von Tiefencastel, mit Tiefencastelbreccie	14 Knorrige, kieselig-tonige Mergelschiefer.
6 Vorwiegend kalkige Bündnerschiefer.	12 Nivaigl-Serie.	15 Verschiefter Kalk.
7 Quarzitische Schichten.		

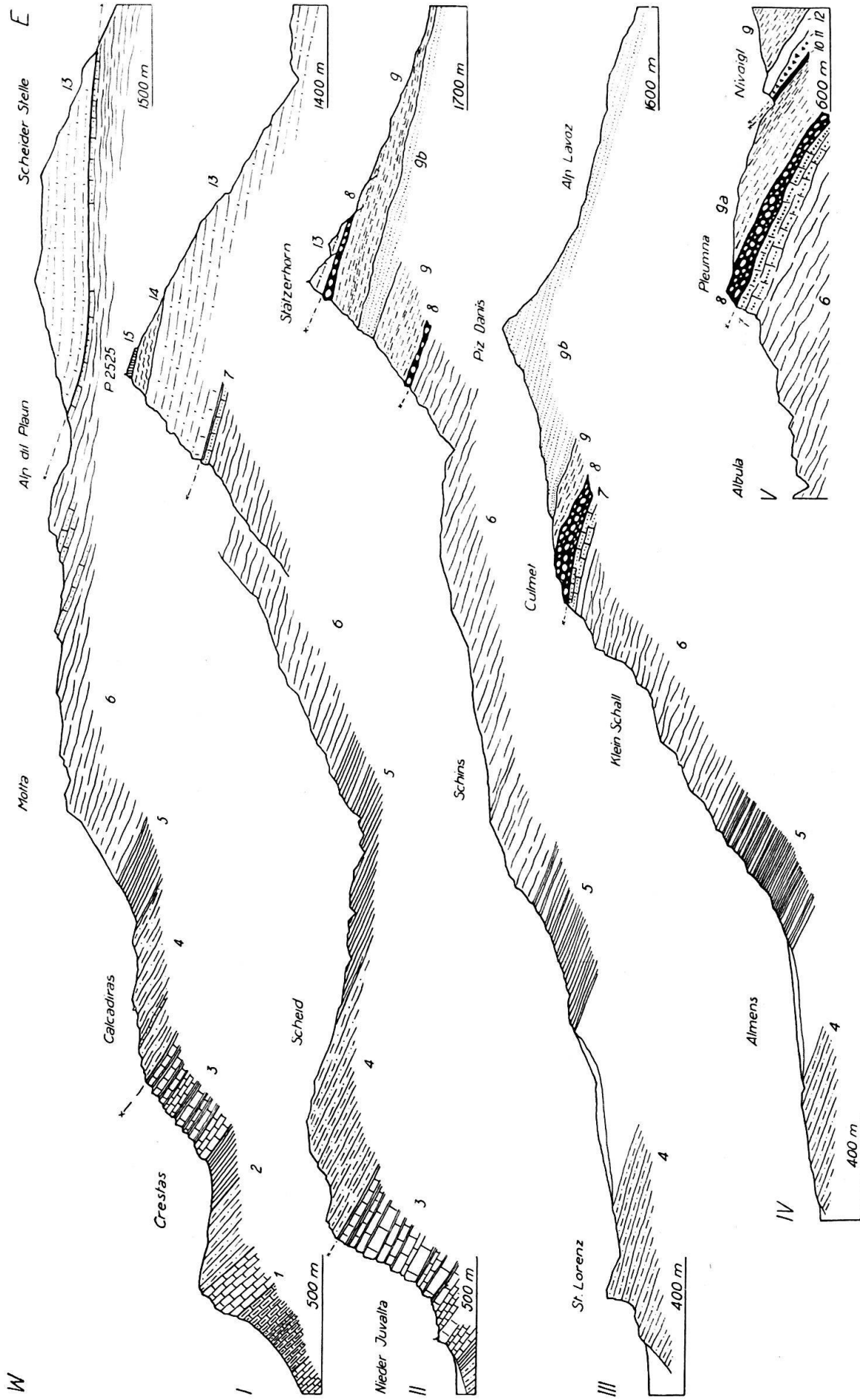


Fig. 5. Geologische Profile durch die Stätzerhornkette.

1 : 40 000.

Beobachtungen als Ergänzung zu den Arbeiten der letztgenannten Autoren angeführt werden.

Lithologische Beschreibung.

Im Heidbachtobel folgen über der Nivaigl-Serie als deren stratigraphische Fortsetzung zunächst schwarze Tonschiefer und sehr tonige Kalkschiefer, die am Ruinenhügel mit den hellen Gesteinen der Nivaigl-Serie spitz verfaltet sind. Über diese weichen, leicht verwitternden Schichten legen sich wandbildende, ruhig gelagerte, bankige Kalke mit feinen Breccien und schwarzgrüne, sandige Schiefer.

Die darüber einsetzenden Schichten mit sehr unruhiger Wechsellagerung von Kalken, Kalkschiefern, Tonschiefern und sandkalkig-sandig-quarzitischen Gesteinen bilden den Crap la Pala und den Piz Scalottas und demonstrieren eigentlich erst in den Westflanken dieser Berge deutlich ihre wirren, schwer zu verfolgenden Verfaltungen. Breccien und grobe Sandsteine werden hin und wieder gefunden, sind aber doch eher selten und stets geringmächtig.

Nordöstlich Cugniel fand ich in den Schiefen unter dem Ruchbergsandstein gut erhaltene Fukoiden mit 3 mm breiten Ästen, ununterscheidbar von jenen am Stätzerhorn. Tatsächlich fand ja schon G. THEOBALD (41) in einem Tobel nördlich von Obervaz mehrere Fukoidenabdrücke.

Im Sattel zwischen Piz Scalottas und Piz Danis beginnt nun der bekannte Komplex von ziemlich massigen, feinen bis groben, sehr ausgeprägt gebankten Sandsteinen in Wechsellagerung mit Tonschiefern, der allgemein als Ruchbergsandstein angesprochen wird. Ich will diesen Terminus im Sinne eines vorderhand noch ausschliesslich faziell-lithologischen Begriffes übernehmen, ohne dass damit weder stratigraphische noch tektonische Aussagen verbunden seien.

Vorkommen und Petrographie wurden von T. GLASER beschrieben.

Die Begrenzung des Sandsteinkomplexes gegen Liegendes und Hangendes in den Sätteln südlich und nördlich des Piz Danis sind unscharf. Es scheinen an beiden Orten stratigraphische Übergänge konkordanter Serien vorzuliegen. Im Gegensatz zu T. GLASER und G. SCHUMACHER stellte ich aber am Grat von Culmet westlich des Piz Danis sehr deutlich fest, dass der Ruchbergsandstein nicht direkt über dem Hauptkonglomerat von Culmet folgt, dass jenes somit nicht die Transgressionsbildung des Ruchbergsandsteines darstellen kann. Vielmehr schalten sich dort zwischen Hauptkonglomerat und Sandstein noch leicht verschieferter bis massige Kalke ein, die vielleicht zum Adulaflysch gehören, jedenfalls aber eine Trennung zwischen Hauptkonglomerat und Ruchbergsandstein darstellen (s. Fig. 5, Profil IV).

Am Culmetgrat folgt über dem eben genannten, stark marmorisierten, blaugrauen Kalk, etwa bei 2250 m, eine mittelgrobe Breccie von einigen Dezimetern Mächtigkeit, die direkt in den hangenden Sandsteinkomplex überleitet und als dessen Basisbreccie betrachtet werden darf. Das Bindemittel ist sandig und mässig verschiefert. Die Komponenten sind 1–10 mm gross, gerundet, und werden dargestellt von Kalken, Tüpfelkalken, Quarzen und ockerfarbenen oder fahlgraubraunen Dolomiten.

Die darüber einsetzenden tiefsten Sandsteinbänke sind sehr feinkörnig, fast massig, dunkelgrün und als eigentliche Quarzite anzusprechen. In höheren Horizonten erscheinen dann aber häufig wieder Sandkalke, die mit den Quarzsandsteinen alle Übergänge bilden können. Sehr grobe Sandsteine und eigentliche Breccien sind nur untergeordnet anzutreffen.

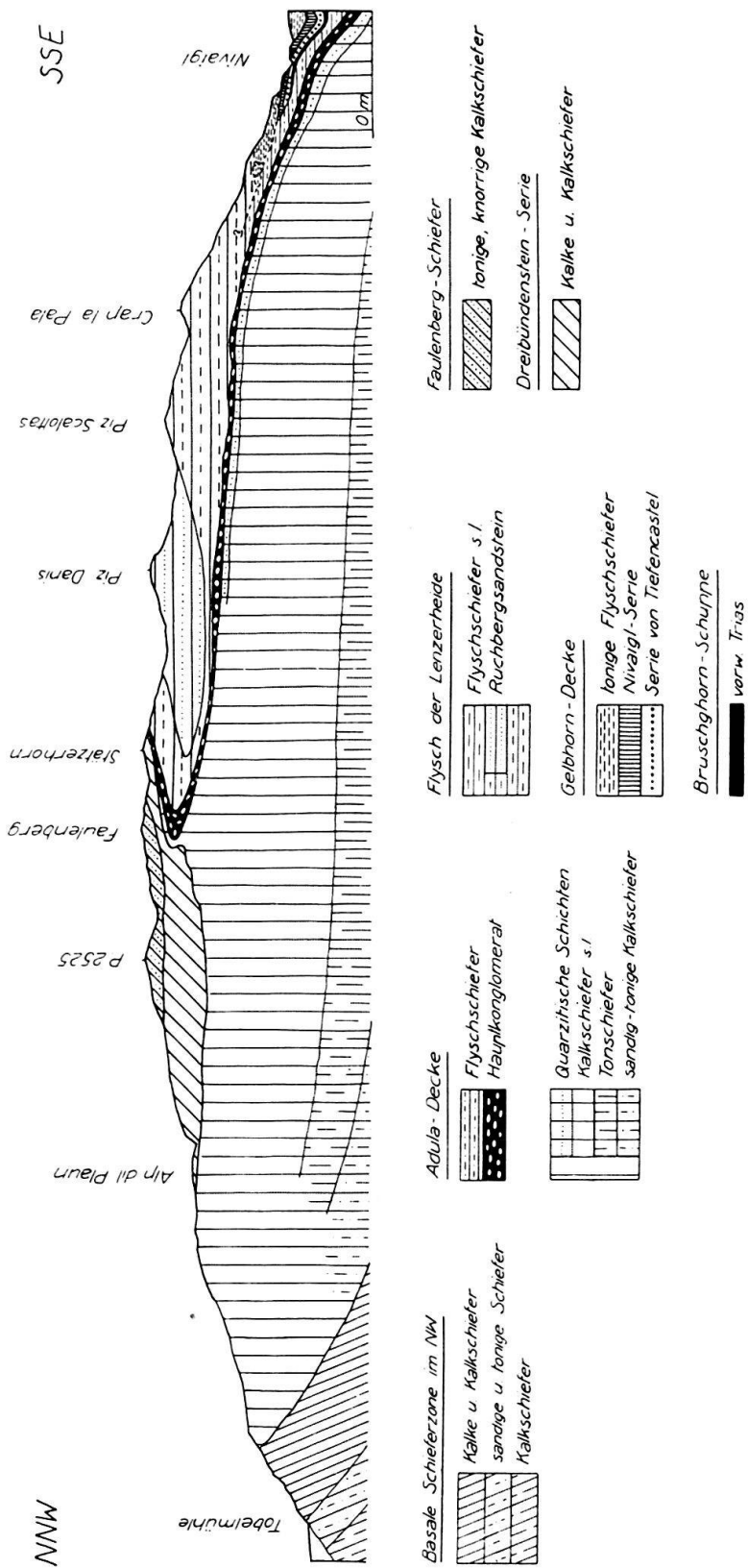


Fig. 6. Tektonisches Querprofil längs der Stätzerhornkette.

1:100 000.

Nördlich des Sattels zwischen Piz Danis und Stätzerhorn beginnen die Sandsteinbänke zurückzutreten zugunsten von mergeligen Kalkschiefern und massigen Kalken, die, ebenfalls noch gut gebankt, mit Tonschiefern wechsellagern. Tonig-mergelige Schiefer sind häufig leicht brecciös oder liefern die bekannten Fukoiden- und Helminthoidenfunde, die ich nur bestätigen kann.

Nach oben wird diese gut gebankte Serie begrenzt durch das schon beschriebene Hauptkonglomerat des Adulaflysches in verkehrter Lagerung. Eine deutliche Grenze zwischen normaler und verkehrter Serie habe ich nirgends feststellen können. Tatsächlich glaubt man am Grat Piz Danis-Stätzerhorn eine normale, konkordante Serie vor sich zu haben, wie das G. SCHUMACHER in seinem Profil darstellte.

Die Annahme von T. GLASER und G. SCHUMACHER, die über dem Ruchberg-sandstein liegenden Schichten des Stätzerhorn-Südgrates seien jünger als jener und entsprächen den Aebigratschichten des Prätigaus, darf nun doch in Zweifel gezogen werden. Es wäre immerhin möglich, dass diese Gesteine, mindestens zum Teil, wie das Hauptkonglomerat ebenfalls verkehrt liegen, ja dass vielleicht sogar die nördlichen Partien des Ruchbergsandsteins bereits zum Verkehrtchenkel gehören. Im letzteren Fall wäre anzunehmen, dass diese Schichten des Stätzerhorn-Südgrates mit den benachbarten Sandsteinbänken stratigraphisch verbunden wären und die Fortsetzung der Scalottas-Schichten darstellten, mit denen sie unter dem Sandsteinkomplex des Piz Danis in Verbindung stehen könnten. An Hand der lithologischen Studien gelang es mir noch nicht, diesbezügliche sichere Entscheide zu treffen. Dagegen ist auffallend, dass in beiden Gebieten südlich und nördlich des Piz Danis Fukoiden gefunden wurden, dass somit ein gleiches Alter des Liegenden und eventuell verkehrt Hangenden des Ruchbergsandsteines nicht auszuschliessen ist.

Tektonik.

Mit der obigen Diskussion sind wir schon mitten in die Lagerungsprobleme des Lenzerheideflysches hineingelangt. Das Profil G. SCHUMACHER'S, das viele Detailbeobachtungen enthält, zeigt deutlich die dachziegelartige Lagerung der vorwiegend nach NE fallenden Elemente; dabei ist allerdings die Fallkomponente in der N-Richtung zu gross gezeichnet worden. Ganz sicher treten aber innerhalb des Flysches, vielleicht vorwiegend an der tektonischen Grenze Adulaflysch-Lenzerheideflysch, starke tektonische Diskordanzen auf, ohne die das weitgehende oder totale Auskeilen der tieferen Horizonte unter den höheren ja nicht vorstellbar wäre. Solche intraflyschischen Diskordanzen lassen sich übrigens manchenorts auch über kurze Distanzen im Felde verfolgen, wie etwa an der Basis des Ruchbergsandsteins NW unter Alp Raschil.

Weniger die Ermittlung der grosstektonischen Zugehörigkeit der verschiedenen Flyschelemente, als vielmehr ihre gegenseitige Abgrenzung bietet bedeutende Schwierigkeiten. Es wurde bereits erklärt, dass die obere Begrenzung des Flysches der Adula-Decke nach Auskeilen der Brusghorn-Schuppe und der Nivaigl-Serie unbekannt ist.

Wie früher entwickelt wurde, dürfte der unmittelbar über der Nivaigl-Serie liegende tonige Flysch stratigraphisch mit jener verbunden sein, also den Flysch der Gelbhorn-Decke darstellen. Ein solcher ist beidseits des Schams in einer Mächtigkeit von rund 100—200 m vorhanden (Lit. 16,39) und enthält dort vorwiegend stark tonige Gesteine, aber ausser geringmächtigen verschieferten Sand-

steinen keinen massigen Sandsteinkomplex etwa vom Typus des Ruchbergsandsteins des Piz Danis.

Im Otschams wird nach V. STREIFF (39) diese Flyschschuppe in ihrem Dach begrenzt von der Martegnas-Serie, deren nördlichste Ausläufer bis jetzt südlich Stürvis gefunden wurden, unser Gebiet somit nicht mehr zu erreichen scheinen. Die Martegnas-Serie trägt ihrerseits wieder den sehr mächtigen Arblatsch-Flysch (obere Flyschschuppe STREIFF's), in welchem übrigens auch Fukoiden gefunden wurden. Eine solche, der Martegnas-Serie entsprechende Deckengrenze, die im S mit Mesozoikum und Ophiolithen sehr deutlich ausgeprägt ist, fehlt in dieser Ausbildung bei uns völlig und ist höchstens noch als tektonische Bewegungsfläche vorhanden, als solche aber wegen den stattgehabten intensiven Differentialbewegungen des Liegenden und Hangenden kaum auffindbar. Jedenfalls fand ich nirgends eine Andeutung von ihr.

Wir müssen uns somit resigniert mit der Feststellung abfinden, dass die Masse des Lenzerheideflysches aus einer unteren, wohl zur Gelbhorn-Decke gehörenden, und einer oberen, den Ruchbergsandstein enthaltenden Abteilung bestehen muss, welche letztere dem über der Martegnas-Serie gelegenen Arblatsch-Flysch des Oberhalbsteins entsprechen dürfte. Eine Grenze zwischen beiden konnte aber noch nicht gefunden werden, wie ja auch die Abgrenzung gegen den liegenden Flysch der Adula-Decke, zu dem sicher das Hauptkonglomerat gehört, noch auf weite Strecken unbekannt ist.

VI. Die Dreibündenstein-Serie.

Eine rund 200—500 m mächtige Serie fast ausschliesslich stark kalkiger Gesteine, die im S die Gipfelpartie des Stätzerhorns, im N das weite Verebnungsgebiet des Dreibündensteins bildet, wollen wir nach dem letztgenannten flachen Gipfel „Dreibündenstein-Serie“ nennen.

Die Grenze gegen das Liegende ist uneinheitlich und nicht überall scharf; sie ist tektonischer Natur und scheint mit einer Überschiebungsfläche zusammenzufallen. Im Stätzerhorngebiet liegt die Dreibündenstein-Serie dem verkehrten Hauptkonglomerat des Adulaflysches auf, von diesem höchstens lokal durch Schuppen schwarzer Tonschiefer oder Quarzite von stets geringer Mächtigkeit, die zu den jüngsten Bündnerschiefern der Unterlage gehören dürften, getrennt (s. Fig. 6).

Wo das Hauptkonglomerat über Alp Urmeras in normale Lagerung nach S umbiegt, beginnt sie direkt den Bündnerschiefern der Adula-Decke aufzuliegen. Ich habe in diesem nördlichen Abschnitt die Grenze immer da durchgezogen, wo über den jüngsten, mehr oder weniger sandigen Bündnerschiefern mit Einlagerungen von glänzenden Tonphylliten, oder wo solche zu fehlen scheinen, über sehr tonigen Kalkschiefern, plötzlich hellanwitternde, Tonphyllit-freie Kalke, Sandkalke, Tüpfelkalke oder tonfreie tüpfelige Kalkschiefer folgen, die auch nach oben nicht mehr durch Tonphyllite von nennenswerter Mächtigkeit abgelöst werden.

Nach diesem Kriterium kann die Grenze über Cugns–Pardella–Pardatschtobel bei 1980 m–Alp dil Plaun bis in die Spuntisköpfe gezogen werden, wo jene hellanwitternden Kalke eine weit nach N ragende Halbklippe darstellen. Auf der Ostseite zieht sich die Grenze oberhalb der Malixer Alp fast horizontal gegen S, quert das Eggatobel bei 1780 m unmittelbar unterhalb des Alpweges, fällt dann steil durch den Pradaschierwald und erreicht südlich Pradaschier den Talboden (s. Fig. 1).

Im mittleren Abschnitt, am Faulenberg, müssen tektonische Diskordanzen mit dieser Gleitfläche verbunden sein, während weiter im N, im Gebiet um den Dreibündenstein, eher wieder weitgehend konkordante Auflagerung zu beobachten ist.

Die Grenze nach oben ist einfacher und klarer; sie wird überall gebildet durch das Einsetzen der später zu besprechenden Klippe der Faulenberg-Schiefer (s. Fig. 4).

Sehr charakteristisch für diese Serie sind die schon oft beschriebenen Kalke des Stätzerhorngipfels: massig, leicht sandig, ausgeprägt gebankt, mit Kalkphylliten wechsellagernd, fallen sie am Gipfel zuerst flach, weiter nördlich steiler nach Norden, weisen am Faulenbergsattel und südlichen Faulenberggrat intensive Verfaltungen auf (s. Fig. 4) und sind in der NE-Flanke des Faulenberges bis tief ins Wititobel, stets wild verfaltet, zu verfolgen. Ihr Clivage ist ausserordentlich stark ausgeprägt und kann am kleinen Gesteinsstück die Schichtung völlig verdecken. Auf der W-Seite der Bergkette ist der Verlauf der Kalke schwieriger festzustellen. Sie scheinen sich dort in einzelne dicke Bänke aufzulösen, die gegen N mit immer mächtiger werdenden Kalkschiefern vergesellschaftet sind, aber ebenfalls starke Verfaltungen aufweisen. Erst nördlich des Faulenberges wird die Lagerung wieder etwas ruhiger; in der Wand westlich Pradaschier sind die 10—50 cm mächtigen Kalkbänke, die mit 5—20 cm dicken Kalkschiefern wechsellagern, ziemlich ruhig und flach gelagert.

Auf der wahrscheinlich pliocänen Verebnungsfläche von Plaun da Tschera bis zum Dreibündenstein sind helle Sandkalke und Tüpfelkalke in allen Variationen vorherrschend: Mehr oder weniger verschiefert, sehr feintüpfelig, mit grossem Tongehalt und dunkler Farbe, ohne merklichen Sandgehalt, oder aber massig, grobtüpfelig, tonfrei, dafür quarzreich, mit Tüpfeln bis zu 2 mm Grösse, die dann in eigentliche feine Breccien überleiten. Dazwischen gibt es alle möglichen Übergänge. Den groben Tüpfelkalken ist ein typisch spätiger Bruch eigen. Überall ist aber der sehr geringe Anteil an Tonphylliten das Hauptmerkmal der ganzen Serie.

An einigen Orten fand ich Einlagerungen von Breccien, die stets stark an Flysch erinnern. So führen die massigen Kalke am Stätzerhorngipfel Einschwemmungen von 1—3 mm grossen, schlecht gerollten Trümmern von vorwiegend Dolomit neben Quarz und Kalken. Auch in der Westflanke des Faulenberges, über der Galtviehalp SE des Dreibündensteins auf 2000 m oder am neu erstellten Waldweg unter der Wand W Pradaschier fand ich eigentliche, meist quarzreiche Breccien verschiedener Fazies. Sie sind aber, wie auch ganz vereinzelt auftretende Sandsteine, immer geringmächtig.

Fossilien wurden keine gefunden, obschon in dieser Serie noch mehr als andernorts in Anschliffen und Dünnschliffen nach solchen gesucht wurde. Trotz der makroskopisch oft gering scheinenden Metamorphose ist die Marmorisierung der Gesteine doch intensiv genug, um organische Reste unbestimmbar oder meist sogar unkenntlich zu machen.

Faziell erinnert die ganze Serie an einen stark kalkigen Flysch, wenn auch die detritischen Einschwemmungen nur unbedeutend sind, sodass daraus keine typische, groborogene Flyschfazies resultiert.

Nach der Lagerung, direkt über den Bündnerschiefern, aber unter den Faulenbergschiefern, ist die Dreibünden-Serie wahrscheinlich etwa in die Basis des Prätigau-Flysches zu stellen. Ob wir sie daher als ältesten Flysch oder noch als jüngste Bündnerschiefer bezeichnen, ist fast nur eine Sache der Konvention und

hat sich nach den Ergebnissen der zur Zeit im Gange befindlichen Untersuchungen im Prätgau und Schanfigg zu richten.

VII. Die Faulenberg-Schiefer.

Als eindeutig oberste Schieferserie treffen wir in Form einer Klippe in den Gipfelpartien des Faulenberges und des P. 2525 rauhe, flyschartige Schiefer, die sich ziemlich deutlich von den liegenden Dreibündenstein-Kalken trennen lassen und in tieferen Horizonten kein Analogon finden.

Es sind rauhe, sandig-kieselige Mergelschiefer bis Kalkschiefer mit geringem Tongehalt und sehr auffallender, knorrig-unebener Schichtfläche. Ziemlich häufig sieht man auf der Schichtfläche Konkretionen, die Belemniten oder Geröllen ähnlich sind, sodass man unsicher ist, ob in bestimmten Horizonten nicht stark metamorphe Kalkkonglomerate vorliegen. Allgemein scheint der Grad der Metamorphose deutlich höher zu sein als in den meisten liegenden Schichten.

Als Einlagerungen in diesen düsteren, knolligen Schiefeln findet man am Südgrat von P. 2525 auf Kote 2440 m etwas massigere, helle, grobsandige Bänke mit feinen bis mittelfeinen Breccien, die nach oben rasch wieder in sehr quarzreiche, knollige Schiefer übergehen. Nördlich und südlich des Gipfels P. 2525 ziehen zwei Bänke eines massigen, grünbraunen Quarzites durch, die, als Rarität in dieser Zone, von geringmächtigen schwarzen, glänzenden Tonphylliten begleitet werden.

Die Gipfelkuppe von P. 2525 wird schliesslich durch einen hell anwitternden, bräunlichen, ziemlich stark verschieferten Sandkalk gebildet, der die hangendste Platte dieses ganzen Schichtkomplexes darstellt (s. Fig. 5, Profil II).

Die Lagerung der Faulenberg-Schiefer scheint, soweit beobachtbar, ziemlich einfach zu sein und zeigt vorherrschend leichtes ENE-Fallen. Die Faltenachsen streichen generell WSW-ENE.

Aus dieser Serie beschrieb G. THEOBALD (41) seine Belemniten, die dann später von C. SCHMIDT als rein anorganische Konkretionen bestimmt wurden. Eigene Fossilfunde gelangen mir auch in dieser Serie nicht.

Es ist möglich, dass die Faulenberg-Schiefer schon primär das normal Hangende der Dreibünden-Serie darstellten, indem an ihrer Grenzfläche keine Anzeichen wichtiger Überschiebungen oder tektonischer Diskordanzen festzustellen sind. Lokalen Diskordanzen, wie sie T. GLASER und G. SCHUMACHER aus der Faulenberg-Ostwand erwähnen, messe ich keine grosse Bedeutung zu. Der lithologische Charakter dieser Gesteine mit ihrem hohen Quarzgehalt und dem seltsam knorrigen Aussehen mutet fremdartig an, erinnert auf jeden Fall nicht an irgendwelche Bündnerschieferhorizonte aus der Unterlage des Stätzerhorns. Ebenso wenig konnten irgendwelche Anzeichen einer tektonischen Verbindung mit tieferen Bündnerschiefern, wie sie nach der Konzeption einer Rückfaltung von T. GLASER und G. SCHUMACHER zu erwarten wäre, beobachtet werden.

Die Fazies, der Gehalt an Breccien, schliesslich die tektonische Lage, die diese Gesteine in die Nähe der ostalpinen Überschiebung stellt, deuten darauf hin, dass die Faulenberg-Schiefer sehr wahrscheinlich Flysch repräsentieren.

Schlussbetrachtungen.

Die Stätzerhornkette stellt eine geographische Einheit mit klaren, wenn auch nicht problemfreien morphologischen Grundzügen dar, welche letztere schon von ALB. HEIM und neuerdings von T. GLASER, G. SCHUMACHER und F. MACHA-

TSCHEK (24) behandelt wurden, sodass ich diesbezüglich auf diese Autoren verweisen kann.

Aber auch petrographisch ist diese Bergkette einheitlich, wird doch die ermüdende Monotonie der penninischen Schieferfazies nirgends wesentlich unterbrochen. Weder Kristallin noch Trias noch Ophiolithe, auch nicht in der Basis oder im Dach, sind anzutreffen, wenn wir von dem ganz randlichen, wenn auch tektonisch sehr wichtigen kleinen Vorkommen der Umgebung von Nivaigl absehen. Dieses Fehlen von stratigraphischen Ausgangspunkten für eine Gliederung der Schiefermassen, verbunden mit einer scheinbar vollständigen Fossilleere, ist somit kennzeichnend für unser Untersuchungsgebiet.

Selbst tektonische Leitlinien sind sehr selten, können doch die einzelnen Bündnerschiefer- und Flyschhorizonte wegen ihrer vorwiegend indifferenten Fazies kaum über grössere Distanzen verfolgt werden. Eine Ausnahme, für uns von eminenter Bedeutung, macht dabei das Hauptkonglomerat des Flysches der Adula-Decke, tatsächlich der einzige Horizont, der mit Sicherheit immer als solcher zu erkennen ist und damit als wichtigste tektonische Leitlinie die Struktur der höheren Schiefermassen wesentlich zu entziffern mithilft.

Die Zusammenfassung der Ergebnisse meiner leider nur kurz dauernden und daher nur kursorischen Untersuchung der Stätzerhornkette ergibt im wesentlichen folgendes:

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer gehört zum Tomüllappen der Adula-Decke und lässt sich im südlichen Domleschg noch deutlich in lithologische Unterabteilungen gliedern, was weiter im Norden nicht mehr möglich ist. Die NW-Ecke unter Feldis wird gebildet durch tektonisch noch tiefere Schiefer, die sich vom Tomüllappen aber nur unscharf abtrennen lassen und wahrscheinlich den sog. Lugnezerschiefern entsprechen. Damit werden die Untersuchungsergebnisse von J. KOPP weitgehend bestätigt.

Das Hangende der Bündnerschiefer ist uneinheitlich. Vom Schyn bis zum Stätzerhorn bildet das Hauptkonglomerat die scharfe Grenze Bündnerschiefer/Flysch. Die darüber folgenden Flyschschiefer gehören z. T. zur Adula-Decke, zur Gelbhorn-Decke bzw. Nivaigl-Serie und zu noch höheren Schubmassen, lassen sich aber gegenseitig nicht scharf abgrenzen.

Das eigentümliche, nach N gerichtete Synklinalscharnier des Hauptkonglomerates bei Urmeras kann man sich dabei entstanden denken durch einen relativ späten Stoss des Blockes des Ruchbergsandsteines aus S, wobei das Hauptkonglomerat zwischen die liegenden Bündnerschiefer und die hangenden Kalke der Dreibündenstein-Serie eingezwängt wurde. Die Scharnierstruktur unter dem Faulenberg und dem Stätzerhorn zeigt jedenfalls, dass die Rückfaltungstheorie von T. GLASER und G. SCHUMACHER nicht so abwegig war, dass sie aber nur für das Hauptkonglomerat mit dem direkt hangenden Flysch sicher gilt, während sich im liegenden Bündnerschiefer keine Rückfaltung im grossen nachweisen lässt.

Vom Stätzerhorn nach N werden die Bündnerschiefer der Adula-Decke überlagert von Kalken und Kalkschiefern, die hier als die Halbklippe der Dreibündenstein-Serie beschrieben wurden, und die ihrerseits wieder die Klippe der Faulenberg-Schiefer tragen.

Die Zusammenhänge gegen S und SW konnten besser geklärt werden als gegen NE, woran die Bergstürze der Lenzerheide und die weiträumigen Moränengebiete im Schanfigg eine grosse Schuld tragen. Immerhin zeigt die Stätzerhornkette deutlich die Superposition tektonisch verschiedener Elemente. Folgerichtig dürften demnach auch im Raume des Prätigaus und des Schanfigg

übereinander liegende, lithologisch ausscheidbare Schichtgruppen nicht einfach als normalgelagerte Glieder nur einer einzigen Serie aufgefasst werden, es sei denn, eine solche Situation liesse sich einmal tatsächlich stratigraphisch durch Fossilfunde beweisen.

Der Beitrag unserer Untersuchungen zur allgemeinen Flyschstratigraphie ist wegen des Fossilmangels ein sehr bescheidener.

Glaubte man früher, im penninischen Flysch in der Abfolge von tonig-sandig-kalkigen Schichten die normale Faziesentwicklung einer einheitlichen Flyschserie zu sehen, und wandte diese scheinbare Gesetzmässigkeit auch für die Gliederung des Stätzerhornflysches an, so beweist das Hauptkonglomerat, das unter dem Stätzerhorngipfel als wichtige Trennung mitten durch die kalkigen „Aebigratschichten“ T. GLASER'S durchzieht, wieder erneut, dass für jede stratigraphische Gliederung eines Gebietes vorerst eine saubere tektonische Analyse das Primäre ist.

Dass übrigens in orogen labilen Archipelmeeren mit zeitlich und örtlich stark wechselnden Sedimentationsbedingungen, wie es die penninischen Flyschmeere zweifellos darstellten, eine allgemein gültige Regel für die Faziesfolge aufgestellt werden kann, muss daher durch unsere Untersuchungsergebnisse erneut stark in Zweifel gezogen werden.

Von der Stätzerhornkette aus in Richtung gegen die Deckenwurzeln können die Flyschsedimente noch allgemein einer eigenen, älteren stratigraphischen Unterlage zugeordnet werden. Wenn auch die Flyschkomplexe nicht bis in die eigentlichen Wurzelgebiete der Decken reichen — was übrigens schon die Bündnerschiefer in ihrer überwiegenden Masse nicht mehr tun —, so ist doch festzustellen, dass sowohl die tiefpenninische Adula-Decke als auch die Gelbhorn-Decke und hochpenninische Elemente der Margna-Decke, die den Arblatsch und eventuell einen Curvèr-Flysch liefern, ihre Schichtreihen mit einem sicher noch deckeneigenen Flysch abschliessen. Der Flysch des Tomüllappens der Adula-Decke ist bis unter das Kristallin der Tambo-Decke (nach freundlicher mündlicher Mitteilung von J. NEHER), der Arbatschflysch bis ins hinterste Avers (Lit. 48) zu verfolgen. Zur Zeit ihrer Sedimentation konnten somit die Überschiebungen der penninischen Decken noch nicht weit gediehen gewesen sein. Frühflysche, mittel- bis oberkretazische Schubphasen zeigten danach im penninischen Raum Graubündens noch recht bescheidene Überschiebungsbreiten.

Erst eine spätflysche Schubphase scheint den penninischen Sedimentationsraum so weit verengt zu haben, dass der nachher darin abgelagerte orogene Detritus „suprapenninischen“ Charakter erlangte, d. h. dass er, wie das neulich R. STAUB (37) entwickelte, nicht mehr der Schichtreihe einer Stammdecke zugeordnet werden kann. So ist anzunehmen, dass ein höherer Komplex des Prätigau-flysches, der z. B. zu einer „nordpenninischen Flyschdecke“ im Sinne von W. LEUPOLD (23) gehört, schon solche suprapenninische Elemente umfasst. Diese würden dann nicht mehr zu bestimmten Stammdecken mit Kristallin, Trias und Bündnerschiefern gehören, somit auch mit den älteren, tief- bis hochpenninischen Flyschmassen weder stratigraphisch noch tektonisch parallelisiert werden dürfen.

Zur Zeit sind die Arbeiten über diese akuten Flyschprobleme aber noch zu stark im Fluss, um an einem so begrenzten Untersuchungsgebiet wie dem unserigen zu einem abschliessenden Urteil gelangen zu können.

Im übrigen haben unsere Untersuchungen keinerlei Anhaltspunkte geliefert, die zugunsten eines E-W-Schubes sprechen würden. Dies gilt selbst für die höchsten Partien, die bestimmt nicht mehr weit von der ostalpinen Überschiebungsfäche entfernt sein konnten. Alle Faltenstreichen weisen auf einen S-N-

Schub hin, insbesondere das klare Scharnier des Hauptkonglomerates unter dem Faulenberg, ganz analog den von H. P. CORNELIUS (12) beobachteten Verhältnissen im südlichen Oberhalbstein. Selbst die von T. GLASER und G. SCHUMACHER vermutete Querstörung ist mindestens von Runc bei Parpan bis zum Stätzerhorn, auf welcher Strecke das Hauptkonglomerat mit relativ ruhigem E-gerichtetem Axengefälle durchzieht, nicht vorhanden.

Schliesslich fehlen auch jegliche Anzeichen einer Abwanderung „verlorener Massen“ nach der Tiefe, wie eine solche E. KRAUS (20) postuliert zur Erklärung der Verengung des penninischen Raumes zur Flyschzeit. Jedenfalls kann das ruhige Axengefälle, mit welchem alle Bündnerschiefer generell nach ENE einfallen und daher auf einer zum lepontinischen Alpenstreichen ziemlich genau senkrecht verlaufende Linie unter die Ostalpen einsinken, nicht als „Verschluckung“ gewertet werden.

Wenn auch durch die vorliegenden Untersuchungen wieder einige neue geologische Tatsachen aus der Stätzhornkette bekannt geworden sind, die — verglichen mit den bisherigen Kenntnissen — teils vereinfachend, teils komplizierend wirken, so bleiben hier doch noch reichlich viele und wichtige Probleme zu lösen übrig. Auch diesen auf den Leib zu rücken und damit die wichtige Verbindung zwischen Schams-Oberhalbstein und Schanfigg-Prätigau noch exakter und sicherer auszubauen, sei die Aufgabe der nächsten Zukunft.

Zitierte Literatur.

1. ARBENZ, P., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 10, 1909.
2. ARBENZ, P., und STAUB, W., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, 1910.
3. ARBENZ, P., Berichtigung der Angaben über das Domleschg. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 11, pag. 296, 1910.
4. ARBENZ, P., Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 17, 1922.
5. ARNI, P., Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflysch. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 65. Lief., 1933.
6. ARNI, P., Über die Stratigraphie des Untereocäns und einige Nummuliten des Ruchberg-sandsteins. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 28, 1935.
7. BLUMENTHAL, M. M., Der Prätigauflysch und seine Stellung im Penninikum. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 24, 1931.
8. CADISCH, J., Geologie der Weissfluhgruppe, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 49. Lief. Abt. I, 1921.
9. CADISCH, J., Nachtrag zu T. GLASER: Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 49. Lief. Abt. VII, 1926.
10. CADISCH, J., Geologie der Schweizeralpen. Beer & Co. Zürich 1934.
11. CADISCH, J., Einige geologische Beobachtungen in Mittelbünden. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 33, 1940.
12. CORNELIUS, H. P., Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 21, 1928.
13. GLASER, T., Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 49. Lief. Abt. VII, 1926.
14. GSELL, R., Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. *Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens*, Chur 1918.
15. JÄCKLI, H., STREIFF, V., STAUB, R., Bericht über die Exkursion der S.G.G. in das Gebiet der Schamser Decken. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 31, 1938.

16. JÄCKLI, H., Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* Vol. 34, 1941.
17. KOPP, J., Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 19, 1925.
18. KOPP, J., Der Anteil der Adula-Decke am Aufbau des Prätigauer Halbfensters. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 20, 1926.
19. KRAUS, E., Über den Schweizer Flysch. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 25, 1932.
20. KRAUS, E., Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung. *Geologische Rundschau*, Bd. 32, Heft 3, 1941.
21. LEUPOLD, W., Neue mikropalaeontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 26, 1933.
22. LEUPOLD, W., Die Flyschregion von Ragaz. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 31, 1938.
23. LEUPOLD, W., Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 35, 1942.
24. MACHATSCHKE, F., Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. *Mitt. d. geogr.-ethnogr. Ges. Zürich*, 1928.
25. NABHOLZ, W., Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés — Serien Bündens und des Wallis. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 36, 1943.
26. OBERHOLZER, J., Geologie der Glarneralpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 28. Lief., 1933.
27. OTT, E., Geologie der westlichen Bergünnerstöcke. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 49. Lief. Abt. V, 1925.
28. ROTHPLETZ, A., *Geologische Alpenforschungen*, I. München 1900.
29. SCHUMACHER, G., *Geologische Studien im Domleschg*. Dissertation, Bern 1927. (Manuskript.)
30. STAUB, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 46. Lief. 1916.
31. STAUB, R., Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 46. Lief. Abt. III, 1917.
32. STAUB, R., Geologisches Profil durch die westlichen Ostalpen, in *Alb. Heim: Geologie der Schweiz*, Bd. III, 1921.
33. STAUB, R., Der Bau der Alpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 52. Lief. 1924.
34. STAUB, R., Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. *Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich*, Bd. 82, 1937.
35. STAUB, R., Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 31, 1938.
36. STAUB, R., Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 35, 1942.
37. STAUB, R., Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. (1. Fortsetzung.) *Vierteljahrsschr. d. natf. Ges. Zürich*, Bd. 87, 1942.
38. STEINMANN, G., *Geologische Beobachtungen in den Alpen*. *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br.*, Bd. 9 und 10, 1895/98.
39. STREIFF, V., *Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden)*. Zürich 1939.
40. THEOBALD, G., Zur Kenntnis des Bündnerschiefers. *Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens*, Bd. 5, 1860.
41. THEOBALD, G., *Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden*. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 2. Lief. 1863.
42. TRÜMPY, D., *Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon*. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 46. Lief. 1916.
43. WILHELM, O., *Geologie der Landschaft Schams*. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 64. Lief. 1933.
44. ZYNDEL, F., Über den Gebirgsbau Mittelbündens. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 41. Lief. 1912.

Geologische Karten.

45. STAUB, R., Tektonische Karte der südöstlichen Schweizer Alpen, 1:250000. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 78, 1916.
46. OBERHOLZER, J., Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein. 1:50000. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 63, 1920.
47. CADISCH, J., GLASER, T., BRAUCHLI, R., FREY, F., OTT, E., Geologische Karte von Mittelländern, Blätter A, C und E. 1:25000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 94.
48. STAUB, R., Geologische Karte des Avers, 1:50000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 97, 1926.

Manuskript eingegangen den 19. Februar 1944.
