Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 34 (1941)

Heft: 1

Artikel: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)

Autor: Jäckli, Heinrich

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160137

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.10.2025

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

Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden).

Von **Heinrich Jäckli**, Zürich.

Mit 1 Tafel (I) und 23 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Inhaltsverzeichnis 17
Vorwort 19
Geologische Übersicht und Problemstellung 20

I. Die Schiefer des Tomüllappens der Adula-Decke

A. Historisches 22
B. Die Bündnerschiefer 24
Stratigraphie 24
1. Schistes lustrés s. str. 24
2. Nollatonschiefer 25
Das Profil der unteren Viamala 26
3. Nollakalkschiefer 28
4. Gruppe der Safierbreccien und -quarzite 29
5. Fazielle Zusammenfassung 31
Tektonik 32
C. Der Flysch der Adula-Decke 34
Lithologische Gliederung 35
a) Das Hauptkonglomerat 35
b) Tonige Kalkschiefer 37
c) Kalke und groblinsige Kalkschiefer 37
d) Sandige Kalkschiefer und Sandsteine 38
Tektonik 38

II. Die Bruschghorn-Schuppe

Stratigraphie 41
1. Kristallin 41
2. Helle, tonige und sandige Kalkschiefer 42
3. Dolomit, Rauhwacken, Gips 42
4. Marmore 44
5. Dunkelgrüne Tonschiefer und Sandsteine 44
6. Weisse Serizitquarzite 44
7. Helle Tonphyllite 46
8. Kalke (Lias ?) 46
9. Stratigraphische Deutung der Horizonte 46
10. Analogien zur Areue-Zone GANSSER's 47
Tektonik 47
Anhang: Kluftmineralien 49

III. Die Gelbhorn-Decke Seite

A. Historisches 49
B. Die Trias-Lias-Zone 51
Stratigraphie 52
1. Trias 52
a) Unterer grauer Dolomit 52
b) Rauhwacken 82
Genetisch-lithologische Bemerkungen 52
c) Exotische Massen in den Rauhwacken 56
d) Helle Dolomite 57
e) Bunte Tonschiefer 57
f) Rhät 58
2. Lias 60
Tektonik 62
C. Die Dogger-Zone 66
Lithologische Gliederung 66
a) Tonphyllite 66
b) Kalkige Breccien 68
c) Kalkschiefer, Kalke, Marmore 68
d) Arkosen, Quarzite und kieselige Breccien 69
e) Tonphyllite 71
Tektonik 72
Die Schuppenzone westlich Muotaulta 76
D. Die Obrist-Zone 77
Definition 77
Stratigraphie 77
1. Gruppe der grünen Marmore 77
2. Tonschiefer und Ölquarzit 79
3. Sandsteine und plattige Quarzite 80
4. Heller Kalk 82
5. Dunkle Kalkschiefer 82
Fazies und Alter der Obrist-Zone 82
Tektonik 83
E. Die Flysch-Zone 86

IV. Zusammenhänge zwischen den Schamser Decken

V. Sedimentpetrographische Untersuchungen

1. Der absolute Gehalt an schweren Mineralien 94
2. Die Beteiligung der verschiedenen Mineralien an der schweren Fraktion . 95
3. Spezielle Mineralbeschreibung 96
a) Zirkon 96
b) Turmalin 96
c) Rutil 97
d) Erze 97
4. Folgerungen 97
5. Vergleich mit anderen Gebieten 98

VI. Rückblick und Ausblick

Literaturverzeichnis 100

Verzeichnis der Textfiguren.

Fig. 1. Obere Partie der Bündnerschiefer im Höllentobel 30
Fig. 2. Gruppe der Safierquarzite im Carnusatal 30
Fig. 3. Profil durch die Bündnerschiefer am Bruschghorn N-Kamm 33
Fig. 4. Flyschzone der Adula-Decke am Zwölfihorn gegen Nollatobel (Beverin E-Grat) 39
Fig. 5. Flyschzone der Adula-Decke am Beverin NW-Grat 39
Fig. 6. Flyschzone der Adula-Decke im Carnusa-Talabschluss 39
Fig. 7. Stratigraphische Profile durch die Bruschghorn-Schuppe 43

Seite
Fig. 8. Die Schuppenzone westlich Muotaulta 45
Fig. 9. Rauhwackeprofil im Mathonertobel 54
Fig. 10. Stratigraphisches Profil durch die obere Trias der Gelbhorn-Decke am Beverin SW-Grat 58
Fig. 11. Runal, Runalpass und Beverin SW-Grat von E 61
Fig. 12. Gipfelpartie der Gelbhorn SW-Wand 63
Fig. 13. Die Stirnregion der Gelbhorn-Decke im West- und Ostschams 64
Fig. 14. Profil durch den Dogger der Gelbhorn-Decke am Piz Tuff W-Grat 67
Fig. 15. Profil durch den Normalschenkel der Dogger- und Obrist-Zone, Alp Nursin . . . 70
Fig. 16. Mikrofossil aus dem Dogger der Gelbhorn-Decke 71
Fig. 17. Gelbhorn von E 73
Fig. 18. Profil durch die Doggerzone der Gelbhorn-Decke, mit Verschuppungen der Bruschghorn-Schuppe, Gelbhorn-N-Grat 75
Fig. 19. Beverin N-Wand 81
Fig. 20. Beverin W-Wand 85
Fig. 21. Profil im Mathonertobel westl. Mathon 88
Fig. 22. Anwachserscheinungen am Turmalin 96
Fig. 23. Tektonische Karte des nördlichen Westschams 1:100000 101

Vorwort.

Auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. Staub, führte ich in den Jahren 1937 bis 1939 die geologische Bearbeitung des Gebietes zwischen Viamala und hinterem Safiental durch, deren Ergebnisse in der vorliegenden Arbeit zusammengefasst sind. Während der Sommermonate wurden die Feldaufnahmen durchgeführt, wobei mir Glas, Mathon, Safien-Talkirch und Thusis als Standquartiere dienten, während im Winter das Material im Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich verarbeitet wurde. Im ersten Sommer wurde speziell die Beveringruppe untersucht und die dabei erhaltenen Resultate zu einer Diplomarbeit an der X. Abteilung der Eidgnössischen Technischen Hochschule in Zürich verwendet.

Mit der Neubearbeitung des Ostschams durch V. Streiff und des südlichen Westschams durch J. Neher lassen sich meine Untersuchungen als Glied in ein umfassenderes Ganzes, die Geologie des Schams, einreihen.

Das Untersuchungsgebiet wird im Osten begrenzt vom Hinterrhein, im Norden durch Nollatobel-Glaspass-Carnusatobel, im Westen durch die Rabiusa und im Süden durch die Linie Höllentobel-P. 2731-Curtinatsch-Fundogntobel-Donath. Da besonders die Südgrenze eine geologisch ganz unnatürliche ist, muss sehr häufig auf die Untersuchungen von J. Neher verwiesen werden. Das Gebiet zwischen Viamala-Schams-Rheinwald-hinterem Safiental-Glaspass-Nollatobel bezeichnen wir dabei der Einfachheit halber mit dem geographisch nicht gebräuchlichen Begriff „Westschams".

Wenn ich diese Promotionsarbeit und damit mein Studium abschliesse, wird es mir zum Bedürfnis, allen denen zu danken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Zu grossem Dank verpflichtet bin ich meinem hochgeschätzten Lehrer Herrn Prof. Dr. R. Staub für das ständig grosse Interesse, das er meinen Arbeiten entgegengebracht hat, für die gründliche Einführung in die Geologie Graubündens durch zahlreiche Exkursionen mit dem Institut und privat, durch persönliche Besuche in meinem Gebiet und durch die zahllosen Hinweise und Anregungen bei der Verarbeitung des Materials. Unter seiner Leitung wurde vom 29. August bis 2. September 1938 eine Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Schamser Decken durchgeführt, wobei ich erstmals Gelegenheit

hatte, meine Untersuchungsergebnisse im Felde einem Kreise von Fachleuten mitzuteilen.

Mein besonderer Dank gilt auch den Herren Prof. Dr. A. JEANNET und Dr. W. LEUPOLD für ihre Bereitwilligkeit, mich jederzeit zu unterstützen und mein Schliff- und Fossilmaterial zu sichten und nach Möglichkeit zu bestimmen; ebenso Herrn Dr. H. SUTER für das immer grosse Entgegenkommen bei meinen Arbeiten im Institut.

Ferner danke ich den Herren Prof. Dr. P. NIGGLI, Prof. Dr. C. BURRI und Prof. Dr. R. L. PARKER für ihre vielen Ratschläge, anregenden Diskussionen und ihre Hilfe bei der Untersuchung von Dünnschliffen und Kluftmineralien, ferner Herrn Dr. A. VON MOOS für seine tatkräftige Unterstützung bei den sedimentpetrographischen Untersuchungen.

Nicht zuletzt danke ich endlich auch meinen Studienkollegen, insbesondere den Herren J. NEHER und Dr. V. STREIFF, mit denen mich manche Stunde intensiver Arbeit und gemeinsames Erleben bündnerischen Hochgebirges eng verbindet, die mich sowohl im Terrain als auch im Institut in kameradschaftlicher Weise mit ihren Arbeitsmethoden und Ergebnissen vertraut machten und damit meine Arbeit weitgehendst förderten.

Und schliesslich gedenke ich dankbar aller meiner lieben Freunde rund um den Beverin, die mich immer uneigennützig aufnahmen und mir mein Untersuchungsgebiet zur zweiten Heimat werden liessen.

Geologische Übersicht und Problemstellung.

Das Penninikum, gegen Norden begrenzt durch das Helvetikum, gegen Süden durch die ostalpine Zone, ist, wie seit langem bekannt, die Zentralzone im Querprofil der Alpen; es stellt in diesem das Gebiet des einstigen geosynklinalen Haupttroges dar, der beidseitig von Schelfgebieten umgrenzt war. Dieses Geosynklinalgebiet ist charakterisiert einerseits durch die Fazies seiner Sedimente, — fehlendes oder rudimentäres Perm, mit wenig Ausnahmen geringmächtige Trias und darüberfolgende Bündnerschiefer in bathyaler bis orogener Fazies und oft sehr grosser Mächtigkeit — und deren durchgehend intensive Epimetamorphose, anderseits durch die Art seiner Tektonik, die mit ihren plastischen Verformungen, Lamellierungen, Verschuppungen und Einwicklungen an Kompliziertheit ihresgleichen sucht.

Die Adula-Decke, die mächtigste, nach R. STAUB nun definitiv tiefpenninische Einheit Westgraubündens, stirnt mit ihrem kristallinen Deckenkern an der Linie Olivone-P. Scharboden-Vals; die dazugehörigen Bündnerschiefer bilden das mittlere Valsertal, das Safiental und den grössten Teil des Domleschg südlich Nundraus, dazu noch weiter östlich gelegene Gebiete bis über Chur hinaus. Im Süden folgen über der deckentrennenden Synklinalzone des Misox die Tambo- und die Suretta-Decke, die nach den regionalen Vergleichen R. STAUB's das Mittelpenninikum repräsentieren. Die Splügenermulde stellt eine sekundäre Deckentrennung zwischen ihnen dar. Aber vor der Stirn des Surettakristallins fehlen die dazugehörigen Bündnerschiefer, wie sie in so grossen Massen vor der Stirn etwa der Adula-Decke angehäuft sind. Sie sind nach V. STREIFF beim späten Vormarsch der Surettadecke im Avers zurückgeblieben, fehlen nach der Auffassung R. STAUB's der Surettastirn überhaupt. Dafür finden wir auf beiden Talseiten des Schams, d. h. unter, vor und über der Suretta-Decke, Sedimentserien auffallender Art, die zu der monotonen Bündnerschieferumgebung in grösstem Gegensatz stehen.

Mächtige, meist auffallend gut gliederbare Triassedimente, z. T. in pseudo-ostalpiner Ausbildung, massige, fossilführende Liaskalke, weisse und grüne Marmore, Quarzite und charakteristische Breccienbildungen sind die typischen Vertreter dieser Serien, die von ZYNDEL erstmals zu einem eigenen tektonischen Element, seinen „Schamser-Decken", zusammengefasst worden sind.

Über diesen Schamser-Serien folgen die Elemente der wieder eintönigeren oberpenninischen Flyschmassen mit spärlicher altmesozoischer Unterlage, die Platta-Decke als höchste penninische Einheit, und schliesslich die ganz anders gearteten Überschiebungsmassen der ostalpinen Zone.

Dem bei uns überall nach Osten gerichteten starken Axialgefälle der tektonischen Einheiten Westbündens haben wir es zu verdanken, dass wir im Westen die tiefsten Strukturelemente, je weiter wir aber gegen Osten wandern, die darauf liegenden höheren Einheiten an der Erdoberfläche vorfinden und damit die Möglichkeit haben, die verschiedenen tektonischen Stockwerke des alpinen Deckenbaues recht nahe nebeneinander studieren zu können.

Unser Untersuchungsgebiet, das nördliche Westschams, wird nun aufgebaut aus zwei sehr verschiedenen Strukturelementen. Ein unterer Komplex von mächtigen Schiefermassen, allgemein als Sedimente der Adula-Decke betrachtet, stellt die „Schieferunterlage der Schamser-Decken" dar. Wenn auch die Detailtektonik dieser Schiefer wegen ihrer intensiven Verfältelungen schwer zu entziffern ist, so können die grosstektonischen Verhältnisse noch als relativ einfach angesehen werden: Die gewaltige Schiefermasse fällt ohne wesentliche Störungen schief nach Südosten ein. Weit unbefriedigender waren jedoch bisher die stratigraphischen Kenntnisse in diesem Komplex, und es war daher eine Hauptaufgabe unserer Untersuchungen, in die scheinbare Einförmigkeit dieser Schiefer eine ordnende Gliederung zu bringen.

Über diesen tiefsten Serien bildet eine dünne Kristallin-Trias-Lamelle, wir nennen sie „Bruschghorn-Schuppe", als Vertreterin des Mittelpenninikums, die direkte Unterlage der mächtigeren, höheren Elemente, der Schamser-Decken.

Diese tektonisch höhere Gruppe von Serien wird in unserem Gebiet vertreten durch die Gelbhorn-Decke. Ihre Trias-Lias-Schichtgruppe war von WELTER, ZYNDEL und WILHELM stratigraphisch zwar schon weitgehend untersucht, barg dagegen noch manche tektonischen Unklarheiten und Rätsel; ihre postliasischen Sedimente werden hier erstmals als Dogger-, Obrist- und Flysch-Zone ausgeschieden. Die beiden andern, von STAUB und neuerdings auch von STREIFF ausgeschiedenen Schamser-Elemente, die Gurschus-Kalkberg-Zone und die Marmor-Zone, reichen nicht so weit nach Norden, als dass sie noch in unserem Gebiet auftreten würden. Ebenso stirnt das Surettakristallin weiter südlich, sodass weder Rofnaporphyr noch Surettatrias bei uns vorkommen.

Es ist unmöglich, in einem so komplizierten Gebiet tektonische und stratigraphische Forschung zu trennen; beides muss im Gegenteil gleichzeitig durchgeführt werden, die Stratigraphie bleibt ohne tektonische Erkenntnis unklar, tektonische Phänomene können ohne eine saubere stratigraphische Gliederung nicht richtig erkannt und erklärt werden. Aber gerade für stratigraphische Gliederungen wirkt die Fossillosigkeit, die mit Ausnahme der Gelbhornsedimente fast alle Serien beherrscht und eigentlich typisch für das schweizerische Penninikum ist, sehr hemmend. Es scheint, dass daher für penninische Serien nach wie vor von der althergebrachten Methode abgewichen werden muss, wonach man einer Schicht nach ihrem bestimmbaren Fossilinhalt ein exaktes Alter zuweist. Wenn in penninischen Schichten bestimmbare Leitfossilien infolge intensiver Metamorphose oder pri-

märer Fossilarmut zu rar sind, um mit ihrer Hilfe eine sichere Altersgliederung aufzustellen, so darf dieser Umstand noch nicht der Grund dazu sein, solche Schichtkomplexe überhaupt nicht als gliederbar zu betrachten. An Stelle der Aufteilung in Fossilzonen tritt bei uns die Gliederung in lithologische Stufen, an Stelle der Fossilvergleiche treten lithologische und fazielle Vergleiche mit möglichst benachbarten Serien, in denen eine Altersgliederung noch mit Fossilien belegt werden kann.

Ebenso schwierige Probleme stellen sich dem Geologen, wenn er versucht, die Serien des Schams als tektonische Einheiten mit den weiter südlich gelegenen kristallinen Deckenkernen in Beziehung zu bringen. Die mesozoischen Sedimente der penninischen Zone sind beim Vorstoss der Decken vielfach von ihrer kristallinen Unterlage abgeschert und separat weit nach Norden geschoben worden, wo sie in mächtigen Komplexen angehäuft sind, während im Süden, zwischen den Deckenkernen, über grosse Strecken nur noch stark ausgewalzte, reduzierte Lamellen als deckentrennende Synklinalzüge zurückgeblieben sind. Die kristallinen Deckenkerne reichen aber nicht in unser Untersuchungsgebiet; es muss daher der Erforschung der südlich anschliessenden Gebiete vorbehalten bleiben, solche grosstektonischen Zusammenhänge in den Einzelheiten endgültig abzuklären.

Ein seit langem akutes Problem ist schliesslich die tektonische Verbindung der beiden Talseiten links und rechts des Rheins im Schams. Zu dessen Lösung kann unser Gebiet einige wichtige Beiträge liefern, und so werden wir im Verlaufe unserer Untersuchungen erkennen, dass die von STREIFF im Ostschams gefundene Erklärung der Schamser Tektonik auch für unser Gebiet weitgehend verwendbar ist.

I. Die Schiefer des Tomüllappens der Adula-Decke (Tomülserie).

A. Historisches.

Schon STUDER (115) beschreibt in seiner klassischen „Geologie der Schweiz" eingehend die Formation der „grauen Schiefer"; er betrachtet sie als jurassisch, stellt aber einen grossen Teil, so vor allem die Prätigauschiefer, zum Flysch. Aber erst gegen Ende des vergangenen Jahrhunderts beginnt ein harter Kampf um die Altersfrage dieser Schiefer.

DIENER (21) betrachtet die Bündnerschiefer als paläozoisch und glaubt, in den Splügener Kalkbergen die darüber erfolgte Triastransgression zu erkennen; die Liaskalke der verkehrten Gelbhornserie gelten für ihn als paläozoische Kalke.

ALB. HEIM (35) untersucht den ganzen Fragenkomplex des Alters dieser Bündnerschiefer von der genau entgegengesetzten Seite aus: Für ihn gilt das liasische Alter dieser Schiefer dank der Belemnitenfunde am Gotthardmassiv in den basalen Partien über der Trias als gesichert, folglich kann er sich vom triasischen Alter der Kalkberg- und Gelbhorndolomite nicht recht überzeugen, obschon er auf der Karte (127) die Bezeichnungen Rauhwacken und Rätidolomit verwendet. Er betrachtet alles als konkordante Serie, wobei die Gesteine der Schamser-Decken „nur ein Fazieswechsel innerhalb des Bündnerschiefers sind, der selbst von der Trias bis in den Malm hinein anhalten kann". Als ausgezeichneter Beobachter kartiert er (127) bereits Details, die späteren Aufnahmegeologen wieder entgangen sind. Im Nollatobel scheidet er die schwarzen, kalkarmen Tonschiefer speziell aus.

Die vorzüglichen, stark petrographisch orientierten Untersuchungen von C. SCHMIDT (78) stellen grundlegende Forschungen der Bündnerschieferpetrographie dar, besonders was das Verhältnis der „grünen Schiefer" zu den sedimentären Gesteinen betrifft.

ROTHPLETZ (76) unterscheidet zwischen älteren, paläozoischen Bündnerschiefern, zwischen Gneis und Trias der Splügener Kalkberge liegend, und jüngeren, jurassischen Schiefern, die über der Trias liegen. Auf seiner Karte trennt er auch Kalkschiefer von Tonschiefern, ähnlich wie HEIM.

STEINMANN (111) vertritt, ähnlich wie lange vor ihm allerdings schon STUDER, teils auffallend moderne Ansichten: Die Bündnerschiefer sind nach ihm posttriasisch und lassen sich in einen unteren, älteren Teil, und einen oberen, kretazischen bis tertiären Flysch gliedern.

Mit der Erkenntnis des alpinen Deckenbaues, vor allem durch H. SCHARDT, M. LUGEON u. A. kann endlich die Lagerung von Trias auf jüngeren Schiefern als Liegendem relativ einfach erklärt werden, womit die Stimmen über deren paläozoisches Alter langsam verstummen. Dafür taucht nun die Frage nach ihrer oberen Altersbegrenzung auf.

C. SCHMIDT (80) sucht die Flyschbildungen des Prättigaus und Schanfigg auch weiter im Westen zu finden und betrachtet „die Kalkphyllite der Viamala" (in denen er Foraminiferenreste gefunden hat) „als identisch mit den sogenannten Tristelbreccien im Prätigau bei Küblis".

WELTER (12), der als erster unser Gebiet im Masstab 1:50000 kartierte, scheidet im gesamten Bündnerschieferkomplex keine speziellen Horizonte aus. In der Beschreibung erwähnt er aber schon eine Gliederung in tonige, kalkige und sandig-kieselige Niveaux. Er kennt Breccienhorizonte, die er mit Tristelbreccien parallelisiert und gibt dem Ganzen jurassisches bis kretazisches Alter, wobei er sich auf die Fossilfunde C. SCHMIDT's stützt.

ZYNDEL (125) sieht im Dolomitzug wesentlich des Bruschghorns eine tektonische Trennungslinie; die höheren Schiefer der Beveringruppe scheidet er als erster von den tieferen Schiefern der Adula-Decke ab.

R. STAUB (85, 86, 128) stellt die grossen tektonischen Verbindungen im Raume der südöstlichen Schweizeralpen her. Im Querprofil durch die Alpen wird die Faziesentwicklung eingehend studiert und die Deckenstirnen als wichtigste Geantiklinalgebiete charakterisiert. Das grundlegende Studium der Ophiolithverteilung in den Bündnerschiefern (97) führt zur Aufstellung der Regel, dass in den wurzelnahen Gebieten die basischesten, peridotitischen, in den nördlicheren Teilen der Decken die saureren, gabbroiden Glieder als Differentiationsprodukte der Ophiolithlakkolithe auftreten; die Deckenstirnen bleiben nach R. STAUB fast oder ganz ophiolithfrei.

ROOTHAAN (75) gelingt es, die obersten Teildigitationen der Adula-Decke deutlicher auszuscheiden; er definiert den Tomüllappen. Beim Studium der Bündnerschieferstratigraphie gelangt er zur Formulierung seiner „Panliastheorie", d. h. postliasische Gesteine sollen dem Bündnerschiefer der Adula-Decke fehlen. Bereits im Dogger machen sich nach ihm weitgehende Überschiebungen im penninischen Raume bemerkbar und müssen die weitere Sedimentation einer „série compréhensive", wie sie bereits von C. SCHMIDT, ferner vor allem durch P. TERMIER, postuliert worden war, verunmöglichen. Ein eifriger Verfechter ähnlicher Theorien ist auch JENNY (43), der diese Gedankengänge noch weiter auszubauen versucht.

Mit bezwingender Grosszügigkeit verfolgt STAUB in seinem „Bau der Alpen" (98) das bündnerische Penninikum in die West- und Ostalpen. In Karte und Profilen (131) wird der gewaltige Bündnerschieferkomplex in seiner tektonischen Lage eindrucksvoll zur Umgebung in Beziehung gebracht. Ebenso wie ZYNDEL trennt er den Beverin-Oberbau von den Schiefern der Unterlage ab (131, Profil 15) und verbindet diese Trennungslinie mit dem Gneis der Burgruine Splügen, wie er das übrigens schon 1921 im Profil durch die westlichen Ostalpen in ALB. HEIM's Geologie der Schweiz (36) getan hatte.

KOPP (47, 49) studiert die nordöstlichen Teile der Adulamasse und versucht, deren oberste Digitation, den Tomüllappen, nach unten abzugrenzen und gegen Osten bis ins Prättigau zu verfolgen. Er unterscheidet darin lithologisch von unten nach oben graphitführende Kalkschiefer und Sandkalke (Tomülschiefer), blauschwarze Tonschiefer (Nollaschiefer) und sandige Kalkschiefer.

G. SCHUMACHER (82) untersucht das Domleschg. Jene Bündnerschiefer können nach ihm nicht weiter lithologisch gegliedert werden, dagegen wird die Masse des Stäzerhornflysches weiter untergeteilt und gegen die liegenden Bündnerschiefer neu abgegrenzt.

Die Neuaufnahme des Schams durch WILHELM bringt in einer Spezialkarte (134) in reichem Masse neues Material im Gebiete der Schamser-Decken. Die Schieferunterlage konnte dabei leider nur relativ kursorisch untersucht werden. Neu ist bei WILHELM die Ausscheidung einer „Beverinserie", zu der im Westschams alles zwischen Nollaschiefer und verkehrtem Gelbhornlias Gelegene zusammengefasst wird, ein Versuch, dessen Berechtigung durch die viel älteren Auf-

nahmen ZYNDELS bereits sehr in Frage zu stellen gewesen wäre, und die auch durch die jüngsten Untersuchungen erneut widerlegt wird[1]).

Die Studien LEUPOLD's (54) im Flysch des Ultrahelvetikums und der Niesenzone führen ihn zur Vermutung einer starken, gosauischen Faltungsphase des Penninikums und „einer transgressiven Lagerung des oberkretazischen Prättigauflysches gegenüber den penninischen Stammdecken Südbündens in der Gegend zwischen Stätzerhornkette und Schams".

R. STAUB (108) beschreibt Spezialausbildungen der Bündnerschiefer im hinteren Safiental und vergleicht jene Profile, in welchen er eine normale Folge von Lias, Dogger, Malm und Kreide erkennt, nach ihrer Lage unter dem mittelpenninischen Briançonnais von Tambo-Suretta-Stirn mit dem Subbriançonnais der Westalpen. Er betont nachdrücklich den Flyschcharakter des Beveringipfels, die transgressive Auflagerung des Flysches auf den Bündnerschiefern der Adula-Decke und die Tatsache, dass der Flyschkomplex der südlichen Lenzerheide im Schams sich in einzelne Flyschzonen auflöst, die den einzelnen Schamser Elementen als ihrer Unterlage zugeordnet werden können, dass also der penninische Flysch nicht ausschliesslich nur der Margna-Decke angehören kann. Die Auffassung von LEUPOLD (54) über den weitgehend „postflyschen" Zusammenschub des Penninikums wird damit weiter ausgebaut und bekräftigt (siehe auch schon 97 und 103).

GANSSER (27) unterwirft die Bündnerschiefer im Raum der Tambostirn eingehenden tektonischen und vor allem petrographischen Studien; seine sorgfältigen Aufnahmen sind grundlegend für die tektonische Zuordnung der nördlicher gelegenen Elemente zu den Deckenkernen.

Schliesslich beschreibt STREIFF (114) in seiner Arbeit über das Ostschams auch die Schieferunterlage, die allerdings nur noch in der äussersten NW-Ecke seines Gebietes auftritt. Er kann die 1938 nach der Schamser Exkursion der S.G.G. erstmals veröffentlichte Angabe der genauen Grenze zwischen Bündnerschiefern s. str. (Viamalaschiefer) und darüber transgredierendem Flysch (Tomülflysch) im Schams bestätigen und diese Grenze über Viamala und Muttnerhöhe bis zur Albula NW der Station Solis verfolgen, wodurch die Verbindung mit den Konglomeraten von SCHUHMACHER's „Grenzhorizont" (82) der Stätzerhornkette mit unserem „Hauptkonglomerat" (40) des Westschams hergestellt ist.

B. Die Bündnerschiefer.

STATIGRAPHIE.

1. Schistes lustrés s. str.

Das tiefste Schichtglied der mächtigen Schieferunterlage ist in unserem Gebiet ein ophiolithführender Kalkglimmerschiefer, der von KOPP (47) und WILHELM (122) als „Tomülschiefer"[2]) bezeichnet wurde. Es handelt sich um graublaue, pigmentreiche, relativ schwach tonige Kalkschiefer, deren Metamorphose stärker als in höheren Serien ist; die Tonhäute sind stark serizitisiert, die Kalklagen marmorisiert, die mechanische Verknetung ist eine sehr intensive.

Ihre untere Grenze ist in unserem Gebiete nicht mehr vorhanden, sie liegen erst westlich des Safientales penninischer Trias auf. Nach oben gehen die ziemlich tonarmen, oft auch etwas sandigen Kalkschiefer in guten Aufschlüssen ohne scharfe Grenze in die schwarzen, kalkarmen bis kalkfreien Nollatonschiefer über (Nollaschiefer von HEIM, STAUB, WILHELM), die das unterste Schichtglied der Viamalaschiefer darstellen.

---

[1]) Um Unklarheiten und Verwechslungen auszuschliessen, wollen wir im folgenden die Begriffe „Beverinserie" und „Beverinschiefer" nicht mehr verwenden. WILHELM's „Beverinserie" ist z. T. schon in den obersten Viamalaschiefern, dann im Tomülflysch und in der Dogger-, Obrist- und Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke unserer neuen Gliederung dieses Gebietes enthalten.

[2]) Um Verwechslungen dieser „Tomülschiefer" mit andern Schiefern des Tomüllappens zu vermeiden, werden diese Schiefer hier als „Schistes lustrés s. str. des Tomüllappens" bezeichnet.

Konkordant in die Schistes lustrés eingelagert sind Ophiolithe, im SW (ausserhalb unseres Gebietes, am Bärenhorn und Piz Tomül) als mächtige Züge, gegen NE seltener werdend und zu dünnen Linsen ausgezogen. Sie sind in unserem Gebiete als dünne Grünschieferzüge, bes. Prasinite, ausgebildet, basischere Glieder fehlen.

Gansser (27) hat die Ophiolithe der Misoxer Zone ausführlich beschrieben, ferner wird auch Nabholz im Bärenhorngebiet diese Gesteine bearbeiten, sodass an dieser Stelle von einer detaillierten Beschreibung Umgang genommen wird.

Als Kontakterscheinungen sind an der Grenze Grünschiefer/Kalkschiefer stellenweise hellgraue bis weisse, oft serizitreiche Marmore entstanden, die mehrere Meter mächtig sein können. Häufig diente die Grenze Grünschiefer/Kalkschiefer als sekundärer Gleithorizont. Im Carnusatobel konnten sehr epidotreiche, finger- bis armdicke Ophiolith-Apophysen festgestellt werden, die zu Dutzenden den Kalkschiefern in der Umgebung des Hauptgrünschieferzuges fast konkordant eingelagert sind.

Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes kann über das Alter dieser Schistes lustrés wenig ausgesagt werden. Nach Wilckens (123) und Kopp (47) liegen sie, im Valsertal und am Bärenhorn mit Breccien- und Quarzithorizonten beginnend, in stratigraphischem Verband über sicherer Trias, wodurch eine Zuordnung zum Lias als natürlich erscheint, was übrigens für alle alpinen Schistes lustrés gilt. (Wallis, Bünden, Tauern, Piement.) Die von Nabholz begonnenen Untersuchungen dieser Schiefer zwischen Vals und Safien dürften neue Ergebnisse in lithologischer wie stratigraphischer Richtung liefern.

2. Nollatonschiefer.

Alle über den Schistes lustrés liegenden Schichtgruppen ziehen vom Safiental über Glaspass und Beverin in die Viamala und werden dort seit langem Viamalaschiefer genannt; ihre unterste Gruppe sind die Nollatonschiefer.

Schon Alb. Heim (127) hat auf Blatt XIV im Gebiet der Nolla „schwarze Bündnerschiefer" ausgeschieden. Diese Nollatonschiefer erscheinen in einer Mächtigkeit von etwa 600—700 m über den Schistes lustrés und entsprechen dem tieferen Teil der von Wilhelm kartierten „Nollaschiefer" der Schamser Karte (134). Sie gehen nach unten ohne scharfe Grenze in die liegenden Schistes lustrés über, nach oben in tonärmere Kalkschiefer, die ich von den Tonschiefern trenne und „Nollakalkschiefer" heisse. Die Nollatonschiefer, entsprechend ihrem petrographischen Charakter, bilden meistens eine morphologische Depressionszone mit weichen Formen; der südliche Heinzenberg von Masein bis Glas und die auffallend flachen Alpterrassen von Verdusalp bis Kühberg auf der rechten Seite des hintern Safientales liegen in dieser Zone.

Die ganze Gesteinsserie ist lithologisch von ermüdender Monotonie: Graue und schwarze, glänzende Tonschiefer, häufig mit einem ganz geringen Kalkgehalt, bilden die Hauptmasse. Nur selten ist der Tonschiefer so rein, dass er mit HCl überhaupt nicht braust, er ist dann fast metallisch glänzend und infolge seines Limonitgehaltes oft rostig anwitternd. Dass diese Gesteine zu intensiven Verfältelungen und Clivageerscheinungen geradezu prädestiniert sind, versteht sich. Solche Erscheinungen sind fast an jedem Handstück zu beobachten, während sie im Grossen viel weniger zur Geltung kommen, weil markant herauswitternde Spezialschichten, an denen der Faltenverlauf gut sichtbar wäre, fehlen. Auffallend ist ferner an gewissen Horizonten der Reichtum an Pyritkristallen, die in haselnuss-

grossen Würfeln, durch die mechanische Beanspruchung oft stark deformiert, zu Dutzenden die schwarzen Schieferplatten bevölkern. Albitreiche Knötchenschiefer, sog. Albitphyllite, wie sie von GANSSER (27) aus der obern Uccellozone beschrieben werden, konnten nicht gefunden werden. Untergeordnet treten in dünnen Lagen tonige Kalkschiefer auf; sie sind in der Farbe heller und gegen Verwitterung widerstandsfähiger als ihre Umgebung.

In den oberen Partien des Nollatonschieferkomplexes erscheinen schliesslich kalkige und sandige Gesteine. Ihre schönste Entwicklung zeigen sie in der Viamala, wo sie die imposanten Kieselkalkwände von Hohen Rhätien und Crapteig bilden. Es sind relativ massige Kieselkalke, oft stark an Hauterivien-Kieselkalk des Helvetikums erinnernd, teilweise mit noch wesentlich grösserem Kieselgehalt. Der Tongehalt ist gering und konzentriert sich auf vereinzelte cm bis dm dünne Tonschieferlagen. Durch Abnahme des Karbonatgehaltes kann der Kieselkalk in eigentliche Sandsteine übergehen; sie wittern braun an, mit grünlicher Schichtfläche, sind gleichmässig gebankt und stark orthogonal geklüftet; der Dünnschliff lässt einen kalkhaltigen, limonitreichen Quarzsandstein erkennen. R. STAUB glaubte sie aus diesen Analogien heraus zur Kreide stellen zu sollen.

Das Profil der untern Viamala.

Zwischen nördlicher Viamala und der Rinne von Übernolla finden wir folgende Verhältnisse:

Über die schwarzen Tonphyllite südlich der Nollabrücke in Thusis legt sich ein erstes Kieselkalkband, dasjenige von Hohen Rhätien. Die Grenze Tonphyllit/Kieselkalk ist sekundärer Bewegungshorizont, die Aufschiebungsfläche fällt mit ca. 25—30° gegen SSE. Eine tiefere, sandige Partie unterscheidet sich deutlich von einer höheren, kalkigeren. Die Sandsteine sind im Bruch hellgrau bis hellbräunlich, oft auch dunkel getüpfelt, meistens so grobkörnig, dass man die einzelnen Quarzkörner von blossem Auge erkennen kann. Die Schichtflächen zeigen hellolivgrüne Glimmerlagen. Ihre Textur ist meistens stark schieferig, lokal kann sie aber noch ziemlich grobplattig sein. Nicht selten findet man die Sandeinschwemmungen auf dünnen Lagen angereichert, die mit kalkreicheren wechsellagern, wobei sich in der Anwitterung die sandigeren Partien deutlich von den kalkigeren durch ihre hellere Farbe und geringere Verwitterbarkeit unterscheiden. (Ganz analoge Erscheinungen finden wir auch im Lias der Gelbhorn-Serie, in sandigen Flyschkalken und andernorts.) Gegen oben werden die Gesteine typisch kieselkalkig, die Korngrösse des Quarzes nimmt ab, der Bruch wird dunkler und deutlich muschelig. Dünne Lagen von schwarzen Tonphylliten, an denen man erst richtig den wirren Verlauf der Verfaltungen erkennen kann, werden immer häufiger. Dieses untere Band von Hohen Rhätien quert beim Elektrizitätswerk den Rhein, bildet die Wände über dem Belvédère und zieht westlich der alten Rheinrinne von Übernolla gegen die Ruine Ober Tagstein.

An nur schwach gestörten Stellen erkennt man, wie die Grenze gegen die hangenden Tonschiefer keine scharfe ist. Über den Kieselkalken folgt eine Wechsellagerung von miteinander stark verkneteten Tonschiefern und Kalkschiefern, denen in ihrem oberen Teil dicke Linsen von Sandkalk eingelagert sind. Nach oben tritt der Kalk zurück, und bei Punkt 808,4 an der Viamalastrasse finden wir nur noch vereinzelte Kalklinsen in den Tonphylliten.

Das darüber folgende Kieselkalkband, an seiner Basis wieder mit einem sekundären Gleithorizont, zeigt dieselbe Ausbildung der Gesteine wie das untere. Längs der Viamalastrasse treten die Sandsteine zwar infolge tektonischer Unregelmässigkeiten stark zurück, doch sind sie im oberen Crapteigwald wieder sehr reichlich vertreten. Dieses zweite Band, das sich vom Ausgang der Schynschlucht über St. Albanus in den südlichen Teil des Verlorenen Lochs verfolgen lässt und dann die oberen Wände des Crapteig bildet, zieht über die Bänder westlich der Furche Rongellen-Übernolla gegen die Ruine Ober Tagstein und scheint sich dort mit dem unteren Kieselkalkzug zu vereinigen. Die intensiven Verfaltungen sind zu kompliziert, als dass ihr Verlauf in den dichten Waldungen genau verfolgt werden könnte.

Auf grosse Strecken durch Gehängeschutt und Moränen bedeckt, erkennt man die westlichen Ausläufer dieser im Osten so imposanten Bänder noch im

Kaltenbrunnentobel westlich Saisa auf ca. 1450 m und schliesslich im Drostobel auf ca. 1550 m, wo ein noch ca. 20 m mächtiges Band von plattigem, sandigem Kieselkalk, bräunlich anwitternd, mit hellen Tonhäuten auf der Schichtfläche, mitten in kalkarmen, stark verfalteten Tonschiefern liegt. Gegen Westen nimmt der Grad der Verschieferung zu, die Mächtigkeit wird immer geringer, die eigentlichen Kieselkalke treten zugunsten der Sandsteine zurück, bis schliesslich der ganze Horizont als solcher kaum mehr zu erkennen ist.

Bei Glas und im Safiental erscheinen in den obersten Partien der Nollatonschiefer Sandsteine und Quarzite als dünne Einschaltungen. Entsprechende Erscheinungen, d. h. die stratigraphische Vergesellschaftung von Tyonphylliten mit Quarziten, treffen wir noch verschiedentlich in unserem Gebiet an. Dünne, dezimeter- bis meterdicke Schichten von braunen, massigen, kalkfreien Quarziten oder rauhen, ziemlich grobkörnigen, kalkhaltigen Sandsteinen wechsellagern mit den Tonphylliten, treten aber gegenüber diesen quantitativ weit zurück. Im Dünnschliff fällt die völlige Frische des Quarzes auf, undulöse Auslöschung und Mörtelkränze fehlen, die Metamorphose dieser in einer weichen, plastischen Umgebung eingebetteten Schichten ist deutlich geringer als diejenige ähnlicher Gesteine in tieferen oder höheren Zonen.

Ferner treten im Übergang zur Hangendserie, den Nollakalkschiefern, graue Tüpfelschiefer auf: Makroskopisch erkennt man einen grobkristallinen, rauhen, sandigen Kalkschiefer mit schwarzen, ca. 1 mm grossen Tüpfeln. Der Dünnschliff zeigt vorherrschenden, grobkörnigen Kalzit, sehr feinkörnigen, in den Spickeln des Kalzites angereicherten Quarz und schliesslich ein schwarzes, staubfein verteiltes Pigment, das auf ganz unabhängig von den Kalzitkristallen begrenzte Flächen beschränkt bleibt und in der Anwitterung die dunklen Tüpfel hervorruft. Irgendwelche Echinodermenstrukturen konnten nicht festgestellt werden.

Die Grenze gegen die nächst höhere Schichtgruppe, die Nollakalkschiefer, bildet im allgemeinen ein Übergang, indem sich immer kalkigere Elemente in den Tonschiefer einstellen und mit den oben beschriebenen Quarziten, Sandsteinen und Tüpfelschiefern in die tonärmeren Kalkschiefer überleiten. Im Safiental finden wir dagegen einen solchen Kalkschieferzug nach unten und oben durch gerade Linien von den Tonschiefern abgegrenzt; parallel dazu verläuft 30 m höher, ebenso markant und auffallend regelmässig, die obere Begrenzungslinie der Tonschiefer (siehe Fig. 3). Wahrscheinlich ist diese Abnormität der sehr scharfen Schichtbegrenzung in jener Gegend auf sekundäre Gleitflächen zurückzuführen, die sich an der Grenze Tonschiefer-Kalkschiefer relativ leicht bilden konnten.

Schliesslich müssen wir noch nach dem möglichen Alter dieses Schichtkomplexes fragen. Fossilien sind bis jetzt keine gefunden worden, was bei diesem Grad der mechanischen Beanspruchung nicht verwundert. Allerdings meldet C. Schmidt (80) aus der Viamala Funde von Foraminiferenresten; leider konnte ich deren genauen Fundort nicht eruieren, so dass ihre Zuteilung zu einer bestimmten Schicht nicht möglich ist; da sie aber nicht bestimmt werden konnten, sind sie von geringerer Bedeutung. Aus dem lithologischen Charakter allein ist eine eindeutige Altersbestimmung noch nicht möglich, gibt es doch in den Alpen in verschiedenen Stufen ähnliche Tonschieferablagerungen. In der „Zone des cols" zeigt das fossilführende Aalénien eine sehr auffallende lithologische Ähnlichkeit mit diesen Tonschiefern, was Staub (108), auch im Zusammenhang mit den oberen Schistes lustrés-Zonen des Avers, betont hat.

Aus der konkordanten stratigraphischen Lagerung über den wohl sicher liasischen Schistes lustrés kann auch am ehesten ein solches Doggeralter abgeleitet werden. Die Frage, ob die Kieselkalke der Viamala von gleichem Alter sind wie die sie umgebenden Tonschiefer, kann nicht vorbehaltlos bejaht werden. Tatsächlich erinnert eine solche kieselige Fazies in dieser Mächtigkeit eher an Kreidesedimente. Anderseits fehlen uns tektonische Anhaltspunkte zur Erklärung solcher Unregelmässigkeiten, wie sie Kreidekomplexe inmitten des Doggers bedingen würden, sodass ich vorläufig die Kieselkalke der Viamala doch auch als Vertreter des Doggers betrachte.

3. Nollakalkschiefer.

Die Nollatonschiefer werden überlagert von einem mindestens ebenso mächtigen Schieferkomplex von ausgesprochenem kalkigen Charakter, wir nennen diese Zone „Nollakalkschiefer". Sie baut zur Hauptsache die schroffen Westabstürze von Gelbhorn, Bruschghorn und Beverin auf, die über den weicheren Formen der Nollatonschiefer markant zur Geltung kommen.

Betrachtet man das Gesamtprofil dieser Schichtgruppe, so lässt sich eine leichte Abnahme des Tongehaltes von unten nach oben feststellen. Zur Hauptsache handelt es sich um graue Kalkschiefer mit dunklen Tonhäuten auf der Schichtfläche. Die ganze Gesteinstextur ist linsig, indem die einzelnen Kalkbändchen auskeilen und nicht auf Distanz zu verfolgen sind; dazu gesellen sich noch intensive Verfältelungen, wie sie in den schon besprochenen liegenden Schichten auch auftreten. Der Tongehalt ist im wesentlichen ziemlich gering; nur lokal können Tonzwischenlagerungen so mächtig werden, dass solche Partien schwer von etwas kalkigeren Partien der liegenden Tonschiefer zu unterscheiden sind. Allgemein zeigen diese Kalkschiefer einen ähnlichen Charakter wie die liasischen Schistes lustrés, mit Ausnahme allerdings der merklich geringeren Metamorphose.

Über solchen tonigen Kalkschiefern folgen im Safiental gebankte, helle, massige Kalke, die eine Mächtigkeit bis zu 30 m erreichen können (siehe Fig. 1). Ihre Farbe ist in der Anwitterung graubraun, im Bruch hellgrau. Die Marmorisierung ist weit fortgeschritten, das Korn ist grob und gleichmässig. Im Gegensatz zur Umgebung ist die Textur absolut massig. Die Bankung wird von unten nach oben gröber. Diese Gesteine sind zuerst von Staub (108) beschrieben und nach ihrem Vorkommen in den Wänden unterhalb des Bodenhorns und am Krachen im hintersten Safiental von ihm als Safierkalke bezeichnet worden. Sie ziehen gut sichtbar vom Safierberg gegen das Bodenhorn und sind unter dem Gelbhorn zum letzten Mal noch gut festzustellen. In den kaum zugänglichen Westwänden des Bruschghorns konnte ich sie nicht mehr finden. Auch Staub (108) lässt sie nordwärts auskeilen.

Am Nordkamm des Bruschghorns konnten noch in entsprechenden Horizonten ähnlich aussehende Kalkbänke festgestellt werden, die allerdings bei weitem nicht die Mächtigkeit der Safierkalke aufweisen. Im allgemeinen konstatiert man da, wo der Safierkalk fehlt, was im ganzen östlichen und nördlichen Gebiet der Fall ist, in den Kalkschiefern eine Abnahme des Tongehaltes gegen oben, wodurch diese heller werden; auch sind sie dann grobschieferiger, so dass Kalkbänklein bis zu 1 m Dicke auftreten können. Solche ziemlich tonarmen und daher relativ hellen Kalkschiefer bilden die Wände der oberen Viamala bei der unteren Brücke und im südlichen Teil der Galerie; sie sind seinerzeit von Wilhelm auf der Schamser Karte ausgeschieden, aber zu Unrecht den tieferen Kieselkalkhorizonten gleichgestellt worden.

Über das Alter der Nollakalkschiefer ist folgendes zu sagen: Aus der stratigraphischen Lage ist die sichere Folgerung abzuleiten, dass sie jünger als die liegenden Tonschiefer sind, anderseits sind sie aber sicher älter als die hangende Gruppe der Safierquarzite und -breccien, die ich als kretazisch betrachte, was später dargetan werden soll. Daraus würde sich als Alter für diese Nollakalkschiefer Malm ergeben. Insbesondere erinnert aber auch der lithologische und fazielle Charakter der hellen, massigen Safierkalke sehr an das fossilführende Tithon der Falknis- und Sulzfluhserie, worauf STAUB (108) nachdrücklich hingewiesen hat.

4. Gruppe der Safierbreccien und Safierquarzite.

Als oberste Bündnerschieferschichten des Tomüllappens finden wir schliesslich eine petrographisch weniger einheitliche Schichtfolge von Kalk- und Tonschiefern in Wechsellagerung mit verschiedenen Breccienhorizonten und Sandstein- bis Quarzitbänken. Diese Schichtgruppe wurde von mir früher mit dem nicht ganz einwandfreien Namen „Nollakieselschiefer" bezeichnet (40).

Die untere Grenze legen wir in das Dach der Safierkalke; wo diese fehlen, ziehen wir sie durch die Basis der tiefsten Breccien- oder Sandsteinhorizonte. Die obere Grenze wird dargestellt durch die fast überall scharf ausgebildete Fläche der Flyschtransgression.

Dieser Schichtkomplex, der im Safiental eine Mächtigkeit von etwa 200 m erreicht und mit seinen Quarzitbänken rund um das Bruschghorn herum gut verfolgbare Felswände bildet, wird nach NE immer unansehnlicher; die untere Grenze wird sehr undeutlich und nur noch gering mächtige Quarzit- und Sandsteinbänke unter dem Flysch deuten darauf hin, dass der Horizont doch noch vorhanden ist.

Die ganze Gruppe der Safierbreccien und -quarzite lässt sich von oben nach unten wie folgt weiter gliedern:

c. Quarzite (Safierquarzite), braun-grünlich, meistens mit noch geringem Kalkgehalt, vergesellschaftet mit schwarzen Tonphylliten.

b. Sandsteine, kieselige Kalkschiefer, Tüpfelschiefer, Sandkalke, durchgehend stark geschiefert.

a. Tonfreie Kalkschiefer mit Breccieneinschwemmungen (Safierbreccien).

Im hinteren Safiental, unter dem Gelbhorn, erscheinen unmittelbar über den massigen Safierkalken mehrere mit Kalkschiefern wechsellagernde, einige m mächtige Breccienbänke. Das Bindemittel ist vorwiegend kalkig mit mässigem Sandgehalt; die Komponenten, in der Regel 1—20 mm gross, sind in den höhern, d. h. jüngeren Partien hauptsächlich dunkle Kalke, ocker anwitternde Dolomite, Glimmerblättchen, in den tieferen Horizonten vorwiegend Quarzite und Quarze. Durch die starke mechanische Beanspruchung ist das Gestein stark verschiefert; alle Komponenten der unteren Bänke zeigen mehr oder weniger Linsenform; Tonhäute sind serizitisiert worden.

Diese Breccienhorizonte, die im Süden, im Höllentobelprofil sehr deutlich ausgebildet sind (siehe Fig. 1), erscheinen am Nordkamm des Bruschghorns nur noch sehr spärlich; ihre Komponenten sind wesentlich feiner. Am Beverin finden wir im entsprechenden Niveau hauptsächlich nur noch grobe Tüpfelschiefer, die vielleicht als metamorphe Fazies einer Mikrobreccie zu erklären sind; eigentliche Breccien sind selten und immer sehr fein. In der Viamala habe ich deutliche Breccienhorizonte, die den Safierbreccien stratigraphisch entsprechen könnten, nicht mehr angetroffen.

Aus dieser Verteilung müssen wir schliessen, dass die Geröllschüttung aus Süden bis Südwesten kam; das grobdetritische Material vermochte im SW, am Safierberg, noch einen speziellen stratigraphischen Horizont zu bilden, während im NE, in der Viamala, das feine Material in grösserer Meerestiefe dies nicht mehr imstande war. Ähnliche Verhältnisse der Faziesverteilung haben wir schon im Vorkommen der Safierkalke angetroffen und werden sie auch noch in anderen Elementen vorfinden.

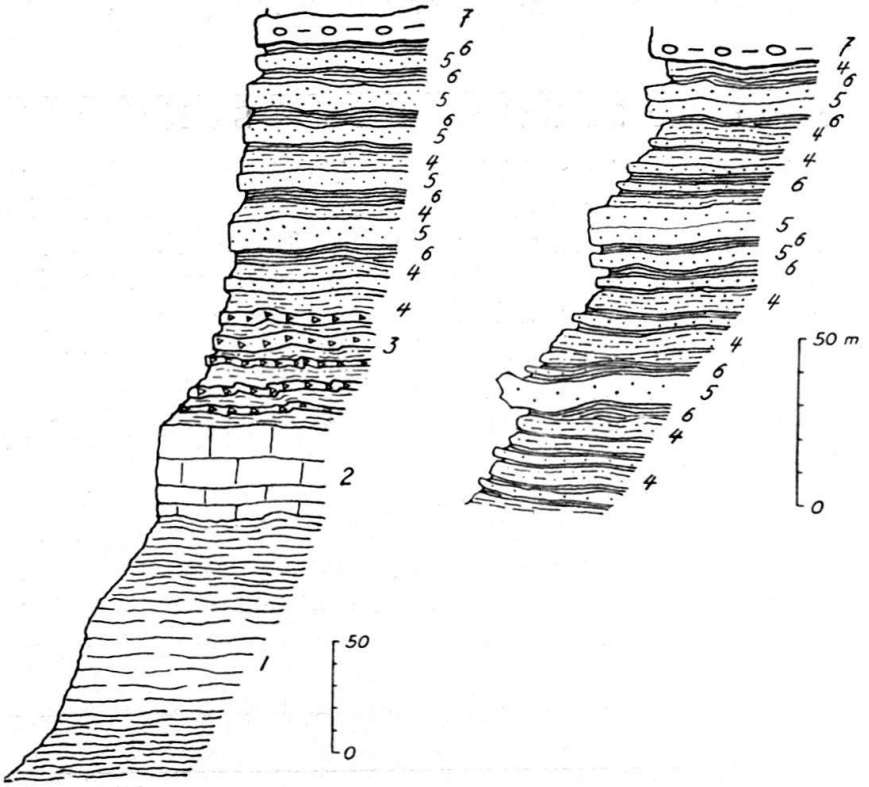


Fig. 1 Fig. 2

Fig. 1. *Obere Partie der Bündnerschiefer im Höllentobel (Hinteres Safiental).*

Fig. 2. *Gruppe der Safierquarzite im Carnusatal.*

1 Tonige Kalkschiefer.
2 Heller, massiger Kalk, „Safierkalk".
3 Feine, kalkige Breccien, „Safierbreccien".
4 Sandige Kalkschiefer, Tüpfelschiefer.
5 Quarzite und kalkarme Sandsteine.
6 Schwarze Tonschiefer.
7 Basiskonglomerat des Flysches, „Hauptkonglomerat".

Überall, auch da, wo eigentliche Breccieneinschwemmungen noch nicht gefunden wurden, gehen die Kalkschiefer nach oben über in eine Wechsellagerung von sandigen Tüpfelschiefern, kieseligen Mikrobreccien, Sandkalken und Sandsteinen mit tonarmen Kalkschiefern. Den Abschluss bilden eigentliche Quarzite in Gesellschaft von schwarzen Tonphylliten.

Während die Breccienniveaux nur im Safiental deutlich ausgebildet sind, ziehen die Sandstein- und Quarzithorizonte auch nach Nordosten durch, wo sie über der Viamala bis östlich Lohn noch deutlich festzustellen sind. Lokales Fehlen, wie z. B. am Beverinweg, ist auf tektonische Ausquetschung zurückzuführen.

Diese Quarzite bilden bis 30 m mächtige Gesteinszüge; sie sind von brauner bis oliver Farbe, auffallend orthogonal geklüftet und zeigen häufig noch einen

geringen Kalkgehalt, der sie mit HCl leicht brausen lässt. Sie werden immer begleitet von tiefschwarzen, kalkfreien, glänzenden Tonphylliten. Diese haben sozusagen durchwegs als sekundäre Gleithorizonte gedient, so dass die einzelnen Quarzitbänke leicht gegeneinander verschoben wurden. Im Talabschluss des Carnusatales, unter dem Piz Tuff, konnte eine mindestens fünffache Wiederholung von Tüpfelschiefer-Quarzit-Tonphyllit-Serien festgestellt werden, wobei gerade diese Tonphyllite immer als Gleitmittel für intensive Differentialbewegungen gedient haben (siehe Fig. 2).

Zwischen den Profilen im SW (Safien) und NE (Beverin-Viamala) können von SW nach NE folgende Faziesdifferenzen festgestellt werden: Abnahme der Gesamtmächtigkeit, Auflösung in einzelne dünne Quarzitbänke mit mächtigeren Schieferzwischenanlagerungen, Zunahme des Anteils an schwarzen Tonphylliten.

Diese Schichtgruppe der Safierbreccien und -Quarzite wird überlagert von Flysch, der ihr mit grobem Basiskonglomerat aufliegt. Es ist anzunehmen, dass zwischen Flysch und Liegendem eine Schichtlücke vorhanden ist; wegen der rein sedimentären Natur der Komponenten des Flysch-Basiskonglomerates scheint diese allerdings nicht sehr gross zu sein. Direkte Altershinweise für den Flysch haben wir keine; analog zum Prättigauflysch, mit dem er über die Lenzerheide in direkter Verbindung zu stehen scheint, dürfen wir ihn aber als oberkretazisch bis alttertiär betrachten.

Damit kann den Safierquarziten etwa mittelkretazisches, den darunter folgenden Breccienhorizonten vielleicht unterkretazisches Alter zugesprochen werden. Vergleichen wir die Fazies mit jener der Falknis-Decke, die wegen ihrer guten Gliederung immer wieder zu Analogieschlüssen verwendet werden kann, so finden wir grosse Ähnlichkeit unserer Safierquarzite mit den Gaultquarziten des Rhätikons und Unterengadins, während als analoge Bildungen zu den Safierbreccien am ehesten die Tristelbreccien gelten dürften, deren Urgo-Aptien-Alter durch Fossilien belegt ist. Damit kommen wir zu ähnlichen Vergleichen, wie sie schon von Staub (108) ausgesprochen worden sind.

5. Fazielle Zusammenfassung.

Fassen wir die oben beschriebenen Ergebnisse zusammen, so können wir folgendes feststellen:

a) Eine stratigraphische Gliederung des Adulamesozoikums zwischen Safien und Schams lässt sich nicht auf Fossilien aufbauen, da solche fehlen oder bis jetzt nur in unbestimmbaren Fragmenten gefunden wurden. Eine Gliederung muss vorläufig noch auf der lithologischen Beschaffenheit der Serien basieren. Eine Altersparallelisierung beruht nur auf deren Lage zwischen Trias und Flysch und auf lithologischen Vergleichen mit Profilen anderer Gegenden, vor allem der Falknis-Decke; sie kann daher nur mit Vorbehalt ausgesprochen werden.

b) Im Sammelprofil lassen sich von oben nach unten folgende Serien auseinanderhalten:

4. Gruppe der Safierbreccien und Safierquarzite (untere und mittlere Kreide).

Quarzite (Safierquarzite).

Tüpfelschiefer, Sandsteine, sandige Schiefer.

Tonarme Kalkschiefer mit Breccien (Safierbreccien).

3. Nollakalkschiefer (Malm).
   Tonarme Kalkschiefer, Safierkalk im SW.
   Tonreiche Kalkschiefer.
2. Nollatonschiefer (Dogger).
   Kalkarme, schwarze Tonphyllite, in der Viamala mit Kieselkalken.
1. Schistes lustrés s. str. (Lias).
   Ophiolithführende Kalkschiefer.

Mit Ausnahme der Schistes lustrés bauen diese Schiefer die Viamala auf; der alte Terminus „Viamalaschiefer" umfasst die Gruppen 2—4.

c) In der ganzen Zone ist keine Andeutung einer stratigraphischen Diskordanz oder einer Schichtlücke zu erkennen; alle hier ausgeschiedenen Gruppen gehen bis an den Flysch ohne scharfe Grenzen ineinander über. Damit ist offensichtlich in unserem Gebiet eine gewisse „série compréhensive" vorhanden, was schon früher von verschiedenen Forschern angenommen worden war.

d) In vertikaler Richtung zeigt sich von unten nach oben eine zunehmende Unruhe in der Sedimentation. Während die unteren, rein bathyalen Ton- und Kalkschiefer gewaltig mächtige Komplexe von sich wenig veränderter Fazies darstellen, beginnt mit dem Safierkalk eine wenigstens etwas abwechslungsreichere Schichtfolge, in der vorerst rein kalkige, gegen oben aber immer mehr sandige, brecciöse, kieselige bis fast rein quarzitische Elemente vorherrschen. Durch die fortschreitende Auffüllung des Geosynklinaltroges sind also für die jüngeren Bündnerschiefer weniger tiefe, im Gault fast rein neritische Ablagerungsräume geschaffen worden.

e) Verfolgt man die Fazies in horizontaler Richtung, so stellt man fest, dass sich in den jüngeren Niveaux eine Schüttung von detritischen Sedimenten aus ungefähr Südwesten bemerkbar macht: Safierbreccien und Safierquarzite sind im S (Carnusa) und SW (Bodenhorn) viel mächtiger, ausgeprägter und gröber entwickelt als im NE (Viamala). Auch sind im SW die Schwankungen in den Sedimentationsbedingungen viel deutlicher als im NE, wo die verschiedenen höheren Horizonte nur schwach angedeutet und schwer gegeneinander abzugrenzen sind. Im Norden ist der tiefe Geosynklinaltrog, somit der bathyale Charakter der Sedimente länger erhalten geblieben; eine Schwellenbildung hat im Süden begonnen, am Südrand der grossen Adulageosynklinale gegen die sich entwickelnde Geantiklinale der Tambostirn, d. h. gegen die Schwelle des Mittelpenninikums.

TEKTONIK.

Die hier beschriebenen Bündnerschiefer gehören zur obersten Teildigitation der Adula-Decke, zum Tomüllappen, der eine eigentliche Abscherungsdecke von beträchtlicher Mächtigkeit darstellt. Die tiefgreifenden Verfaltungen, wie sie von Kopp (47) aus dem Vals beschrieben werden, finden in unserem Gebiet keine Fortsetzung; im Gegenteil bilden gerade die einigermassen konstante Mächtigkeit und die im Grossen ziemlich ruhige Lagerung die Merkmale der Tomülserie; sie stellt sich damit in deutlichen Gegensatz zum Bau der hangenden Elemente, der Schamser Decken.

Das ganze südwestliche Graubünden und somit auch unser Gebiet wird beherrscht vom allgemeinen axialen Ostfallen, das zwischen Tessiner Kulmination und mittelbündner Depression Tektonik und Morphologie weitgehend beeinflusst. Dieses Axialgefälle bildet bei uns überall eine wesentliche Komponente für Streichen und Fallen der Schichten; es mag durchschnittlich etwa 15—20° betragen.

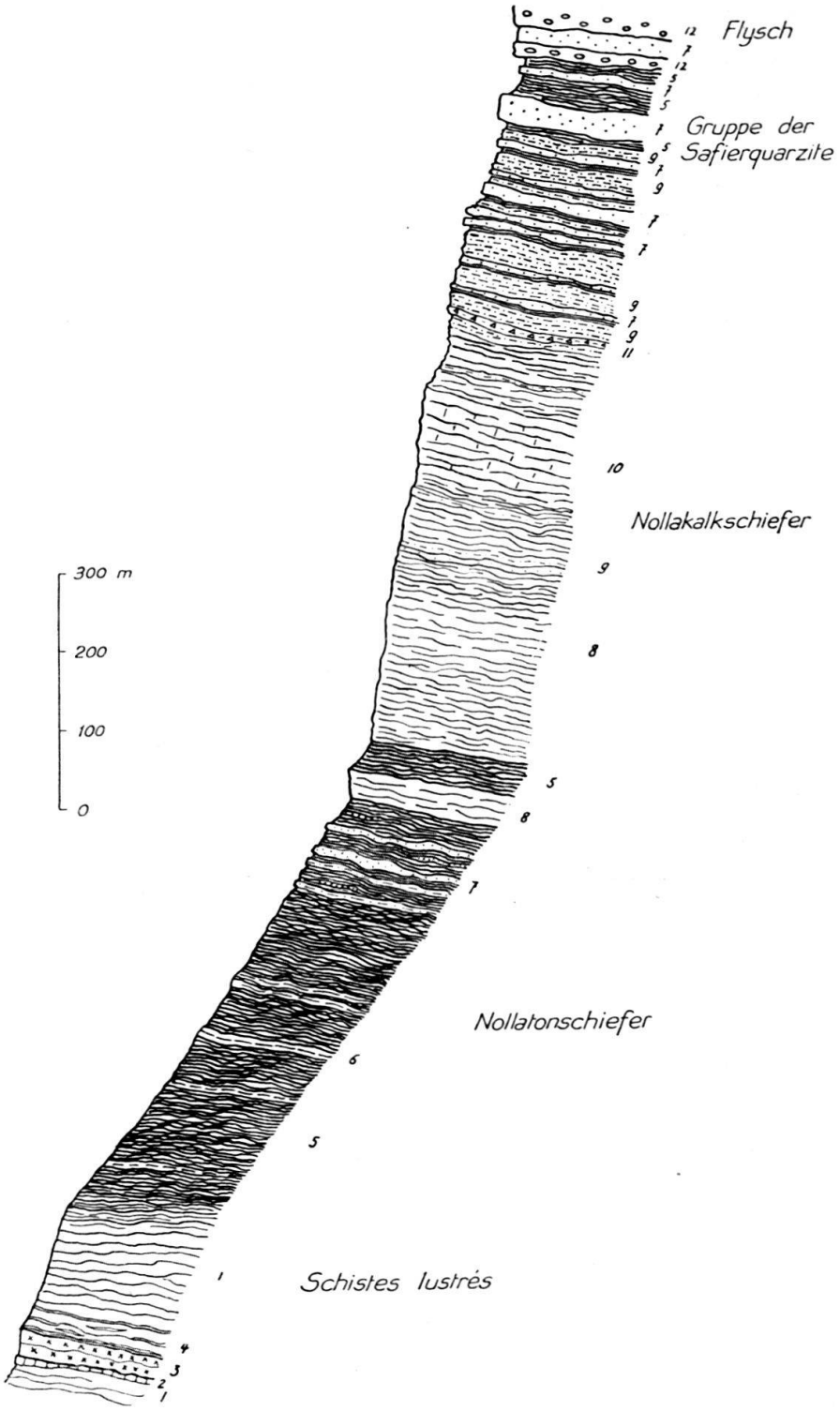


Fig. 3. *Profil durch die Bündnerschiefer am Bruschghorn-Nordkamm.*

1 Kalkglimmerschiefer.
2 Heller Kontaktmarmor.
3 Grünschiefer.
4 Dünne, cm bis dm dicke Ophiolithapophysen im Kalkglimmerschiefer.
5 Schwarze Tonschiefer.
6 Dunkle, tonige Kalkschiefer als dünne Einlagerungen.
7 Schieferige bis massige Quarzite.
8 Kalkschiefer.
9 Sandige Schiefer, Tüpfelschiefer, Sandsteine, verschiefert.
10 Tonarme, groblinsige Kalkschiefer (Äquivalent der Safierkalke?).
11 Feine, kalkige Breccien.
12 „Hauptkonglomerat" des Flysches.

Das Schichtstreichen ist nur lokal grösseren Veränderungen unterworfen; es beträgt allgemein etwa N 45° E. Auch das Schichtfallen ist nur lokalen Unregelmässigkeiten ausgesetzt und schwankt zwischen 20—30°.

Dieses generelle Einfallen der Schichten gegen SE gibt sich bei günstiger Beleuchtung schon aus Distanz mit prachtvoller Eindrücklichkeit am Relief der Berge zu erkennen. In den westlichen Bergflanken bewirkt das Ausstechen der Schichtköpfe die sehr steilen Westabstürze am Bruschghorn-Gelbhorn und am Beverin, während die Osthänge mehr oder weniger isoklinal einfallen und daher auffallend sanft sind (Safiental, Heinzenberg, Schamserberg).

Durch den Mangel an guten Leithorizonten, die starke mechanische Beanspruchung, die häufige Wechsellagerung von tonigerem und kalkigerem Material und die dadurch begünstigten Differentialbewegungen innerhalb der Schichten wird die Kleintektonik sehr kompliziert gestaltet. Die Fältelungserscheinungen im Schiefer, besonders in den tieferen Serien, sind oft so verwirrend und intensiv, dass nur massigere Gesteine (Kieselkalk in der Viamala, Safierkalk unter dem Bodenhorn), die mit weitem Radius verfaltet und durch die Verwitterung herauspräpariert sind, noch Anhaltspunkte für die grossen Linien der Faltungen geben. Häufig lässt sich noch ein deutliches Überkippen nach N der meist ca. W—E streichenden Kleinfalten erkennen, wobei Clivageflächen steil nach S einfallen.

Grosstektonisch muss der ganze Komplex allgemein zur obersten Digitation der Adula-Decke, dem „Tomüllappen", gerechnet werden (Roothaan (75), Kopp (47, 49). Er lässt sich nach S über den Safierberg mit den Schiefern zwischen Splügen und Nufenen verbinden, entspricht somit einem Teil von Gansser's „oberen Uccellozone" an der Basis der Tambostirn.

C. Der Flysch der Adula-Decke.

Über den Viamalaschiefern liegt eine meist ca. 150—200 m mächtige Gesteinsfolge, die wegen ihrer faziellen und lithologischen Beschaffenheit als Flysch zu bezeichnen ist.

Nachdem G. Schumacher (82) erstmals Flysch vom Beverin erwähnt, damit aber teilweise die Obrist-Serie meint, und Wilhelm (122) kretazisches Alter für seine „Beverinserie" vermutet, wird von R. Staub (108) der Begriff „Beverinflysch" eingeführt, da er am Beverin-Ostkamm in Wilhelm's Beverinserie eindeutige Flyschsedimente erkennt, die zu unserer Flyschzone der Adula-Decke gehören. Da aber am Beverin, und gerade in dessen Gipfelpartie, noch eine weitere Flyschzone auftritt, nämlich die der Gelbhorn-Decke, muss die Bezeichnung „Beverinflysch" heute als zu allgemein aufgegeben werden.

Das Hauptcharakteristikum dieser Serie ist ihre petrographische Vielfältigkeit, die ausserordentlich unruhige Sedimentation fast ausschliesslich orogenen Materials, die ja gerade ihre Zuordnung zum Flysch bedingt, indem verschiedene Kalkschiefer, Kalke, Sandsteine, feine und grobe Breccien und Konglomerate darin vertreten sind.

Die lithologische Unterteilung dieses Flysches stösst auf einige Schwierigkeiten, da wegen tektonischer Verschuppungen und Reduktionen bestimmte Horizonte nur schwer auf Distanz zu verfolgen sind. Immerhin lässt sich im ganzen Gebiet ungefähr folgende Gliederung erkennen (von oben nach unten):

d. Sandsteine, sandige und tonige Kalkschiefer mit meist feinen Breccieneinschwemmungen.

c. Kalke und sehr grobschieferige Kalkschiefer, mit z. T. ziemlich groben Breccienhorizonten.

b. Tonige Kalkschiefer, teilweise ziemlich sandig, mit feinen Breccienlagen.

a. „Hauptkonglomerat", grobes Konglomerat mit schwach verschieferter kalkiger Grundmasse, Transgressionsbildung des Flysches.

LITHOLOGISCHE GLIEDERUNG.

a. Das Hauptkonglomerat.

Als das weitaus charakteristischeste Glied dieses Flysches tritt an seiner Basis ein ziemlich massiger Kalk mit Geröllen auf, der an den meisten Orten als eigentliches Konglomerat ausgebildet ist.

Das Konglomerat habe ich feststellen können im Höllentobel (Safiental) auf ca. 2350 m, unter der Bruschghorn N-Wand auf ca. 2850 m, von dort zusammenhängend über den ganzen Carnusa-Talabschluss P. 2456 bis in die Beverin W-Wand, am Beverin NW-Grat, als unzusammenhängende Linsen in der Beverin N-Wand, am Beverin E-Grat vom Zwölfihorn über Vioms-Crapschalverkopf-Summapunt nach Lohn und bis Sut Patzen, wo es unter dem Talboden des Rheins verschwindet; schliesslich noch zwischen Vallatscha und Curtginatsch als Umrandung eines kleinen Fensters von Viamalaschiefern. Am Berghang von Lohn, zwischen Summapunt und Sut Patzen, wo die Schichten isoklinal zum Hang einfallen, zieht die Grenze Hauptkonglomerat/Viamalaschiefer in komplizierter Linie regellos die Bergflanke hinunter, auf jede Bodenwelle in weitausholender Kurve reagierend und flache Halbklippen bildend. Auf Alp Vioms NW Lohn und bei Crap E Curtginatsch ist das Hauptkonglomerat auch von WILHELM auf der Karte als Breccie ausgeschieden worden.

Der Kontakt mit dem Liegenden wird charakterisiert durch einen Gleithorizont, der teilweise von fremden Schubfetzen begleitet ist; er wird im tektonischen Abschnitt eingehender beschrieben werden.

Die Mächtigkeit ist recht schwankend, doch dürften 40 m kaum irgendwo überschritten werden; völliges Fehlen ist wohl auf tektonische Überbeanspruchung zurückzuführen. Eine Gesetzmässigkeit zwischen primärer Mächtigkeit und geographischer Lage ist wegen der tektonischen Beanspruchung nur unsicher festzustellen. Es scheint, dass von SE gegen NW eine schwache Mächtigkeitsabnahme eintritt, doch sind unbedingt die benachbarten Gebiete ebenfalls daraufhin zu untersuchen, um in dieser Richtung sichere Schlüsse ziehen zu können.

Lithologisches: Die Grundmasse ist ein schwach verschieferter, ziemlich heller, oft etwas sandiger Kalk, stellenweise mit dünnen Serizithäuten auf der Schichtfläche. Wenn auch nicht immer, so lässt sich doch häufig das Hauptkonglomerat schon aus Distanz als etwas helleres, massigeres Band von den liegenden Tonschiefern und Quarziten abgrenzen. Im frischen Bruch ist es oft schwierig, Komponenten festzustellen, dagegen zeigen die Schichtflächen in ihrer natürlichen Anwitterung manchmal ein fast ideal schönes Bild eines Konglomerates, wenigstens für penninische Verhältnisse.

Nach Norden lässt sich eine schwache Abnahme der Geröllgrösse feststellen; immerhin gibt es am Beverin NW-Grat noch vereinzelte halbmetergrosse Komponenten. Eier- bis faustgrosse Komponenten nehmen die Hauptmasse des Gesteins ein, kopfgrosse sind noch häufig zu beobachten, metergrosse gehören zu den Seltenheiten. Alle Komponenten zeigen gute Rundung; durch die Metamorphose sind sie oft weitgehend deformiert worden.

Petrographische Zusammensetzung der Komponenten:

Kalke. Am häufigsten dunkle, massige Kalke, seltener hellgraue, ähnlich den Safierkalken, ferner dunkle, rauh anwitternde Sandkalke, Tüpfelkalke und Mikrobreccien.

Breccien. An Menge zurücktretend. Spätige, helle Kalke mit feinen bis mittelfeinen, eckigen Dolomittrümmern, meist als grosse Komponenten. Ferner schieferige Breccien, z. T. mit Quarztrümmern, oft ununterscheidbar von Typen der Safierbreccien.

Sandsteine und Quarzite. Lithologisch analog den Safierquarziten, in tiefen Lagen etwas häufiger, in der Anwitterung als helle Gerölle stark hervortretend.

Dolomite. Selten, nur als kleinere Komponenten in dünnen Einstreuungen in den oberen Lagen.

Um über die quantitative Beteiligung der verschiedenen Geröllgrössen genauer informiert zu werden, wurden Geröllzählungen durchgeführt.

Solche Auszählungen, wie sie z. B. in den Molassenagelfluhen häufig ausgeführt werden, stossen im penninischen Flysch auf grosse technische Schwierigkeiten. Wie bereits gesagt wurde, sind im frischen Bruch die Gerölle kaum zu erkennen; es ist für eine Auszählung notwendig, eine gleichmässig angewitterte, saubere Gesteinsoberfläche, frei von jeder Bewachsung, vor sich zu haben. Es wird daher meistens nicht möglich sein, am selben Ort in drei senkrecht zueinander gestellten Flächen die Gerölle auszuzählen. Da das einzelne Geröll nicht losgelöst, in den meisten Fällen überhaupt nich einmal schön angeschlagen werden kann, ist man bei dessen petrographischer Bestimmung ganz auf die Art der Anwitterung angewiesen. Ferner ist der Grad der Metamorphose ein derartiger, dass oft Komponenten von geringer oder sehr beträchtlicher Grösse nicht mehr mit Sicherheit vom Bindemittel unterschieden werden können.

Schliesslich stellt das Hauptkonglomerat im ungestörten Vertikalprofil absolut keine einheitliche Ablagerung dar; die petrographische Zusammensetzung wie auch die Geröllgrösse wechseln. Durch die starken tektonischen Verschuppungen und Reduktionen ist aber die Verfolgung bestimmter Horizonte innerhalb des Hauptkonglomerates nicht möglich, so dass vorläufig aus den folgenden Auszählungsresultaten noch nicht zuviel abgeleitet werden darf.

In allen Auszählungen fehlen kristalline Komponenten. Die frappante Übereinstimmung in der prozentualen Beteiligung der verschiedenen Grössenklassen in den Auszählungen 1 und 2 dürfte ziemlich zufällig sein; die Auszählung 3 zeigt bereits grössere Abweichungen dieser Art.

Tabelle 1. Geröllzählungen aus dem Hauptkonglomerat.

1. Zählung. Carnusa-Talabschluss, ca. 6 m über der Basis des Hauptkonglomerates. Ausgezählte Fläche: 5 m².

Grössenklasse	1—5 cm	5—10 cm	10—30 cm	über 30 cm	Summe
Kalke	337	122	76	13	548
Breccien	8	13	6	2	29
Sandsteine	12	9	1		22
Total	357	144	83	15	599
%	59,5	24	14	2,5	100

2. Zählung. Beverin NW-Grat, Abbruchnische des Bergsturzes von 1938. Ausgezählte Fläche: 3,6 m².

Grössenklasse	1—5 cm	5—10 cm	10—30 cm	über 30 cm	Summe
Kalke	268	124	51	12	455
Breccien			1	1	2
Sandsteine		1	1		2
Total	268	125	53	13	459
%	58	27	12	2,8	99,8

3. Zählung. Crap östlich Cutginatsch. Ausgezählte Fläche: 6,1 m².

Grössenklasse	1—5 cm	5—10 cm	10—30 cm	über 30 cm	Summe
Kalke	218	221	170	6	615
Breccien	5	13	18	3	39
Sandsteine	20	21	7	1	49
Dolomite	8	1	1		10
Total	251	256	196	10	713
%	35,4	36,2	27	1,4	100

Das Hauptkonglomerat stellt die Transgressionsbildung des Flysches dar. Es ist aber als solche gegenüber seiner Transgressionsunterlage verschoben worden; das Ausmass dieser Bewegung kann leider in unserem Gebiet nicht genau bestimmt werden.

b. Tonige Kalkschiefer.

Das nächst höhere Schichtglied bilden dunkle, tonige, lokal etwas sandige Kalkschiefer. Darin treten dünne Lagen von stark verschieferten Sandsteinen auf, ferner vereinzelte, dünne Breccieneinschwemmungen; ihre Komponenten sind 0,5—1,5 cm gross und vorwiegend eckige Kalk- und Dolomittrümmer. Die Grenze gegen das liegende Hauptkonglomerat ist stellenweise abermals zu einem sekundären Gleithorizont geworden. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 40 m.

c. Kalke und groblinsige Kalkschiefer.

Die eben beschriebenen Kalkschiefer werden nach oben grobbankiger und können in einzelne massige, dunkle Kalkbänke übergehen. Diese bilden längs der ganzen Beverin W-Wand eine etwas auffallende Steilzone. Noch oben ist wieder ein Übergang in tonreichere Kalkschiefer festzustellen, denen einzelne, 30—50 cm mächtige, massigere Kalkbänke eingelagert sind. Schliesslich können mehrere, auf die ganze Mächtigkeit verteilte Breccienhorizonte festgestellt werden: Kalkige Partien bilden die Grundmasse für kaum gerundete Kalk- und Dolomitkomponenten von 0,5—3 cm Grösse. Eine Abgrenzung dieses Schichtgliedes nach unten und oben ist nicht immer scharf möglich; es umfasst 30—60 m Mächtigkeit.

d. Sandige Kalkschiefer und Sandsteine.

Diese Gesteine bilden die ganze obere Flyschpartie. Es sind in der Regel sandige Kalkschiefer mit mässigem Tongehalt, sehr rauher Anwitterungsfläche und unruhig grau/ocker gefärbter Oberfläche. Der Sandgehalt kann so gross werden, dass die Gesteine als feinkörnige, schieferige Quarzite anzusprechen sind. Solche quarzitischen Partien sind immer von schwarzen Tonschiefern begleitet.

Häufig treten Breccien auf, die hier bedeutend quarzreicher sind als in tieferen Horizonten, sie führen meistens auch Dolomitkomponenten.

Im obersten Drittel treten mehrere Meter mächtige, morphologisch deutlich hervortretende Bänke eines leicht verschieferten, hellen, ziemlich tonigen, mittelfeinen Quarzsandsteins auf, der oft stark an Typen des Ruchbergsandsteins des Rhätikon erinnert.

Die Altersfrage.

Aus faziellen und lithologischen Analogien mit den Flyschbildungen des Prättigaus, deren Alter durch Mikrofossilien belegt ist, schliessen wir auch für den hier beschriebenen Flysch auf oberkretazisches bis alttertiäres Alter. STREIFF (114) bestimmt aus den „Gault"quarzitgeröllen des Hauptkonglomerates mindestens postmittelkretazisches Alter für diesen Horizont, welcher Folgerung ich mich anschliesse.

Das Fehlen kristalliner Komponenten im Hauptkonglomerat lässt auf ein vorerst noch rein sedimentäres, hauptsächlich aus posttriasischem Material bestehendes Einzugsgebiet schliessen. Erst später, in den jüngeren Bildungen, erscheinen neben den Kalken immer mehr Dolomite, schliesslich Quarze und Feldspäte als Komponenten, und die sandigen Schiefer und Sandsteine dürften wohl als Erosionsprodukte teilweise kristalliner Schwellen betrachtet werden. Immerhin zeigen Schweremineraluntersuchungen, dass diese Schwellen völlig ophiolithfrei waren, oder dass mindestens die Erosion ophiolithführende Schichten nicht angeschnitten hat.

TEKTONIK.

Der Kontakt des Flysches mit den liegenden Viamalaschiefern ist kein einfacher Transgressionskontakt. Eine deutliche Bewegungsfläche trennt die beiden Schichtgruppen. Ob dieser tatsächlich nur die Bedeutung einer sekundären Gleitfläche zukommt, wie STREIFF annimmt, und wie es tatsächlich im Gebiet der Viamala den Anschein hat, werden vielleicht die Untersuchungen im Rheinwald in der Umgebung Splügens abklären.

Im Carnusatal und am Beverin stellen sich an der Basis des Hauptkonglomerates noch dünne Linsen anderer Gesteine ein, die sonst dem Flysch fehlen und die wir als „basale Linsen" zusammenfassen. Wieweit es sich dabei um mitgerissene Teile einer früher südlicher gelegenen Transgressionsunterlage handelt, ist schwer zu entscheiden. Höchst wahrscheinlich sind aber mindestens teilweise auch in Linsen aufgelöste basalste Partien des Flysches selbst daran beteiligt. Sie deuten alle darauf hin, dass die Bewegung des Flysches auf seiner jetzigen Unterlage eine recht beträchtliche gewesen sein muss.

Solche „basale Linsen" sind bis jetzt nur zwischen P. 2456 (Carnusa) und dem Beverin NW-Grat gefunden worden. Sie liegen durchwegs zwischen den Viamalaschiefern und dem Hauptkonglomerat und treten nur ganz lokal auf und zeigen oft erhöhte mechanische Beanspruchung.

1 Quarzite, sandige Schiefer und Tonphyllite (Viamalaschiefer).
2 Hellgrüner, toniger, stark verschieferter Sandstein.
3 Hauptkonglomerat, Transgressionsbildung des Flysches.
4 Kalkschiefer, meistens ziemlich sandig, mit Sandstein- und Breccieneinschwemmungen.
5 Feine Breccien im Kalkschiefer.
6 Breccien und Konglomerate in Kalken, oft ziemlich grob.
7 Dunkle Kalke, massig oder verschiefert.
8 Sandige Schiefer.
9 Sandsteine und Quarzite, verschiefert, begleitet von Tonschiefern.
10 Schokoladebrauner Mergelkalk, verschiefert.
11 Tonige und mergelig-sandige Triasschiefer der Bruschghorn-Schuppe.
12 Weisser Marmor, Trias der Bruschghorn-Schuppe.
13 Gelber Dolomit, Trias der Bruschghorn-Schuppe.
14 Schwarze Tonschiefer mit Breccien, Dogger der Gelbhorn-Decke.

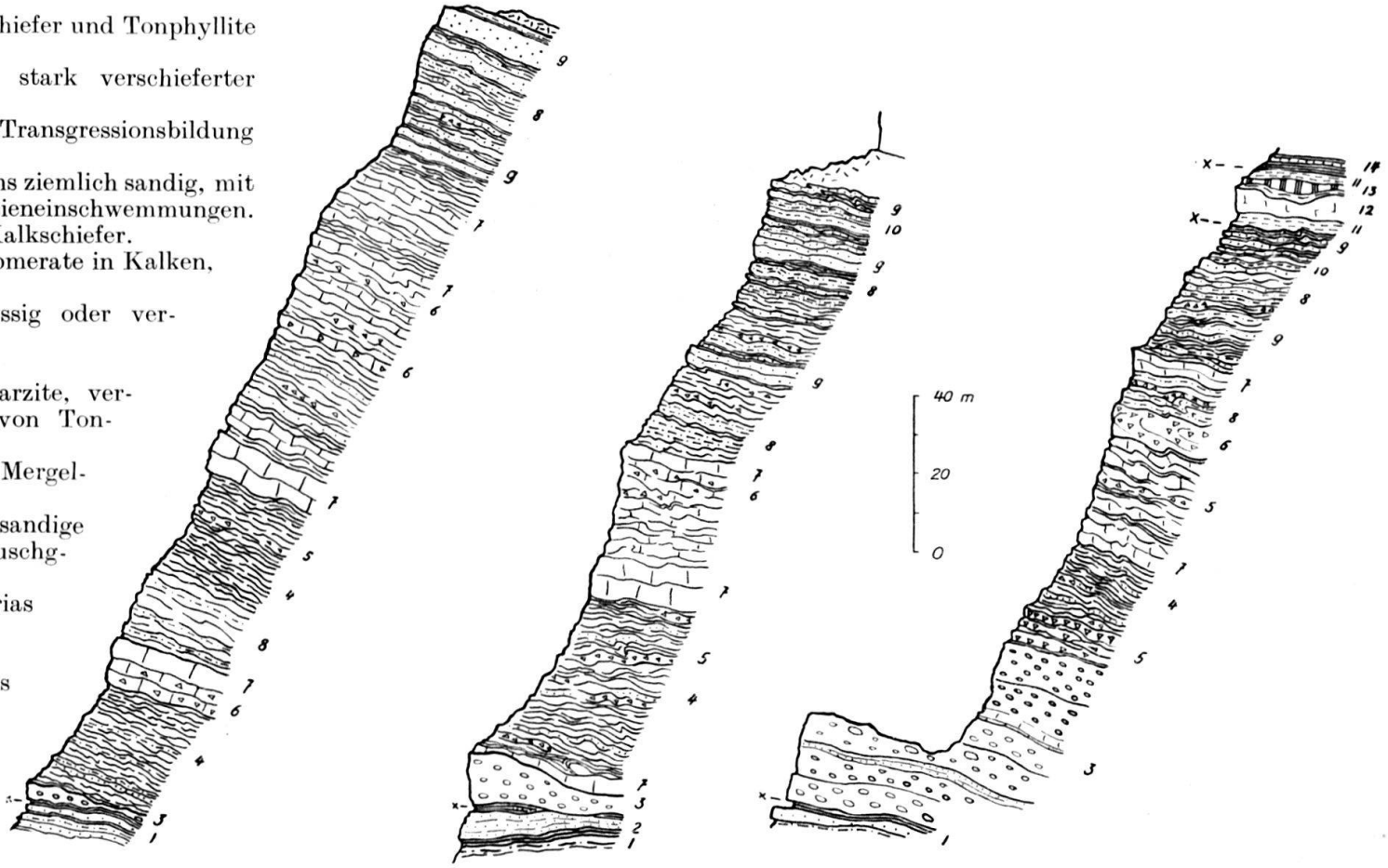


Fig. 4 Fig. 5 Fig. 6

Fig. 4—6. *Stratigraphische Profile der Flyschzone der Adula-Decke.*

Fig. 4. Zwölfihorn gegen Nollatobel (Beverin Ostgrat).
Fig. 5. Beverin Nordwestgrat.
Fig. 6. Carnusa-Talabschluss, südlich P. 2456.

Dazu gehören:

Brecciöser Dolomit: Am Beverinweg liegt eine sicher anstehende Linse, ca. 2 × 5 m gross, eines im Bruch schwarzen, in der Anwitterung dunkelockern Dolomites mit brecciöser Struktur und grauen Serizithäuten auf der Schichtfläche.

Konglomerat mit Granitgeröllen: 200 m E P. 2456 finden wir 2 m dicke, massige Linsen eines Konglomerates mit kopfgrossen Granitgeröllen in kalkig-sandigem Zement. Die Komponenten sind völlig gerundet; es handelt sich um einen grünlichen, sauren Granitgneis. Dieses Konglomerat ist vom Hauptkonglomerat durch Kalkschiefer deutlich getrennt. Auffallenderweise konnte aber an keiner anderen Stelle ein entsprechendes Gestein gefunden werden.

Grobe Arkose: Am Beverinweg tritt zusammen mit Kalkbreccien eine 1—2 m mächtige Linse einer groben, stark verschieferten, kristallinen Breccie auf, die stark an feinere Typen der Vizanbreccie oder der Saluverserie erinnert. Die Komponenten sind chloritreiche Alkalifeldspatgneise, selten auch Kalke und Dolomite, das Bindemittel ist sandig.

Helle Marmore: Sie sind als dünne Linsen Schiefern oder Breccien eingelagert, meistens sind sie sandig bis feinbrecciös.

Verschiedene Kalk- und Dolomitbreccien: Diese Gesteine sind nicht sehr typisch, häufig flyschähnlich, und treten in Verbindung mit Kalkschiefern auf.

Diese basalen Linsen dokumentieren eine gewisse tektonische Trennung zwischen Flysch und liegenden Viamalaschiefern; die Bezeichnung „Tomülflysch" (Streiff) ist daher nur bedingt richtig und wird besser durch die allgemeinere Bezeichnung „Flysch der Adula-Decke" ersetzt.

Die Grenzfläche Viamalaschiefer/Flysch weist an einigen Orten Verfaltungen und Verschuppungen auf, wodurch eine Repetition des Hauptkonglomerat-Horizontes mit dazwischenliegenden Quarziten zustande kommen kann. Solche Verhältnisse finden wir zwischen Vallatscha und Crap, am Bruschghorn N-Kamm und zwischen Patzen und Summapunt.

Sonst zeigt der ganze Flyschkomplex wenige tektonische Komplikationen grösseren Stils. Wenn auch die tektonisch bedingten Mächtigkeitsschwankungen einzelner Schichtglieder bedeutend sein können — es sei z. B. an das Hauptkonglomerat erinnert —, so bleibt trotzdem der gesamte Flyschkomplex als Ganzes von ziemlich konstanter Mächtigkeit, die rund 200 m beträgt.

Das Schichtfallen entspricht in Grösse und Richtung ungefähr jenem der Bündnerschiefer; abnormal steiles SSE-Fallen treffen wir nur südlich und südöstlich von Casti, im Fundogntobel, wo sich bereits tektonisch der Einfluss der Surettastirn auch in diesen Schiefern bemerkbar zu machen beginnt.

Streiff (114) hat diese Flyschzone über die Viamala nach Osten und Norden verfolgt: Das Hauptkonglomerat zieht über Muttner Höhe–Hintere Bänder in die Schynschlucht nördlich Solis und lässt sich in den Pleumnawänden SW Muldain mit den Konglomeraten von Schumachers „Grenzhorizont" verbinden. Schumacher (82) hat diese Konglomerate mit der Nivaigl-Serie Ott's verbunden; die Aufnahmen Streiff's zeigen, dass mindestens die Flyschzone der Adula-Decke sich dazwischen legt. Die Konglomerate des „Grenzhorizontes" als dessen Transgressionsbildung sind die nördliche Fortsetzung unseres Hauptkonglomerates, tektonisch also viel tiefer als die Nivaiglserie gelegen. Damit ist ein direkter Zusammenhang unseres Flysches der Adula-Decke mit den tieferen Flyschpartien der Stätzerhornkette, worauf Staub (108) schon hingewiesen hat, sicher gefunden, und schliesslich auch mit dem Prättigau, solange sich in jenen nördlichen Gebieten noch keine tektonischen Abgrenzungen feststellen lassen.

II. Die Bruschghorn-Schuppe.

Über der Flyschzone der Adula-Decke folgt eine geringmächtige und extrem ausgewalzte und reduzierte Zone, die überall in unserem Gebiet die Unterlage der Schamser Elemente bildet, die Bruschghorn-Schuppe. Ihre charakteristischesten Gesteine sind grünlich-braunes Kristallin, bräunlicher Dolomit und weisser Serizitquarzit. Häufig vorhanden, aber weniger typisch sind grüne Tonschiefer, helle, gelblich-grüne, sandige Kalkschiefer und Rauhwacken, seltener reine Marmore.

Die Bruschghorn-Schuppe zieht vom Alperschelli-Boden in starken Verschuppungen (siehe Fig. 8) unter das Gelbhorn, umrahmt das von Flysch der Adula-Decke gebildete Halbfenster zwischen Piz Tuff und Gelbhorn und bildet dann ein gut erkennbares Dolomitband in den Wänden westl. P. 3054. Bereits Zyndel (125) betrachtete jene langgestreckte Dolomitlinse als wichtige tektonische Grenze und verwendete sie in seiner tektonischen Skizze Mittelbündens (125, Tafel I) als Basis der Schamser-Decken. Sie zieht dann über die Nordhänge des Piz Tuff in den Beverin (s. Fig. 20), wo sie bei ca. 2700 m vom Beverinweg gekreuzt wird, und lässt sich in der Beverin N-Wand unter dem hellen Marmorband leicht feststellen (s. Fig. 19). Im weniger gut aufgeschlossenen Gebiet des Schamserberges ist sie in den Gratköpfen W Einshorn, im Bach SW Davos Niedras, im Bachtobel zwischen Patzen und Fardün und im Val Tschiel zwischen Fardün und Casti, schliesslich noch in mehreren Aufschlüssen W und E Clops und zwischen Crap und Caschlun östl. Curtginatsch festzustellen.

In der Schamser Karte (134) vermerkt Wilhelm: Dolomite und Marmore in der Schuppenzone Alperschelli-Gelbhorn, Dolomite in der Westwand Gelbhorn bis P. 3054, eine kleine Dolomitlinse 500 m östl. P. 3054, Rauhwacke beim „*n*" von Fardün und beidseits des Val Tschiel, schliesslich noch Dolomit im Bach 500 m nördl. Wergenstein. In seiner tektonischen Karte (122, Tafel I) werden alle diese Vorkommen zur Gelbhorn-Decke gerechnet.

Leider sind die meist weicheren, wenig mächtigen Gesteine der Bruschghorn-Schuppe weitgehend von Schutt der hangenden Schiefer bedeckt, wodurch an vielen Orten ihr Auffinden erschwert wird.

STRATIGRAPHIE.

Die ganze Zone ist überall derart zerquetscht und laminiert, dass es ausserordentlich schwierig ist, aus den vielen lückenhaften und reduzierten Profilen die ursprüngliche Gesteinsfolge wieder zu erkennen.

1. Kristallin.

An rund 15 voneinander getrennten Lokalitäten sind im Profil der Bruschghorn-Schuppe kristalline Lamellen gefunden worden. Wo solche Kristallinlinsen auftreten, liegen sie unter dem Dolomit, dagegen können sandig-dolomitische Kalkschiefer auch unter dem Kristallin auftreten; meistens sind die liegenden Flyschschiefer stark marmorisiert. Bei Clops sind grüne Kristallinschmitzen mit Rauhwacke verknetet; in der Regel ist aber das Kristallin durch einen deutlichen Horizont von marmorisierten Kalkschiefern von dieser getrennt.

Makroskopisch sind es extrem verschieferte Granitmylonite mit grünen bis rostigbraunen Serizithäuten; ausser Quarz lassen sich mit Mühe noch Feldspataugen feststellen.

Im Dünnschliff erkennt man:

HG. Quarz: weit vorherrschend, stark verzahnte Körner mit breitem Sandquarzrand oder völlig in Sandquarz aufgelöst.
Orthoklas: zurücktretend, meistens als grössere Körner, stark mikroperthitisch, z. T. weitgehend serizitisiert.
Albit-Oligoklas: meist kleinere Körner, serizitisiert.

NG. Serizit.
Gebleichter Biotit.
Limonit.

Struktur schwach porphyroklastisch, wobei Orthoklas und Quarz als grössere, stark zerdrückte Einsprenglinge in einer feineren Grundmasse von Quarz, Oligoklas und Serizit liegen.

Textur schieferig-lentikular.

Es handelt sich um einen Alkalifeldspatgneis, der meistens als Mylonit anzusprechen ist.

Kommt das Kristallin unmittelbar in Berührung mit Rauhwacken vor, so treten an Stelle der Erscheinungen von Mylonitisierung eher diejenigen einer intensiven Verwitterung: Das Gestein ist bedeutend weniger verschiefert, Sandquarzbildungen treten stark zurück, die Feldspäte sind fast vollständig serizitisiert und saussuritisiert, ihre äussere Form ist aber noch ziemlich gut erhalten.

2. Helle, tonige und sandige Kalkschiefer.

Dieser Horizont ist wohl am schlechtesten zu definieren, weil er sowohl in der Vertikalen wie auch in der Horizontalen durch Schuppung stark wechselnde Gesteinstypen enthält.

Am häufigsten sind stark marmorisierte Kalkschiefer mit grünen oder braunen, serizitisierten Tonhäuten auf der Schichtfläche; ihre Textur ist meistens deutlich linsig, nur mehr sandige und tonärmere Typen sind plattig. Grüne, tonarme Typen können an stark verschieferte Hyänenmarmore erinnern.

Diese Schichtgruppe liegt immer unter dem Dolomit-Rauhwacke-Horizont; ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0—10 m.

An mehreren Lokalitäten am Gelbhorn sind solche sandige, etwas dolomitische, gelb-grün gefärbte Kalkschiefer durch Verschuppung auch unter das Kristallin zu liegen gekommen; eine scharfe Abgrenzung gegen die liegenden Flyschschiefer ist dann nicht mehr leicht. Auffallenderweise meldet auch GANSSER aus seiner Areue-Zone (27) basale Triasreste, die unter dem Areuegneis gelegen sind.

3. Dolomit, Rauhwacken, Gips.

Diese Gesteine lassen sich, ihrer Farbe wegen, meistens schon auf grössere Distanz gut erkennen.

Die Dolomite sind im Bruch hellgelb, in der Anwitterung ocker, im Handstück oft schwer von etwas dunkeleren Dolomiten aus der Gelbhorn-Decke zu unterscheiden. Eine Schichtung ist nur selten erkennbar; es sind meistens einige Meter dicke Linsen, die immer durch die intensive mechanische Beanspruchung stark geklüftet und zerbrochen sind.

Auffallend ist der hohe Gehalt dieser Dolomite an Albit. Konkretionäre Albitkristalle bis zu einer Grösse von 1 cm, von absolut idiomorpher Gestalt, ohne jede Spuren einer mechanischen Beanspruchung, sind im Gestein völlig ungerichtet verteilt; kleinere Individuen sind durchsichtig, grössere milchig; lokal kann die Anreicherung soweit gehen, dass die Albitkristalle 15—20% der

1 Flysch der Adula-Decke, dunkle, sandig-tonige Kalkschiefer.
2 Marmorisierte, tonarme, helle Kalkschiefer.
3 Grünlich-rostigbraunes, mylonitisiertes Kristallin.
4 Gelblich-grünliche, sandige Kalkschiefer, ziemlich tonig.
5 Dolomit, hellocker.
6 Rauhwacke.
7 Helle, weiche, fahlgrüne Tonphyllite.
8 Heller, etwas sandiger Marmor, gebändert.
9 Weisser, serizitreicher Quarzit.
10 Gips.
11 Braune, sehr sandige Kalkschiefer, marmorisiert.
12 Schwarze Tonschiefer mit Sandsteinen, Breccien und Kalken: Flysch der Gelbhorn-Decke.
13 Plattiger Quarzit der Obrist-Zone.
14 Dogger der Gelbhorn-Decke.

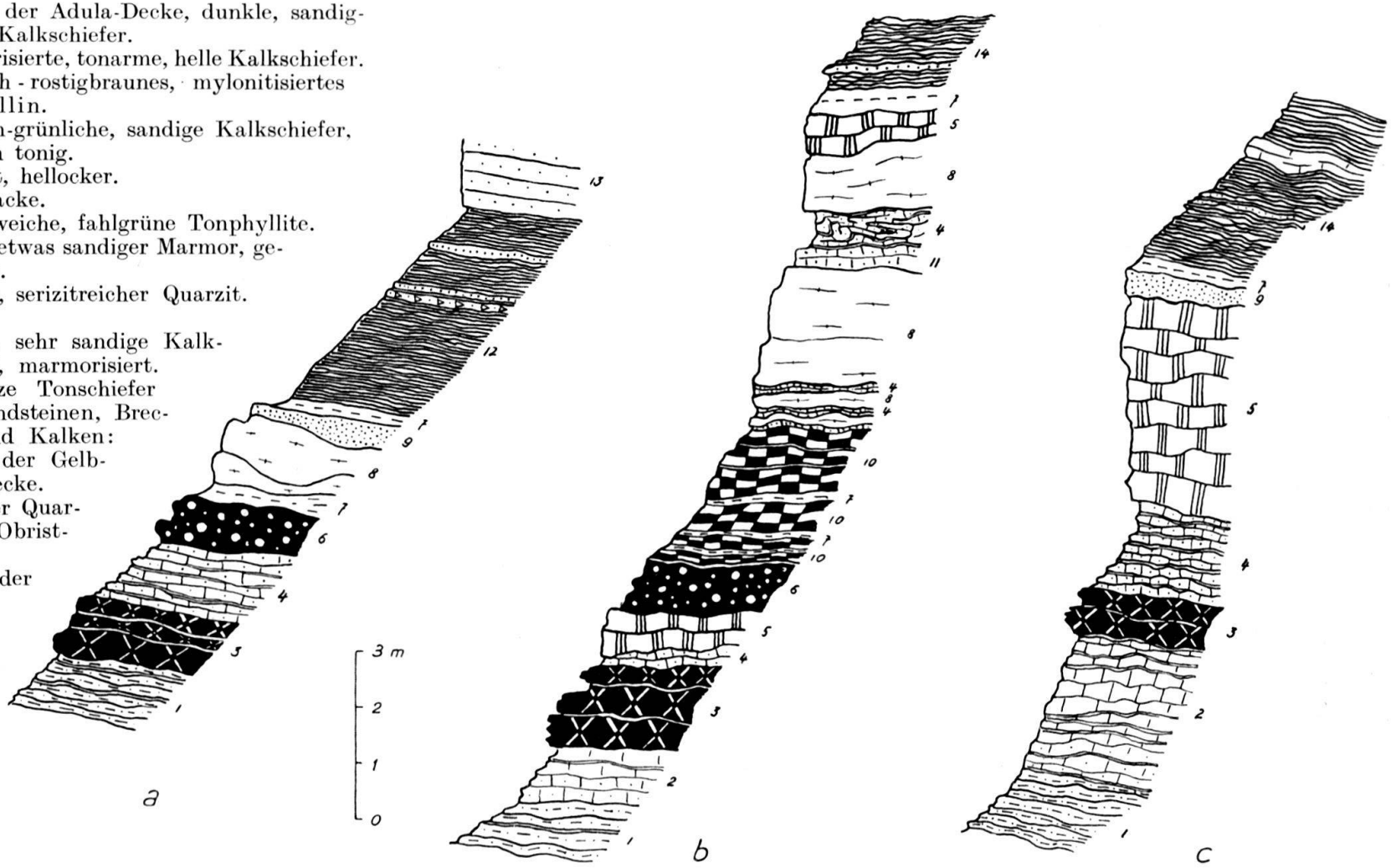


Fig. 7. *Stratigraphische Profile durch die Bruschghorn-Schuppe.*

a. Beverin-Westwand, unterhalb P. 2831.
b. Gratlücke 500 m östlich P. 3054 (von WILHELM kartiert).
c. 50 m westlich P. 3054 (von WILHELM kartiert).

Gesteinsmasse ausmachen. Albite als Kluftmineral werden später beschrieben werden.

Im Val Tschiel bei Mathon finden wir noch eine mittelfeine, monomikte Dolomitbreccie, in der Farbe hellgrau mit einem schwachen Stich ins Violette. Zement und Komponenten sind wenig metamorph und sehr feinkörnig, die Komponenten etwas pigmentreicher als der Zement; letzterer zeigt auch konkretionäre Neubildungen von Albit.

Am Gelbhorn und im Val Tschiel kommen noch grüne, seltener violette Tonschiefer in engster Verbindung mit Dolomit vor, ihre Lage zum Dolomit ist ungefähr analog den „Quartenschiefern" der Gelbhorn-Decke, ihre Mächtigkeit allerdings bedeutend geringer.

Rauhwacken. Diese häufigsten Indikatoren von Überschieferungsflächen sind besonders im Norden, am Beverin, häufiger als die Dolomite, welch letztere mehr im Süden, im Gebiet des Gelbhorns, die Hauptrolle spielen. Die Rauhwacken sind meistens 1—2 m mächtig, selten mehr, sind aber auch wie die Dolomite in einzelne unzusammenhängende Linsen aufgelöst. In der Regel sind sie monomikt, führen also nur Dolomitkomponenten. Die bunten Tonschieferfetzen, die für entsprechende Bildungen aus der Gelbhorn-Decke so charakteristisch sind, fehlen hier mit geringen Ausnahmen.

Bei der Gratlücke 500 m östlich P. 3054 treten Gipslinsen zusammen mit Rauhwacken und Dolomit in einer Mächtigkeit von ca. 2—3 m auf (s. Fig. 7b). Die Gipsmasse ist stark durchsetzt von grünen Tonschiefern. Andere Gipsvorkommen aus dieser Zone sind mir nicht bekannt.

4. Marmore.

Südlich des Gelbhorns, ferner zwischen Piz Tuff und P. 3054 und nördl. des Piz Tuff finden wir weisse Marmore, manchmal auffallend grobkörnig, häufig etwas verschiefert. Ferner kommen geringmächtige Marmore mit feiner, weiss/brauner Bänderung in Verbindung mit Rauhwacken vor, wobei dünne Lagen von rauhwackigem, porösem Material mit noch dichtem, hellem Marmor wechsellagern. Auch sind massige Mischgesteine von Dolomit und weissem Marmor nicht selten.

5. Dunkelgrüne Tonschiefer und braune Sandsteine.

Über diesen Marmoren, oder bei ihrem Fehlen direkt über Rauhwacken oder Dolomiten, liegen chloritfarbige, auf der Schichtfläche unruhig hell-dunkelgrün geflammte Tonschiefer mit auffallend dicken Quarzeinlagerungen als Kluftfüllungen. Sie werden oft von dunkelbraunen, sehr limonitreichen, feinkörnigen Sandsteinen begleitet.

Dieser Horizont, der in der Regel eine Mächtigkeit von 1 m kaum überschreitet, fällt durch sein konstantes Auftreten auf, indem auch dann, wenn die meisten andern Glieder der Bruschghorn-Schuppe fehlen, doch sehr oft diese grünen, sehr quarzreichen Tonschiefer zu finden sind.

6. Weisse Serizitquarzite.

Nicht sehr häufig, aber umso typischer sind weisse, stark verschieferte Serizitquarzite, die im oberen Teil der Zone auftreten. Die Struktur ist blastopsammitisch, meist gleichkörnig, seltener unbedeutend verschiedenkörnig: das Korn

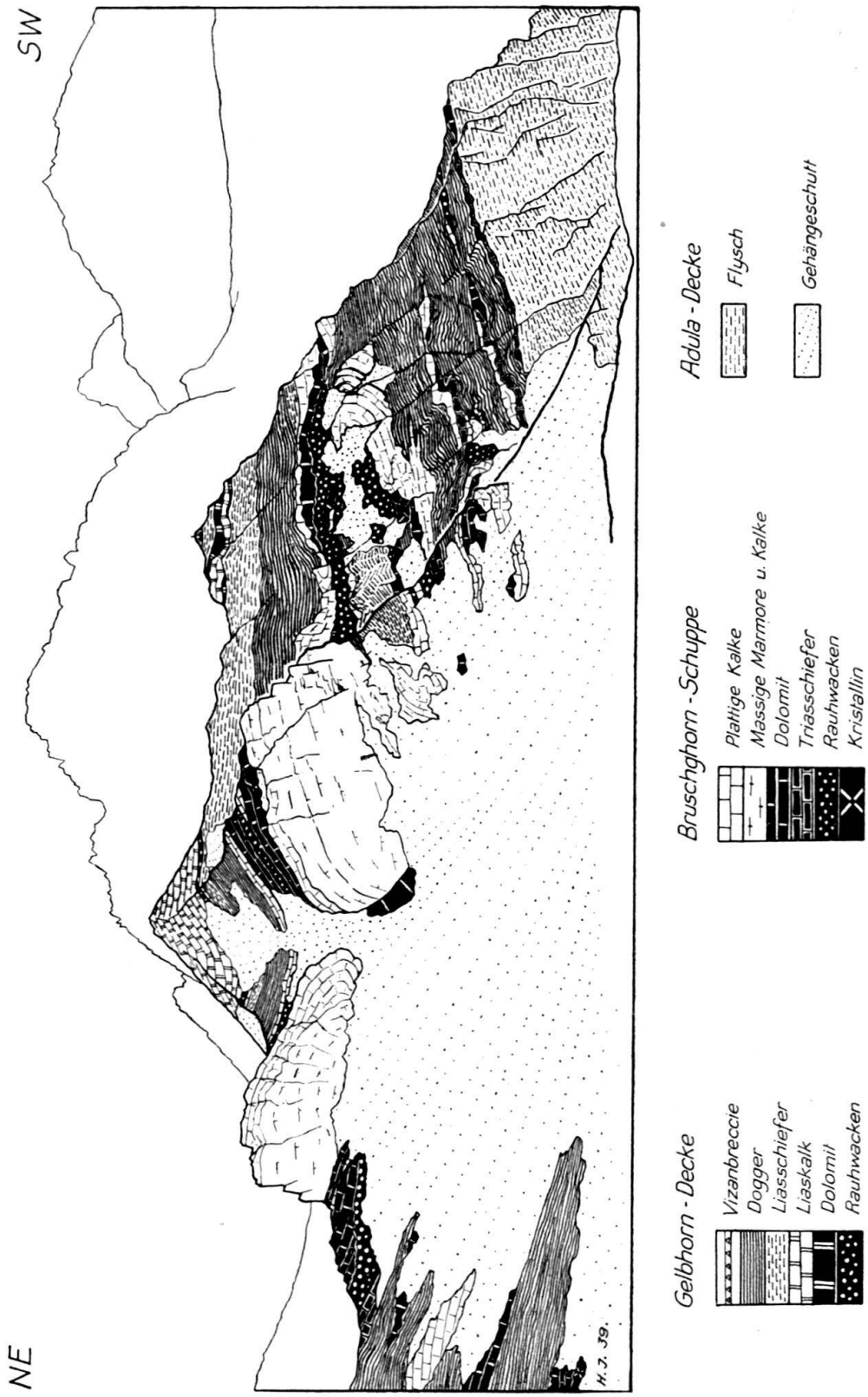


Fig. 8. *Die Schuppenzone westlich Muotaulta.*

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

ist sehr fein, so dass es in der Regel makroskopisch nicht zu erkennen ist. Der Serizit konzentriert sich auf etwas wellige Lagen, wodurch eine dünnlinsige Kristallisationsschieferung zustande kommt. Die Schichtflächen zeigen oft braune Dendritenzeichnungen. Die Mächtigkeit überschreitet kaum 2 m.

7. Helle Tonphyllite.

Schliesslich bilden sehr häufig noch helle, gelbliche bis blassgrüne, reine Tonphyllite die Grenze gegen das Hangende, doch ist nicht immer eindeutig zu entscheiden, ob diese stets geringmächtigen, fahlen Schiefer stratigraphisch zu ihrem Liegenden oder Hangenden gehören. Solche Phyllite können aber auch durch Verschuppung innerhalb des Profils in verschiedenen Niveaux auftreten.

8. Kalke (Lias?).

In der Schuppenzone Alperschelli-Gelbhorn finden wir über dem Dolomit noch massige oder plattige Kalke (s. Fig. 8), teilweise sogar auch mit Kieselschnüren im Profil senkrecht zur Schichtfläche, die in ihrer Fazies stark an Gelbhornlias erinnern. Sie sind meistens wesentlich metamorpher als jener; Fossilien konnten darin bis jetzt noch gar keine gefunden werden, während der benachbarte Gelbhornlias aus mehreren Horizonten sehr viele Fossilien geliefert hat. Ich möchte diese Kalke, gerade wegen ihrer Fazies und ihrer Lage über der Trias als Lias der Bruschghorn-Schuppe betrachten. An anderen Lokalitäten konnten ähnliche Kalke nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

9. Stratigraphische Deutung der Horizonte.

Wegen intensiven Verschuppungen im Süden, im Gebiete des Gelbhorns, und der dadurch unregelmässigen Wiederholung einzelner Horizonte, anderseits wegen der starken Auswalzung und Zerreissung der ganzen Zone im Norden, ist es nicht gelungen, ein Profil aufzufinden, das eine eindeutige stratigraphische Altersparallelisierung dieser Horizonte einwandfrei zuliesse.

Dass die Linsen des sauren Alkalifeldspatgneises als vortriasisches Kristallin anzusehen sind, ist sicher.

Unbedingt zur Trias zu rechnen sind die Dolomite und Rauhwacken. Welcher Triasstufe sie aber angehören, kann im einzelnen Fall kaum genauer gesagt werden, solange noch keine Fossilien darin haben gefunden werden können. Am ehesten könnten die Rauhwacken etwa dem Raiblerniveau zugesprochen werden; darüberliegende Dolomite mit grünen Tonphylliten, wie wir sie südlich des Gelbhorns vorfinden, wären dann etwa als den Quartenschiefern äquivalent zu betrachten, während andere Dolomite wieder eher älter zu sein scheinen.

Wie weit die Marmore zur Trias zu rechnen sind, ist fraglich. Unter Rauhwacken oder Dolomit liegende Bändermarmore werden wohl Triashorizonte darstellen, vielleicht anisischen Muschelkalk, während höhere, massigere, graue Marmore wohl jünger sind; die gut gebankten, grauen Kalke über den Dolomiten dürfen wohl, wie bereits ausgeführt wurde, mit ziemlicher Sicherheit als liasisch betrachtet werden.

10. Analogien zur Areue-Zone GANSSER's.

Die hier beschriebenen Gesteine stimmen einzeln und in ihrer Gesamtheit als stratigraphische Serie ziemlich weitgehend überein mit jenen von GANSSER beschriebenen aus der Areue-Zone (27). Vergleiche mit GANSSER's Belegsammlung und mehrere Begehungen der Areue-Zone in der Umgebung von Splügen und am Areuepass konnten das nur bestätigen.

Vor dem Nordrand der Tambo-Decke konnte GANSSER die schon vorher teilweise bekannten Gneislamellen der Burgruine Splügen (12) und Areuealp als kristalline Basis einer Serie, die vom Karbon bis in die Bündnerschiefer reicht, vom Bernardinopass bis zur Burgruine Splügen zusammenhängend verfolgen; er nennt sie nach der zentralen Lokalität Areuealp die Areue-Zone. Obschon dieselbe dort sehr stark verfaltet ist, sind in ihr doch noch weit vollständigere Profile erhalten geblieben als in unserem Gebiet in der Bruschghorn-Schuppe.

Was aber die Areue-Zone mit der Bruschghorn-Schuppe gemeinsam hat, ist folgendes:

1. Grosse Mächtigkeitsschwankungen, Fehlen eines einheitlichen Profils, grosse tektonische Beanspruchung aller Schichtglieder.
2. Die Basis einer nicht mächtigen Sedimentserie bildet eine „zur Hauptsache aus Orthogneis bestehende kristalline Lamelle", der Areuegneis (Gneis der Burgruine Splügen). Der Kontakt mit dem Liegenden ist rein tektonisch.
3. Triasische Gesteine können auch unter dem Gneis auftreten (basale Triasreste GANSSER's).
4. Rauhwacken und Dolomite sind die Hauptvertreter der Trias.
5. Weisse Marmore treten innerhalb der Trias auf.
6. „Grünliche, chloritische Schiefer, die oft etwas an ophiolithische Einlagerungen erinnern", finden sich ebenfalls in der Trias.
7. Über den Rauhwacken kann ein weisser, dünnblätteriger Quarzit mit weissen Serizithäuten vorkommen.
8. Über der Trias können graue, gebänderte Marmore auftreten, die als metamorphe Fazies des Lias anzusehen sind.

Dass aber in unserem Gebiet die Profile viel unvollständiger und die einzelnen noch vorhandenen Horizonte viel dünner sind, kann nicht verwundern. Dessen ungeachtet darf mit grosser Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass unsere Bruschghorn-Schuppe mit der Areue-Zone GANSSER's identisch ist.

TEKTONIK.

Der Kontakt der Bruschghorn-Schuppe mit dem Liegenden, dem Flysch der Adula-Decke, ist ein rein tektonischer. Die Überschiebungsfläche weist kaum grössere Komplikationen tektonischer Art auf.

Anders sind die Verhältnisse im Kontakt mit dem Hangenden. Über der Bruschghorn-Schuppe folgt die Gelbhorn-Decke in verkehrter Lagerung, d. h. mit ihrem jüngsten Schichtglied, dem Flysch, jener aufliegend. Im südwestlichen Teil unseres Gebietes fehlt der Flysch und das Jungmesozoikum der Gelbhorn-Decke, die Obrist-Zone; dort folgt über der Bruschghorn-Schuppe der Dogger der Gelbhorn-Decke.

Im Gegensatz zum einfachen Kontakt mit dem Liegenden weist die Bruschghorn-Schuppe komplizierte Verfaltungen und Verschuppungen mit den Schiefern der hangenden „Dogger-Zone" auf (s. Fig. 8 und 13). Solche Kompli-

kationen sind auf den südwestlichen Teil unseres Gebietes beschränkt, zwischen Gelbhorn und Bodenhorn erreichen sie ihr Maximum.

Damit schiebt sich die dünne Lamelle der Bruschghorn-Schuppe als rein antiklinales Element zwischen die mächtigen Synklinalzonen des Adulaflysches einerseits und die jüngsten Schichten der Schamser Elemente anderseits. Tatsächlich sind solche Verhältnisse rein mechanisch nicht leicht verständlich, wir werden aber bei der Besprechung der Tektonik der Gelbhorn-Decke erkennen, dass wir die im Felde vorgefundenen Verhältnisse schwerlich anders interpretieren können.

Der Verlauf der Bruschghorn-Schuppe ist teilweise bereits in der Einleitung angegeben worden, er ist auch aus der tektonischen Karte, Fig. 23, deutlich ersichtlich und soll hier nicht wiederholt werden.

Dagegen ist die Verfolgung dieser Zone in die benachbarten Gebiete von hohem Interesse.

Im südlich anschliessenden Gebiet konnte NEHER (nach freundl. mündl. Mitteilung) die Bruschghorn-Schuppe an zahlreichen Orten feststellen; sorgfältige Vergleiche anlässlich gemeinsamer Exkursionen lassen keinen Zweifel an der Identität jener Lamellen mit unserer Bruschghorn-Schuppe aufkommen. Die nächstens erscheinende Arbeit NEHERS über das südliche Westschams wird die exakten stratigraphischen und tektonischen Details enthalten.

Im Gebiet der nördlichen Tambo-Decke hat GANSSER (27) das unmittelbar über den Schiefern der Adula-Decke auftretende Element die „Areue-Zone" genannt. Wir haben hier schon auf die in stratigraphischer Hinsicht frappante Ähnlichkeit der beiden Serien, Bruschghorn-Schuppe und Areue-Zone, hingewiesen. Dazu kommt nun noch die analoge tektonische Lage: Hier wie dort liegen diese Elemente mit tektonischem Kontakt direkt auf den jüngsten Schiefern der Adula-Decke. Bei uns haben wir diese Schiefer als Flysch erkannt. GANSSER spricht nicht von Flysch. Ob infolge einer wesentlich höheren Metamorphose ein eventuell vorhandener Flysch dort nicht mehr sicher als solcher erkannt werden kann, oder ob die bei uns vorhandene Flyschzone der Adula-Decke dort überhaupt fehlt, primär stratigraphisch oder nur tektonisch, bleibt noch zu erforschen. Dessen ungeachtet ist die tektonische Lage von Areue-Zone und Bruschghorn-Schuppe dieselbe.

Im Ostschams hat STREIFF (114), wie wir früher erwähnten, den Flysch der Adula-Decke zwischen Viamala und Schyn scharf abgrenzen können; die bereits von WILHELM (134) kartierte Trias am Weg von Samest nach Obermutten bildet unmittelbar dessen Hangendes. Eine genaue Übereinstimmung jener Trias mit der Bruschghorn-Schuppe in ihrer tektonischen Lage ist also hier vorhanden. Bei Begehungen im Sommer 1940, die leider nur kursorischer Natur sein konnten, erkannte ich aber in den Gesteinen jener Linse genau die selben Triasglieder wie in der Bruschghorn-Schuppe: braune Dolomite, sandige, gelb-grüne, dolomitische Kalkschiefer, weisse Serizitquarzite etc. Damit wäre am Muttnerhorn, zwischen dem Adula-Flysch und der Nivaigl-Serie STREIFF's, die mögliche Fortsetzung unserer Bruschghorn-Schuppe nach Osten gefunden.

Die Frage nach der grosstektonischen Beheimatung der Bruschghorn-Schuppe kann von unserem Gebiet aus nicht direkt beantwortet werden. Ausschlaggebend sind dabei die Untersuchungen im Bereiche der Tambo-Decke. Dort kann die Areue-Zone sowohl gegen die Misoxer Mulde als auch gegen die Splügener Mulde nur auf kurze Distanz verfolgt werden. GANSSER (27) betrachtet sie als Teilelement der Misoxer Zone, während STAUB (108) sie, neben tektonischen auch aus faziellen Gründen, aus der Splügener Mulde bezieht.

Die weitgehend abgeschlossenen Detailaufnahmen der Umgebung von Splügen durch NEHER dürften zur Lösung dieser Probleme wohl noch einige neue Beiträge liefern. Vorderhand müssen wir uns mit der Feststellung begnügen, dass es sich bei unserer Bruschghorn-Schuppe um ein sicher mittelpenninisches Element, wahrscheinlich um ein solches der Tambo-Decke, handelt.

ANHANG: Kluftmineralien.

Auffallend schöne und reichhaltige Stufen der Dolomit-Quarz-Kalzit-Albit-Paragenese liefern die Triashorizonte der Bruschghorn-Schuppe.

Muttergestein ist entweder der massige Dolomit oder die braun-weiss gebänderten Marmore. Der Übergang vom Gestein zur Kluft ist gegeben durch eine derbe, zellig struierte, aus Quarz und Dolomit bis Siderit bestehende Gesteinsanlage, aus der dann die eigentlichen Kluftmineralien herauswachsen.

Als Unterlage schied sich zuerst eine Generation von undeutlich spätigem Dolomit aus. Darauf bildete sich Quarz, einzeln oder in kleineren Gruppen, Kalzit in skalenoëdrischer Tracht und grosse, tafelige Albite.

Die gegenseitigen Altersbeziehungen sind nicht völlig klar zu deuten. Es scheint, als ob der Quarz stellenweise auf dem Kalzit liegen würde, demnach also jünger als dieser wäre oder ihn mindestens in der Kristallisationszeit überdauert hätte. An einigen charakteristischen Stellen scheint der Albit dem Quarz aufgelagert zu sein, so dass er als jüngste Mineralbildung zu gelten hat.

Kalzit. Vorwiegend skalenoëdrische Trachten, flächenarme Formen. Farbe meistens milchig-weiss. Zeigt auf regenexponierten Fundstellen dunkeln, schwach limonitischen Überzug. Bis 5 cm gross.

Dolomit. Rhomboëdrische Trachten, häufig helmartig gekrümmte Kanten, gelbbraun gefärbt, dadurch deutlich vom weissen Kalzit unterscheidbar. Grösse bis 3 cm.

Quarz. Langsäulige, meistens flächenarme Formen. Trapezoëder sehr selten. Immer farblos, Rauchquarze oder Amethyste nie beobachtet. Oft durch oberflächliche Ätzung etwas matt. Bis 10 cm lang.

Albit. Tafeliger Habitus nach $<010>$. Auffallend durchsichtig, nicht milchig. Häufig grosser Flächenreichtum. Deutlich hervortretende Zwillingsbildungen, meistens nach dem Albitgesetz. Daneben kann es sich wohl auch um ähnliche Zwillingsbildungen handeln, wie sie von B. KREBS (52) von Material von der Alp Rischuna beschrieben wurden. Auf den Albitkristallen liegt manchmal ein feiner, graubrauner Überzug von chloritisch-serizitischer Substanz. Grösse der Tafeln bis 5 cm.

III. Die Gelbhorn-Decke.

A. Historisches.

Die Ansichten der älteren Geologen (HEIM, ROTHPLETZ, DIENER) über die Gesteinsserien des Schams sind bereits im historischen Überblick über die Bündnerschiefer erwähnt worden. Erst mit der Erkenntnis der Deckennatur der Alpen werden die Schamser Elemente neu untersucht.

WELTER (121) und MEYER (62) suchen mit Hilfe der damals noch neuen Deckenlehre als Erste die seltsamen Lagerungsformen im Schams zu erklären. Im Westschams wird, unter dem Einfluss und der Leitung STEINMANN's beson-

ders, über die Bündnerschieferunterlage eine „untere" und eine „obere Klippen-Decke" und eine „Breccien-Decke", die zusammen der Trias-Lias-Zone der heutigen Gelbhorn-Decke entsprechen, und eine „ostalpine Decke", heute als Splügener Kalkberg-Weissberg-Zone bezeichnet, ausgeschieden.

Aber schon wenige Jahre später erkennt ZYNDEL (125) mit überraschender Objektivität die Mängel dieser tektonischen Interpretation. Seine sorgfältigen Feldaufnahmen und deren überzeugende tektonische Auslegung müssen heute wieder mehr als je ihrer Zeit vorauseilend genannt werden.

R. STAUB (85, 91, 92, 98) kann im Ablauf seiner ersten Arbeiten Teile der Schamser Decken im Avers weit nach Süden verfolgen und erkennt zunächst, dass diese etwa in das Niveau der Margna-Decke gehören, also oberpenninisch sind, vor der Surettastirn aber teilweise unter diese eingewickelt wurden.

WILHELM zeichnet im Auftrag der Geologischen Kommission eine Spezialkarte des Schams (134), wobei die früheren Kartierungen ZYNDEL's weitgehend mitberücksichtigt werden. Es werden drei von ihm nun gesonderte Schamser Decken ausgeschieden, nämlich von unten nach oben: Splügener Kalkberg-Gurschus-Weissberg-Zone, Gelbhorn-Decke, Flysch-Decke. In unserem Untersuchungsgebiet kommt nach WILHELM nur die Gelbhorn-Decke vor. Sie bildet eine Deckfalte mit verschupptem Rücken und liegt mit ihrem verkehrten Schenkel direkt der Bündnerschieferunterlage, den „Beverinschiefern" auf. Eine genauere Erklärung der differenten Lagerung der Decken im Ost- und Westschams wird nicht gegeben. Dagegen ist die Karte mit den vielen eingehenden Detailbeobachtungen unseren späteren Untersuchungen zum wertvollen Wegweiser geworden.

In einer zusammenfassenden Arbeit über die Tektonik der Westalpen widerlegt STAUB (108) u. a. die tektonischen Thesen HAUG's von der Beheimatung der Préalpes. Dabei wird der Gebirgsbau im Schams unter neuen Gesichtspunkten betrachtet. Ohne die Ergebnisse der im Gange befindlichen Untersuchungen STREIFF's bereits zu kennen, gelangt STAUB zu einer Aufteilung der Schamser Decken in Einheiten aus der Splügener Mulde, der Suretta-Decke und der Margna-Sella-Decke. Die fazielle Ähnlichkeit der Gelbhorn-Decke mit dem Splügener Zug und der Areue-Zone, ferner das sichere Auftreten von Gelbhornsedimenten im nördl. Teil der Splügener Mulde lassen ihn vor allem die Ansicht begründen, die Gelbhorn-Decke müsse aus der Splügener Mulde stammen.

Seit einigen Jahren wird das südwestliche Mittelbünden auf Anregung R. STAUB's durch Mitglieder des Geologischen Institutes Zürich neu untersucht.

GANSSER (27) befasst sich mit der Region der Tambostirn; die von ihm dort ausgeschiedenen Zonen ziehen teilweise ins Schams; seine Ergebnisse sind an den entsprechenden Stellen speziell erwähnt worden.

Jüngstens sind die Untersuchungen STREIFF's im Ostschams abgeschlossen worden (114). Da es sich dabei um die Erforschung der unmittelbaren östlichen Nachbarschaft unseres Gebietes handelt, haben wir uns mit STREIFF's Arbeit genauer zu befassen. Er kann folgende tektonische Gliederung seines Gebietes geben:

Aela-Decke: (Mittelostalpin)	Toissa-Klippe
Obere Schieferserien: (Oberpenninikum)	Curvèr-Serie Obere Flyschschuppe Martegnas-Serie Untere Flyschschuppe

Schamser Decken: (Oberpenninikum)	Surcrunas-Zone Marmor-Zone Gurschus-Kalkberg-Zone
Suretta-Decke: (Mittelpenninikum)	Rofnaporphyr und zugehörige Sedimente
Adula-Decke:	Tomüllappen (Viamalaschiefer und Flysch).

Neben der Tomülserie treten nach meinen Untersuchungen Teile der Surcrunas-Zone (= Trias-Lias-Zone der Gelbhorn-Decke) und die untere Flyschschuppe mit ihrer Unterlage, der Nivaigl-Serie (= Dogger-, Obrist- und Flysch-Zone) auch im nördl. Westschams wieder auf.

Es ist STREIFF vorbehalten geblieben, in die unklaren stratigraphischen Verhältnisse des Ostschams Ordnung zu bringen, scharf abgrenzbare Zonen auszuscheiden, diese als tektonische Einheiten mit den Decken des Westschams zu vergleichen und eine neue Erklärung für die komplexe Tektonik und damit eine Verbindung der beiden Talseiten finden zu können. Einzelheiten werden im tektonischen Abschnitt ausführlicher zur Sprache kommen.

In allernächster Zeit wird schliesslich die Arbeit von J. NEHER über das südliche Westschams erscheinen, womit die Neuaufnahme der Gebirge beidseits des Schams vorläufig abgeschlossen ist. Damit wird es möglich werden, die teilweise seit langer Zeit akuten Probleme unter neuen Gesichtspunkten zu betrachten und einer endgültigeren Lösung entgegenzuführen. Dies ist umso wünschenswerter, als bisher die Ansichten STAUB's und STREIFF's leider noch nicht in Übereinstimmung gebracht werden konnten.

Wir bezeichnen auf Grund unserer neuen Untersuchungen im folgenden nun als Gelbhorn-Decke einen Komplex, der stratigraphisch von der Trias bis zum Flysch reicht, der sich aber in folgende tektonisch und stratigraphisch abgrenzbare Teilelemente gliedern lässt:

Flysch-Zone
Obrist-Zone
Dogger-Zone
Trias-Lias-Zone

Dabei stellt die Trias-Lias-Zone dasjenige Element dar, das bis jetzt allein als Gelbhorn-Decke in unserem Gebiet gegolten hat. Die Gesteine der Dogger-Obrist- und Flysch-Zone wurden bis anhin zur Schieferunterlage gerechnet.

B. Die Trias-Lias-Zone.

Die Trias-Lias-Serie mit ihrer ausgesprochen neritischen Fazies, ihrer zyklischen Sedimentation und ihren daher scharf abgrenzbaren und meist sehr gut zu erkennenden Horizonten bildet den grossen Lichtblick im Dunkel des Schieferchaos. Das Farbenspiel der gelben Dolomite, violetten Tonschiefer und blauen Liaskalke ist für den Bündnerschiefergeologen nachgerade eine Augenweide, und nicht umsonst hat durch frühere Forscher gerade diese Serie am detailliertesten ausgeschieden werden können.

STRATIGRAPHIE.

1. Trias.

a. Unterer grauer Dolomit.

An wenigen Stellen, so zwischen Tarantschun und Curtginatsch, im Kern der Runalantiklinale, auf Alp Tumpriv und im Mathoner Tobel (s. Fig. 21) erscheint als älteste Schicht der Gelbhorn-Serie in unserem Gebiet ein grauer, massiger, sehr feinkörniger Dolomit, ununterscheidbar von gewissen Typen aus der Kalkberg-Serie. Seine Farbe variiert von hellem Grau zu dunklem Grauschwarz. Er ist allseitig von Kalzitkluftfüllungen durchzogen, im Gegensatz zu höheren Dolomiten, die hauptsächlich Quarzkluftfüllungen aufweisen. Eine Mächtigkeit ist schwer anzugeben, da die Aufschlüsse schlecht und selten sind, doch erreicht sie nie mehr als 10 m. Im Übergang zur hangenden Rauhwacke wird der Dolomit heller; erste dünne Zwischenlagerungen von Rauhwacke treten auf, die hier horizontalen Kluftfüllungen können mehr als die Hälfte des Gesteins ausmachen, und schliesslich tritt die Dolomitsubstanz immer mehr zurück und macht allmählich der Rauhwacke Platz.

b. Rauhwacken.

Das ganze Plateau südlich des Runal wird von einem zusammenhängenden Rauhwackekomplex von rund 3 km² Ausdehnung eingenommen, ist aber wegen der geringen Steilheit etwas mangelhaft aufgeschlossen. Daneben sind an zahlreichen anderen Lokalitäten Rauhwacken zu finden.

Die Rauhwacke schaltet sich zwischen den eben beschriebenen grauen Dolomit und die höheren hellen Dolomite ein, stellt also ganz gewiss ursprünglich einen stratigraphischen Horizont dar. Es sind karbonatsandige Gesteine, meistens von ockerbraunen, seltener von grauer Farbe, die an der Oberfläche zellig verwittern. Sie führen meistens fremde Komponenten, die tektonisch in die Rauhwackegrundmasse hineingelangt sein müssen, und für deren Grösse es überhaupt praktisch keine Grenzen gibt.

Als wichtigste grobe Komponenten kommen vor:

Dolomite. Sie sind weitaus die häufigsten Komponenten, ihre Grösse ist ganz verschieden, die Verwitterung meist auffallend weit fortgeschritten, so dass kleinere Komponenten oft in lockeres Mehl aufgelöst worden sind.

Tonschiefer. Rote, grüne, violette und fahle Tonschieferbrocken, vollständig eckig, bilden einen typischen Bestandteil unserer Rauhwacken. Sie sind meist 1—5 cm gross, vereinzelt aber bis 2 m lang, wenige Horizonte sind frei von diesen bunten Komponenten.

Liaskalke. Wo ein tektonischer Kontakt zwischen Lias und Rauhwacken besteht, findet man die Rauhwacke stark vermengt mit eckigen, oft metergrossen, häufig auch fossilführenden Liaskomponenten. Schliesslich können auch grössere Komplexe von Liaskalk mit intaktem Schichtverband allseitig von Rauhwacken umgeben sein; solche Liasschollen sind bekannt aus dem Gebiet direkt südlich des Runal.

Genetisch-lithologische Bemerkungen zu den Rauhwacken.

Rauhwackebildungen sind in unserem Gebiet so häufig und meistens auch gut aufgeschlossen, dass an dieser Stelle einige Rauhwackeprobleme kurz diskutiert werden sollen.

Leider sind die Rauhwacken allgemein petrographisch und besonders chemisch noch so schlecht untersucht und definiert, dass man oft im Ungewissen sein kann, wann man ein Gestein

noch so nennen darf. Der Feldgeologe bezeichnet mit Rauhwacke in der Regel ein weiches, poröses, zellig anwitterndes Karbonatgestein.

Im Dünnschliff erkennen wir eine karbonatische, feinkörnige Grundmasse, meist von poröser Textur, in der als Komponenten eingelagert sind: Karbonatkörner, meistens gerundet, Quarz in sehr verschieden grossen, gerundeten Körnern, Orthoklase, Albite und Oliogoklase meistens gerollt, und schliesslich als wesentlich grössere, eckige Brocken verschiedene Tonschiefer, Dolomite, Kalke oder Marmore. Dazu kommt noch Limonitsubstanz, die unregelmässig verteilt ist, häufig Hohlräume umschliesst und dem ganzen Gestein die typische braune Farbe gibt.

In welchen Grenzen das Verhältnis von Kalk zu Dolomit variieren kann, ist noch unbekannt, obschon man oft die zellige Textur auf selektive Verwitterung inhomogener Kalk- und Dolomitgemenge zurückführt. Aus unserem Gebiet sind reine Dolomitrauhwacken ohne Kalksubstanz nicht bekannt.

Ein häufiger Begleiter der Rauhwacken ist Gips. Dieser erscheint aber meistens in selbständigen grösseren Komplexen und deutlich getrennt von der Rauhwacke. Wieweit kleinere Gipsmengen diffus in der Rauhwacke verteilt auftreten, ist noch unsicher. Von 8 Rauhwackeproben zu ca. 200 g, die pulverisiert 24 Stunden lang in Wasser gelegt wurden, konnten nur von zwei Gips in geringen Mengen nachgewiesen werden. Obschon darauf geachtet wurde, dass die verwendeten Proben relativ frisch, d. h. nicht aus der oberflächlichsten Schicht waren, bleibt natürlich die Möglichkeit, dass ein einstiger Gipsgehalt bereits im anstehenden Fels ausgelaugt worden war.

An einigen Rauhwackeproben wurden ferner Schwereminerauntersuchungen gemacht. Dabei wurde festgestellt, dass darin meistens schwere Mineralien selten sind oder überhaupt fehlen können. Turmalin ist am häufigsten, Zirkon und Rutil treten stark zurück, andere Mineralien wurden überhaupt nicht gefunden.

Untersucht man die faziellen Bedingungen, unter denen die Gesteine, die später zu Rauhwacke wurden, gebildet worden sind, so stellt man einheitlich eine Regressionsphase des Meeres für diese Zeit fest. Lagunäre Sedimente, häufige Wechsellagerungen, besonders aber Gips oder gar Halogensalze sind typisch für diese Bildungen. Auch die psammitische Struktur vieler Rauhwacken deutet auf seichtes Meer und grosse Küstennähe hin.

Es ist eine alte Erfahrungstatsache, dass bei der Gebirgsbildung Gips und Rauhwacke als gute Gleithorizonte dienen, auf denen sich das Hangende über das Liegende verschiebt. Dabei behält aber die Rauhwacke in vielen Fällen ihre völlig ungerichtete Textur bei und zeigt kaum eine Spur von Schieferung oder Umkristallisation, während andere Gesteine als Gleithorizonte extrem zerquetscht und mylonitisiert werden.

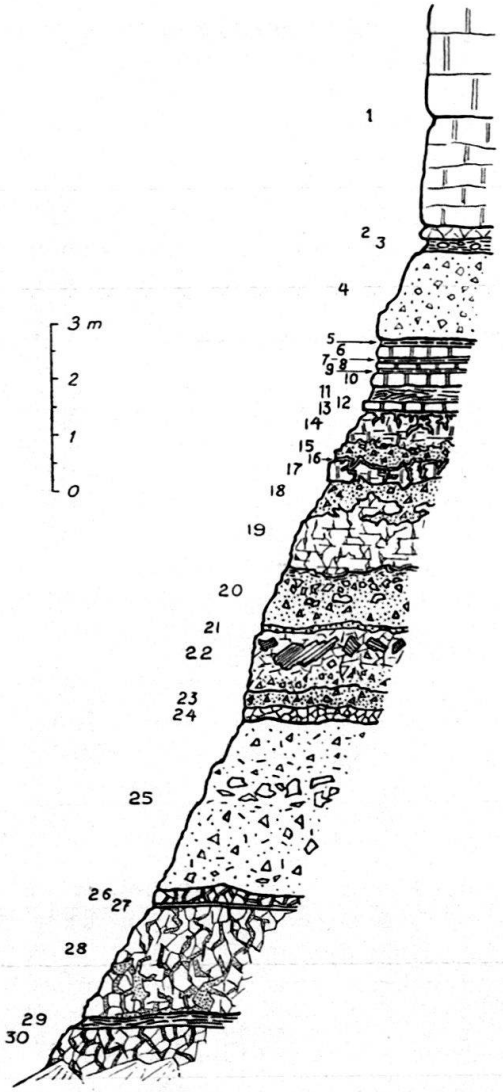
Ein Charakteristikum kennzeichnet aber diese tektonisch bewegten Rauhwacken besonders, nämlich ihr Gehalt an fremden Komponenten. Von der Alp Tumpriv kennen wir z. B. bis 100 m lange Komplexe von Vizanbreccien, völlig von Rauhwacke eingeschlossen; sie werden später als „Exotische Massen" beschrieben werden. Weit häufiger sind natürlich feinere Breccien, die als wichtigste Komponenten neben Dolomit hauptsächlich Tonschieferbrocken führen. Das können einerseits primär mit der Rauhwacke wechsellagernde Schichten und Bänder gewesen sein, die bei tektonischen Bewegungen zersplittert und als Breccienkomponenten in die Rauhwacke gelangt sind, oder aber es sind Gesteine eines liegenden oder hangenden Gesteinskomplexes, weder stratigraphisch noch tektonisch unbedingt zum Rauhwackehorizont gehörend. Fehlt z. B. der Dolomit zwischen Rauhwacke und Lias, wie an einer Lokalität auf Alp Nursin, sodass diese beiden Gesteine unmittelbar aneinanderstossen, so kann man eine ganz auffallende Anreicherung von Liaskomponenten in der Rauhwacke feststellen.

Als Beispiel einer tektonisch ziemlich gering beanspruchten Rauhwacke sei das sehr gut aufgeschlossene Profil im Mathoner Tobel, 1 km westlich Mathon, angeführt (siehe Fig. 9).

Aus diesem Profil geht in der Hauptsache folgendes hervor:

Es handelt sich hier nicht um eine einheitliche Rauhwackeschicht, sondern um zahlreiche, petrographisch-lithologisch sehr verschiedene Horizonte, die im ganzen eine Folge von verschiedenen Karbonatpsephiten und -psammiten, Dolomiten und Tonschieferlagen darstellen. Alle diese verschiedenen Rauhwackehorizonte sind Breccien, z. T. monomikt, häufiger polymikt. Wir glauben aber, dass das in diesem Falle nicht stratigraphische Breccien, also aquatische Einschwemmungen, sondern tektonische Gebilde sind.

Fig. 9. *Rauhwacke im Mathoner Tobel.*



1 3 m massiger Dolomit mit grünen Tonzwischenlagerungen.
2 0,2 m Dolomitbreccie.
3 0,2 m grüne Quartenschiefer mit Dolomitkomponenten.
4 1,5 m oberste Rauhwacke. Grobe Breccie aus verschiedenen Dolomiten und Tonschieferkomponenten, ungerichtete Textur, porös.
5 0,1 m grüne Tonschiefer.
6 0,2 m gelber Dolomit, senkrecht geklüftet.
7 0,1 m grüne Tonschiefer.
8 0,1 m heller geklüfteter Dolomit.
9 5 cm grüne Tonschiefer.
10 0,2 m heller Dolomit, massig, nicht brecciös.
11 0,3 m tonig-mergeliger Dolomit, geschiefert, nach unten dolomitischer und massiger werdend.
12 0,1 m heller Dolomit, stark quergeklüftet, bildet gerades, auffallend ungestörtes Band.
13 3 cm grüne Tonschiefer, greifen in Unebenheiten und Klüfte des Liegenden ein.
14 0,3—0,7 m heller Dolomit, stark zerbrochen und intensiv zu weissem Pulver verwittert. Ohne scharfe Grenze brecciös im Übergang ins Liegende.
15 0,1—0,5 m braune Breccien, im oberen Drittel Anreicherung von Tonschieferkomponenten, grob, wenig porös, darunter feinere Dolomitbreccie mit mehligen, gerundeten Dolomitkomponenten. Untere Grenze ganz unregelmässig.
16 1—4 cm grüne Tonschieferbreccie, unregelmässige Grenze gegen Liegendes bildend.
17 0,1—0,3 m heller Dolomit, zerbrochen, ganz unregelmässig vom Hangenden umflossen und durchtränkt.
18 0,1—1 m unregelmässig gemischte Breccie aus weissem Dolomit und kleinen, mehligen, dunkelgelben Dolomitkörnern, unregelmässig in langen Armen ins Liegende eindringend.
19 0,5—1,5 m hellgrüne poröse monomikte Dolomitbreccie.
20 1 m unregelmässige Folge von verschiedenen Breccien: zu oberst Übergang der grauen Breccie in gelbe mit roten Tonschiefern, verschieden grosse Dolomitkomponenten, graue und rote Tonhäute, gegen unten vorherrschend ocker des stark verwitterten Dolomites, untere Abgrenzung ziemlich eben.
21 0,1 m bunte Breccien.
22 1 m graue monomikte Breccie, mit halbmetergrossen, geschichteten, schiefgestellten Dolomitblöcken, nach unten feiner werdend, unten hellgraue Komponenten in dunkelbrauner bis bunter Grundmasse.
23 0,3 m dunkelbraune, sandige, feine Breccie, polymikt.
24 0,2 m graue, fast monomikte Breccie.
25 2 m bunte, mittelfeine Breccie, gelb bis grau, stellenweise in Lagen sehr grob.
26 0,3 m graue Breccie, grob, braune Farbe des Bindemittels untergeordnet.
27 1—3 cm helle Tonschiefer, etwas rostig anwitternd, geranden Horizont bildend.
28 2 m hellgraue Dolomitbreccien in dunkelgelbem, sandigem Zement, der oft in breiten Adern weit vorherrscht.
29 0,3 m graubrauner, mergeliger Tonschiefer.
30 graubraune Dolomitbreccie.
Aufschluss nach unten verschüttet.

Warum zeigen diese Breccien keine Spur von Schieferung, während die umliegenden Dolomite und Quartenschiefer ausgesprochen metamorph sind? Wie kann eine hangende Gesteinsschicht in die Risse und offenen Klüfte ihres Liegenden eindringen wie Konfitüre ins Brot? Weshalb ist die Dolomit- und Kalksubstanz in den Rauhwacken so weitgehend verwittert, wo doch benachbarte Dolomite völlig frisch sein können?

Eine solche intensive Verwitterung können wir uns nur durch alte, langanhaltende Einwirkung von Wasser erklären. Wir wissen, dass beim Stollen- und Tunnelbau aus der Rauhwacke die grössten Wassereinbrüche zu erwarten sind, dass also auch jetzt noch das Porenvolumen und damit der Wassergehalt von Rauhwacken ganz bedeutend höher ist als bei andern, dichten Gesteinen. Zur Annahme eines sehr hohen Wassergehaltes müssen wir auch kommen, wenn wir uns ein Bild davon machen wollen, wie die vielen fremden Komponenten, von welcher Grösse sie auch seien, in die Rauhwacke hinein gelangt sind. Das erscheint nur dann möglich, wenn der ganze Gesteinskomplex so vollständig von Wasser durchtränkt ist, dass er gegenüber tektonischer Beanspruchung nicht mehr als fester Stoff, sondern als plastische, breiige Flüssigkeit wirkt. Eine solche Rauhwacke„suppe" kann dann leicht fremde Schuppen und Brocken aus dem Hangenden aufnehmen. Anderseits müssen die zahlreichen Dolomit- und Schieferbänke, die ursprünglich mit den Rauhwackegesteinen wechsellagerten, ihren Halt verlieren, sie müssen bei tektonischer Beanspruchung zerbrechen und so die Komponenten für die tektonischen Rauhwackebreccien liefern, eine Erklärung, auf die CORNELIUS (19) hingewiesen hat. So können wir auch die Fliessfiguren der Schichten 13, 16 und 18 unseres Profils verstehen (siehe Fig. 9), wo sandige, wasserreichere Horizonte versuchen, auf allen Spalten und Klüften resistentere Dolomitbänke zu umfliessen, zu durchdringen, was im Endeffekt dann schliesslich zur Breccie führt, wo die einstige Dolomitbank nur noch als völlig richtungslos in der Rauhwackemasse verteilte Komponenten erscheint.

Und schliesslich können wir nun auch eher das Fehlen von Anzeichen der Dislokationsmetamorphose begreifen. Verhält sich die Rauhwacke gegenüber tektonischen Bewegungen nicht als fester Körper, sondern wie eine hochviskose Flüssigkeit, bedingt durch ihren hohen Wassergehalt, so wird der einseitig gerichtete Druck der Umgebung in ihr zum allseitig gleichmässig wirkenden hydrostatischen Druck; die Rauhwacke braucht keine bevorzugte Richtung in ihrer Textur zu zeigen.

In das stratigraphische Niveau der Rauhwacken gehören ferner:

1. Gips.

Dieser tritt als typischer Begleiter der Rauhwacken in der Runalantiklinale südlich des Runalpasses, ferner am „Gipsgrat", im Pass zwischen Gelbhorn und Muotaulta auf. Die Gipsmasse ist von blassgrünen Tonschieferlamellen durchsetzt, die in dem sonst ungerichteten Gestein eine ursprüngliche Schichtung zu erkennen geben.

2. Quarzite.

Von zahlreichen Lokalitäten, besonders von der Alp Tumpriv, sind Quarzitvorkommen bekannt, die als grössere, einheitliche Komplexe in der Rauhwacke schwimmen. Makroskopisch ist es ein hellgrüner, sehr feinkörniger, massiger Quarzit, der lokal allerdings ziemlich tonig und dann feinplattig bis schieferig sein kann. Kennzeichnend ist sein hoher Gehalt an Hämatit, der nicht selten als schöne Eisenrose ausgebildet ist, sonst aber einfach schwarze Kluftflächen bildet. Im Dünnschliff stellt man in einer Grundmasse von Serizit und etwas Chlorit gerundete, gleichgrosse Körner von Quarz, untergeordnet auch von Mikroklin und Albit fest, was auf effusive Beimengungen hindeutet.

Auffallend ist nun, wie dieser Quarzit fast nie in Form einzelner Komponenten in den Rauhwackebreccien vorkommt, sondern meistens als einheitliche, geschlossene Masse vollständig von Rauhwacke umgeben ist; es sind solche Quarzitprofile von 10 m Höhe bekannt, die in sich kaum gestört sind, wo man z. B.

von unten nach oben ein langsames Zunehmen des Tongehaltes und damit ein Feinerwerden der Bankung feststellen kann.

Diese Quarzite werden auch von MEYER (62) und STREIFF (114) aus der Surcrunasrauhwacke des Ostschams erwähnt. Auffallenderweise sind aber an tektonisch relativ ungestörten Profilen solche leider noch nie gefunden worden. Trotzdem gehe ich mit STREIFF einig, dass es sich hier am ehesten um Raiblersandsteine handeln wird.

c. Exotische Massen in den Rauhwacken.

Ohne in das stratigraphische Niveau der Rauhwacken oder oft sogar ohne nur zur Gelbhorn-Decke zu gehören, sind in deren Rauhwacken diesen ursprünglich fremde Gesteinsmassen durch tektonische Vorgänge aufgenommen worden, die wir hier als „exotische Massen" bezeichnen wollen, entsprechend den exotischen Blöcken der Wildflyschkomplexe.

Vizanbreccien.

Eigentliche Vizanbreccien (Taspinitbreccien), wie sie aus dem Ostschams, vom Piz Vizan und der Muotaulta bekannt sind, treten in unserem Gebiete in ihrer normalen stratigraphischen Stellung über dem Lias der Gelbhorn-Decke nicht auf. Dagegen sind solche als grosse, exotische Massen in den Rauhwacken der Alp Tumpriv zu finden. Sie sind sowohl von WELTER (121) als auch von WILHELM (122) kartiert, aber nicht beschrieben worden. Dass es sich dabei um sichere Vizanbreccien handelt, steht ausser Zweifel, denn es treten neben fast reinen Dolomitbreccien auch die zahlreichen Varietäten mit den so typischen grünen Kristallinkomponenten auf.

Obschon die Aufschlüsse schlecht sind, ist kaum anzunehmen, dass es sich hier um einen einzigen, zusammenhängenden Komplex handelt, verteilen sich doch die einzelnen Vorkommen (südlich vom Runal) auf ein Gebiet von mehr als 1 km Länge. Wenn auch die grössten Massen mindestens 100 m weit aufgeschlossen sind, so ist plötzlich in ihrer Fortsetzung nur noch Rauhwacke festzustellen, so dass sie doch den Eindruck von einzelnen, unzusammenhängenden Schuppen erwecken, deren Länge zwischen 5 und 100 m wechselt.

Marmore, Quarzite, Ophiolithe, Radiolarite.

Von einigen Stellen sind in den Rauhwacken Marmorprofile bekannt, die unter sich eine gewisse Übereinstimmung in der Gesteinsfolge zeigen, obschon sie, wie die Vizanbreccien, örtlich weit voneinander entfernt sind. Es handelt sich um folgende Gesteine:

1. Massige, weisse, ungebankte Marmore; feine Sandeinschwemmungen bewirken bräunliche, rauhe Oberfläche.
2. Sehr grobspätige, graue Marmore.
3. Feinkörnige, graue, schieferige Kalke mit rötlich-braunen Tonhäuten auf der Schichtfläche.
4. Grau/grüne Bändermarmore mit grünen Tonhäuten, mit Übergängen in Hyänenmarmore.
5. Plattige, grün/braune Quarzite vom Typus der Gaultquarzite.

Zusammen mit den Marmoren treten ferner auf:

6. Ophiolithische Gesteine. Serpentine wurden noch keine gefunden, hingegen verschiedene Typen von Grünschiefern: Chlorit- und Chlorit-Albit-Schiefer.

Die relativ besten Aufschlüsse befinden sich ca. 100 m südlich des „u" von „Tarantschun".

7. Radiolaritschiefer. Schliesslich können noch grauviolette bis graugrüne, kieselige Tonschiefer, meistens in Verbindung mit Chloritschiefern, in den Rauhwacken auftreten. Manchmal sind sie ebenschieferig, manchmal durch Clivage stark zerknittert, lokal kann ein deutlicher Gehalt an Manganerz, Malachit und Kupferkies festgestellt werden; aus der Gelbhorn-Serie sind „Quartenschiefer" in dieser Ausbildung nicht bekannt. Dagegen wird man an sehr zerquetschte, tonige Radiolaritschiefer des Malm erinnert, wie sie in gleicher Ausbildung am Piz Calandari in den Splügener Kalkbergen und in der Martegnas-Serie des Ostschams vorkommen. Leider konnten im Dünnschliff keine Radiolariengerüste gefunden werden, was bei diesem Grad der Metamorphose allerdings verständlich ist.

Die Gesteine unter 3, 4 und 5 kennen wir in ähnlicher Ausbildung in unserem Gebiet aus der später zu besprechenden „Obrist-Zone", doch fehlt uns eine Erklärungsmöglichkeit, sie aus jenem tektonischen Element zu beziehen. Wir wissen von allen exotischen Massen in den Rauhwacken sicher, dass sie stratigraphisch gar nichts mit den Rauhwacken zu tun haben. Sie müssen einmal in der unmittelbaren Umgebung der Rauhwacke gelegen und bei tektonischen Bewegungen in die Masse der Rauhwacken hinein gedrückt worden sein, wobei sie sich teilweise in einzelne Schollen auflösten, die dann vollständig von der halbviskosen Rauhwackenmasse „umflossen" wurden.

Es scheint mir am natürlichsten, diese exotischen Massen aus der Marmor-Zone des Ostschams zu beziehen, da alle hier auftretenden Gesteine dort auch vorhanden sind, mit Ausnahme allerdings der Radiolarite. Im tektonischen Abschnitt wird diese Möglichkeit noch weiter diskutiert.

Anderseits gibt es aber im Ostschams Lokalitäten, z. B. auf Plaun la Botta, wo die hangenden Serien, Nivaigl- und Martegnas-Serie, ausserordentlich nahe an die Rauhwacke der Surcrunas-Zone zu liegen kommen, sodass es durchaus nicht ausgeschlossen ist, dass solche Gesteine auch in die Rauhwacke hinein gelangten; damit könnte auch die Anwesenheit von Radiolarit gut erklärt werden.

d. Helle Dolomite („Rötidolomit").

Über der Rauhwacke stellen sich helle Dolomitbänke in einer Mächtigkeit von maximal 30 m ein, die lithologisch grosse Ähnlichkeit mit dem helvetischen Rötidolomit haben, diesem aber im Alter kaum ganz entsprechen dürften. Es sind hellgelbe bis weisse Dolomite, die hell ocker anwittern und durch Dutzende von verschieden mächtigen, bunten Tonschieferbändchen stark gegliedert erscheinen. Der hohe Quarzgehalt dokumentiert sich in einem wirren Netzwerk von Quarzkluftfüllungen, die in der Anwitterung rauh hervortreten.

e. Bunte Tonschiefer („Quartenschiefer").

Ohne scharfe Grenze werden die anfangs dünnen Tonschieferlager mächtiger, die Dolomite treten zurück, wir sind im Bereich der „Quartenschiefer". Es sind violette, untergeordnet auch grüne Tonphyllite, mässig serizitisiert, häufig noch mit einem geringen Dolomitgehalt.

Sehr charakteristisch sind in den höheren Horizonten auffallende, mittelfeine bis grobe Konglomerate von gelben Dolomitkomponenten in violettem Tonschieferzement, welche als unregelmässige Einschwemmungen aus einer eng benachbarten Schwellenzone stammen müssen. Ausser Dolomiten sind gar keine

anderen Komponenten gefunden worden; es muss sich also um eine reine Sedimentbreccie mit lokalem Liefergebiet handeln. Die selbe Bildung wird von STREIFF aus dem entsprechenden Niveau der Surcrunas-Zone des Ostschams beschrieben.

f. Rhät.

(s. Fig. 10.)

Den oberen Abschluss dieser ziemlich unruhigen Triassedimentation bildet das Rhät in einer Mächtigkeit von ca. 6—10 m. In stets gleichbleibender Reihenfolge liegen übereinander:

Liaskalke.

14. 0,3—0,5 m grüner bis dunkler Tonphyllit.
13. 0,2—0,3 m graubrauner, knolliger, kieseliger Mergel, der im S in grünlichen, dunklen Quarzit übergehen kann.
12. 2—4 m Dolomit, auffallend intensiv senkrecht geklüftet, graubraun, in der Anwitterung fahlbraun.
11. 0,5—2 m einheitlich hellgrüne Tonschiefer.
10. 0,1 m schwarze Tonphyllite (nicht immer vorhanden).
9. 0,2—0,5 m grauer Dolomit.
8. 0,2—0,5 m schwarze Tonphyllite.
7. 0,5—0,7 m grauer Dolomit, bräunlich anwitternd, mit dunklen Serizithäuten.
6. 0,5—1,0 m grauer, dünnplattiger Kalk, Lumachelle.
5. 0,1 m schwarze Tonschiefer.
4. 1—1,6 m graue, kalkige Lumachelle mit *Pecten* und *Gastropoden*. Die Fossilien sind nur in der Anwitterungsfläche deutlich zu erkennen.
3. 0,3—0,8 m schwarze Tonschiefer.
2. 0,1 m rostige, grüne Tonschiefer.
1. 0,5—1 m dunkelgrauer Dolomit, graubraun anwitternd, ziemlich tonig.

Grüne Tonschiefer der Quartenschiefergruppe.

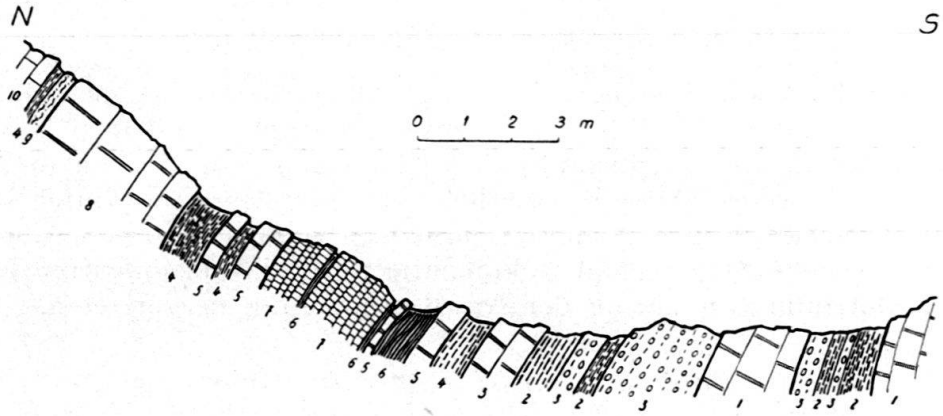


Fig. 10. *Stratigraphisches Profil durch die obere Trias der Gelbhorn-Decke, Beverin-Südwestgrat.*

1 Heller Dolomit.
2 Violette Tonschiefer.
3 Im violetten Tonschiefer gelbe Dolomitkonglomerate.
4 Grüne Tonschiefer.
5 Dunkelgrauer Dolomit.
6 Schwarze Tonschiefer.
7 Grauer, plattiger Kalk, Lumachelle.
8 Brauner Dolomit, stark senkrecht geklüftet.
9 Graubrauner, kieseliger Mergel.
10 Liaskalk.

MEYER beschreibt aus seiner „Zone der oberen Breccie" im Ostschams (62, pag. 19/20) ein Rhätprofil, das mit dem unserigen sehr weitgehend übereinstimmt.

Zwischen den massigen Komplexen der liegenden Dolomite und der hangenden Liaskalke haben die dazwischen gelegenen Tonschieferhorizonte als Gleitmittel bei den zahlreichen Differentialbewegungen während der Faltung dienen müssen. Dadurch zeigen Quartenschiefer und Rhät die üblichen Erscheinungen von Lamination, die häufig überhaupt zum Fehlen gewisser Glieder dieser Schichtserie führen können.

Wie sind diese lithologisch so ausgezeichnet differenzierten Triasschichten nach ihrem Alter genauer zu bestimmen?

Eine untere Abgrenzung ist bei uns nicht möglich, da eine ursprüngliche Unterlage als Liegendes der unteren grauen Dolomite nirgends vorhanden ist. Die obere Grenze bilden die Kalke des Hettangien, die ohne Anzeichen einer Schichtlücke auf dem Rhät liegen. Eine sehr ähnliche wie die oben als Rhät beschriebene Schichtgruppe ist im Ostschams aus der „Zone der oberen Breccie" erstmals von MEYER (62) diesem Alter zugeordnet worden, nachdem er aus den kalkigen Lumachellen neben anderen Fossilien *Myophoria postera* QU. bestimmen konnte. Wo die genaue Grenze zwischen Rhät und Norien ist, kann nicht gesagt werden. Wahrscheinlich wird der helle „Rötidolomit" etwa dem Norien und die Rauhwacken dem Raiblerniveau entsprechen, wie dies u. a. auch R. STAUB aus den verschiedensten penninischen Gebieten beschrieben hat. Durch die von J. NEHER äusserst gewissenhaft durchgeführten Krinoidenbestimmungen dürften dazu bald neue Daten geliefert werden.

Die ganze hier beschriebene Triasserie von kaum 50 m Mächtigkeit, die durchgehend sehr neritische Fazies aufweist, scheint nur den jüngeren Teil der Trias zu repräsentieren. Sie zeigt sehr grosse Ähnlichkeit mit der „Serie von Crestota", zu der STREIFF (114) im Ostschams, bei Bavugls und Taspin, den dazu gehörenden Unterbau fand: Kristallin (Taspinit), darauf transgredierend Buntsandstein, Dolomite, dolomitische Kalke und Kalkmarmore, die er zusammen als die „Serie von Taspin-Bavugls" bezeichnet. Die jurassische Vizanbreccie transgrediert sowohl auf seiner „Serie von Crestota", die in ihrer Ausbildung sehr weitgehend unserer Trias-Lias-Serie der Gelbhorn-Decke entspricht, als auch auf der „Serie von Taspin-Bavugls". Der „Oberbau", die Serie von Crestota, ist auf der Rauhwacke als Gleithorizont vom „Unterbau", der Serie von Taspin-Bavugls, abgeschürft worden. „Wo die Vizanbreccie über die ganze Serie von Crestota bis auf die unteren Triasglieder und den Gneis hinunter transgrediert" — wo also die Rauhwacke als Gleithorizont fehlte — „sind auch Teile dieser älteren Unterlage als Basallamellen mitgerissen worden" (STREIFF). Äquivalente zur Serie von Taspin-Bavugls fehlen aber in unserem Gebiet.

Dagegen besteht für mich, allein schon nach faziellen Vergleichen, kein Zweifel, dass die Serie von Crestota des Ostschams unserer Trias-Lias-Serie entspricht. Das fein differenzierte Rhät darf als sicheres Kennzeichen unserer Trias-Lias-Serie gelten; wir finden es in der selben Ausbildung in der Crestota-Serie der Surcrunas-Zone im Ostschams wieder, ebenso die Dolomitbreccien in den Quartenschiefern oder die grünen Sandsteine in der Rauhwacke, was für mich mit ein Grund ist, die Crestota-Serie mit der Trias-Lias-Serie der Gelbhorn-Decke des Westschams zu identifizieren.

2. Lias.

Im Lias der Gelbhorn-Decke wird die Sedimentation ruhiger: massige, dunkle Kalke mit einigen fossilreicheren Horizonten bilden die Hauptmasse, während sich in den oberen Partien erst Kieseleinschwemmungen im Kalk und schliesslich tonige Kalkschiefer einstellen.

Am SE-Grat des Beverin lässt sich folgendes Liasprofil aufnehmen:

Tonphyllite des Doggers.

12. 15 m Kalkschiefer, im älteren Teil sandig, im jüngeren toniger. Einlagerungen von vielen Linsen und Bänken von massigerem dunklem Kalk. Mehrere Breccienhorizonte: Mittelfeine Dolomit- und Kalkkomponenten in schieferigem Kalkzement. Sehr grosse, tektonisch bedingte Mächtigkeitsschwankungen.
11. 1 m Schwarze Tonschiefer.
10. 15 m Grobplattiger, schlecht gebankter Kalk, durch viele Kieselschnüre, die in der Anwitterung als helle Bänder hervortreten, gekennzeichnet, sog. „Kieselschnurlias", mit Belemniten.
9. 4 m Sehr dunkler, feinplattiger, stark geklüfteter Kalk, mit Pliensbachien-Fossilien.
8. 6 m Schlecht gebankter, linsiger, grauer Kalk, am Runal und Tarantschun mit stark rotbraunen Schichtflächen.
7. 8 m grobbankiger, blauer Kalk.
6. 2 m feinbankiger, brauner Kalk.
5. 3 m grauer, hellblau anwitternder, dünnschieferiger, schlechtplattiger Kalk.
4. 3 m blauer, feinbankiger Kalk.
3. 3 m brauner, grobbankiger Kalk.
2. 4 m schwarzer, grobbankiger Kalk, fossilreich, z. T. mit dolomitreicheren Partien, die in der Anwitterungsfläche als braune, unregelmässig begrenzte Flächen und Schlieren in Erscheinung treten.
1. 0,5 m brauner, sandiger Kalkmergel, knollig verschiefert.

Rhät.

Wenn sich auch die einzelnen hier ausgeschiedenen Glieder nicht überall gegeneinander abgrenzen lassen, da ihre lithologischen Unterschiede wirklich oft sehr gering sind, so zeigt sich in den Felswänden morphologisch doch überall eine klare Dreiteilung des Kalkes, hervorgerufen durch die auffallend feine Bankung von Schicht 6 und 9, und schliesslich der mit scharfer Grenze daran anschliessenden Kalkschieferkomplex.

Am Runal und Tarantschun zeigt die Schicht 8 auffallend rote bis rotbraune Schichtflächen; ähnliche rote Liaskalke werden von STREIFF auch aus der Crestota-Serie beschrieben. Dagegen wurden durchgehend rote Kalke, analog den ostalpinen roten Liaskalken, wie sie an einer Stelle im Ostschams und schon vor Jahren von STAUB am Averser Weissberg gefunden wurden, in unserem Untersuchungsgebiet nicht festgestellt.

Die von mir gefundenen Fossilien wurden in zuvorkommender Weise von Herrn Prof. Dr. A. JEANNET untersucht und nach Möglichkeit bestimmt, wofür ich ihm an dieser Stelle aufs verbindlichste danke.

Es handelt sich um folgende Fossilien:

(?) *Montlivaultia* sp., unt. Lias.
Terebratula cf. *ovatissima* QU.
Pecten thiollieri MARTIN, Infralias.
Pecten cf. *phyllis* D'ORB.
Schlotheimia (?) sp., unt. Lias.
Arietites (?) sp.
Arietites (Epammonites) latisulcatus ZIETEN, unt. Lias.

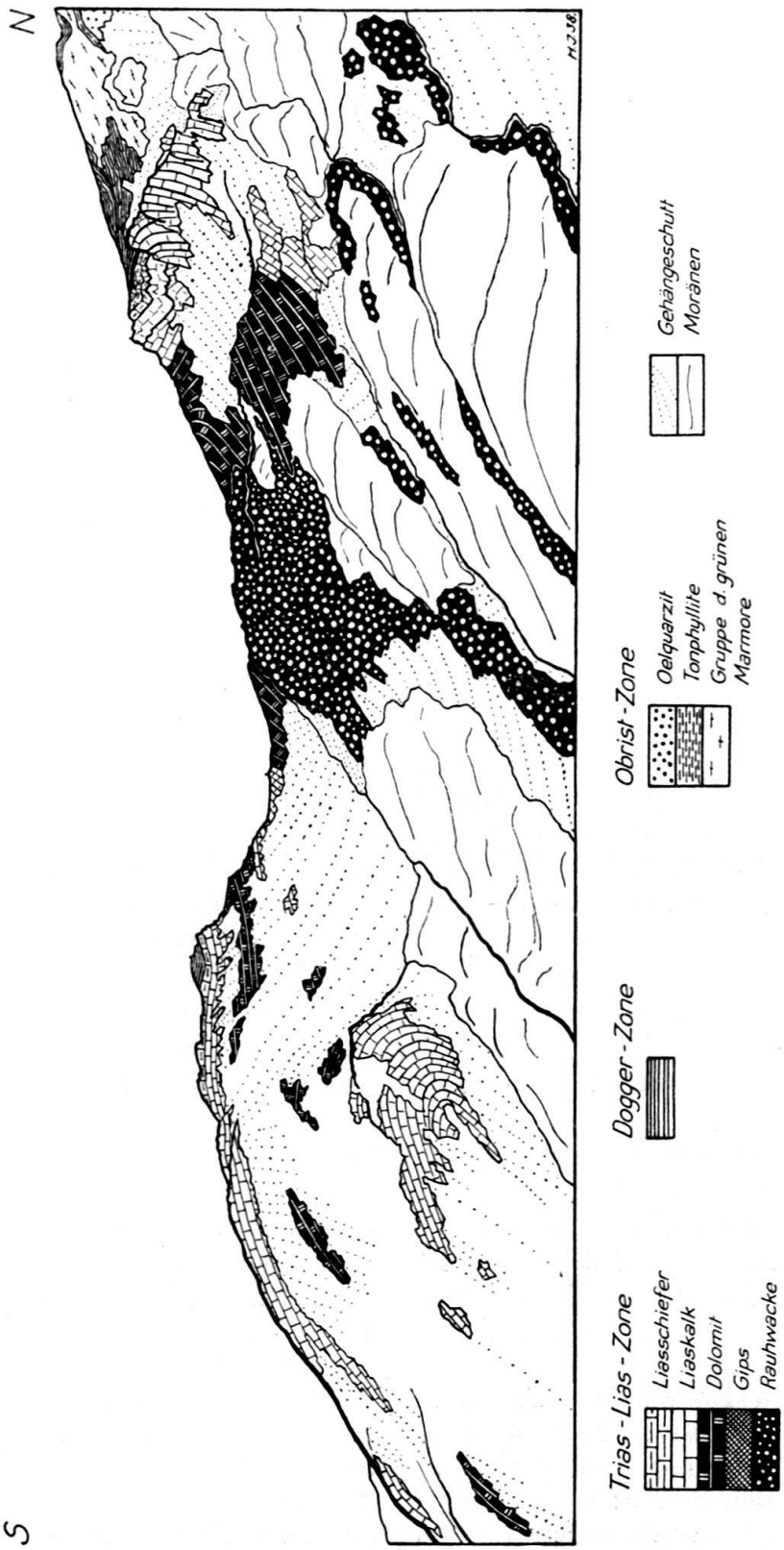


Fig. 11. *Runal, Rundpass und Beverin-Südwestgrat von Osten.*

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

Arietites (Arnioceras) falcaries Qu. sp., unt. Lias.
Polymorphites jamesoni Sow. sp., mittl. Lias.
Polymorphites cf. *fischeri* Haug, mittl. Lias.
(?) *Tropidoceras mangenesti* d'Orb. sp., mittl. Lias.
Tropidoceras cf. *valdani* d'Orb. sp., mittl. Lias.
Phricodoceras taylori Sow. sp., mittl. Lias.
(?) *Amaltheus margaritatus* Montf. sp., mittl. Lias.
Nautilus sp., zwei verschiedene Arten.
(?) *Belemnites paxillosus* Schloth., mittl. Lias.

Die bis anhin bekannten Fossilien des Gelbhornlias sind von Wilhelm (122) bekanntgegeben worden.

TEKTONIK.

Die Gelbhorn-Decke erscheint in unserem Gebiet als Deckfalte mit einer liegenden, verkehrten und einer hangenden, normalen Serie; die beiden Schenkel stossen mit Rauhwacke als ihrem ältesten Schichtglied zusammen. Die Unterlage der Gelbhorn-Decke bildet überall die Bruschghorn-Schuppe.

Die Tektonik der Trias-Lias-Zone ist fast durchwegs gut zu erkennen.

Der liegende, verkehrte Schenkel bildet die gleichmässig SE-fallende Platte des Gelbhorns; zwei WE-streichende Falten von engem Radius, die eine in der Gipfelpartie, die andere im Steilabfall gegen den Plaun d'Armeras-Bach gegenüber der Muotaulta, liefern nur lokale Störungen (siehe Fig. 17, Seite 73). Senkrecht zu diesem ungefähr W—E verlaufenden Faltenstreichen zieht eine Querverfaltung durch die Westabstürze des Gelbhorns. Figur 12 zeigt, wie unter dem Verkehrtschenkel und der darunter liegenden Bruschghorn-Schuppe nochmals ein Normal- und Verkehrtschenkel der Trias-Lias-Serie als tiefe, gegen E gerichtete Falte auftritt. Das Antiklinalscharnier dieser Falte ist im Gelbhorn-NW-Hang aufgeschlossen; der Verkehrtschenkel ist in der SW-Wand, wie Fig. 12 zeigt, bis auf den Gelbhorn-Dogger reduziert worden.

Über Plaun d'Armeras-Curtginatsch wird die Verbindung mit dem Hauptkomplex hergestellt. Vom Piz Tuff über den Schottensee gegen den SW-Grat des Beverin, ferner zwischen Piz Tuff und Tgavugl ist die Lias-Dolomit-Rauhwacke-Serie wenig verfaltet, im östlichen Teil sind starke Reduktionen im Liaskalk und Dolomit zu bemerken, die sogar zum völligen Fehlen dieser Schichtglieder führen können.

Komplizierter werden die Verhältnisse im Gebiet des Schamserberges. Flexurartige Verfaltungen auf der Linie Tgavugl-Dumeins-Darsiez erklären das Auftreten der Trias-Lias-Serie im westlichen Mathoner Tobel in einer 400—500 m tieferen Lage als 1 km weiter westlich. Leider ist durch die weitgehende Moränenbedeckung in jenem Gebiet das Anstehende nur in den tiefsten Bacheinschnitten sichtbar. Immerhin ist westlich Tgavugl deutlich ein plötzliches, unruhiges, steiles Einfallen gegen E im Lias und Dolomit zu konstatieren. Im Raume von Giavareins entsteht so ein tektonisches Fenster, wo innerhalb einer Liasumrahmung die liegenden Serien: Gelbhorn-Dogger und Marmore und Quarzite der verkehrt gelagerten Obrist-Zone, erscheinen. Ein südwestlicher Ausläufer dieses Fensters mit Doggerschiefern und grünen Marmoren erreicht noch die Alphütten von Tumpriv. Oberhalb Wergenstein und unter Mathon streicht die Trias-Lias-Zone gegen Osten in die Luft aus.

Die antiklinale Stirnumbiegung von der Verkehrt- in die hangende Normalserie ist wohl am markantesten am Beverin SW-Grat, am sog. „Bogenspitz". Sie zieht nördlich Nursin unter den Beverin SE-Grat und kann östlich P. 2587, beim „p" von „Alp Obrist", als klare Liasantiklinale wieder erkannt werden. Schliesslich stellen wir sie nochmals unmittelbar südlich des alten Kirchturms Mathon fest, wo die Dolomitstirn nach Norden vollständig von Lias umhüllt wird; letzterer wird im Fardüner Tobel noch von den schwarzen Tonschiefern des Gelbhorn-Dogger umgeben.

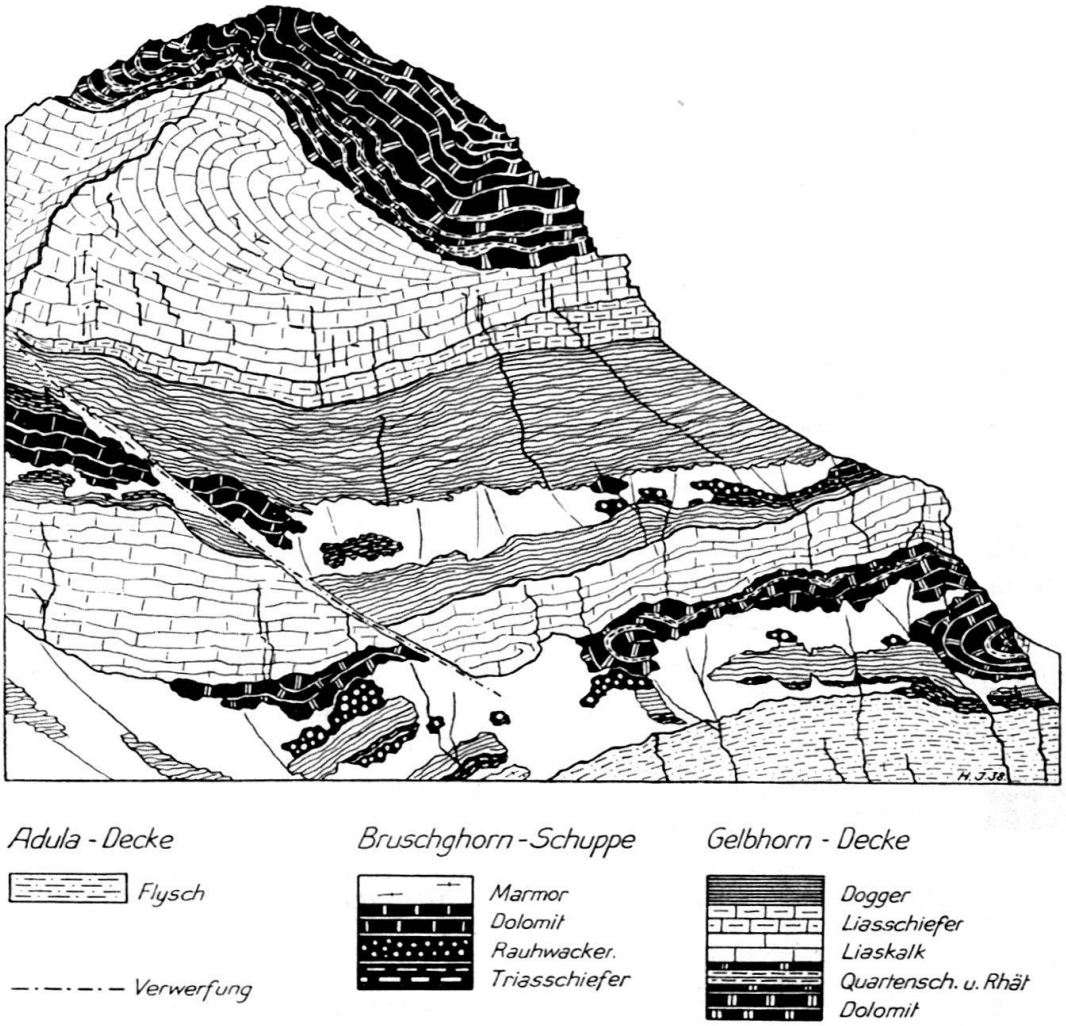


Fig. 12. *Gipfelpartie der Gelbhorn-Südwestwand.*

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

Der hangende Normalschenkel weist wesentlich grössere Komplikationen auf; in einer tiefen, S-förmigen Verfaltung wird seine Serie im Raume Piz Tarantschun-Runal-Gandus verdreifacht (s. Fig. 13). Eine nach Süden gerichtete Antiklinale am Südfuss von Tarantschun und Runal leitet von der Normalserie, welche die Gipfel dieser Berge bildet, über zu einer darunter liegenden Verkehrtserie. Die in den Nordflanken von Piz Tarantschun und Runal ausstechende Trias bildet den Antiklinalkern. Am Nordfuss des Tarantschun, auf dem Runalpass, im Liaskopf 300 m südlich des „*r*" von „Nursin" und bei Gandus erkennt

man dann ein scharfes, gegen Norden geschlossenes, synklinales Liasscharnier, durch das die Verkehrtserie schliesslich wieder nach unten in die normale Lagerung gebracht wird. Im Synklinalkern sind keine jüngeren Gesteine als Lias enthalten. Somit liegt, z. B. in der 150 m hohen W-Wand des Piz Tarantschun, der Lias in dreifacher Wiederholung übereinander, zuerst normal, dann verkehrt und wieder normal (siehe Tafel I, Profile 3 und 5).

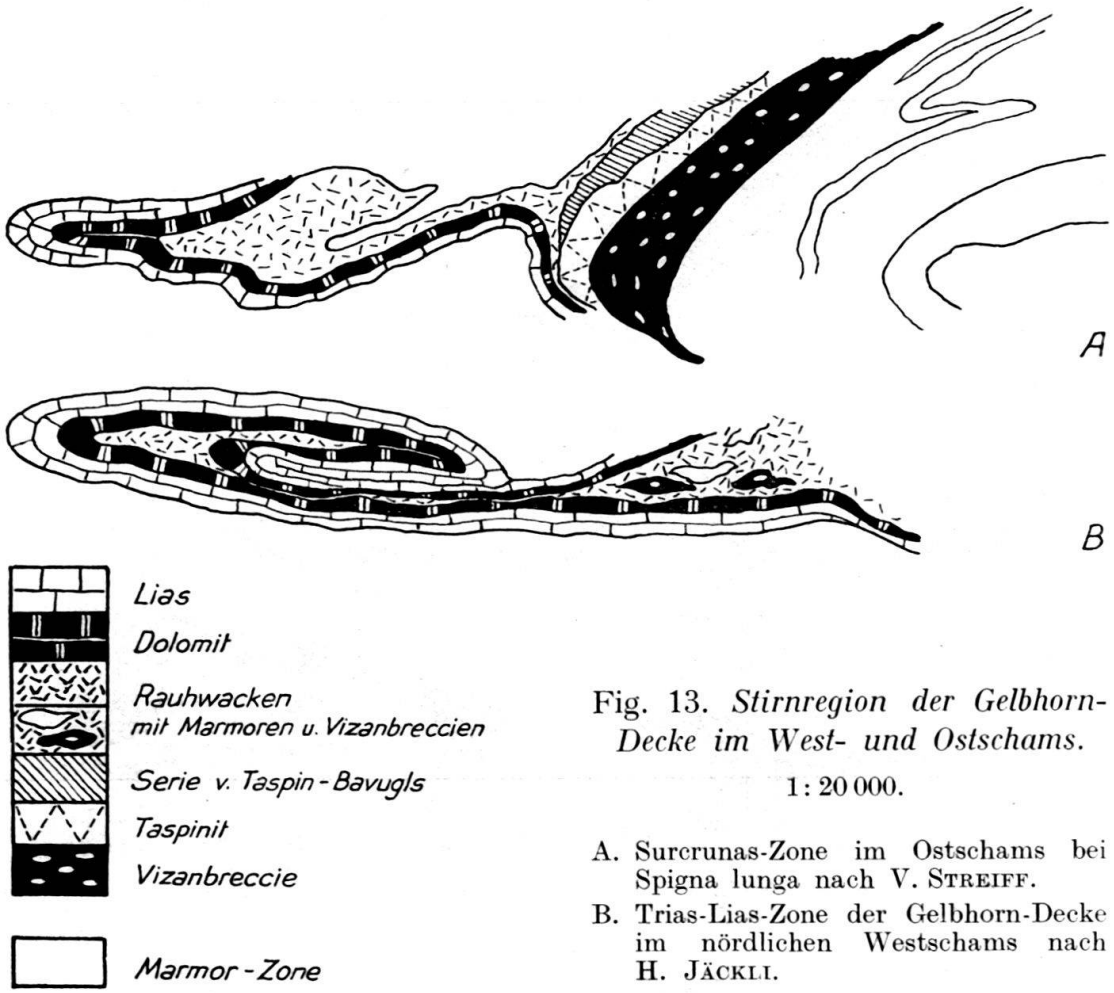


Fig. 13. *Stirnregion der Gelbhorn-Decke im West- und Ostschams.*

1 : 20 000.

A. Surcrunas-Zone im Ostschams bei Spigna lunga nach V. STREIFF.

B. Trias-Lias-Zone der Gelbhorn-Decke im nördlichen Westschams nach H. JÄCKLI.

In den spärlichen Aufschlüssen des Schamserbergs ist von dieser Verfaltung kaum noch etwas festzustellen, dort liegt der Normalschenkel fast ungestört und in vollständiger stratigraphischer Entwicklung über dem Verkehrtschenkel (s. Fig. 21, Seite 89).

WELTER glaubte, aus dem wiederholten Auftreten von Trias- und Liasgesteinen (letztere rechnete er teilweise zum Tithon) auf drei verschiedene Decken schliessen zu müssen, nämlich auf eine untere und obere „Breccien-Decke" und eine „Klippen-Decke". Schon wenige Jahre später ist diese Interpretation von ZYNDEL widerlegt worden.

Kleine Klippen als letzte Reste eines Normalschenkels finden wir E Zons und zwischen Gelbhorn und Muotaulta, beide sind schon von WILHELM kartiert worden.

Die mächtigen Rauhwacken zwischen Alp Tumpriv und Curtginatsch und auf Alp Nursin sind als Antiklinalkern zwischen Verkehrt- und Normalschenkel zu betrachten.

Nur an wenigen Stellen wird in unserem Gebiet die Trias-Lias-Zone von noch höheren Elementen bedeckt. Auf dem Gipfel des Runal ist eine Klippe der Dogger-Zone über dem Lias des Normalschenkels stehen geblieben (s. Fig. 11). Am SE-Grat des Beverin wird die Liasstirn noch auf eine Strecke von ca. 500 m nach Süden vom Normalschenkel der Obrist-Zone bedeckt, Gelbhorn-Dogger trennt die beiden Serien; dasselbe ist westlich Mathon der Fall. Auf dem flachen Rücken zwischen dem Obristbach und Gandus und Tarpinus liegen als ausgedehntere Klippe auf dem Gelbhornlias schliesslich noch Tonschiefer und Breccien der Dogger-Zone und darüber Gesteine der Obrist-Zone. Leider sind die Aufschlüsse zu unvollständig, als dass eine exakte Umgrenzung der Klippe möglich wäre.

Wir stehen vor der Tatsache, dass unter dem Verkehrtschenkel der Trias-Lias-Zone zunächst Dogger und im östlichen Teil unseres Gebietes unter diesem noch die verkehrte Obrist-Serie folgt, und dass anderseits derselbe Dogger und darüber dieselben Gesteine der Obrist-Zone das Hangende des Normalschenkels bilden. Entsprechend der Stirnumbiegung der Trias-Lias-Zone machen Dogger- und Obrist-Zone diese Umbiegung, in den Beverinwänden deutlich sichtbar, mit. In bezug auf den Normalschenkel der Trias-Lias-Zone ist dessen hangende Dogger- und Obrist-Zone unter den Verkehrtschenkel eingewickelt worden.

Es scheint mir von hohem Interesse zu sein, wie unsere Trias-Lias-Zone des Westschams mit der Surcrunas-Zone des Ostschams, deren Crestota-Serie sie stratigraphisch-faziell so weitgehend entspricht, tektonisch verbunden werden kann.

Streiff kam im Ostschams zu folgender Analyse: Die Surcrunas-Zone besteht aus einem hangenden Normalschenkel, mit wenigen Ausnahmen nur aus der sog. Crestota-Serie gebildet, und einem liegenden Verkehrtschenkel, der vollständiger erhalten geblieben ist und sich in die Serie von Taspin-Bavugls, Crestota-Serie und Vizanbreccie gliedert. Auf der Höhe von Reischen beschreibt der an die Marmor-Zone anschliessende Verkehrtschenkel konform mit dieser die grosse Umbiegung um die Surettastirn, was zu mindestens lokaler Einwicklung dieser Elemente unter den Rofnaporphyr geführt hat. Die hangende, normal gelegene Crestota-Serie dagegen ist von ihrer Unterlage etwas abgeschert und noch weiter gegen Norden vorgeschoben worden; erst bei Spigna lunga ist ihre scharfe Umbiegung zu erkennen. In verkehrter Lagerung sinkt sie dann ebenfalls unter die vor der Surettastirn steilgestellten Elemente. Die Doppelung der Surcrunas-Zone ist eine zweifache: Eine erste, ältere Faltungsphase hat die grosse, primäre Deckfalte, wie sie heute der Marmorzone aufliegt, hervorgerufen. In einer folgenden, jüngeren Phase ist das gedoppelte Schichtpaket, konform zum Liegenden, unter die Suretta-Decke eingewickelt worden. Dabei ist der Hangendschenkel nördlich der grossen Umbiegung relativ lokal für sich nochmals zu einer separaten, sekundären Deckfalte geformt worden.

Die Trias-Lias-Zone des nördlichen Westschams entspricht auch nach meiner Ansicht stratigraphisch und tektonisch diesem normalen Hangendschenkel der Surcrunas-Zone im nördlichen Ostschams, wo er vom Liegendschenkel abgeschürft und in enger Stirnumbiegung in verkehrte Lagerung gebracht wird und so mit Rauhwacke als Antiklinalkern eine kleine Deckfalte für sich bildet. Das ist der Fall zwischen Nasch und Spigna lunga, ferner zwischen Solisbrücke und Tiefencastel. Die Stirn von Spigna lunga entspricht jener bei Mathon und am Beverin SW-Grat. In Fig. 13 sind die sich entsprechenden Stellen im Ost- und Westschams einander gegenübergestellt.

Der verkehrte Schenkel der Surcrunas-Zone im Ostschams, neben der Crestota-Serie aus Vizanbreccien und der Serie von Taspin-Bavugls bestehend, tritt im Westschams erst weiter südlich, etwa auf der Linie Piz Vizan-Muotaulta, also ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, auf.

Hingegen können wir als Relikte dieses Schenkels die „exotischen" Linsen von Vizanbreccien in der Rauhwacke südlich des Runal betrachten. Es scheint, dass im südlichen Westschams, auch da, wo Vizanbreccie auftritt, der Taspinit und die Serie von Taspin-Bavugls fast oder ganz fehlen. Somit stand die Vizanbreccie, mindestens stellenweise, in direktem tektonischem Kontakt mit der Rauhwacke. Bei den Verfaltungen ging der Komplex der Vizanbreccie mangels eines genügenden Widerstandes von seiten der Rauhwacke an überbeanspruchten Stellen in Trümmer, teilweise sogar mitsamt daran anschliessenden Teilen der Marmor-Zone. Diese Trümmer wurden allseitig von Rauhwacke umflossen und erscheinen uns heute als unzusammenhängende, tektonische Linsen in fremder Umgebung. Damit haben wir eine einfache Erklärung gefunden für das schon lange bekannte Vorkommen fremder Gesteine inmitten der Rauhwacke der Gelbhorn-Decke.

C. Die Dogger-Zone.

Im Anschluss an den Lias der Trias-Lias-Zone, gleichgültig, ob dieser dem Normal- oder dem Verkehrtschenkel angehört, folgt eine Serie von Tonschiefern, Kalkschiefern, Kalken und verschiedenen Breccien, die im Handstück wie auch im Verbande den typischen Aspekt der Flyschfazies haben. Im östlichen Teil unseres Gebietes bildet diese Schieferzone die Trennung zwischen Trias-Lias-Zone und Obrist-Zone, im westlichen zwischen Trias-Lias-Zone und Bruschghorn-Schuppe, da dort die Obrist-Zone bereits gegen S ausgekeilt ist.

R. Staub hat bereits 1921 (36, pag. 88) und später (108) die Schiefer an der Basis des Gipszuges von Tiefencastel, über dem Lias der Gelbhorn-Decke, als „Flysch" der Gelbhorn-Serie bezeichnet. Ferner ist an der Exkursion der S.G.G. in das Gebiet der Schamser Decken 1938 von allen Teilnehmern mit Erfahrung in penninischer Stratigraphie diese Schieferzone im nördlichen Westschams als „Flysch" bezeichnet worden (vgl. Lit. 40).

Zahlreiche Argumente, die im Folgenden ausführlich behandelt werden, sprechen aber dafür, dass diese Schieferzone den Dogger der Gelbhorn-Decke „in Flyschfazies" repräsentiert.

LITHOLOGISCHE GLIEDERUNG.

Vom Gelbhornlias ausgehend, lassen sich in der Dogger-Zone folgende lithologischen Abteilungen auseinanderhalten:

a. Tonphyllite.

Tiefschwarze, sehr feinblätterige Tonphyllite bilden an allen Profilen das erste Schichtglied der Dogger-Zone. Wegen ihrer grossen Weichheit und leichten Verwitterbarkeit stellen sie eine morphologische Depressionszone dar, die sehr oft auf grössere Strecken von Schutt bedeckt wird. Im Dünnschliff erkennt man sehr feinkörnigen Quarz und Serizit, völlig durchsetzt von kohligem Pigment. Clivage- und intensive Fältelungserscheinungen sind überall sehr häufig[3]).

[3]) Oft erinnern diese Tonphyllite an die Nollatonschiefer, für welche sie R. Staub bei seinen ersten kursorischen Besuchen auch gehalten hat.

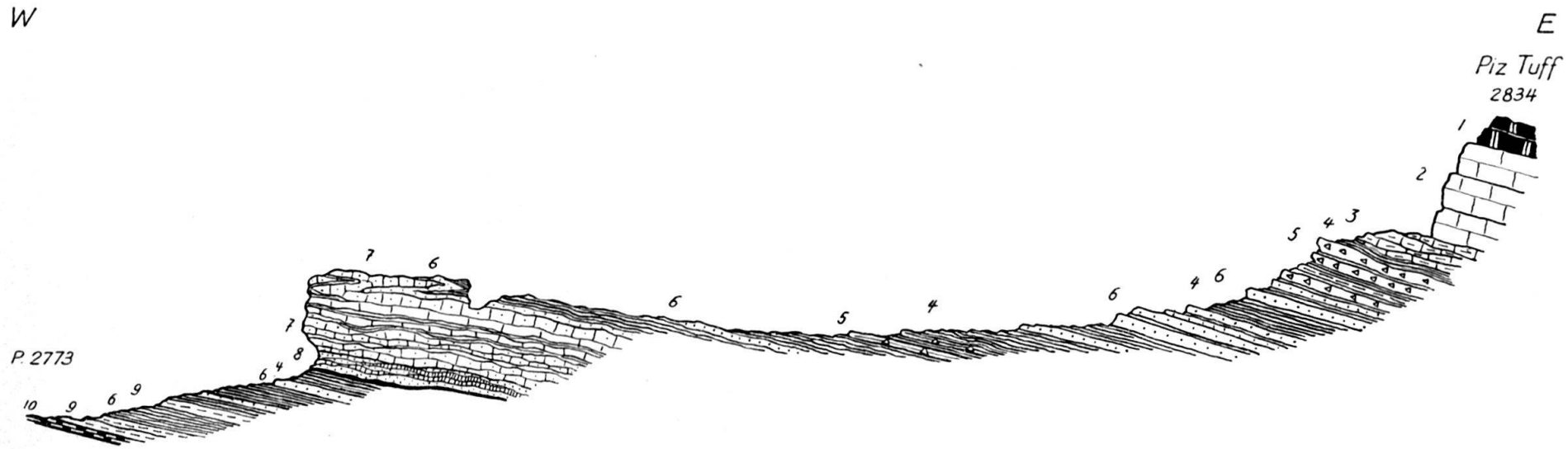


Fig. 14. *Profil durch den Dogger der Gelbhorn-Decke. Piz Tuff, Westgrat.*

1 Trias.
2 Liaskalke.
3 Liasschiefer.
4 Tonphyllite, schwarz, glänzend.
5 Kalkschiefer und kalkig-dolomitische Breccien.
6 Quarzite und Sandsteine, grünlich.
7 Kalke und Kalkschiefer, sandig.
8 Quarzitische Arkosen mit Marmorlinsen.
9 Hellgrüne Tonphyllite } Bruschghorn-Schuppe.
10 Marmore und dolomitische Schiefer } Bruschghorn-Schuppe.

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

b. Kalkige Breccien.

Zum Teil als Einlagerungen in den Tonphylliten oder aber bereits im Übergang zu den Kalkschiefern und Kalken, finden wir kalkig-dolomitische Breccien als mehrere Meter mächtige Bänke. Sie sind von massigerer Textur und zeigen grössere Festigkeit als ihre Umgebung, wodurch sie als Rippen deutlich in Erscheinung treten. Besonders gut aufgeschlossen sind sie am Beverin-SW-Grat nördlich des „Bogenspitzes". Der Zement ist sandig-kalkig, etwas serizitisch, mässig verschiefert. Als Komponenten sind fast ausschliesslich nur dunkle Kalke und Dolomite, untergeordnet auch Quarzkörner zu konstatieren. Die Grösse der Komponenten beträgt meistens 0,2—3 cm, dunkle Kalkkomponenten können aber bis 30 cm gross sein; eine deutliche Abrollung ist fast immer zu bemerken. In der Anwitterungsfläche werden die Komponenten zuerst herausgewittert; der Zement mit seinem höheren Kieselgehalt bleibt in Form von hellen, rauhen Septen stehen.

Öfters finden sich zwischen den Breccienbänken auch komponentenfreie, massigere Sandkalke, meist braun und rauh anwitternd, die mit den Breccien wechsellagern und mit ihnen intensiv verfaltet sind.

c. Kalkschiefer, Kalke, Marmore.

Meistens sind diese Gesteine von den vorhin besprochenen Breccien durch weitere Tonphyllithorizonte getrennt, an anderen Orten scheinen Breccien und Kalkschiefer mit Kalken eher wieder zusammenzugehören.

Die Kalkschiefer wittern meist bräunlich, seltener hellgrau, an und sind im Bruch grau. Fast immer ist ein ziemlich hoher Sandgehalt vorhanden, der rauhe Anwitterungsflächen bewirkt; Übergänge zu feinen Breccien, die neben Quarz auch Kalk- und Dolomittrümmer führen, sind häufig; die Grösse des Serizitgehaltes ist sehr wechselnd.

Typisch sind ferner äusserst feinkörnige Mergelschiefer, im Bruch grau glänzend, in der Anwitterung schokoladebraun.

Die Doggerkalke zeigen fast immer einen, wenn auch oft nur sehr geringen Sandgehalt und teilweise einen auffallend hohen Gehalt an feinverteiltem Erz. Die Anwitterungsfläche ist bräunlich bis dunkelbraun und rauh; Lagen mit vermehrten Sandeinschwemmungen wittern als helle Kieselschnüre heraus. In allen Dünnschliffen sind ferner noch eingeschwemmte Feldspäte in grösserer Zahl festzustellen; ferner erkennt man, wie der Kalzit allgemein ein gröberes Korn als der Quarz aufweist; die Textur ist meistens massig.

Schliesslich sind noch von einigen Stellen wenig verbreitete, helle Marmore zu erwähnen. Sie sind immer dünnplattig, wechsellagern teilweise mit dünnen, grünlichen, quarzitischen Schichten und zeigen einen ziemlich hohen Gehalt an weissem bis grünlichem Serizit. Neben dem Glimmer zeigt oft auch der Kalzit Längserstreckung parallel zur Schieferungrichtung. Die Glimmerlagen, längs denen sich auch die Erzkörner anreichern, sind oft begleitet von äusserst feinkörnigem Quarz.

Allgemein treten aber die oben beschriebenen, mehr oder weniger rein kalkigen Gesteine gegenüber den Tonschiefern stark zurück und sind eher von untergeordneter Bedeutung.

d. Arkosen, Quarzite und kieselige Breccien.

Ein ausserordentlich typisches Gestein, das sich an vielen Profilen dieser Dogger-Zone in fast derselben Ausbildung vorfindet, ist eine hellgrüne, grobkörnige, granitische Arkose. Diese liegt auf hellen, etwas verschieferten Marmoren, scheint sogar lokal teilweise auf ihnen zu transgredieren. In der basalen Partie der Arkose selbst sind solche Marmore als faust- bis kopfgrosse Gerölle eingeschwemmt, die durch die starke mechanische Beanspruchung linsenförmig gestreckt worden sind und fast das Aussehen tektonischer Gerölle haben können.

Die Arkose zeigt makroskopisch, oft sogar auch im Dünnschliff, das Bild von saurem, epimetamorphem Kristallin. Grobe Typen sehen oft aus wie Augengneise: 0,5—1 cm grosse Augen von Orthoklas und Quarz schwimmen in einer grünen Serizitgrundmasse. Feinere Typen erinnern an fast massige Granite, Quarz und Feldspäte sind gut zu erkennen, sehr feinblätteriger, weisser und grüner Glimmer, untergeordnet auch Chlorit geben dem Gestein die grünliche Farbe.

Der Dünnschliff lässt eine feinkörnige Grundmasse mit starker Kristallisationsschieferung erkennen: Quarz und Serizit, dazu saure, teilweise stark serizitisierte Plagioklase. Der Serizit ist in Lagen parallel der Schieferung angereichert und kann in den Zwischenzonen wieder völlig fehlen. Kalzit in der Grundmasse ist eine Neubildung, die Körner sind scharf idiomorph und bedeutend grösser als der Quarz und die Feldspäte. In dieser Grundmasse befinden sich grössere Komponenten: Quarz, bis 0,5 cm grosse Körner, teilweise zerbrochen, von Mörtelkranz umgeben und stark undulös auslöschend. Saurer Oligoklas, leicht serizitisch zersetzt. Mikroperthitischer Orthoklas. Alle diese Komponenten zeigen xenomorphe Umrisse, oft deutlich gerundete Formen. In der unmittelbaren Umgebung der Komponenten zeigt der Quarz der Grundmasse schöne Pflasterstruktur und verstärkte Kristallisationsschieferung.

Ausser dem oft hohen Kalzitgehalt im Zement lässt der Dünnschliff kaum eine eindeutige Bestimmung des Gesteins als sedimentäre Bildung zu.

Hin und wieder findet man aber in gewissen Horizonten plötzlich vereinzelte Kalk-, Dolomit- oder Marmorkomponenten. Ganz eindeutig sind ferner die Lagerungsverhältnisse zu interpretieren: Eine intensive Wechsellagerung von Tonphylliten, Kalken, Kalkschiefern und Sandsteinen mit diesen Arkosen, oft mit Übergängen von der Arkose zu Sandsteinen oder Tonschiefern, lassen die Gesteine eindeutig als sedimentäre Arkose erkennen. Durch die mechanische Beanspruchung sind sie in epimetamorphe Psammitgneise umgewandelt worden.

Diese Arkosen werden nach und nach feiner, Tonschiefer- und Kalkschieferzwischenlagerungen werden häufiger, die Arkose löst sich auf in einzelne Bänke von Sandsteinen bis Quarziten, die mit Tonschiefern wechsellagern. Gut gebankte, massige Sandsteine von Typus des Ruchbergsandsteins, wie sie auch von STREIFF aus der unteren Flyschschuppe des Ostschams beschrieben werden, fehlen hier. Unsere Sandsteine sind immer verschiefert, stark tonig und treten nur in 10—20 cm mächtigen Bänken auf. Häufig ist das Bindemittel der schwarze Tonschiefer der Umgebung, in welchem 1—5 mm grosse Quarzkörner eingeschwemmt worden sind. Solche Quarzitbreccien in Tonschiefergrundmasse sind als dünne Einschwemmungen auch in fast allen anderen Horizonten der Dogger-Zone anzutreffen.

Die Arkosebildungen dieses Doggerkomplexes müssen als Erosionsprodukte einer kristallinen Schwelle aufgefasst werden, wobei der Transportweg dieses Materials kein allzu weiter hat gewesen sein können, wofür übrigens auch das lokal fast völlige Fehlen von Kalk- und Dolomitgeröllen spricht.

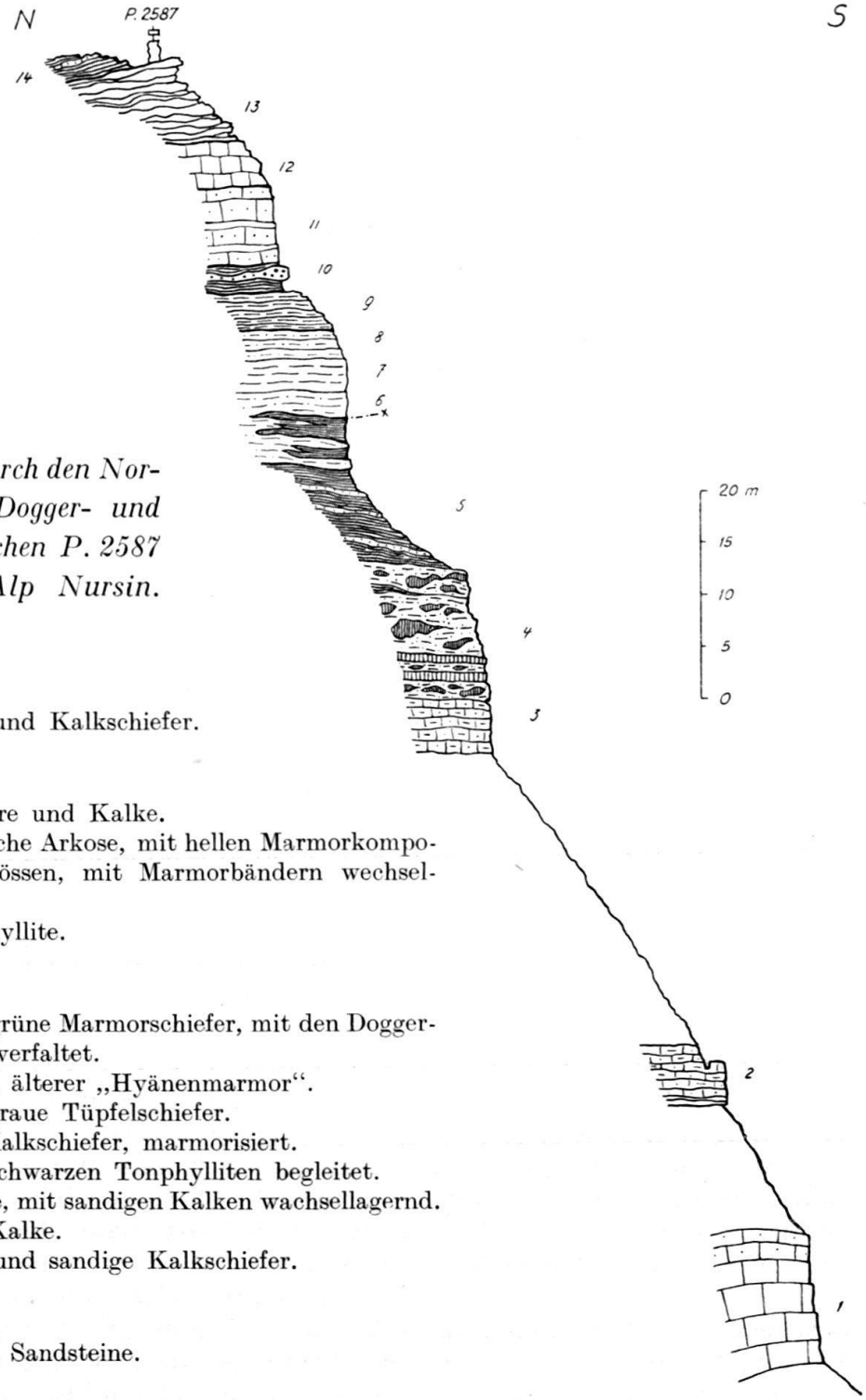


Fig. 15. *Profil durch den Normalschenkel der Dogger- und Obrist-Zone, zwischen P. 2587 und P. 2442, Alp Nursin.*

Lias:

1 Liaskalk.
2 Sandige Kalke und Kalkschiefer.

Dogger:

3 Sandige Marmore und Kalke.
4 Grüne, quarzitische Arkose, mit hellen Marmorkomponenten aller Grössen, mit Marmorbändern wechsellagernd.
5 Schwarze Tonphyllite.

Obrist-Zone:

6 Sandige, braun-grüne Marmorschiefer, mit den Doggerschiefern stark verfaltet.
7 Grüne Marmore, älterer „Hyänenmarmor".
8 Marmorisierte, graue Tüpfelschiefer.
9 Graue, tonige Kalkschiefer, marmorisiert.
10 Ölquarzit, von schwarzen Tonphylliten begleitet.
11 Plattige Quarzite, mit sandigen Kalken wachsellagernd.
12 Helle, massige Kalke.
13 Dunkle, tonige und sandige Kalkschiefer.

Flysch:

14 Tonphyllite und Sandsteine.

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

e. Tonphyllite.

Wie gegen den Lias besteht auch die Grenzschicht gegen die Obrist-Zone resp. Bruschghorn-Schuppe wieder aus kalkfreien, schwarzen Tonphylliten.

In diesem Horizont, in der N-Flanke des Gelbhorns, unmittelbar über dem Dolomit der Bruschghorn-Schuppe, fand ich in Dünnschliffen Reste von Skeletten, die im Schliff kreisrunde Form zeigen. Das in Fig. 16 abgebildete Exemplar ist das am besten erhaltene. Sein Durchmesser beträgt ca. 0,12 mm.

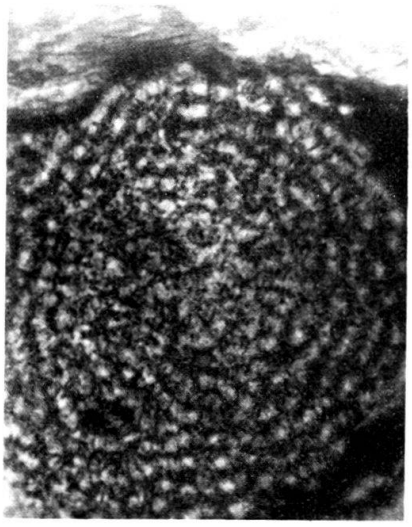


Fig. 16. *Mikrofossil aus dem Dogger der Gelbhorn-Decke, Gelbhorn-N-Flanke.* Vergrösserung 1:380.

Die Grenze gegen die Bruschghorn-Schuppe weist intensive tektonische Verschuppungen auf: Nördlich des Gelbhorns sind zwei Züge der Bruschghorn-Schuppe vorhanden, durch Dogger voneinander getrennt; ähnlich auf dem Grat westlich Piz Tuff, wo leider die ausgedehnten Schuttbedeckungen die teilweise sichtbaren Verfaltungen und Verschuppungen nicht im Zusammenhange verfolgen lassen.

Keine Serie in unserem Gebiete zeigt auf kurze Distanz so starke Veränderungen in ihrem Profil wie diese tektonisch so stark mitgenommene Dogger-Zone. Die oben ausgeschiedenen Unterabteilungen sind nur an wenigen Lokalitäten in ihrer typischen Ausbildung alle gleichzeitig vertreten. Gewaltige Mächtigkeitsschwankungen, weitgehende oder völlige Reduktionen mehrerer Schichtgruppen und intensive Verschuppungen und Verfaltungen machen dem Stratigraphen seine Arbeit schwer. Die Differentialbewegungen sind in diesen tonreichen Horizonten so ausgiebige gewesen, dass die weitgehende Regellosigkeit im stratigraphisch-lithologischen Profil viel mehr auf tektonische Störungen als auf stratigraphische Unregelmässigkeiten während der Sedimentation zurückzuführen ist.

Im Gebiet des Schamserberges beträgt die Mächtigkeit der ganzen Dogger-Zone nur wenige Meter; ausser schwarzen Tonschiefern sind nur selten Breccien oder andere Gesteine vorhanden. Bereits am Beverin sind die Profile schon vollständiger, und zwischen Piz Tuff und Gelbhorn ist der Dogger rund 40—60 m mächtig. Er bildet den Grat zwischen Piz Tuff über P. 3054 zum Gelbhorn,

zieht unter diesem durch und ist zwischen Gelbhorn und Bodenhorn mit der Bruschghorn-Schuppe zu einer wirren Schuppenzone verfaltet (siehe Fig. 8 u. 12).

Solange die Reste von Mikrofossilien, die in schwarzen Tonphylliten gefunden wurden, nicht bestimmt werden können, fehlt uns jeder paläontologische Altershinweis für den ganzen Komplex der Dogger-Zone. Damit sind wir für eine Altersangabe dieser Schiefermassen unseres „Doggers in Flyschfazies" auf Lagerung und Fazies angewiesen. Als über dem Lias gelegener Komplex kommt ihm sicher postliasisches Alter zu. Eine Schichtlücke zwischen Lias und Dogger kann aber nirgends festgestellt werden; allerdings sind die ziemlich tonigen jüngsten Liasschiefer und gewisse Doggerschiefer petrographisch so ähnlich, dass eine solche möglicherweise gar nicht beobachtbar wäre. Sicher ist aber eine Transgressionsbildung, wie sie das Hauptkonglomerat der Flyschzone der Adula-Decke darstellt, hier nicht vorhanden. Ein tertiäres oder mindestens oberkretazisches Alter kann also für diese Schiefer aus der Lagerung allein auf keinen Fall abgeleitet werden.

Da aber das Liegende dieser Zone sicheren Lias repräsentiert, das Hangende, grüne Marmorschiefer der Obrist-Zone, mit grosser Wahrscheinlichkeit Malm, so ist es naheliegend, die zwischen Lias und Malm liegende Zone als Vertreterin des Doggers und vielleicht des untersten Malms zu betrachten.

Wie bereits wiederholt betont wurde, erinnert die Fazies einiger Horizonte, so insbesondere die kalkigen Breccien in sandiger Grundmasse, sehr stark an Flysch, wogegen die rein kristallinen Arkosen eher wieder fremdartig wirken.

Wir wissen aber, dass der Dogger in den Geantiklinalgebieten des zentralalpinen Raumes häufig in mehr oder weniger detritischer Fazies auftritt und so „pseudoflyschen" Charakter tragen kann.

In der Tomülserie finden wir zwischen Lias und Malm den sehr mächtigen Tonschieferkomplex der „Nollatonschiefer", dem wir ungefähr Doggeralter geben. Aus der Marmorzone des Ostschams beschreibt STREIFF als Unterjura eine Serie von Tonschiefern, Kalkschiefern und verschiedenen Breccien, die STAUB besonders zum Dogger stellen möchte. Die sehr grobklastische Vizanbreccie der Surcrunas-Zone beginnt nach STREIFF sicher im Dogger. Stellt man sich vor, wie die Vizanbreccie langsam feiner wird, wie sich in ihr immer mehr tonige Horizonte einstellen, so ist man sehr bald bei der Fazies unseres „Doggers in Flyschfazies" angelangt. Oberlias und Dogger sind in der Falknis-Decke als dunkle, sandig-tonige Schiefer entwickelt (120) und auch dort bezeichnenderweise zuerst als Flysch betrachtet worden (59). Ferner wird von LUGEON (61) aus der Zone des Cols fossilführender Dogger in Flyschfazies beschrieben. Schliesslich sei erinnert an die seit langem aus dem Briançonnais bekannten mächtigen Breccienbildungen und Schiefer in flyschartiger Fazies, an die unterostalpine Rämsibreccie der Mythen und endlich an die mehr oder weniger brecciösen, grosse Tonschieferbrocken enthaltenden Basisschichten der ostalpinen Radiolarite, wie sie besonders in der mittelostalpinen Zone auftreten.

Wir fassen zusammen: An den Lias der Gelbhorn-Decke schliesst sich, ohne erkennbare Schichtlücke, direkt ein postliasischer Schieferkomplex an. Bestimmbare Fossilien konnten darin keine gefunden werden. Die fazielle und lithologische Ausbildung erinnert sowohl an Flysch als auch an Dogger in inneralpiner Schwellenfazies. Die Lagerung zwischen Lias und Malm spricht eindeutig für Dogger, wobei Unter- und Obergrenze stratigraphisch allerdings nicht genau bestimmt sind. Unter Berücksichtigung dieser Tatsachen bezeichnen wir daher diesen Komplex als Dogger-Zone.

TEKTONIK.

Die Lagerungsverhältnisse dieser Dogger-Zone sind im Detail vollständig bedingt durch den Charakter der Tektonik von Liegendem und Hangendem; als relativ weiche, plastische Masse ist ihr die Lokaltektonik durch ihre Umgebung

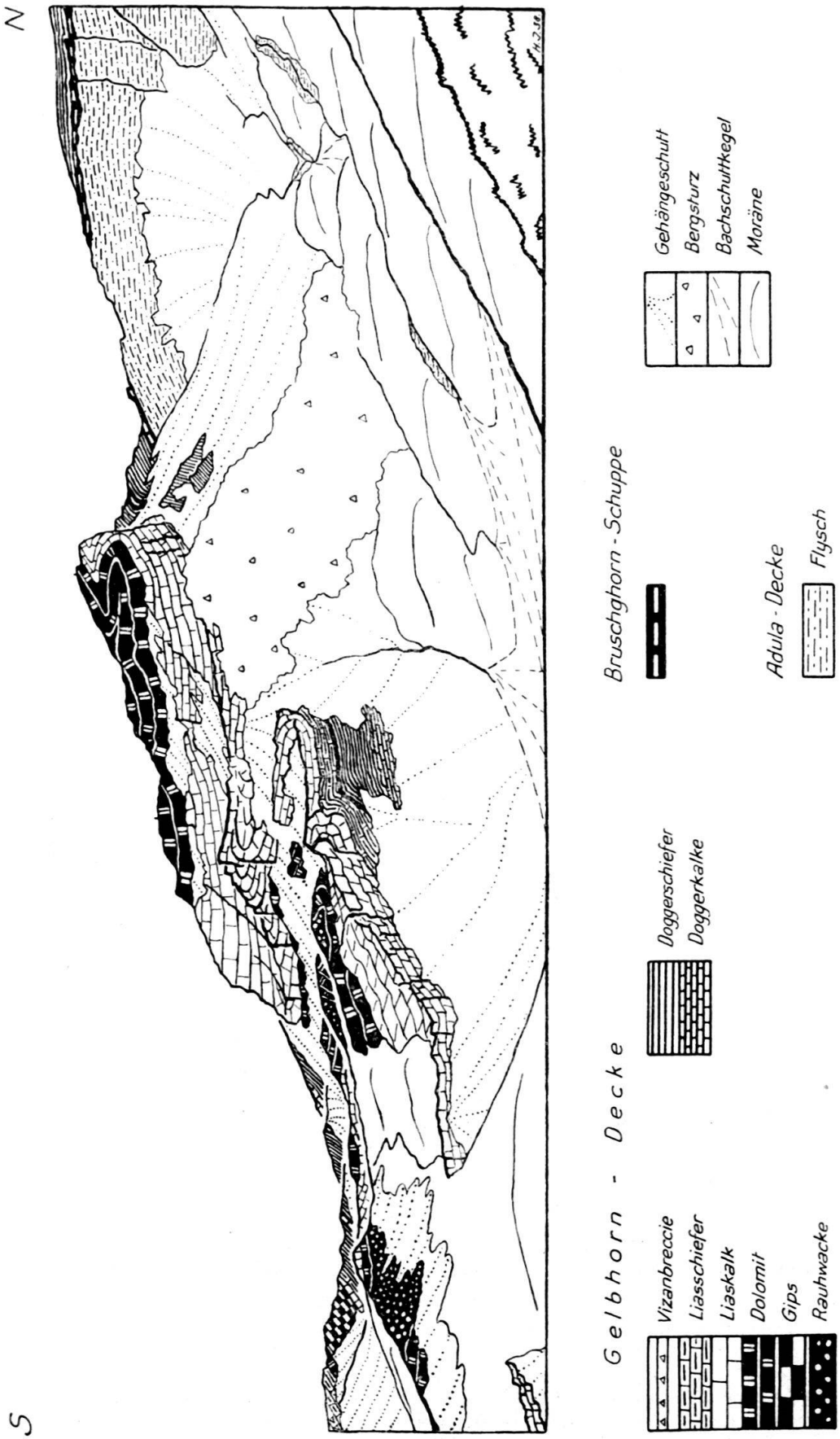


Fig. 17. *Gelbhorn von Osten.*

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

aufgezwungen worden. Wo das Hangende verfaltet ist, wie z. B. am Beverin der grüne Marmor der Obrist-Zone, folgt der Dogger diesen Verfaltungen und erscheint, für die Obrist-Zone als Antiklinalkerne, in zwei weit nach Norden vordringenden Keilen zwischen die Marmore eingeklemmt. Unmittelbar südlich schmiegt sich der Dogger aber auch an die einfache Umbiegung des Liegenden, des Gelbhornlias, an. Dort, wo Lias und Obrist-Zone sehr stark disharmonische Faltungen bilden, liefert die Dogger-Zone die plastisch sich allseitig anschmiegende Zwischenmasse.

Die Dogger-Zone zeigt folgenden Verlauf[4]): Östlich der Linie Carnusapass-Vallatscha, d. h. überall, wo die Obrist-Zone auftritt, liegt der Dogger zwischen Gelbhornlias und grünem Marmor der Obrist-Zone. In den Hängen des Schamserberges ist er durchwegs weitgehend reduziert und erscheint als nur wenige Meter mächtiger Tonschieferhorizont; dagegen sind am Beverin durch die Anhäufung vor der Liasstirn grössere Mächtigkeiten zu verzeichnen. Eine ca. 15 m mächtige Klippe liegt auf dem Gipfel des Runal; unter der Marmorklippe zwischen Candus und Obristbach streicht auch die Dogger-Zone als Klippe durch. (Eine Breccienbank steht ca. 100 m südl. „*s*" von „Gandus" an, ein längeres Schieferband mit Breccien und Sandsteinen ist am Hang gegenüber den Alphütten Obrist aufgeschlossen.)

Wo die Obrist-Zone gegen Westen und Süden auskeilt, tritt die Dogger-Zone in direkten Kontakt mit der Bruschghorn-Schuppe. Als 20—40 m mächtiges Band zieht sie unter dem Piz Tuff durch, bildet den auffallenden Felskopf westlich Piz Tuff (s. Fig. 14), wird in der Lücke P. 2773 kurz unterbrochen und bildet dann die grosse Klippe zwischen Bruschghorn und Gelbhorn mit P. 3054 als höchster Erhebung. Nach einer Unterbrechung in der Lücke P. 2960 erscheint der Dogger schliesslich als Unterlage der massigen Platte des Gelbhorns (s. Fig. 17); südlich davon bildet er mit der Bruschghorn-Schuppe eine komplizierte Schuppenzone, die später besprochen werden soll; nach Osten steht er in Verbindung mit der Unterlage des Piz Tuff.

Der Kontakt gegen die Bruschghorn-Schuppe ist charakterisiert durch die zahlreichen, zum Teil in sich kompliziert verfalteten Verschuppungen, wodurch tektonische Repetitionen zwischen Kristallin-Trias und Dogger vorkommen. Dadurch scheint stellenweise das Verhältnis von Bruschghorn-Schuppe und Dogger ein sehr intimes zu sein. Da aber im Beveringebiet die Dogger-Zone über die verkehrte Obrist-Zone hinwegstreicht, die Bruschghorn-Schuppe aber unter dieser durchzieht, dürfen die Schiefer unserer Dogger-Zone sicher nicht als tektonisch zur Bruschghorn-Schuppe gehörend angenommen werden.

Wie schon im stratigraphischen Abschnitt betont wurde, ist die Angabe einer scharfen Grenze zwischen Gelbhornlias und Dogger nicht immer möglich, da zwischen diesen beiden Serien lithologische Übergänge existieren; der stratigraphische Verband zwischen Lias und Dogger ist ein sehr enger. Es ist dort auch die ausführliche Begründung gegeben worden, warum wir diese Schieferzone als Dogger betrachten.

Versuchen wir noch, diese Dogger-Zone jenseits des Rheines, im etwas schlechter aufgeschlossenen Gebiet des Ostschams, wiederzufinden. Nach den Untersuchungen STREIFF's erscheinen die stratigraphischen Probleme jenes Ge-

---

[4]) Da in der Karte WILHELM's Dogger- und Obrist-Zone noch nicht ausgeschieden worden sind, soll deren Lage hier etwas ausführlicher angegeben werden, um sie doch an Hand der „Geologischen Karte der Landschaft Schams" auffindbar zu machen.

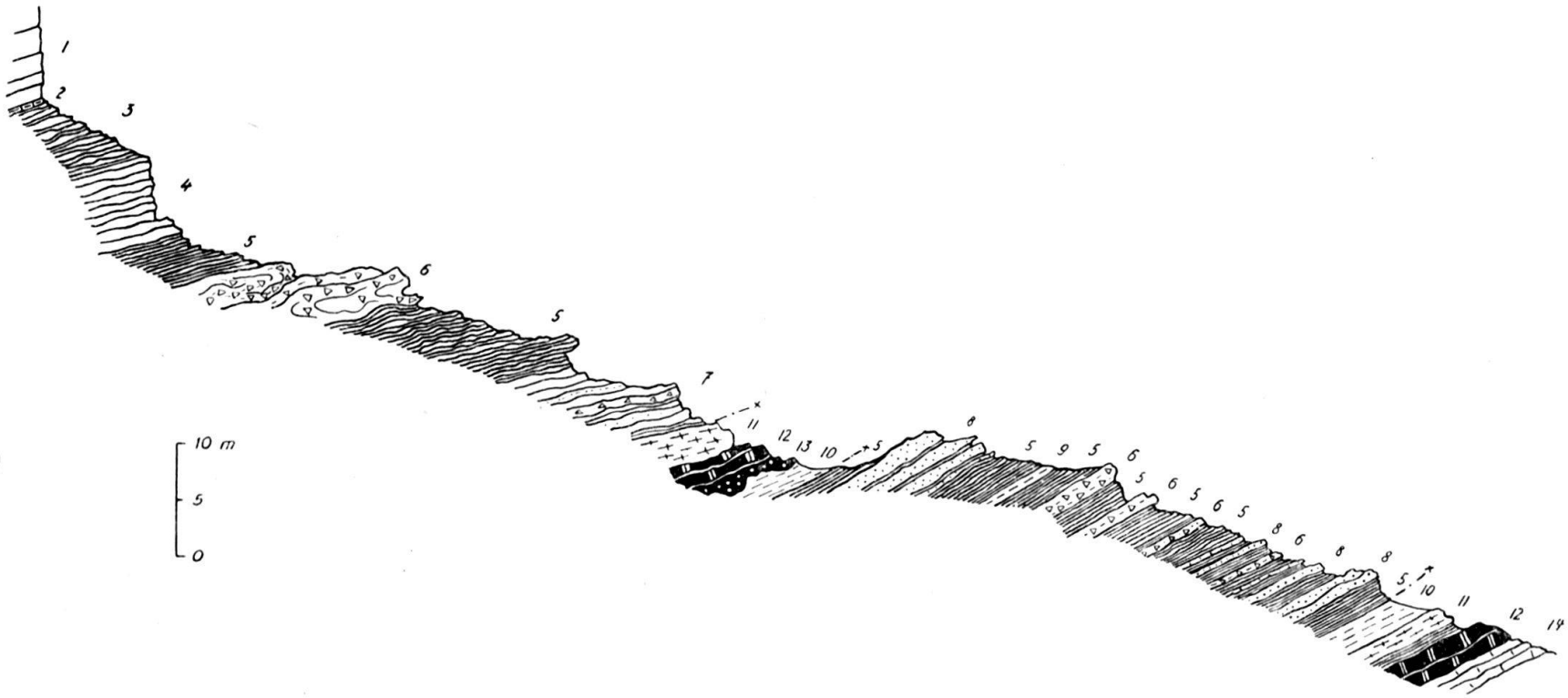


Fig. 18. *Profil durch die Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke, mit Verschuppungen der Bruschghorn-Schuppe. Gelbhorn-Nordgrat.*

Trias-Lias-Zone:

1 Jüngerer Liaskalk mit Kieselschnüren.
2 Mergelkalk, pyritreich.
3 Tonige Kalkschiefer mit glänzenden Schichtflächen.
4 Sandige Kalkschiefer mit matter Schichtfläche.

Dogger-Zone:

5 Schwarze Tonphyllite.
6 Sandige Kalke mit Kalk- und Dolomitkomponenten.
7 Kalkschiefer, sandig bis brecciös.
8 Dunkle, braun-grüne Quarzite und Arkosen.
9 Grüne Tonschiefer.

Bruschghorn-Schuppe:

10 Fahle Tonphyllite.
11 Helle Marmore und Marmorschiefer.
12 Dolomit.
13 Rauhwacken.
14 Helle, sandige und tonige Kalkschiefer.

bietes in ganz neuem Licht, und es wäre unbefriedigend, die Zusammenhänge zwischen zwei so eng benachbarten Räumen nicht erkennen zu können.

Im Ostschams folgt über dem Lias der Surcrunas-Zone ein Schieferkomplex als untere Abteilung der von STREIFF ausgeschiedenen „Unteren Flyschschuppe", der lithologisch völlig mit der Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke des nördlichen Westschams übereinstimmt. Fast ohne Ausnahme sind alle typischen Doggersteine unseres Untersuchungsgebietes in der selben Ausbildung auch dort gefunden worden.

Ebenso überzeugend wie in der lithologischen Ausbildung ist die Übereinstimmung der beiden Komplexe auch in ihrer tektonischen Lage: Hier wie dort liegt der „Dogger" resp. „Flysch" unmittelbar über dem Lias des Normalschenkels der Gelbhorn-Decke resp. Surcrunas-Zone, darüber folgt im Westschams die Obrist-Serie, im Ostschams die Nivaigl-Serie, die sich ihrerseits wieder so weitgehend entsprechen, dass ich sie als identisch betrachte. Leider sind die Aufschlüsse zwischen Reischentobel und Samest zu schlecht, als dass die Umbiegung und Einwicklung des unter der Nivaigl-Serie liegenden Schieferkomplexes unter die Surcrunas-Zone über grössere Strecken mit Sicherheit verfolgt werden könnten, doch ist ein solcher Verlauf jener Zone, analog den Verhältnissen im besser aufgeschlossenen Beveringebiet, mit grosser Wahrscheinlichkeit anzunehmen.

Wir kommen zum Schluss, dass die Dogger-Zone des nördlichen Westschams stratigraphisch und wohl auch tektonisch der unteren Abteilung von STREIFF's „unterer Flyschschuppe" des Ostschams, nämlich dem zwischen Surcrunas-Zone und Nivaigl-Serie gelegenen Komplex, zu entsprechen scheint.

Mit dieser neuen Konzeption rufen allerdings auch wieder neue Probleme im Ostschams nach einer Lösung. Insbesondere fehlt uns nun eine Grenze zwischen „Dogger" und eigentlichem Flysch überall dort, wo die Nivaigl-Serie gegen Süden ausgekeilt ist. Ferner erscheinen nun die Verhältnisse um Tiefenkastel noch komplizierter, insbesondere, was den Gipszug an der Bahnhofstrasse und die Tiefenkasteler-Breccie betrifft.

Die Schuppenzone westlich Muotaulta.

Schon wiederholt sind die Verschuppungen und Verfaltungen der Bruschghorn-Schuppe mit den Doggerschiefern der Gelbhorn-Decke westlich der Muotaulta erwähnt worden. Jenes Gebiet soll hier anhangsweise kurz im Detail an Hand der Figuren 8, 12 und 17 erklärt werden. Zahlreiche Begehungen und Detailkartierungen, oft in Begleitung meines Freundes J. NEHER, brachte mich zu folgender Auffassung jenes sehr komplizierten und tektonisch doch äusserst wichtigen Abschnittes:

Von oben nach unten unterscheiden wir:

1. Normal gelagerte Serie Vizanbreccie-Liasschiefer-Trias. Diese Serie wird von NEHER später genauer beschrieben werden. Sie baut in erster Linie die Muotaulta auf und liefert als kleine Halbklippe auch noch die Kuppe des Gratgipfels 700 m WSW P. 2662, auf Fig. 8 sichtbar. Diese Serie liegt auf der Trias des Verkehrtschenkels der Gelbhorn-Decke.

2. Verkehrt gelagerte Gelbhornserie Trias-Lias-Dogger. Sie bildet die Platte des Gelbhorns, streicht am „Gipsgrat" ESE P. 2731 unter die Muotaulta (siehe Fig. 17), erscheint wieder am Grat westlich der Muotaulta (Fig. 8), und zwar durch lokale Verschuppung gedoppelt: oben Trias-Liaskalk, darunter Trias- sehr reduzierter Liaskalk-Liasschiefer-Doggerschiefer.

3. Bruschghorn-Schuppe, mit Rauhwacken, Dolomiten, Marmoren und Kalken, als dünne Lamellen bis dicke Linsen von höchst variabler Mächtigkeit, verschuppt und verfaltet mit den plastischen Schiefern der Dogger-Zone (Fig. 8).

4. Antiklinale Einfaltung der Gelbhornserie Trias-Lias-Dogger von Westen in den Komplex 3, Axenstreichen der Falte ca. N-S, Antiklinalscharnier sichtbar 200 m WSW P. 3039.8. Der hangende Normalschenkel erscheint ziemlich vollständig, der liegende Verkehrtschenkel stark reduziert (Fig. 12), nur in der Gelbhorn-SW-Wand gut zu erkennen, gegen Süden scheinbar aus-

keilend. Diese Querfalte ist auch noch von den Verfaltungen ergriffen worden, die in ihrer Axe ungefähr W-E streichen und im Gelbhorngebiet überall gut zu erkennen sind.

5. Tiefste Kristallin-Trias-Lamelle der Bruschghorn-Schuppe.
6. Flysch der Adula-Decke.

D. Die Obrist-Zone.

DEFINITION.

Unter, vor und über der Stirn der Trias-Lias- und der Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke finden wir, im Beverin angehäuft und gut aufgeschlossen, eine Serie mit typischen grünen Marmoren, Sandsteinen und Ölquarziten in Verbindung mit mehr oder weniger indifferenten Kalken, Kalkschiefern und Tonschiefern, die wir nach der Alp Obrist am Schamserberg als „Obrist-Zone" definieren. Sie ist erstmals 1938 (40) kurz genannt worden, ohne dass dabei ihre Stratigraphie und Tektonik eingehender hätten beschrieben werden können.

Die Trias der Bruschghorn-Schuppe, die oft das Liegende bildet, ist damals (40) noch als normale Trias der Obrist-Zone aufgefasst worden, welche Ansicht hier zu berichtigen ist.

Welter (121) wie auch Wilhelm (122) betrachten die Gesteine der Obrist-Zone als Bündnerschiefer der Adula-Decke, wobei Wilhelm für sie allerdings kretazisches Alter annimmt. Dagegen hat schon Zyndel die Gesteine des Beveringipfels von den tieferen Schiefern abgetrennt und mit denen des Muttnerhorns parallelisiert, eine Auffassung, die neuerdings wieder von Streiff (114) und mir vollständig geteilt wird. Schumacher (82) erkennt am Beverin wieder die Nivaigl-Serie; da er aber letztere mit dem „Grenzhorizont" des Adulaflysches identifiziert, bestehen seine tektonischen Vergleiche nur bedingt zu Recht.

STRATIGRAPHIE.

Die petrographisch-lithologische Gliederung der Serie lässt folgende Einteilung zu:

5. Dunkle Kalkschiefer,
4. Helle Kalke,
3. Sandsteine und plattige Quarzite,
2. Tonschiefer und Ölquarzit,
1. Gruppe der grünen Marmore (älterer „Hyänenmarmor").

Durch die Tonschieferhorizonte, die stratigraphisch der Serie eingelagert sind, sind Gleitzonen geschaffen, längs denen sich die Schichten leicht gegeneinander verschieben konnten, so dass die ganze Serie zu Verschuppungen geradezu prädestiniert ist. Hand in Hand damit gehen weitgehende bis vollständige Reduktionen einerseits und starke Anhäufungen und Stauchungen der selben Schichtgruppe anderseits, tektonisch begründete Schwankungen, die besonders für die Tonschiefer ganz typisch sind.

1. Gruppe der grünen Marmore (älterer „Hyänenmarmor").

Es ist ausdrücklich zu betonen, dass neben den typischen „Hyänenmarmoren" noch Kalke und Kalkschiefer zu dieser Gruppe gehören, die atypisch und nur innerhalb des ganzen Schichtverbandes mit Sicherheit zu horizontieren sind.

Durch die beidseitige Abgrenzung durch weiche Tonphyllite — einerseits durch die Dogger-Zone und andererseits durch die anschliessenden Tonschiefer der Obrist-Serie — erscheint die ganze Schichtgruppe in ihrem Faltenverlauf und in der Anwitterung, z. B. in der Beverin-W-Wand, als Einheit (s. Fig. 20).

Von unten nach oben lassen sich folgende Horizonte ausscheiden:

a) Sandige, gelbbraune bis dunkelbraune Kalkschiefer mit gelb/grünen Tonhäuten und ziemlich hohem Dolomit- und Quarzgehalt. Die braune Färbung wird durch Limonit und Siderit hervorgerufen.

b) Graue Kalkschiefer, meist sehr dunkel, mässig Serizit führend, ziemlich grobschieferig.

c) Grüne Marmore als charakteristischestes Schichtglied. Es sind dünn geschichtete, mässig verschieferte Marmore mit einem grossen Gehalt an grünem Serizit. Solche Gesteine wurden von H. P. Cornelius, R. Staub, E. Ott u. A., als metamorphe Fazies der oberjurassischen Aptychenkalke, mit „Hyänenmarmor" bezeichnet. Da hier aber weder Radiolarite auftreten, noch Aptychen gefunden werden konnten, ist die Benennung „Hyänenmarmor" nur als lithologische Bezeichnung aufzufassen. Meistens ist der grüne Serizit auf dünne Lagen parallel der Schichtfläche beschränkt, wodurch eine feine Wechsellagerung mit dem weissen Marmor entstehen kann. Lokal kann ein grösserer Tonreichtum zu mehreren mm dicken, gelbgrünen bis dunkelgrünen Tonlagen führen. Nicht selten ist aber die Verteilung des Serizites eine so feine, dass auch die dünnsten Marmorschichten einheitlich grünlich erscheinen.

Im Dünnschliff ist eine vollständige Kristallisationsschieferung festzustellen, wobei neben dem Glimmer auch der Kalzit starke Längserstreckung in der Schieferungsrichtung aufweist. In einer Schweremineralanalyse sind überhaupt keine schweren Mineralien festgestellt worden.

Die Marmorbänder sind immer linsig struiert; senkrecht zur Schichtung bilden sie ungegliederte, massige, senkrechte Felswände ohne sichtbare Schichtung. Dagegen zeigt das Handstück ausgeprägte, linsige Schieferung mit leichter Spaltbarkeit längs den Serizithäuten. Schön aufgeschlossen ist dieser Marmor am Beverinweg zwischen Beverinlücke und Gipfelplateau, ferner als Fenster in den Bächen zwischen Alp Tumpriv und Larisch.

d) Tüpfelige Marmorschiefer. Es sind graue, mässig marmorisierte Kalkschiefer, deren Schichtfläche von dunkeln, 1—2 mm grossen Tüpfeln dicht bedeckt wird. Noch typischer sind Marmorschiefer mit dunkelbraunroten Tüpfeln in weisser Grundmasse mit grünen oder grün/gelben Serizithäuten. Die selben Gesteine sind auch von Streiff (114) in der Nivaigl-Serie des Ostschams gefunden worden.

e) Helle, grauweisse, plattige Marmorschiefer mit geringem Gehalt an weissem, seltener blassgrünem Serizit, gut zu beobachten z. B. in der Beverinlücke mit schwarzen Tonschiefern.

f) Graue, tonige Kalkschiefer von dunkler Farbe und feinschieferiger Textur. Ihre Mächtigkeit ist sehr schwankend und erreicht im Maximum ca. 10 m.

Für diese ganze Schichtgruppe ist der „Hyänenmarmor" das Leitgestein, nicht selten sogar für die ganze Obrist-Zone. Die anderen Schichtglieder können sehr oft teilweise oder ganz fehlen, so dass nur noch dieser auftritt. Die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte wie der ganzen Schichtgruppe ist starken Schwankungen ausgesetzt, sie dürfte ungestört etwa 50 m betragen; im Mathoner Tobel z. B. ist sie auf 10 m reduziert und nur durch stark verschieferten Hyänenmarmor und dunkle, tonige Kalkschiefer vertreten (s. Fig. 21). In der Beverin-W-Wand

und in den Wänden über Alp Obrist kann die ganze Schichtgruppe aus Distanz kaum in die einzelnen Glieder aufgelöst werden; man erkennt nur einen stark verfalteten, einheitlich hell anwitternden Komplex, der sich gegen seine Umgebung relativ scharf abgrenzen lässt (s. Fig. 20).

2. Tonschiefer und Ölquarzit.

An die Marmore und tonigen Kalkschiefer schliessen sich tiefschwarze, glänzende, kalkfreie Tonphyllite an, die in ihrer Mächtigkeit zwischen 10 cm und 20 m wechseln können, aber immer vorhanden sind. Sie sind oft wegen ihrer leichten Verwitterbarkeit von Schutt bedeckt und können bei Feldaufnahmen daher leicht übergangen werden.

Ganz charakteristisch sind nun Ölquarzite, die mit diesen Tonschiefern vergesellschaftet sind. Solche sind an vielen, besonders etwas stark reduzierten Profilen im südlichen Teil unseres Gebietes nicht mehr zu finden; umso stärker angehäuft erscheinen sie aber am Beverin. Die ursprüngliche Mächtigkeit ist sehr schwer zu schätzen, dürfte aber ca. 10 m kaum übersteigen. Zu engen Falten verknetet, bauen sie etwa 50—80 m der Beverin-W-Wand auf, wo sie am Beverinweg gut studiert werden können. Hier sind die Ölquarzite gegenüber den Tonphylliten in so überwiegender Menge vorhanden, dass es schwer fällt, an anderen Profilen völlig quarzitfreie Tonschiefer als den gleichen Horizont wieder zu erkennen.

Aber schon in den Ostwänden über Alp Obrist bemerkt man deutlich, wie einzelne, voneinander losgerissene, hausgrosse Ölquarzitlinsen in einer dort wieder vorherrschenden Tonschiefermasse schwimmen. Am Beverin-SE-Grat erscheinen im nurmehr 2 m mächtigen Tonschieferhorizont dezimeterdicke, bizarr verknetete und ausgewalzte Quarzitschmitzen. In den Bachprofilen des Schamserberges fehlen sie; der Horizont wird durch 1—3 m mächtigen quarzitfreien Tonphyllit markiert. Dagegen konnten oberhalb Clops wieder vereinzelte Ölquarzitlinsen festgestellt werden.

Petrographisches: Bei diesen Ölquarziten handelt es sich um kalkfreie, mittelkörnige, absolut massige Quarzite. Eine Schichtung oder Bankung zeigen sie kaum, nur an ihrer Grenzfläche gegen die Tonphyllite kann Streichen und Fallen gemessen und der Faltenverlauf verfolgt werden. Eine Klüftung fehlt.

Die Farbe ist in Anwitterung und Bruch wenig verschieden: sehr dunkel-olivgrün mit einem Stich ins Braune. Der Bruch ist rauh muschelig, die Bruchfläche zeigt oft noch deutlich einen öligen Glanz. Das Korn ist meist zu erkennen und dürfte 0,2—0,5 mm gross sein, wodurch die Bruchfläche stets noch etwas rauh und matt bleibt. Das Gestein ist ausserordentlich zäh und kann mit dem Hammer nur mit Mühe zerschlagen werden.

Der Dünnschliff zeigt folgendes Bild: HG: Quarz, grosse Körner, völlig von einem Mörtelkranz umgeben, undulös auslöschend. NG: Chlorit. Biotit in radialstrahligen Aggregaten. Dabei scheint der Biotit jünger als der Chlorit und aus diesem hervorgegangen zu sein, besonders auch, weil in gewissen Schliffen der Chlorit überhaupt fehlt und nur Biotit vorkommt. Daraus wäre zu schliessen, dass in einer ersten Phase der Metamorphose unter reinen Epibedingungen Chlorit gebildet worden wäre, der sich in einer späteren Phase unter annähernd Mesobedingungen unter Kalium-Aufnahme aus dem Bindemittel in Biotit umgewandelt hätte.

Eine Schwemineralanalyse eines Ölquarzites ergab: Zirkon = 94%, Turmalin = 3%, Rutil = 3%.

Als vereinzelte Bänke im Tonschiefer sind schliesslich noch Breccien und Sandsteine zu finden, z. B. in der Schulter zwischen Beverinlücke und Beveringipfel. Ihre lithologische Ausbildung entspricht ganz derjenigen später zu beschreibender Flyschgesteine: braun anwitternde Sandsteine und Sandkalke,

quarzitische Breccien und Kalkschiefer mit Kalk- und Dolomitkomponenten mit meist grossem Tongehalt.

Es ist hier vielleicht der Ort, erneut auf die Erscheinung der stratigraphischen Vergesellschaftung von reinen Tonschiefern mit Quarziten hinzuweisen. In den Nollatonschiefern treffen wir vereinzelte Quarzitbänke; im Horizont der Safierquarzite treten reine schwarze Tonphyllite auf; im Flysch der Adula-Decke wie der Gelbhorn-Decke, ebenso in der Dogger-Zone werden die wenigen Sandsteinhorizonte immer von schwarzen Tonschiefern begleitet; hier in der Obrist-Serie ist das selbe Phänomen von eindrücklichster Klarheit. Diese stratigraphische Verbindung der zwei lithologisch so verschiedenen Gesteinen beweist deren gleiche fazielle Bildungsbedingungen.

3. Sandsteine und plattige Quarzite.

Das nächst höhere Schichtglied wird gebildet durch einen äusserlich ziemlich einheitlichen Komplex von Sandsteinen bis Quarziten. Dieser bildet in der Beverin-W-Wand einen ruhigen Zug, der von Süden ohne nennenswerte Verfaltungen gegen die Nordwand streicht, dort nach oben umbiegt und dann das markante, einheitliche oberste Felsband mit wilden Zinnen und Türmen bildet. Neben einer ganz klaren Bankung tritt senkrecht dazu eine intensive orthogonale Klüftung auf, ein Charakteristikum, das auch ähnlichen Gesteinen anderer Serien eigen ist.

Die Mächtigkeit dürfte rund 50 m betragen.

Von unten nach oben ist eine deutliche Zunahme des Kalkes festzustellen, so dass ohne Grenze alle Übergänge vom kalkfreien Quarzit zum kieseligen Sandkalk auftreten. Parallel zur Aufnahme des Kalkgehaltes geht eine Farbänderung von braun zu grau; ferner ist das Gestein in den kalkigeren Partien feiner geschichtet und weniger stark geklüftet. Die Schichtflächen sind meist von dünnen, graugrünen Serizithäuten bedeckt.

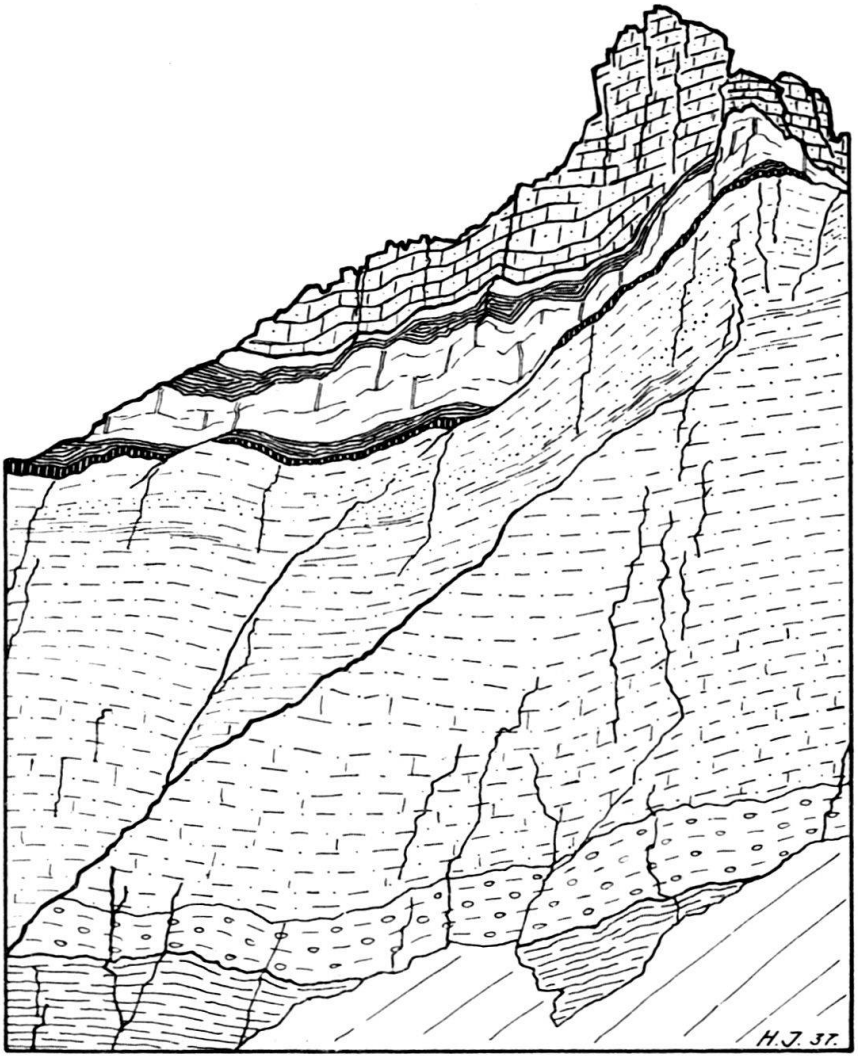
Der Dünnschliff zeigt hier durchgehend feinkörnigeren Quarz als im Ölquarzit; Chlorit tritt zurück, Biotit ist häufiger; fast immer ist Kalzit vorhanden, der bedeutend grobkörniger ist als der Quarz und gegenüber diesem sogar vorherrschen kann; in dünnen Lagen parallel zur Schichtung tritt Serizit auf; lokal kann ein beträchtlicher Limonitgehalt festgestellt werden, besonders an Rutschharnischen und Verwitterungsflächen; Erze sind immer vorhanden, aber in sehr geringem Masse, akzessorisch auch Turmalin, Zirkon und Rutil.

Sedimentpetrographische Untersuchungen ergaben für diese Quarzite eine ziemlich individuenreiche, sehr artenarme Schweremineralassoziation als Zirkon-Turmalin-Rutil-Kombination ohne Nebengemengteile. Ausführlichere Resultate und Folgerungen sind in einem späteren Kapitel zusammengefasst.

In diesen plattigen Quarziten sind mehrere dünne Breccienhorizonte gefunden worden.

Eine erste, feine Breccie steht am Weg in der Beverin-W-Wand an. In einer ziemlich feinkörnigen Quarzgrundmasse sind als Komponenten daselbst zu finden: gerundete Quarze, 1—10 mm gross, häufig nachträglich zerbrochen, undulös auslöschend; Orthoklas- und Plagioklaskörner; Muskowitblättchen. Sedimentäre Trümmer fehlen.

Einige andere Breccieneinschwemmungen treten im obersten Drittel der Quarzite auf, gut aufgeschlossen z. B. in den vorderen Gipfelzinnen des Beverin. In verschieferter, kalkiger Grundmasse finden wir schlecht gerollte, 2—10 mm grosse Komponenten von gelb anwitterndem Dolomit, dunklem Kalk, in etwas kleineren Körnern hellgrüne Quarzite, milchige und klare Quarze und Muskowit-



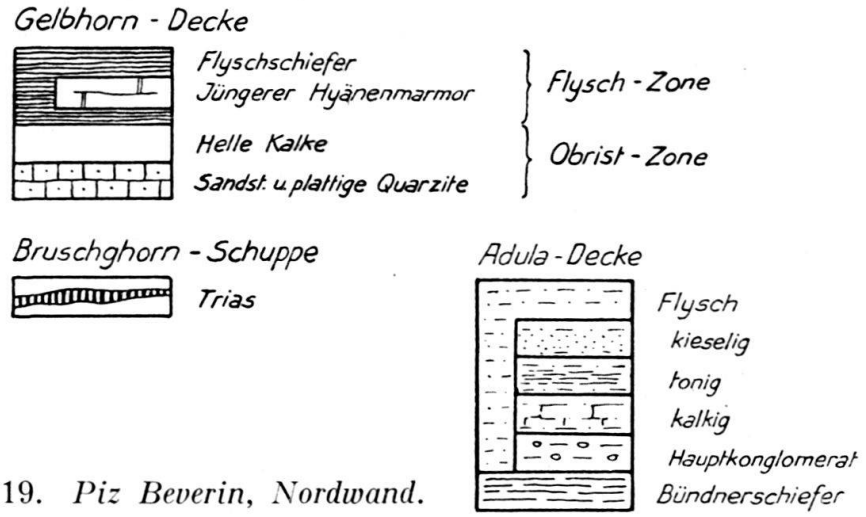


Fig. 19. *Piz Beverin, Nordwand.*

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

schüppchen. Eine weitere Breccie führt neben Muskowit nur 0,5—2 mm grosse Dolomittrümmer.

4. Heller Kalk.

Unmittelbar an den plattigen Quarzit bis quarzitischen Sandstein schliesst sich eine ca. 10 m mächtige Kalkbank an, die aber in ihrer Mächtigkeit ebenso stark schwankt, wie die andern Glieder dieser Serie, und unter Umständen überhaupt fehlen kann. Es ist ein im Bruch dunkler, etwas marmorisierter Kalk, der sehr hell anwittert. Er bildet den südlicheren Teil des Beverin-Gipfelplateaus; am höchsten Punkt wird er noch von Flyschschiefern überdeckt. Ferner ist er am Beverin-E-Grat westlich des Einshorns auf grösseren Flächen anstehend.

Die Bankung ist grob und oft undeutlich. Die Textur zeigt kaum Andeutungen von Schieferung. Ziemlich typisch sind centimeterbreite Kieselschnüre, wie sie auch im Lias der Gelbhorn-Decke auftreten, die in der Anwitterung als helle Streifen heraustreten. Überhaupt erinnert die Fazies dieser massigen Kalke ziemlich stark an Lias.

In der untersten Partie treten vereinzelte feine Breccien mit eckigen Kalk- und Dolomitkomponenten auf, auch ist der Sandgehalt in den tieferen Partien grösser als in den höheren.

5. Dunkle Kalkschiefer.

Den Übergang zwischen massigem Kalk und tonigen Flyschschiefern bilden ca. 4—6 m mächtige linsige Kalkschiefer. Ihr Tongehalt ist ziemlich gross, die Textur groblinsig; in etwas reduzierten Profilen fehlen diese Kalkschiefer häufig oder können von der nächst höheren Abteilung nicht abgegrenzt werden.

Fazies und Alter der Obrist-Zone.

Die Fazies der Obrist-Zone zeigt ganz deutlich Einflüsse einer benachbarten Geantiklinale. Nur die „Hyänenmarmore" scheinen noch frei von detritischem Material zu sein. Alle anderen Schichten weisen Breccieneinschwemmungen verschiedenster Art auf, so dass sich die zunehmende Unruhe in den jüngeren Schichten des inneralpinen Raumes auch an dieser Serie deutlich dokumentiert.

Die oben beschriebene Serie zeigt vom ältesten bis zum jüngsten Schichtglied auch nicht die geringste Andeutung einer Schichtlücke, einer Sedimentationsunterbrechung. Auch der langsame Übergang zu den darüber folgenden Flyschablagerungen mit der Rekurrenz des „jüngeren Hyänenmarmors" weist durchaus auf eine „série compréhensive" vom älteren Hyänenmarmor bis zum Flysch hin.

Ähnliche Schichtfolgen sind auch von anderen Orten Graubündens schon seit längerer Zeit bekannt. Ott (69), Glaser (29) und Cadisch (13) beschreiben aus der Umgebung von Tiefencastel als Nivaigl-Serie eine Schichtfolge, die mit unserer Obrist-Zone grosse Ähnlichkeit hat. Streiff (114) kann diese Nivaigl-Serie im Ostschams noch bis südlich des Piz Curvèr verfolgen, wo sie schliesslich auskeilt. Hyänenmarmore, Kalkschiefer, grüne Ölquarzite, schwarze Tonschiefer, kieselige oder tonige Kalke, verschiedene Breccien und nach oben langsam einsetzende Flyschschiefer, durch die Rekurrenz eines jüngeren Hyänenmarmors unterbrochen, geben überraschend ähnlich das Bild unserer Obrist-Serie wieder. Schon Schumacher (82) erkannte am Beverin die gleichen Gesteine wie in der Nivaigl-Serie wieder, ferner wurden auch von Streiff (114) und mir (39)

Obrist-Zone und Nivaigl-Serie als identisch betrachtet, und die seither noch exakter durchgeführten Untersuchungen bestätigen diese erste Annahme in jeder Beziehung.

Ferner wird von STREIFF (114) im jüngeren Teil der Marmor-Zone eine Gesteinsfolge beschrieben, die mit Hyänenmarmoren, Kalkschiefern, Ölquarziten und Kalken grosse Ähnlichkeit mit unserer Obrist-Serie aufweist; auch STREIFF betont die grosse Übereinstimmung zwischen jüngerer Partie der Serie der Marmor-Zone und der Nivaigl-Serie.

Aus dem Unterengadin meldet CADISCH (15) als jüngere Glieder der unterostalpinen Tasna-Serie Aptychenkalk, Tonschiefer, Sandsteine, Kieselkalke, Ölquarzite, bunte Mergelkalke, schliesslich Flysch, also eine der Obrist-Serie sehr ähnliche Gesteinsfolge.

Sogar aus dem Penninikum des Tauernfensters sind verschiedentlich ähnliche Serien gefunden worden, z. B. die Richbergkoglserie DIETIKER's (22).

Noch nie haben alle diese penninischen Serien bestimmbare Fossilien geliefert, so dass man nach wie vor für eine Altersparallelisierung auf Vergleiche mit ostalpinen Serien angewiesen ist.

Aus dem Engadin und Oberhalbstein sind seit langem durch STAUB, CORNELIUS u. A. metamorphe Altychenkalke als Hyänenmarmore beschrieben worden, die im unterostalpinen und hochpenninischen Faziesgebiet mit Radiolarit vergesellschaftet sein können und zum oberen Malm gerechnet werden. Wir haben daher keinen Grund, in unserem an der Basis der ganzen Serie gelegenen „älteren Hyänenmarmor" nicht auch den Vertreter des oberen Malms zu sehen.

Die darüber folgenden, weniger typischen Kalkschiefer, die in der stratigraphischen Gliederung den obersten Teil der „Gruppe der grünen Marmore" bilden, wären dann als reduzierte Reste der unteren Kreide anzusprechen und etwa mit dem Falknisneokom zu vergleichen.

Die Ölquarzite und Tonphyllite mit polygenen Breccien, die plattigen Quarzite, vielleicht auch noch die hellen Kalke, dürften als die Vertreter der mittleren Kreide, also als Gault, evtl. noch als Cénomanien, betrachtet werden. Tatsächlich sind ja nicht einmal in der Falknis-Decke jene Gaultprofile, deren Gesteine als Standardtypen immer wieder zu Altersvergleichen zugezogen werden, durch Fossilien in ihrem Alter belegt.

Die darüber folgenden Kalke und Kalkschiefer stellten dann eine ungefähr frühturone Ablagerung dar; sie könnten nach R. STAUB vielleicht den „Leimernkalken" entsprechen.

Zu einer ganz entsprechenden Altersparallelisation ist auch STREIFF für die Glieder der Nivaigl-Serie gelangt.

TEKTONIK.

Es ist früher gezeigt worden, dass die Trias-Lias-Zone und die Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke in unserem Gebiet eine Deckfalte bilden, wobei der Verkehrtschenkel unter den Normalschenkel eingewickelt worden ist; die antiklinale Stirnumbiegung lässt sich sehr deutlich längs der Linie Bogenspitz (Beverin-SW-Grat) — Alp Obrist — alte Kirche Mathon feststellen.

Ganz entsprechende tektonische Verhältnisse finden wir auch bei der Obrist-Zone vor, nämlich einen Normalschenkel, von dem ein Antiklinalscharnier zum eingewickelten Verkehrtschenkel überleitet.

Die normal gelegene Serie liegt auf dem Normalschenkel der Dogger-Zone. Dazu gehören: schlecht aufgeschlossene Hyänenmarmore westlich Mathon, die

schon wiederholt erwähnte Klippe von älterem Hyänenmarmor zwischen Gandus-Tarpinus und dem Obristbach, schliesslich die obersten 150 m des Beveringipfels und der ganze Beverin-SE-Grat (s. Fig. 15), umfassend die Obrist-Serie und tiefere Teile der Flysch-Zone ohne den „jüngeren Hyänenmarmor" und den über diesem gelegenen Flysch, die beide bereits durch die Erosion abgetragen worden sind.

Die antiklinale Umbiegung zeigt nicht das einfache Scharnier wie bei der Trias-Lias-Zone. Insbesondere ist die Gruppe der grünen Marmore zwischen den Schiefern des Doggers und den Tonphylliten des Ölquarzit-Horizontes zu zwei nach Norden gerichteten, spitzen Antiklinalen verfaltet worden, deren Struktur durch weitgehende Verschuppungen noch weiter kompliziert worden ist.

Noch komplexer sind die Verfaltungen des Tonschiefer-Ölquarzit-Horizontes, der sich strukturell ähnlich der Dogger-Zone verhält und die ausgleichende Zwischenmasse zwischen den disharmonischen Falten des älteren Hyänenmarmors und des Quarzit-Sandstein-Horizontes bildet.

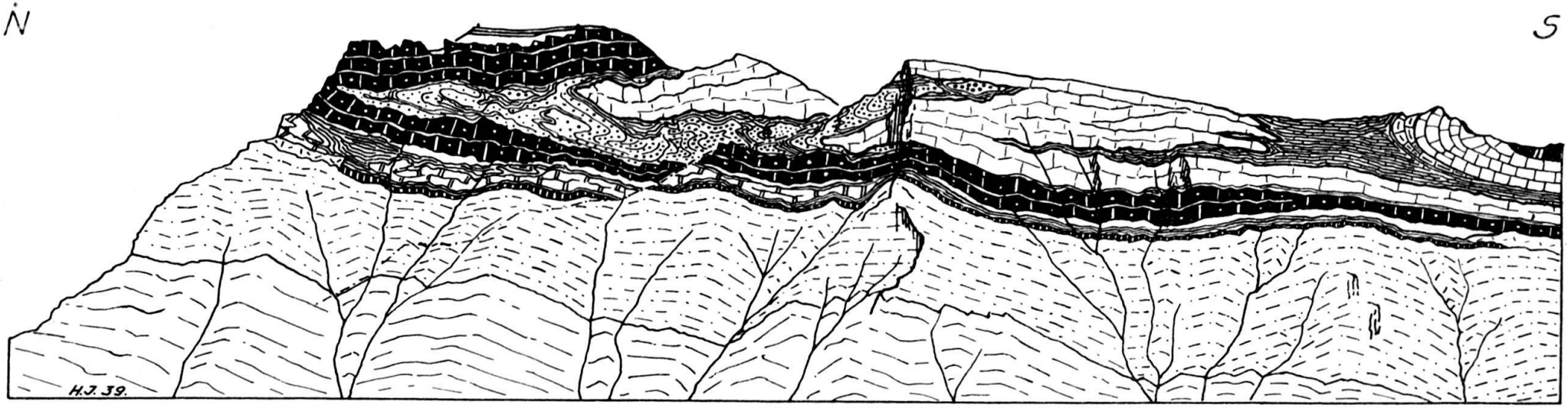
Die ruhigere Stirnumbiegung der Quarzit-Sandstein-Bank wird durch die Beverin-N-Wand senkrecht abgeschnitten, ist aber an der NE-Kante des Beverin noch deutlich zu erkennen.

Der Verkehrtschenkel zeichnet sich durch eine weitgehend ruhige Lagerung aus. In ihm sind alle Schichtglieder, insbesondere auch der Flysch mit dem „jüngeren Hyänenmarmor" vorhanden. Zum Verkehrtschenkel gehören die tieferen Partien der Obrist-Zone der Beverin-W- und -N-Wand, die auf dem Beverin-E-Grat übriggebliebenen Reste, alle Vorkommen der Obrist-Serie am Schamserberg, im Fenster der Alp Tumpriv und zwischen Crap östlich Curtginatsch und Clops (siehe tekt. Karte Fig. 23, Seite 99). Mit seinem ältesten Schichtglied, der Gruppe der grünen Marmore, grenzt er an die verkehrte Dogger-Zone, die nun sein Hangendes bildet.

Ein auffallendes Merkmal dieses Verkehrtschenkels ist sein Auskeilen ungefähr auf der NW—SE verlaufenden Linie Schottensee-Crap. In der Beverin-W-Wand erkennen wir, wie sich gegen Süden der „jüngere Hyänenmarmor" der Flysch-Zone in Schuppen auflöst und schliesslich westlich P. 2831 ganz auskeilt (s. Fig. 20); auf der Höhe des „Bogenspitzes" keilen auch die hellen Kalke aus, Ölquarzit ist nicht mehr anzutreffen, in der Gruppe der grünen Marmore treten weitgehende Mächtigkeitsreduktionen auf; am Ende des Beverin-SW-Grates werden die letzten Reste von Sandsteinen und Marmoren von Schutt bedeckt; nördlich des Schottensees ist von der Obrist-Zone nichts mehr zu finden, der verkehrte Dogger liegt dort bereits unmittelbar auf der Bruschghorn-Schuppe. Ganz entsprechende Verhältnisse beobachten wir am Hang östlich Crap; leider sind aber auch dort viele Details des Auskeilens wegen Schutt und Bewachsung nicht sichtbar.

Gerade dieses Auskeilen gegen SW der zwischen Bruschghorn-Schuppe und Dogger-Zone eingeklemmten Obrist-Zone kann leicht erklärt werden, wenn man diese Schichten als einen von oben eingewickelten Verkehrtschenkel im Sinne von Streiff deutet, wobei der Betrag der Einwicklung in der Richtung senkrecht zum Deckenstreichen nicht überall gleich gross ist. Allerdings können diese Phänomene auch nur als einfache Deckenstirn mit nach S auskeilendem Verkehrtschenkel aufgefasst werden, wobei aber die Verhältnisse ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes wieder weniger eingehend berücksichtigt werden.

Bekanntlich fehlen uns in der Obrist-Zone alle paläontologischen Anhaltspunkte, um beweisen zu können, dass die Gruppe der grünen Marmore tatsächlich die ältesten und die Schiefer in Flyschfazies die jüngsten Schichten sind. Wäre



Adula - Decke

Flysch
Bündnerschiefer

Bruschghorn - Schuppe

Kristallin u. Trias

Gehängeschutt

Gelbhorn - Decke

Flyschschiefer
Jüngerer Hyänenmarmor
} Flysch - Zone

Helle Kalke
Sandst. u. plattige Quarzite
Tonschiefer u. Oelquarzit
Gruppe d. grünen Marmore
} Obrist - Zone

Tonphyllite u. Breccien
} Dogger - Zone

Liasschiefer
Liaskalk
Triasdolomit
} Trias - Lias - Zone

Fig. 20. *Piz Beverin, Westwand.*

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

das Umgekehrte unserer Annahme der Fall, so müsste der liegende Schenkel als normal, der hangende als verkehrt betrachtet werden und die Stirnumbiegung am Beverin wäre synklinal.

Neben den lithologisch-faziellen Analogieschlüssen sind aber auch Tatsachen tektonischer Art für unsere Annahme ausschlaggebend. Die Stirnumbiegung der Trias-Lias-Zone ist ohne Zweifel antiklinal. Die Umbiegung der Obrist-Zone schliesst sich konform an diese an. Es ist höchst unwahrscheinlich, dass zwei sich so analog verhaltende Elemente während der Orogenese in zwei einander entgegengesetzten Richtungen disloziert worden wären.

Versuchen wir noch abschliessend, eine Fortsetzung unserer Obrist-Zone im Osten unseres Gebietes zu finden. Bereits bei der Besprechung der Stratigraphie ist auf die grosse Übereinstimmung der Obrist-Serie mit der Nivaigl-Serie STREIFF's hingewiesen worden. Die tektonische Situation im entsprechenden Niveau des Ostschams ergibt sich nach den Untersuchungsergebnissen von STREIFF (114) folgendermassen:

Die Nivaigl-Serie entspricht in ihrer Lage über dem unteren Schieferband der „unteren Flyschschuppe" (der Dogger-Zone des Westschams entsprechend) in jeder Beziehung dem Normalschenkel der Obrist-Zone in unserem Gebiet. Die Nivaigl-Serie des Muttnerhorns geht im Hangenden in die obere Partie der „unteren Flyschschuppe" über, welch letztere sich auch durch starke Mächtigkeitsschwankungen auszeichnet, der noch zu besprechenden Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke im Westschams entsprechend. Leider sind die Aufschlüsse zwischen Samest und dem Reischentobel zu schlecht, als dass man dort die Umbiegung der Nivaigl-Serie unter die Surcrunas-Zone weit verfolgen könnte. Immerhin ist dort, auf der W-Seite des Muttnerhorns, eine Einfaltung der Nivaigl-Serie vor der Lias-Stirn deutlich festzustellen, ebenso im Gebiet der Solisbrücke (114).

Durch das breite Tal des Schams ist auch hier in der Obrist-Zone die direkte Verbindung zwischen West und Ost unterbrochen worden, weshalb vorläufig für jede Talseite eigene Lokalbezeichnungen verwendet werden. Trotzdem stimmen die Obrist-Zone im Beveringebiet und die Nivaigl-Serie am Muttnerhorn lithologisch-faziell und tektonisch so weitgehend miteinander überein, was bereits F. ZYNDEL beobachtet hat, dass wir an ihrer Identität kaum mehr zweifeln können.

E. Die Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke.

Ohne scharfe Grenze geht die Obrist-Zone nach oben in eine typische Flysch-Zone über.

Entsprechend dem Bau aller andern Elemente der Gelbhorn-Decke im Beveringebiet besteht auch die Flysch-Zone aus einem Normal- und einem Verkehrtschenkel; das Antiklinalscharnier in dieser Zone ist aber bereits erodiert worden. Vom Normalschenkel sind nur noch dessen älteste Partien erhalten geblieben, sie bilden das Gipfelplateau des Beverin. Der Verkehrtschenkel liegt mit seinen jüngsten Schichten auf der Bruschghorn-Schuppe; die Obrist-Zone bildet mit ihrem Verkehrtschenkel sein Hangendes.

Als ältestes Schichtglied erscheint ein schwarzer Tonschiefer, ähnlich demjenigen des Ölquarzithorizontes. In allen Profilen beträgt seine Mächtigkeit nur wenige Meter. Oft ist es ein reiner Tonphyllit, frei von jeden Einlagerungen. Auf dem höchsten Teil des Beverin-Gipfelplateau, wo diese Schicht sehr gut aufgeschlossen ist, sind aber dem Tonschiefer zahlreiche Horizonte von quarzitischen

und dolomitischen Breccien und braun anwitternden Sandsteinen und Sandkalken eingelagert, wodurch das typische Bild der Flyschfazies entsteht.

Diese Schiefer auf dem Beverin stellen das einzige noch nicht der Erosion zum Opfer gefallene Schichtglied der normal gelagerten Flysch-Zone in unserem Gebiet dar. Jüngere Glieder finden wir nur noch im Verkehrtschenkel, der sich dem Verkehrtschenkel der Obrist-Zone anschliesst; sie sind in der Beverin-W-Wand und in den Tobeln des Schamserberges am besten zu studieren.

An die Tonphyllite schliessen sich grünliche Marmorschiefer an, die wir als „jüngere Hyänenmarmore" bezeichnen. Quer durch die Beverin-N-Wand ziehen sie als ca. 10—30 m mächtiges, helles Gesteinsband, unten und oben von schwarzen Tonschiefern begrenzt (s. Fig. 19). In der Beverin-W-Wand erkennt man, wie sie gegen Süden immer dünner werden, um schliesslich tektonisch ganz auszukeilen (s. Fig. 20). Etwa 150 m nördlich der Beverinlücke werden sie noch von der Aufstiegsroute von Glas gequert. Das Gestein ist ein stark marmorisierter Kalkschiefer mit ziemlich hohem Tongehalt. Die grünen, serizitisierten Tonhäute geben dem ganzen Gestein eine grünliche Färbung, sodass grosse Ähnlichkeit mit dem „älteren Hyänenmarmor" hervorgerufen wird. Diese Marmorschiefer des Flysches sind aber allgemein etwas tonreicher und dünnschieferiger als jene, meistens auch weniger mächtig. Am Beverin-E-Grat, im Fardüner und im Mathoner Tobel zeigen die Tonhäute mehr hellgraue Färbung mit nur noch einem schwachen Stich ins Grünliche, sodass zwischen dem „jüngeren Hyänenmarmor" und den angrenzenden Flyschschiefern nur noch geringe Farbunterschiede bestehen.

Nach dem „jüngeren Hyänenmarmor" erscheinen erneut Schiefer in typischer Flyschfazies. Als unscheinbare, nur wenige Meter mächtige Zone bilden sie in verkehrter Lagerung in der Beverin-W-Wand und am Beverin-E-Grat die Trennung zwischen „jüngerem Hyänenmarmor" und Bruschghorn-Schuppe. Grössere Mächtigkeiten erreichen sie erst im Gebiete des Schamserberges. Im Val Tschiel zwischen Mathon und Wergenstein und im Tobel zwischen Fardün und Patzen bilden sie 60—80 m hohe, düstere Schieferwände.

Im Mathoner Tobel lassen sich, vom „jüngeren Hyänenmarmor" als deren stratigraphischer Basis ausgehend, folgende Schichten lithologisch ausscheiden:

a. Reine, schwarze Tonphyllite, ohne Breccieneinschwemmungen.

b. Dunkle, tonige Kalkschiefer, in ihren obersten und unteren Partien sehr sandig bis quarzitisch, Textur dünnschieferig linsig, Farbe graubraun, manchmal etwas gebändert.

c. Quarzreiche, fahle, blassgrüne oder grünlich-braun gebänderte Tonschiefer.

d. Schwarze Tonschiefer.

e. Braune, stark verschieferte Sandsteine.

f. Kalkige, sehr dunkle Tonschiefer, linsige Textur.

g. Dunkle Kalke in Wechsellagerung mit tonigen Partien. Dünne Breccienhorizonte in leicht verschiefertem, kalkigem Zement.

h. Sandige Kalkschiefer mit mässigem Tongehalt, stellenweise stark kieselig, intensiv verfaltet.

Leider sind am Schamserberg die Aufschlüsse zu selten, als dass eine exakte Verfolgung dieser einzelnen Horizonte über grössere Distanz möglich wäre. Einzig die Tatsache lässt sich feststellen, dass diese Flysch-Zone im östlichen Teil unseres Gebietes, am Schamserberg zwischen Wergenstein und Patzen, unvergleichlich mächtiger ist als weiter im Westen, am Beverin selbst. Wo gegen SW die Glieder der Obrist-Zone im Verkehrtschenkel tektonisch auskeilen, ist auch diese Flysch-Zone nicht mehr weiter festzustellen.

In unserem Untersuchungsgebiet sind leider die Aufschlüsse dieser Flysch-Zone unzusammenhängend, ihre Mächtigkeit ist über grosse Strecken auf wenige Meter reduziert, im Normalschenkel ist sie bereits weitgehend der Erosion anheimgefallen und tritt nur noch im Verkehrtschenkel vollständiger auf, sodass ihre Beschreibung ein Fragment bleiben muss.

Im Gegensatz zur Adula-Decke, wo der Flysch mit scharfer Grenze und einem basalen Transgressionskonglomerat auf seiner älteren Unterlage aufruht, ist das Einsetzen der Flyschsedimentation hier über der Obrist-Serie ein allmähliches. Bereits in den Tonschiefern des Ölquarzithorizontes können untergeordnet Breccien und Sandsteine vom Flyschtypus auftreten. Die „dunkeln Kalkschiefer" über dem Niveau der „hellen Kalke" der Obrist-Zone bilden den Übergang zum Flysch.

Das zaghafte Einsetzen der Flyschsedimentation wird aber unterbrochen durch das Auftreten der „grünlichen Marmorschiefer", der „jüngeren Hyänenmarmore", die als letzter Abglanz pelagischer Ruhe eine kurze Rekurrenz der reinen Kalkschieferfazies darstellen und so eigentlich einen Fremdkörper im Flyschkomplex repräsentieren.

Was das Alter dieser Flyschzone betrifft, so können wir uns auch hier, wie an so vielen Orten im Schams, nicht auf Fossilfunde stützen.

Dass der Flysch nicht mit einer Schichtlücke auf seiner Unterlage transgrediert, sondern selbst das jüngste Glied der ganzen „série compréhensive" der Gelbhorn-Decke darstellt, ist schon betont worden. Es dürfte ihm teilweise turones, zur Hauptsache senones Alter zukommen; alttertiäres Alter ist weniger wahrscheinlich, wenn auch nicht ausgeschlossen.

Die grünen Marmorschiefer, die „jüngeren Hyänenmarmore", repräsentieren eine Rekurrenz der pelagischen Fazies und dürften am ehesten als etwas modifizierte, „fast"-flyschige Couches rouges anzusehen sein; ihr Alter wäre dann etwa oberes Turon bis unteres Senon, entsprechend den Verhältnissen im Unterostalpin. Es wäre möglich, dass in ihnen ein Element vorliegt, das sich mit den „Marbres en plaquettes" des Subbriançonnais und Briançonnais der Westalpen vergleichen lässt.

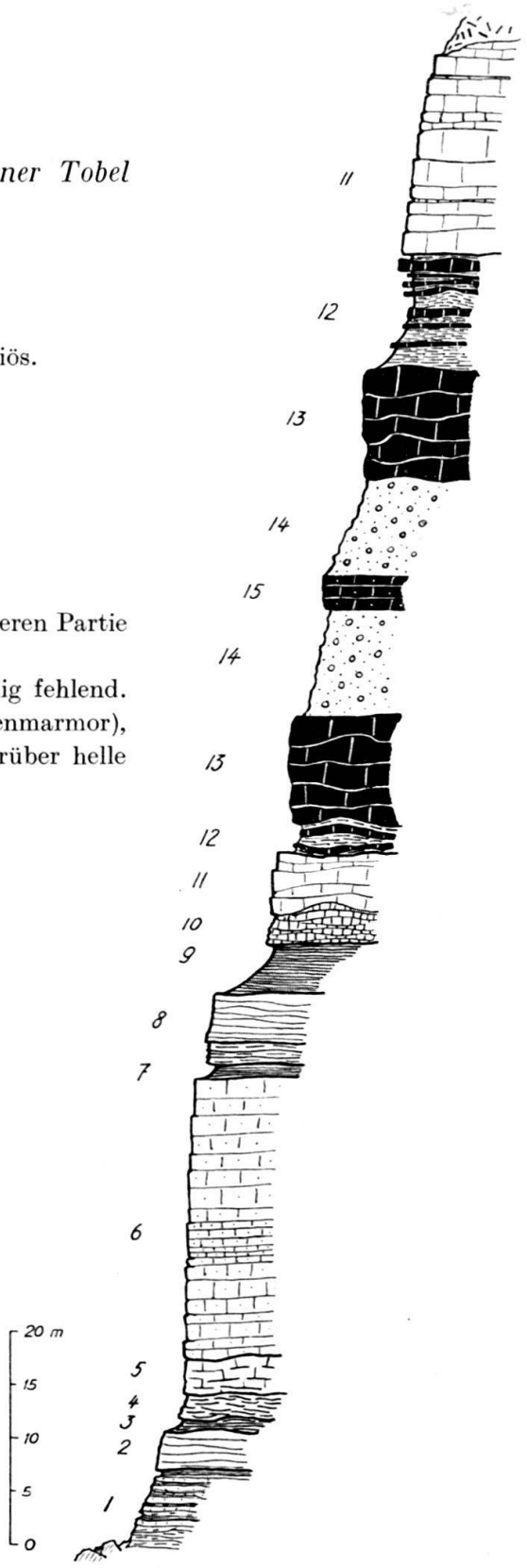
Im Übrigen muss nochmals betont werden, dass in unserem Gebiet diese Flyschzone zu reduziert und zu schlecht aufgeschlossen ist, um ein eingehenderes Studium solcher Probleme zu ermöglichen.

Das Äquivalent der Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke können wir im Ostschams in der oberen Partie von STREIFF's „Unterer Flyschschuppe", und zwar in dem über der „Nivaigl-Serie" gelegenen, „hangenden Flyschband", wieder finden. Wir haben im vorigen Kapitel die Auffassung vertreten, dass unserer Obrist-Zone die Nivaigl-Serie des Ostschams entspreche. Die Obrist-Zone in unserem Gebiet stellt die mesozoische Basis der Flysch-Zone dar, genau wie die Nivaigl-Serie im Ostschams die mesozoische Basis der Flyschschiefer von STREIFF's unterer Flyschschuppe bildet. Nicht nur die lithologische Ausbildung, auch die tektonische Lage dieser beiden Flyschzonen zeigt also beidseits des Schams weitgehende Übereinstimmung.

IV. Zusammenhänge zwischen den Schamser Decken.

Im Vergleich mit dem Westschams, den Gebirgen westlich des Hinterrheins, zeigt die lange Gebirgskette östlich des Rheins zwischen Schams-Val Ferrera-Avers und dem Oberhalbstein die geologischen Zusammenhänge wesentlich umfassender und vollständiger. Es ist daher ausgeschlossen, die Geologie unseres

Fig. 21. *Sammelprofil durch das Mathoner Tobel westlich Mathon.*



Flysch-Zone:

1 Tonige und sandige Kalkschiefer, z. T. brecciös.
2 Grünliche Marmorschiefer, stark tonig.
3 Schwarze Tonphyllite.

Obrist-Zone:

4 Dunkle Kalkschiefer.
5 Helle Kalke, undeutlich abzugrenzen.
6 Sandsteine und plattige Quarzite, in ihrer mittleren Partie sehr kalkig, z. T. mit Kieselschnüren.
7 Tonschiefer und Ölquarzit, Ölquarzit fast völlig fehlend.
8 Gruppe der grünen Marmore (älterer Hyänenmarmor), im jüngeren Teil als dunkle Kalkschiefer, darüber helle Marmorschiefer.

Dogger-Zone:

9 Schwarze Tonphyllite.

Trias-Lias-Zone:

10 Liasschiefer.
11 Liaskalke, z. T. intensiv marmorisiert.
12 Rhät- und „Quartenschiefer"-Horizonte.
13 Helle Dolomite, „Rötidolomit", stark linsig.
14 Rauhwacken.
15 Unterer grauer Dolomit.

Die Horizonte 2—5 sind an dieser Lokalität stark reduziert und nicht typisch, ebenso ist der Verkehrtschenkel der Trias-Lias-Serie hier lückenhaft und reduziert.

Untersuchungsgebietes zu verstehen, ohne die Verhältnisse im Ostschams sowohl in stratigraphischer als auch insbesondere in tektonischer Beziehung weitgehend zu berücksichtigen.

Ferner ist, wie bereits einleitend in dieser Arbeit betont wurde, das Gebiet um Splügen und die Splügener Mulde von grösster Bedeutung für die Erkenntnis grosstektonischer Zusammenhänge im Schams. Die ihrem Abschluss entgegengehenden Arbeiten meines Freundes J. NEHER werden diesbezüglich wichtige Beiträge liefern; es soll daher an dieser Stelle jenen Arbeiten in keiner Weise vorgegriffen werden.

STAUB (108) bezieht die Gelbhorn-Decke aus der Splügener Mulde, betrachtet sie also als mittelpenninisch. Dafür spricht einmal das sichere Auftreten von Gelbhorngesteinen im Gebiet südlich Splügen. Ferner zeigt die neritische, geantiklinale Ausbildung von Trias und Lias fazielle Ähnlichkeiten mit anderen Sedimenten aus der Splügener Mulde, z. B. mit der Areue-Zone resp. Bruschghorn-Schuppe. Schliesslich stimmen die jungen Sedimente, Hyänenmarmor bis Gaultquarzit, in der Gelbhorn-Decke und der Tschera-Zone STAUB's resp. Marmorzone STREIFF's sehr weitgehend miteinander überein, sodass ihre Ablagerungsräume als unmittelbar benachbart betrachtet werden können; nach der Auffassung STAUB's wäre der Raum der Gelbhorn-Decke ursprünglich direkt nördlich an jenen der Marmor-Zone anzuschliessen. Die Trias-Lias-Serie von Crestota im Ostschams, die STREIFF als Teilelement seiner Surcrunas-Zone annimmt, betrachtet STAUB direkt als Glied der Weissberg-Gurschus-Kalkberg-Zone und als nicht zur Gelbhorn-Decke des Westschams gehörend. Schliesslich weist nach STAUB auch der ganze Bau der Gelbhorn-Decke in der Beveringruppe auf eine normale Deckenstirn mit Stirneinrollung und Verkehrtschenkel hin.

Zu etwas anderen Schlüssen ist STREIFF (114) durch seine Untersuchungen im Ostschams gelangt. Er fand, dass die Kalkberg-Gurschus-Zone, die Marmor-Zone und die Surcrunas-Zone ursprünglich einen tektonisch einheitlichen Schichtkomplex bildeten, wobei die Marmor-Zone den nördlichen, die Surcrunas-Zone den südlichen Faziesbereich umfassten, und beide gemeinsam auf der unteren Trias der Gurschus-Kalkberg-Zone als ihrer Basis lagen; alle diese Elemente sind nach ihm hochpenninischer Herkunft. Später wurde das ganze Schichtpaket in drei Gleitbretter aufgelöst, die als tektonisch selbständige Elemente disloziert wurden. So können ihre jetzt unvollständigen Schichtreihen, die sich gegenseitig ergänzen, leicht erklärt werden. Entsprechende Verhältnisse, d. h. die Auflösung von Decken in stratigraphisch prädestinierte Gleitbretter als deren Teilelemente kennt man ja auch aus den Sedimentdecken des Ostalpins und des Helvetikums.

Unsere Untersuchungen haben ergeben, dass die Serie der Gelbhorn-Decke nicht mit dem Lias abschliesst, sondern dass an diesen die Dogger-Zone, die Obrist-Zone mit Malm und Kreide und schliesslich die Flysch-Zone anschliessen, alles Teilelemente der Gelbhorn-Decke, die als mehr oder weniger selbständige Gleitbretter gegeneinander verschoben worden sind, aber zusammen eine lückenlose Schichtfolge von der oberen Trias bis zum Flysch darstellen.

Alle diese Elemente beschreiben im Beveringebiet das hier ausführlich beschriebene, gegen Norden gerichtete Antiklinalscharnier. Diese Umbiegung aller Gelbhorn-Teilelemente ist es aber gerade, durch welche die normalen Serien des Ostschams in die verkehrt gelagerten des Westschams übergeführt werden können. STREIFF hat erstmals auf solche Art die Tektonik des Schams erklärt. Er betrachtet die Reihenfolge der Decken im Ostschams als normal und kann die genau umge-

kehrte Reihenfolge der entsprechenden Elemente im Westschams mit einer Einwicklung unter die Suretta-Decke auf einfache Weise erklären.

Zum Problem der Gurschus-Kalkberg-Zone und der Marmor-Zone können wir nicht Stellung nehmen, da sie in unserem Gebiet fehlen; ebenso tritt die Vizanbreccie bei uns nicht mehr in ihrem normalen stratigraphischen Verbande auf.

Dagegen ist in den vorangegangenen Kapiteln die weitgehende Übereinstimmung in der faziell-lithologischen Ausbildung wie auch in der tektonischen Lage folgender Elemente des West- und Ostschams festgestellt worden:

Trias-Lias-Zone mit Crestota-Serie STREIFF's,
Dogger-Zone mit unterstem Schieferkomplex der unteren Flyschschuppe STREIFF's, zwischen Crestota-Serie und Nivaigl-Serie gelegen,
Obrist-Zone mit Nivaigl-Serie STREIFF's,
Flysch-Zone mit den über der Nivaigl-Serie liegenden Schiefern der unteren Flyschschuppe STREIFF's.

Die Tatsache, dass diese Elemente im Ostschams normal, in dem zur Hauptsache nur im Westschams aufgeschlossenen Schenkel aber verkehrt liegen, ist für mich ein Grund, mit STREIFF gerade den unteren, im Westschams auftretenden Schenkel als den eingewickelten zu betrachten. Diese Einwicklung muss dann für die Flysch- und Obrist-Zone rund 3—5 km, für die Dogger-Zone schon wesentlich mehr und für die Trias-Lias-Zone rund 10 km betragen, da letztere noch sicher in der Häuserbachschlucht südlich Splügen festzustellen ist.

Vergleichen wir noch kurz die Fazies der Gelbhorn-Decke mit ihrer Umgebung.

Die Trias, vertreten durch Rauhwacke und Dolomit und ein gut gegliedertes Rhät, zeigt sowohl Anklänge an andere Triasbildungen aus der Splügener Mulde wie auch aus der Marmor-Zone des Ostschams. Sicher fehlt in unserem Gebiet untere und mit wenigen Ausnahmen auch die ganze mittlere Trias, die nach STREIFF's Auffassung im Anisien und Ladinien der Gurschus-Kalkberg-Zone zu suchen wäre.

Die Flachmeerfazies des Lias, mit Ammoniten führenden, massigen Kalken, findet höchstens in den Liaskalken der Bruschghorn-Schuppe resp. Areue-Zone ein schwaches Äquivalent; im Bündnerschieferkomplex des Avers und auch in der Marmor-Zone fehlen solche Kalke; erst südlichere Ablagerungsräume weisen wieder ähnlich neritische Bildungen auf.

Der Dogger und eventl. unterste Malm mit seiner detritischen Fazies zeigt wieder mehr Ähnlichkeit mit jenem der Marmorzone. Diese Serie von Arkosen in breccienreichen Ton- und Kalkschiefern kann als feinere Randfazies der sehr grobklastischen Geröllschüttung der Vizanbreccie aufgefasst werden.

Die Obrist-Serie mit ihren grünen Marmoren und plattigen und massigen Quarziten zeigt eine so frappante Übereinstimmung mit den jüngeren Schichten der Marmor-Zone, dass diese beiden Ablagerungsräume sehr benachbart gewesen zu sein scheinen. Aus der Areue-Zone beschreibt GANSSER Hyänenmarmore; aus der Adula-Decke sind Quarzite bekannt, aber wirklich ähnliche Serien treten erst im Oberpenninikum des Oberengadins und in der unterostalpinen Zone des Rhätikons und des Unterengadiner Fensters auf.

Schliesslich weist der nicht transgressive Flysch auf oberpennische Herkunft hin, beginnt doch der unterpennische Flysch mit grobem Basiskonglomerat, und aus der Splügener Mulde und selbst aus der Marmor-Zone sind bis jetzt noch keine sicheren Flyschsedimente bekannt. Dagegen zeigt die sicher oberpenninische „obere Flyschschuppe" STREIFF's eine sehr ähnliche Ausbildung und

dürfte am ehesten als ursprünglich unmittelbar südliche Fortsetzung des Flysches der Gelbhorn-Decke gedeutet werden.

Auch aus diesen faziellen Vergleichen ist ersichtlich, dass die Sedimente der Gelbhorn-Decke eher oberpenninischen Charakter tragen und dass ferner in der Faziesabwicklung die Gelbhorn-Decke unmittelbar südl. an die Marmor-Zone angeschlossen werden kann. Damit sind auch die Interpretationen STREIFF's weitgehend bestätigt und teilweise sinngemäss ergänzt worden. Betrachtet man auch im Ostschams STREIFF's „untere Flyschschuppe" mit Doggerschiefern und Nivaigl-Serie als postliasische Schichtgruppe der Gelbhorn-Decke resp. der Surcrunas-Zone, entsprechend den Verhältnissen im Beveringebiet, so bedeutet das eine erneute Vereinfachung der Synthese der Schamser Elemente, was nach den fast verwirrenden Resultaten der detaillierten Analyse nachgerade wohltuend wirken muss.

V. Sedimentpetrographische Untersuchungen.

Um auch in sedimentpetrographischer Hinsicht unser Untersuchungsgebiet genauer charakterisieren zu können, insbesondere um auch den Beitrag ophiolithischer Abtragungsprodukte in detritischen Sedimenten zu beurteilen, wurden zunächst an Hand von rund 50 Präparaten die Schwemineralien der verschiedensten Schichten untersucht. Die Gesteinsproben wurden im Mörser zerstossen, in Schalen vorsichtig gewaschen, mit heisser konz. Salzsäure gekocht und in Bromoform vom Sp. Gew. 2,9 im Glasscheidetrichter in leichte und schwere Fraktion getrennt. In Kanadabalsampräparaten wurden dann die Körner mit dem Kreuztisch ausgezählt, wobei Erze, Glimmer und Chlorit i. d. R. nicht gezählt wurden, da sie meistens Neubildungen darstellen und, wie am Dünnschliff und Handstück festzustellen ist, eher den Grad der Metamorphose als das Sediment charakterisieren.

In Tabelle 2 sind die Auszählungsergebnisse in absoluten Zahlen und bei Präparaten mit über 20 auszuzählenden Körnern auch in Prozenten angegeben, wobei Zirkon + Turmalin + Rutil auf die Summe 100 gebracht worden sind. (Besonders arme Präparate wurden in der Tabelle nicht aufgeführt). Die Gesteinsproben wurden aus möglichst allen Horizonten entnommen, nämlich:

Bündnerschiefer der Adula-Decke:

Probe 1. Quarzit, etwas verwittert, oberster Teil der Nollatonschiefer. Heidbühl bei Glas.
Probe 2. Sandstein aus den Kieselkalkzügen der Viamala. Crapteig.
Probe 3. Kalkbreccie, „Safierbreccie", unmittelbar über Safierkalk. Höllentobel, hinteres Safiental.
Probe 4. Feine Kalkbreccie, „Safierbreccie" oberstes Band. Höllentobel.
Probe 5. Schieferiger, feiner Quarzit, „Safierquarzit" über Safierbreccie, Höllentobel.
Probe 6. „Safierquarzit", SW unter Gelbhorn.

Flysch der Adula-Decke.

Probe 7. Tonige Kalkbreccie mit Dolomitkomponenten. Beverin-W-Wand.
Probe 8. Kalkbreccie Beverin-W-Wand.
Probe 9. Sandstein. „Ruchbergsandstein", Beverin-W-Wand.
Probe 10. Kalkbreccie mit kieseligem Bindemittel. Carnusaboden E-Rand.
Probe 11. Ziemlich grobe Kalkbreccie. Carnusaboden E-Rand.
Probe 12. Kieselige Breccie. Bruschghorn.

Tabelle 2. Schwerermineraliengehalt der Proben 1—30.

Probe	Zirkon abs.	Zirkon %	Turmal. abs.	Turmal. %	Rutil abs.	Rutil %	Granat abs.	Epidot abs.	Titanit abs.	Hornbl. abs.
1.	4	9	38	91	—	—	—	—	—	—
2.	6		6		—	—	—	—	—	—
3.	5		3		—	—	—	—	—	—
4.	12	48	13	52	—	—	—	—	—	—
5.	12		6		—	—	—	—	—	—
6.	206	86	24	10	11	4	3	1	—	—
7.	4		4		—	—	6	—	—	—
8.	10		2		2		—	—	—	—
9.	24	71	9	26	1	3	3	—	—	—
10.	8		1		—	—	—	—	—	—
11.	240	82	48	17	4	1	—	—	—	—
12.	10		2		—	—	—	—	—	—
13.	5	10	42	84	3	6	—	—	—	—
14.	—	—	2		—	—	—	—	—	—
15.	—	—	4		—	—	—	—	—	—
16.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
18.	20	49	14	34	7	17	—	—	—	—
19.	2	4	54	92	2	4	1	3	1	—
20.	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—
21.	8		2		2		—	—	—	—
22.	6		6		1		—	—	—	—
23.	82	91	8	9	—	—	2	1	—	—
24.	1		—	—	—	—	—	—	—	—
25.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26.	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27.	46	57	30	38	4	5	—	1	—	—
28.	4		6		1		—	—	—	—
29.	32	94	1	3	1	3	—	—	—	—
30.	30	66	14	30	2	4	1	—	1	6

Die hier angegebenen Prozentzahlen beruhen auf Auszählungen von durchwegs zu körnerarmen Präparaten, als dass mit ihnen irgendwelche Gesetze aufgestellt werden dürften; sie sollen lediglich die Übersicht etwas erleichtern.

Trias-Lias-Zone der Gelbhorn-Decke.

Probe 13. Dunkle, polymikte Rauhwacke. Alp Tumpiv.
Probe 14. Dunkle Rauhwacke. Mathonertobel.
Probe 15. Graue, monomikte Dolomitbreccie. Mathonertobel.
Probe 16. Weisse monomikte Dolomitbreccie. Mathonertobel.
Probe 17. Violette Quartenschiefer mit Dolomitkomponenten. Mathonertobel.
Probe 18. Toniger Quarzit, oberstes Rhät. Piz Tuff.

Dogger der Gelbhorn-Decke.

Probe 19. Feine, sandig-dolomitische Breccie. Beverin-SW-Grat.
Probe 20. Dunkler, sandiger Kalkschiefer. P. 3054.
Probe 21. Mittelfeine Kalkbreccie. Piz Tuff-W-Flanke.
Probe 22. Grüne, feine Quarzitbreccie. Piz Tuff-W-Flanke.
Probe 23. Mittelfeiner Psammitgneis. P. 2442 Nursin.
Probe 24. Schwarzer Tonschiefer. Piz Tuff-W-Grat.

Obrist-Zone.

Probe 25. Beverin. Grüner Marmor, „älterer Hyänenmarmor" aus der Gruppe der grünen Marmore.
Probe 26. Dunkler Kalkschiefer. Beverin-SW-Grat.
Probe 27. Schieferiger Sandstein. Beverin-SW-Grat.
Probe 28. Kalkbreccie im plattigen Quarzit. Beverin.
Probe 29. Dunkelgrüner Ölquarzit. Beverin.
Probe 30. Quarzitbreccie im plattigen Quarzit. Beverin-W-Wand.

Aus diesen Auszählungen der Schweremineralien ergibt sich folgendes:

1. Der absolute Gehalt an schweren Mineralien.

a. Die untersuchten Gesteine sind mit wenigen Ausnahmen ausserordentlich arm an schweren Mineralien. Pro Probe wurde ungefähr 100 g Gesteinspulver verwendet, von denen nach dem Waschen und der Entfernung des Karbonatanteils allerdings oft nur wenige Gramm übrig blieben. Nur Erze, hauptsächlich Pyrit, die aber nicht mitgezählt wurden, waren immer in grossen Mengen vorhanden.

b. Praktisch überhaupt frei von schweren Mineralien sind die typisch nicht klastischen Ablagerungen, also rein chemische Sedimente (Hyänenmarmor) und Tonschiefer, ferner reine Sedimentbreccien, wie z. B. die Quartenschieferbreccie Nr. 17, die in Tonschieferzement nur Dolomitkomponenten führt.

c. Die klastischen Sedimente, Sandsteine und Breccien, führen die schweren Mineralien in sehr stark wechselnder Quantität. Gesteine, die mikroskopisch kaum voneinander zu unterscheiden sind, z. B. Nr. 5 und 6, können in ihrem Gehalt an schweren Mineralien um mehr als das Zehnfache voneinander differieren. Es ist nicht möglich, aus diesen Auszählungen eine allgemeine Abhängigkeit des Schweremineraliengehaltes von der Korngrösse, dem Bindemittel oder der Art der Komponenten abzuleiten. Um solche Funktionen erkennen zu können, müssten an klaren Profilen viele grosse Proben, in kurzen vertikalen Abständen entnommen, untersucht werden.

Um den Wechsel des Schweremineraliengehaltes auf kurze vertikale Distanz zu prüfen, wurden aus einem Sandsteinaufschluss der Obrist-Zone an der Strasse zwischen Mathon und Fardün 6 Proben in vertikalem Abstand von je etwa 1 m untersucht. Es handelte sich um feinkörnige, dunkelbraune Sandsteine, ziemlich metamorph, auffallend plattig, mit grünlichen Serizithäuten auf der Schichtfläche, im Handstück nur wenig verschieden voneinander. Von dem zerstossenen, gewaschenen und mit Salzsäure behandelten Gestein wurden 15 g abgewogen und in einem Siebsatz in drei Grössenfraktionen getrennt. Die Fraktion gröber als 0,2 mm, die quantitativ unbedeutendste, enthielt nur Erze, Glimmer und untergeordnet Turmalin und wurde nicht ausgezählt. Die beiden andern Fraktionen, 0,2 mm bis 0,08 mm und feiner als 0,08 mm, wurden getrennt mit Bromoform behandelt und ausgezählt.

Tabelle 3 gibt die genauen Auszählungen und die prozentuale Verteilung an, wobei Zirkon + Turmalin + Rutil als 100 angenommen wurde und Erze und Glimmer auch auf diese Summe bezogen wurden.

Der absolute Gehalt an Schweremineralien schwankt zwischen 900 und 7000 Körnern pro 15 g entkalktes Gestein, ist also ausserordentlich variabel. Neben Horizonten, die ihres grossen Gehaltes wegen fast als Seifen anzusprechen sind, können unmittelbar daran anschliessend wieder viel ärmere Lagen auftreten.

Tabelle 3. Schweremineraliengehalt der Proben 31—36.

Probe		Zirkon abs.	Zirkon %	Turmalin abs.	Turmalin %	Rutil abs.	Rutil %	Erze abs.	Erze %	Glimmer abs.	Glimmer %	Total
	fein . .	1110	74	269	18	121	8	1109	74	354	24	2963
31	grob . .	39	12	270	77	37	11	618	250	21	8	985
	Summe .	1149	63	539	29	158	8	1727	95	375	21	3948
	fein . .	252	82	22	7	32	11	774	258	425	142	1505
32	grob . .	42	28	88	58	21	14	841	560	105	70	1097
	Summe .	294	65	110	24	53	11	1615	358	500	118	2602
	fein . .	266	52	193	38	54	10	883	177	410	82	1806
33	grob . .	58	38	71	46	26	16	511	340	93	62	759
	Summe .	324	49	264	39	80	12	1394	208	503	78	2565
	fein . .	1204	58	723	35	162	7	3850	188	778	37	6717
34	grob . .	6	60	4	40	—	—	244		95		349
	Summe .	1210	58	727	35	162	7	4094	195	873	43	7066
	fein . .	51	44	52	45	13	11	298	249	23	20	437
35	grob . .	23	14	123	76	17	10	233	151	69	44	465
	Summe .	74	27	175	63	30	10	531	190	92	33	902
	fein . .	432	73	127	21	37	6	236	39	96	16	928
36	grob . .	—	—	8	73	3	27	58	522	10	90	79
	Summe .	432	71	135	22	40	7	294	49	106	18	1007

2. Die Beteiligung der verschiedenen Mineralien an der schweren Fraktion.

a. Hauptgemengteile. (HG) Wie Tabelle 2 und 3 eindeutig zeigen, treten als Hauptgemengteile (über 10%) fast immer Zirkon und Turmalin auf; in den Sandsteinen der Obrist-Zone, wie Tabelle 3 zeigt, kann der Rutil dort auch noch zu den HG gezählt werden, da er sich dort mit 7—12% beteiligt. Mit wenigen Ausnahmen ist der Zirkongehalt wesentlich höher als der des Turmalins, wobei allerdings zu bemerken ist, dass Turmalin durchschnittlich in bedeutend grösseren Körnern auftritt, was aus dessen regelmässig grösseren Anteil an der gröberen Fraktion als an der feineren hervorgeht. Das Mengenverhältnis von Zirkon zu Turmalin ist ein so variables, dass vorläufig noch keine Gesetzmässigkeit irgendwelcher Art festgestellt werden konnte. Wie Tabelle 3 eindringlich dokumentiert, kann gerade dieses Zirkon-Turmalin-Verhältnis in derselben Schicht von Meter zu Meter ausserordentlich stark schwanken.

Auffallend gleichmässig erscheint hingegen gerade in jenen Proben 31—36 die Rutilverteilung.

b. Nebengemengteile und Accessorien. Als wichtigster Nebengemengteil (NG) tritt in den meisten Horizonten Rutil auf, falls er nicht sogar HG ist; auffallend viel seltener sind dagegen Granat, Epidot, Titanit. Anatas und Hornblende wurde nur in je einem Präparat festgestellt. Staurolith, Disthen, Chloritoid, Glaukophan und Augite wurden überhaupt nie gefunden. In den Proben 31—36 wurden im ganzen auf 18000 andere Schweremineralien nur 2 Epidote, 1 Granat und 1 Anatas gezählt.

3. Spezielle Mineralbeschreibung.

a. Zirkon.

Morphologie: Idiomorphe, nicht gerundete Exemplare sehr selten; dann meistens langprismatisch stengelig. Bruchstücke meistens als halbe Prismen mit einer gerundeten und einer gebrochenen Endfläche. Andere Bruchstücke sehr selten. Gerundete Körner weitaus am häufigsten, Eier bis Zigarrenform.

Einschlüsse: Ziemlich häufig, meistens stengelige farblose Kristalle mit gerader Auslöschung, oft gleich orientiert wie das Korn.

Farben: Weitaus vorherrschend farblose Zirkone. Seltener sind leicht gefärbte Körner mit deutlichem Pleochriosmus:

ε = blassgelb, ω = reines Blasslila, und alle Übergänge in
ε = gelbbraun, ω = braun mit leichtem Stich ins Rote.

b. Turmalin.

Morphologie: Idiomorphe, prismatische Formen weit vorherrschend, Endflächen selten ausgebildet, meist abgebrochen. Bruchstücke selten. Streifung nach dem Prisma.

Einschlüsse: Farblose Prismen mit hohem Relief, z. T. gerundet, wie Zirkon. Selten stark vererzt.

Farben:	ε = braun	ω = schwarz.
	ε = blassgelb,	ω = tiefbraun.
	ε = farblos,	ω = hellbraun mit Stich ins Grüne.
	ε = blassbraun,	ω = grün.
	ε = farblos,	ω = blaugrün.
	ε = blassviolett,	ω = schwarz.
	ε = blassblau,	ω = preussischblau.

Anwachserscheinungen (Fig. 22): Aus allen Horizonten sind sehr zahlreiche Fälle bekannt, wo um ein Turmalinkorn herum sich neue Turmalinsubstanz durch spätere Anlagerung gebildet hat. Diese randlichen Neubildungen zeigen die gleiche optische Orientierung wie der Kern, unterscheiden sich aber sehr deutlich durch wesentlich andere, hauptsächlich blassere Farben. Die Grenze zwischen Kern und Rand ist immer eine sehr scharfe, sodass sicher nicht irgend eine randliche Ausbleichung eines einheitlichen Turmalinkorns angenommen werden darf.

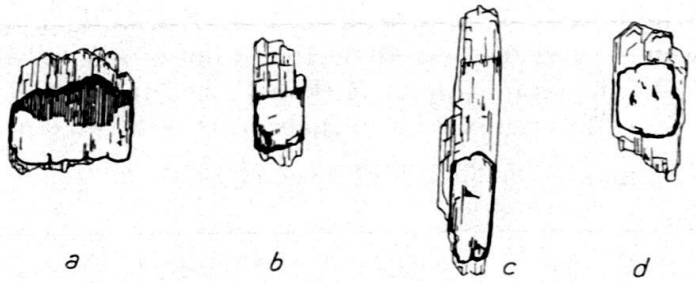


Fig. 22. *Anwachsungserscheinungen bei Turmalin.*

An den abgebildeten Körnern sind folgende pleochroitischen Farben beobachtet worden:

Korn a.	Kern: ε = gelbbraun,	ω = braunschwarz.
	Rand: ε = blassgrün,	ω = grün.
Korn b.	Kern: ε = braun,	ω = schwarz.
	Rand: ε = blassgelb,	ω = braun.
Korn c.	Kern: ε = farblos,	ω = hellbraun.
	Rand: ε = farblos,	ω = blassgrün.
Korn d.	Kern: ε = braunviolett,	ω = schwarz.
	Rand: ε = farblos,	ω = hellbraun.

Die Bildung dieser randlichen Anwachsungen ist wohl ein syntektonischer Vorgang, der in engstem Zusammenhang mit der Metamorphose stehen dürfte.

c. Rutil.

Morphologie: Körner fast immer gut gerundet; oval bis kurzprismatisch. Bruchstücke oder idiomorphe Individuen sehr selten. Häufig gestreift in der c-Richtung.

Farben: rotbraun mit allen Übergängen zu braungelb. Pleochroismus schwach, aber deutlich $\varepsilon > \omega$. Wegen der sehr hohen Lichtbrechung können kleine Körner fast schwarz erscheinen.

d. Erze.

Unter den Erzen spielt der Pyrit die Hauptrolle, besonders in den tieferen Bündnerschiefern, wo er oft alle andern schweren Mineralien zusammen um das Hundertfache an Menge übertreffen kann. Die völlig ungerundeten Formen und die oft beträchtliche Grösse lassen ihn eindeutig als Neubildung erkennen. Wieweit andere Erze authigener oder allothigener Entstehung sind, ist bei dem hohen Grad der Metamorphose dieser Gesteine schwer zu sagen. Der Erzgehalt ist in diesen Gebieten grossenteils eine Funktion sekundärer, postsedimentärer Prozesse und für eine Gesteinscharakteristik gefährlich. Daher wurden die Erze entweder überhaupt nicht oder mindestens nicht in den einzelnen Arten ausgezählt und auch nicht für eine Charakteristik der Gesteine verwendet.

4. Folgerungen.

In den Sandsteinen der Obrist-Zone haben wir eine ganz ausgeprägte Zirkon-Turmalin-Rutil-Kombination praktisch ohne Nebengemengteile, in den meisten andern Gesteinen eine deutliche Zirkon-Turmalin-Kombination mit Rutil als wichtigstem Nebengemengteil.

Herkunftsempfindliche oder umlagerungsempfindliche Mineralien fehlen, ein auffallendes Charakteristikum orogener Sedimente auch anderer Gebiete. Daher kann über die Herkunft des Materials nur wenig gesagt werden. Es ist anzunehmen, dass es sich, mit ganz wenigen Ausnahmen, um erodierte Sedimente handelt, triasische und unterjurassische Dolomite, Kalke und Schiefer, die ihrerseits vielleicht schon arten- und individuenarme Schweremineralassoziationen beherbergten und bei ihrer Umlagerung, d. h. Erosion, Transport und Neuablagerung, diese noch extremer gestaltet wurden. Darauf deutet auch der hohe Grad der Abrollung fast aller Körner hin. War irgendwo auch Kristallin erodiert worden, so muss der Transportweg ein sehr langer gewesen sein, so dass umlagerungsempfindliche Materialien ihn nicht überstanden.

Auffallend ist also das völlige Fehlen irgendwelcher sicherer Anzeichen eines Einflusses von kristallinem oder hochmetamorphem Material oder von

Ophiolithen und deren Kontaktprodukten. Denn wäre irgendwoher ophiolithisches Material als Einschwemmung in diese untersuchten Gesteine gelangt, so müsste sich das unbedingt irgendwie in einem deutlichen Gehalt an Epidot, Zoisit, Hornblenden, Augiten und verwandten Mineralien dokumentieren. Die Erosion geantiklinaler Schwellen zur Bildung der Bündnerschiefer- und Flyschklastika der inneralpinen Zone ergriff somit nur ophiolithfreie Schichten, was abermals die Ophidithfreiheit der Geantiklinalen bestätigt.

Einerseits durch komplexe Tektonik und relativ intensive Metamorphose, anderseits durch sehr unruhige Sedimentation bedingt, ist es nicht gelungen, charakteristische Schweremineralverhältnisse für ganz bestimmte stratigraphische oder tektonische Einheiten festzulegen. Auch in relativ reichen Horizonten sind die Schwankungen auf sehr kurze vertikale Distanz so gross, wie die Probenreihe 31—36 zeigt, dass es sehr viele Proben aus lokal eng begrenztem Raume braucht, um gerade diese Inhomogenitäten innerhalb derselben stratigraphischen Schicht als Fehlerquellen zu eliminieren.

5. Vergleich mit anderen Gebieten.

Von Moos (64), Kleiber (45) und Renz (72) beschreiben aus der schweizerischen Molasse Schweremineralkombinationen, in denen meistens Erz, Granat, Zirkon, Epidot, seltener auch Staurolith, Turmalin und Rutil als Hauptgemengteil auftreten können. Eine reine Zirkon-Turmalin- oder Zirkon-Turmalin-Rutil-Kombination mit oder ohne Erz ist aber nie beobachtet worden. Die Molasse zeigt ganz allgemein viel reichere und mannigfaltigere Kombinationen, wobei besonders Granat immer eine sehr grosse Rolle spielt.

Aus den Huppererden der Siderolithformation im Jura fand von Moos (65) reine Zirkon-Rutil-Turmalin-Kombinationen ähnlich denjenigen unserer Gesteine, obschon jene Gesteine unter faziell absolut anderen Bedingungen gebildet worden waren.

Im Gebiete des Thunersees sind von Schneeberger (81) und Liechti (58) für uns insofern sehr interessante Untersuchungen gemacht worden, als dort auch alpine Oberkreide- und Flyschgesteine untersucht wurden. Daraus geht hervor, dass auch dort, analog zu unseren Ergebnissen, Zirkon, Rutil und Turmalin die wichtigsten Schweremineralien sind, wobei aber, im Gegensatz zu unserem Gebiet, Rutil häufiger als Turmalin ist. Übereinstimmend fehlen aber auch dort deutliche Anzeichen eines kristallinen oder ophiolithischen Einzugsgebietes.

W. Richter (64) hat zahlreiche Auszählungen in Oberkreide und Flysch der Ostalpen ausgeführt und dabei meistens eine Zirkon-Turmalin-Granat-Kombination mit Rutil als wichtigstem NG festgestellt. Wenn seine Präparate auch verschiedene andere Mineralien, allerdings nur in geringen Mengen, aufweisen, so ist doch eine deutliche Verwandtschaft jener Kombinationen mit den unserigen festzustellen. Einzig das Fehlen von Granat in unserem Gebiet stellt eine auffallende Abweichung von jenen ostalpinen Schweremineralspektren dar.

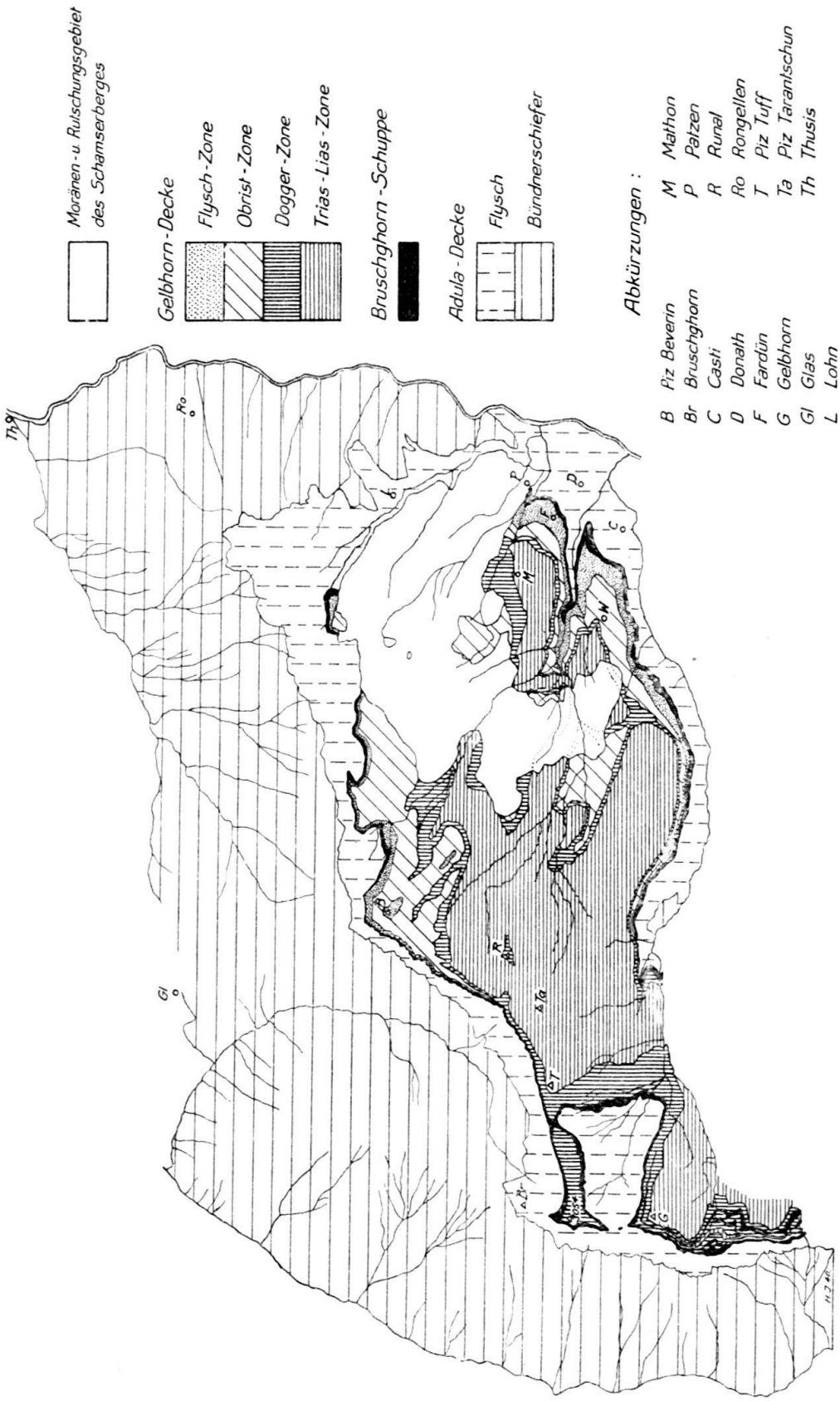


Fig. 23. *Tektonische Karte des nördlichen Westschams.*
1 : 100000.

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

VI. Rückblick und Ausblick.

I.

Stellen wir die in unseren Untersuchungen neu gewonnenen stratigraphischen Resultate zusammen, so erkennen wir:

1. Die Sedimente der Adula-Decke gliedern sich in unserem Gebiet in:
   a. eine Bündnerschieferserie, die sich in mehrere lithologische Unterabteilungen aufteilen lässt; sie scheint eine „série compréhensive" vom Lias bis in die mittlere Kreide darzustellen,
   b. eine Flyschserie, die mit grobem Basiskonglomerat auf den jüngsten Schichtgliedern der Bündnerschiefer liegt, aber durch eine Überschiebungsfläche zweiter Ordnung von diesen getrennt erscheint.

2. Die von Gansser beschriebene Areue-Zone, zu der die schon lange bekannte Gneislamelle der Burgruine Splügen gehört, konnte in unserem Gebiet als „Bruschghorn-Schuppe" zusammenhängend verfolgt werden. Ihre Stratigraphie konnte auch nur fragmentweise erkannt werden, da infolge der starken tektonischen Reduktion vollständige stratigraphische Profile fehlen.

3. Die Gelbhorn-Decke umfasst alle Stufen von der oberen Trias bis zum Flysch.
   a. Die bereits gut bekannte Trias-Lias-Zone konnte stratigraphisch noch etwas detaillierter gegliedert werden.
   b. An den Lias schliesst sich ein Schieferkomplex mit zahlreichen grobklastischen Einschwemmungen an, den wir als Dogger betrachten.
   c. Als Obrist-Zone bezeichnen wir die Schichtfolge vom Malm bis etwa zum Turon.
   d. Darüber folgt schliesslich der Flysch, der seinem Liegenden direkt, nicht transgressiv, also ohne Sedimentationslücke, aufliegt und ungefähr das Senon repräsentieren dürfte.

Mit Ausnahme des Lias lieferten alle anderen Schichten keine bestimmbaren Fossilien. Die ganze Gliederung der jüngeren Sedimente beruht auf lithologischen und faziellen Merkmalen.

II.

Die tektonischen Ergebnisse sind die folgenden:

1. Die Schieferunterlage der Schamser-Decken, die tiefpenninische Abscherungsdecke des Tomül-Lappens, zeigt keine tektonischen Komplikationen grösseren Stils.

2. Die Bruschghorn-Schuppe stellt eine antiklinale Lamelle inmitten synklinaler Elemente dar. Sie bildet die mittelpenninische Trennung zwischen der Adula-Decke und den Schamser Decken. Die Verschuppungen mit dem Hangenden sind lokaler Natur.

3. In der Gelbhorn-Decke unterscheiden wir:
   a. Einen Normalschenkel, in welchem alle Teilelemente in ihrer normalen Reihenfolge, ihrem Alter entsprechend, aufeinander liegen. Tiefe Verfaltungen im Gebiete Runal-Piz Tarantschun deuten in ihrer Form auf eine lokale „Rückbürstung" hin, ähnlich jener aus dem Ferrerafächer der Suretta-Decke.

b. Ein gegen Norden gerichtetes Antiklinalscharnier, das den normal gelagerten Schenkel der Gelbhorn-Decke nach unten in die verkehrte Lagerung überführt. Dabei zeigen alle Schichten nördlich der Liasstirn im Prinzip die gleiche Umbiegung, die aber mit intensiven Verfaltungen verbunden ist.

c. Einen Verkehrtschenkel, in welchem die ganze Gelbhornserie von der Trias bis zum Flysch in verkehrter Lagerung unter dem Normalschenkel liegt. Im Verkehrtschenkel keilen die jüngeren Elemente, Obrist-Zone und Flysch-Zone, gegen Süden ziemlich bald aus.

III.

Die vorliegende Arbeit ist in erster Linie eine Analyse, das Ergebnis von Detailuntersuchungen in einem Gebiet, das weder geographisch noch geologisch eine Einheit bildet. Sie stellt einen weiteren Beitrag zur Geologie des Schams dar.

Die Begriffe „Bruschghorn-Schuppe" und „Obrist-Zone" sind von mir vorläufig der bequemeren Formulierung wegen eingeführt worden, um später vielleicht wieder einmal abgeschafft zu werden. Aber der breite Talboden des Schams verunmöglicht eine direkte Verfolgung der Elemente unseres Gebietes ins Ostschams, wodurch die sichere Erkenntnis der geologischen Zusammenhänge der beiden Talseiten ungemein erschwert wird. Eine endgültige Synthese des ganzen Schamser Deckensystems ist ohnehin erst dann möglich, wenn alle Detailarbeiten im Schams und seiner Umgebung abgeschlossen sind. Insbesondere ist noch die Beendigung der Untersuchungen des südlichen Westschams durch J. Neher abzuwarten. Bis dahin betrachte ich den Gebrauch von verschiedenen Lokalnamen selbst für scheinbar identische Elemente in verschiedenen Gebieten als eine Angelegenheit der wissenschaftlichen Vorsicht.

Quartärgeologische und morphologische Probleme sind bewusst nicht behandelt worden, da zu ihrer Lösung unser Gebiet zu klein und zu wenig zentral gelegen ist. Auch ist mit den sedimentpetrographischen Untersuchungen nur ein ganz bescheidener Anfang gemacht; neues Tatsachenmaterial aus benachbarten Gebieten wäre sehr erwünscht, um Folgerungen von grösserer Tragweite ziehen zu können.

Damit ist der Schamser Trilogie zweiter Teil endlich abgeschlossen; meinem Freunde J. Neher, dem Bearbeiter des südlichen Westschams, wird es vorbehalten bleiben, auch noch die letzten Probleme im Schams einer Lösung entgegenzuführen und damit eine arbeitsreiche, für uns Beteiligte unvergleichlich schöne Zeit kameradschaftlicher Zusammenarbeit und geologischer Forschung im Schams vorläufig abzuschliessen.

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen: Ecl. = Eclogae geologicae Helvetiae.
Beitr. = Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.

1. Arbenz, P., Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
2. Argand, E., L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., Vol. 45, Nr. 166, 1909.
3. Argand, E., Sur l'arc des Alpes Occidentales. Ecl. 14, 1916.
4. Argand, E., La zone pennique. Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. III, 1934.
5. Arni, P., Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Diss. Zürich, 1926.
6. Arni, P., Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflysch. Beitr. N. F. 65, 1933.
7. Arni, P., Der Ruchbergsandstein. Ecl. 26, 1933.

8. Bleser, P., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. Bull. de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg. Arch. nouv. sér. Tom. XIII, 1934.
9. Blumenthal, M., Der Prättigauflysch und seine Stellung im Penninikum. Ecl. 24, 1931.
10. Boesch, H. H., Geologie der Zentralen Unterengadiner Dolomiten. Diss. Zürich, 1937.
11. Buxtorf, A., Aus der Talgeschichte der Via Mala. Heimfestschrift, Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
12. Buxtorf, A., Die Lagerungsverhältnisse der Gneislamelle der Burgruine Splügen. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. 30, 1919.
13. Cadisch, J., Nachtrag zu Th. Glaser: Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. Beitr. N. F. 49, 1926.
14. Cadisch, J., Der Bau der Schweizer Alpen. Orell Füssli, Zürich 1926.
15. Cadisch, J., Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. Ecl. 25, 1932.
16. Cadisch, J., Geologie der Schweizer Alpen. Beer & Co., Zürich 1934.
17. Clarke, F. W., The Data of Geochemistry. Bulletin of the U. S. Geological Survey 770, Washington 1924.
18. Cornelius, H. P., Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. Jb. f. Mineral. etc. Beil., Bd. 35, 1922.
19. Cornelius, H. P., Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. Centralbl. f. Min. etc. Abt. B, No. 4, 1927.
20. Déverin, L., Analyse minéralogique de quelques sédiments arénacés. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. 53, 1920.
21. Diener, C., Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. XCVII, 1888.
22. Dietiker, H., Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayerhofen und Krimml. Diss. Zürich, 1938.
23. Dünner, H., Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Diss. Zürich, 1934.
24. Escher, E., Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und Engadin. Beitr. Geotechn. Ser. 18, 1935.
25. Escher, H. C., Etwas über Bergschlipfe, mit bes. Hinsicht auf die Bergschlipfe im Nolla-Tobel, etc. Aus dem neuen Sammler für Bünden, 3. Heft, 1808.
26. Gagnebin, E., Un fossile nouveau (*Pogocrinus Raafensis*, nov. gen. nov. spec.) dans la cornieule triasique de la Nappe du Niesen. Bull. Lab. Géol. etc. Université Lausanne, N⁰ 47, 1930.
27. Gansser, A., Der Nordrand der Tambodecke. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. 17, 1937.
28. Geologischer Führer der Schweiz, herausgegeben von der Schweiz. Geol. Ges., Wepf & Co., Basel 1934.
29. Glaser, Th., Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. Beitr. N. F. 49, 1926.
30. Grubenmann, U., Die kristallinen Schiefer. Berlin 1911.
31. Grubenmann, U. und Niggli, P., Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
32. Habicht, K., Zur Kenntnis der inneren subalpinen Molasse zwischen Toggenburg und Sitter. Ecl. 31, 1938.
33. Häfner, W., Geologie des südöstlichen Rätikon. Beitr. N. F. 54, 1924.
34. Heim, Alb., Projekt der Splügenbahn, Chiavenna-Chur. Geolog. Gutachten. Zürcher & Furrer, Zürich 1890.
35. Heim, Alb., Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. 25, 1891.
36. Heim, Alb., Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig 1916—22.
37. Helbling, R., Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. Beitr. N. F. 76, 1938.
38. Hottinger, H., Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Ecl. 28, 1935.
39. Jäckli, H., Versuch einer Gliederung der Bündnerschiefer im Gebiete des Piz Beverin. Diplomarbeit E.T.H. Zürich 1938 (Manuskript).
40. Jäckli, H., Streiff, V., Staub, R., Bericht über die Exkursion der S. G. G. in das Gebiet der Schamser Decken. Ecl. 31, 1938.
41. Jeannet, A., Excursion de la S.G.S. dans les alpes de Schwytz. Ecl. 28, 1935.

42. JENNY, H., FRISCHKNECHT, G., KOPP, J., Geologie der Adula. Beitr. N. F. 51, 1923.
43. JENNY, H., Die alpine Faltung. Bornträger, Berlin 1924.
44. KAPPELER, U., Zur Geologie der Ortlergruppe und Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. Diss. Zürich, 1938.
45. KLEIBER, K., Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone. Ecl. 30, 1937.
46. KOPP, J., Geologie der nördlichen Adula. Beitr. N. F. 51, 1923.
47. KOPP, J., Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. Ecl. 19, 1925.
48. KOPP, J., Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prättigauer Halbfensters. Ecl. 20, 1926.
49. KOPP, J., Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnezer- und Valsertal. Ecl. 26, 1933.
50. KRAUS, E., Der nordalpine Kreideflysch. Geol. u. paläontol. Abhandl. N. F. 19, II, Jena 1932.
51. KRAUS, E., Über den Schweizer Flysch. Ecl. 25, 1932.
52. KREBS, B., Der Albit von Rischuna in morphologischer Beziehung. Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. 56, 1921.
53. KRIGE, L. H., Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Ecl. 14, 1918.
54. LEUPOLD, W., Der Gebirgsbau des untern Landwassertales in Mittelbünden. Jahrb. Phil. Fak. II, Bern, 1922.
55. LEUPOLD, W., Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Ecl. 26, 1933.
56. LEUPOLD, W., Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. Ecl. 30, 1937.
57. LEUPOLD, W., Die Flyschregion von Ragaz. Ecl. 31, 1938.
58. LIECHTI, P., Geologische Untersuchungen der Dreispitz-Sandfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. Mitt. N. G. Bern, 1931.
59. LORENZ, TH., Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies, II., der südliche Rätikon. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br 12, 1901
60 LUGEON, M., Les grandes nappes de recouvrement des alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. de France (4), t. 1, 1901.
61. LUGEON, M., Quelques faits nouveaux dans les Préalpes internes vaudoises. Ecl. 31, 1938.
62. MEYER, H., Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. Diss. Freiburg i. Br. 1909.
63. MEYER, H. und WELTER, O., Zur Geologie des südlichen Graubündens. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 62, 1910.
64. VON MOOS, A., Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassegesteinen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 15, 1935.
65. VON MOOS, A., Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Huppererden der Bohnerzformation im schweizerischen Juragebirge. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 16, 1936.
66. NIGGLI, P., Petrographische Provinzen der Schweiz. Heimfestschrift. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
67. NIGGLI, P. und GRUBENMANN, U., Gesteinsmetamorphose, I. Teil. Bornträger, Berlin 1924.
68. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geotechn. Ser. 14, 1930.
69. OTT, E., Geologie der westlichen Bergünerstöcke. Beitr. N. F. 49, 1925.
70. DE RAAF, M., La géologie de la nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme. Beitr. N. F. 68, 1934.
71. RENZ, H. H., Zur Geologie der östlichen St. Gallisch-appenzellischen Molasse. Diss. St. Gallen 1937.
72. RENZ, H. H., Die subalpine Molasse zwischen Rhein und Aare. Ecl. 30, 1937.
73. RICHTER, W., Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Kreide. Hamburg 1937.
74. RICHTER, M., Das Problem des alpinen Wildflysch. Geol. Rundsch. 18, 1927.
75. ROOTHAAN, H. P., Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 63, 1918.
76. ROTHPELZ, A., Über das Alter der Bündnerschiefer. Zeitschr. deutsch. geol. Ges.47, 1895.
77. ROTHPELZ, A., Geologische Alpenforschungen, I. München 1900.
78. SCHMIDT, C., Petrographischer Nachtrag zu ALB. HEIM: Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. 25, 1891.

79. SCHMIDT, C., Über das Alter der Bündnerschiefer im nördlichen Graubünden. Ber. d. Oberrhein. geol. Ver. Freiburg i. Br., 1902.
80. SCHMIDT, C., Über die Geologie der Simplongruppe und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. 9, 1907.
81. SCHNEEBERGER, W., Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern, 1927.
82. SCHUMACHER, G., Geologische Studien im Domleschg. Diss. Bern, 1927 (Manuskript).
83. STAHEL, A. H., Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rhätikon. Diss. Zürich, 1926.
84. STAUB, R., Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich 60, 1915.
85. STAUB, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. N. F. 46, 1916.
86. STAUB, R., Über Faziesverteilung und Orogenese der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. N. F. 46, 1917.
87. STAUB, R., Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. Festschr. d. Naturf. Ges. Zürich 62, 1917.
88. STAUB, R., Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich 63, 1918.
89. STAUB, R., Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich 64, 1919.
90. STAUB, R., Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich 65, 1920.
91. STAUB, R., Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ecl. 16, 1920.
92. STAUB, R., Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Ecl. 16, 1920.
93. STAUB, R., Über ein neues Vorkommen von Glaukophangesteinen. Ecl. 16, 1920.
94. STAUB, R., Über ein Glaukophangestein aus dem Aver . Ecl. 16, 1921.
95. STAUB, R., Über den Bau des Monte della Disgrazia. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 66, 1921.
96. STAUB, R. und CADISCH, J., Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Ecl. 16, 1921.
97. STAUB, R., Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 2, 1922.
98. STAUB, R., Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. N. F. 52, 1924.
99. STAUB, R., Über Glaukophan in einem Oberhalbsteiner Gabbro. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 4, 1924.
100. STAUB, R., Der Bewegungsmechanismus der Erde. Bornträger, Berlin 1928.
101. STAUB, R., Die geologischen Verhältnisse eines Septimertunnels. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich 73, 1928.
102. STAUB, R., In „Geologischer Führung d. Schweiz", Fasc. III. Übersicht über die Geologie Graubündens. Fasc. IV. Eisenbahnfahrt d, Fasc. XIV. Exkursionen 96 und 97. Basel 1934.
103. STAUB, R., Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. S. N. G. 69, Abh. I, 1934.
104. STAUB, R., Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes. C. R. somm. Soc. géol. de France 5, 1936.
105. STAUB, R., Sur la répartition des faciès penniques dans les Grisons. C. R. somm. Soc. géol. de France 6, 1936.
106. STAUB, R., Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. S. N. G., Bd. 72, Abh. I, 1937.
107. STAUB, R., Sur les racines des nappes valaisannes et grisonnes entre la Valtelline, le Tessin et l'Ossola. C. R. somm. Soc. géol. de France 7, 1937.
108. STAUB, R., Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich 82, 1937.
109. STAUB, R., Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. Verhandl. d. Schweiz. Naturf. Ges. Chur 1938.
110. STAUB, R., Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Ecl. 31, 1938.
111. STEINMANN, G., Geologische Beobachtungen in den Alpen, I. Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. 9, 1895, und Bd. 10, 1897.

112. STEINMANN, G., Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefmeerabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. 16, 1905.
113. STEINMANN, G., Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rundschau 16, 1925.
114. STREIFF, V., Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). Diss. Zürich, 1939.
115. STUDER, B., Geologie der Schweiz. Bern 1851—1853.
116. TARNUZZER, Ch., Notiz über das Gipslager von Giera-Valendas. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graub., LVIII, 1918.
117. TERCIER, J., Géologie de la Berra. Beitr. N. F. 60, 1928.
118. THEOBALD, G., Zur Kenntnis der Bündnerschiefer. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graub., V, 1858.
119. THEOBALD, G., Naturbilder aus den Rhätischen Alpen. Chur 1860.
120. TRÜMPY, D., Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beitr. N. F. 46, 1916.
121. WELTER, O., Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. 10, 1909.
122. WILHELM, O., Geologie der Landschaft Schams. Beitr. N. F. 64, 1933.
123. WILKENS, O., Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Centralbl. f. Min. etc. 1907.
124. ZYNDEL, F., Über die Tektonik von Mittelbünden. Verhandl. d. Schweiz. Naturf. Ges. 1910.
125. ZYNDEL, F., Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. N. F. 41, 1912.
126. ZYNDEL, F., Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. Ecl. 12, 1913.

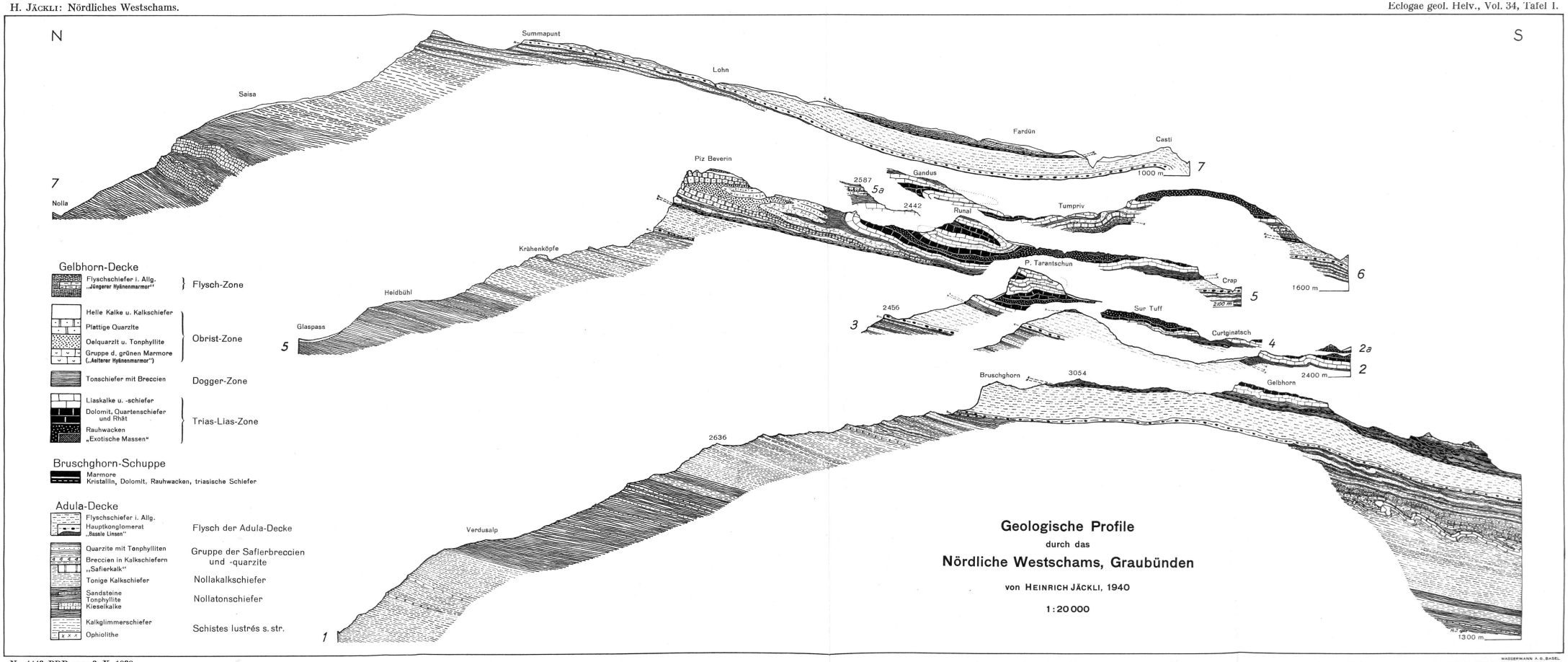
Geologische Karten.

127. HEIM, ALB., Geol. Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XIV, 1885.
128. STAUB, R., Tekton. Karte der südöstlichen Schweizer Alpen, 1:250000. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 78, 1916.
129. STAUB, R., Geol. Karte der Val Bregaglia. 1:50000. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 90, 1921.
130. BRAUCHLI, R. und GLASER, TH., Geol. Karte von Mittelbünden, 1:25000, Blatt C, Lenzerhorn. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 94, C, 1922.
131. STAUB, R., Tekton. Karte der Alpen 1:1000000, mit Längs- und Querprofilen (3 Taf.). Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarten 105, 105 B und C, 1924—26.
132. FREI, F. und OTT, E., Geol. Karte von Mittelbünden, 1:25000, Blatt E (Piz Michèl). Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 94 E, 1926.
133. STAUB, R., Geol. Karte des Avers, 1:50000. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 97, 1926.
134. WILHELM, O., Geol. Karte der Landschaft Schams, 1:50000, mit Profilen 3:100000. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarten 114 A und 114 B, 1929.

Relief.

135. STAUB, R., Der geologische Bau der Schweiz, 1:100000.
Tektonische Bearbeitung: R. STAUB.
Zusammengestellt von J. CADISCH, A. JEANNET, R. STAUB, K. HABICHT, H. JÄCKLI, V. STREIFF, H. SUTER. Mit Benützung von Aufnahmen der Geol. Kommission der S. N. G.
Schweizerische Landesausstellung Zürich 1939.

Manuskript eingegangen den 15. Mai 1941.



Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

WASSERMANN A.-G. BASEL