

Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken

Autor(en): **Streiff, Viktor**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **55 (1962)**

Heft 1

PDF erstellt am: **23.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162919>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken*)

Von **Viktor Streiff** (Erlenbach bei Zürich)**)

Mit 7 Textfiguren und 4 Tafeln (I–IV)

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|--------------------------------------------------------------------|-----|
| Summary | 77 |
| Résumé | 78 |
| 1. Einleitung und Problemstellung | 79 |
| 2. Die HAUG'sche Rückfaltungs-Hypothese | 81 |
| 3. Die Herkunft der Schamser Decken | 84 |
| 4. Verbindung der Schamser Decken mit dem Rätikon | 95 |
| Ableitung der Falknis-Serie aus der Gelbhorn-Zone | 111 |
| Ableitung der Sulzfluh-Serie aus der Tschera-Zone | 120 |
| 5. Zusammenfassung der paläogeographischen Zusammenhänge | 129 |
| 6. Schlussbemerkungen | 131 |
| Verzeichnis der benützten Literatur | 132 |

Verzeichnis der Textfiguren:

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Fig. 1 Die Umhüllung der Suretta-Stirn durch die Schamser Decken | 86 |
| Fig. 2 Bewegungsmechanismus der Schamser Decken (schematisch) | 94 |
| Fig. 3 Die Verbindung der Nivaigl-Serie mit der Falknis-Decke, ca. 1:200000 | 107 |
| Fig. 4 Tektonische Skizze des Gebietes zwischen Vorarlberg und Oberengadin, 1:500000 | 109 |
| Fig. 5 Schematisches Querprofil durch die Bündneralpen zwischen Falknis und Bergell, 1:500000 | 110 |
| Fig. 6 Vergleich zwischen den Gesteins-Serien des Falknis und der Gelbhorn-Zone (Sammelprofile) | 113 |
| Fig. 7 Schema des faziellen Zusammenhanges zwischen Falknis- und Gelbhorn-Serien | 114 |

Verzeichnis der Tafeln:

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
| Tafel I Die Umbiegung der Gelbhorn-Zone im West-Schams, im Ost-Schams und am Schyn, 1:25000. | |
| Tafel II Querprofil durch die Wände des Ost-Schams zwischen Piz la Tschera und Reischenbach, unter Einbeziehung des Stollenprofils Bärenburg-Sils i. D., 1:25000. | |
| Tafel III Stratigraphische Gliederung der Serien zwischen Adula-Rücken und Suretta-Rücken. | |
| Tafel IV Tektonische Karte der Schamser Decken und ihrer Umgebung zwischen Safiental, Schanfigg, Forcellina und Splügenpass, 1:100000. | |

SUMMARY

Ever since the nappe structure of the Alps has been recognized, the origin of the Prealps has been a matter of controversy amongst alpine geologists. While the French school advocated a connection of these rootless masses with the elements of the Briançonnais, i. e. derived them from the front of the meso- Pennic Bernhard nappe, most Swiss geologists insisted in a correlation

*) Gedruckt mit Unterstützung durch die Stiftung Amrein-Troller, Gletschergarten Luzern, wofür hier bestens gedankt sei.

**) Es bedrückt den Autor zu tiefst, dass der plötzliche Tod seines verehrten Lehrers RUDOLF STAUB mit dem Beenden seiner vorliegenden Arbeit zusammenfällt. So ist nun leider eine Diskussion, an der dem Autor besonders gelegen hätte, nicht mehr möglich.

of the Prealps and the Klippen of central Switzerland with the Falknis-Sulzfluh nappe of the Grisons, which itself was considered to be an Austroalpine element, i. e. a unit which structurally would be situated high above the meso-Pennic nappes of this region.

During the past two decades French geologists have brought to light a considerable amount of additional data supporting their interpretation and confronted with this overwhelming evidence there is hardly any choice left but to admit the connection between Prealps and the Briançonnais s. l. However, by accepting this origin of the Prealps it becomes a plain impossibility to derive their eastern counterpart from the Austroalpine domain and as the connection between the Klippen and the Falknis-Sulzfluh nappe is an undeniable fact, the only way out of this contradiction is to revise the tectonical interpretation of this latter element in the area south of Arosa.

To this effect the ideas of E. HAUG are taken up, who back in 1925 suggested that the equivalent of the Prealps in the Grisons might also be derived from the meso- or even infra-Pennic realm and brought into a structurally higher position by backthrusting around the front of the Suretta nappe. In that area the corresponding elements would be represented by the Schams nappes. Based on recent observations and on earlier detailed studies in the Schams, the writer comes to the conclusion that HAUG's far-sighted concept is essentially correct and he wholeheartedly adopts this solution which fits perfectly into the complex tectonical picture of the Schams and its vicinity.

It is shown that in fact the Schams nappes envelop the front of the Suretta nappe completely and that the probability of their origin from the underlying Splügen syncline is by far greater than a high-Pennic source.

On the other hand it is demonstrated that there is neither a necessity nor any evidence to derive the Falknis-Sulzfluh nappes from the Austroalpine realm. The Jurassic-Cretaceous of these units is characterized by neritic sequences of reefal limestones (Sulzfluh-Kalk) and shaly-limy sediments with frequent breccias (Falknis nappe) as we find them developed in the Schams nappes, but definitely different from the deep-sea sediments (particularly radiolarites) so characteristic of the Austroalpine domain. It is furthermore shown that the elements of the Falknis-Sulzfluh nappes can be traced as far south as Juf in the Avers valley, always underlying an ophiolite bearing unit which is connected with the high-Pennic Platta nappe. Consequently there is no need for an imbrication of nappes, as earlier suggested to explain the structural conditions in the area of Arosa, nor for an Austroalpine source for these ophiolite series, as proposed at a more recent date by some authors.

In the Schams the younger series of the Gelbhorn-Zone are found in three different tectonical levels, namely first in a position below the frontal Suretta nappe, then, after a beautifully visible backward turn, above this nappe but below the Prättigau Flysch and finally after another turn, above this Flysch mass.

In a detailed stratigraphic and facies study, comparing the series of the Schams with those of the prealpine Falknis-Sulzfluh nappes, the following conclusion is arrived at: The Gelbhorn nappe of the Schams and the prealpine Falknis nappe are one and the same, while the Tschera nappe is the equivalent of the Sulzfluh nappe. Both these elements are derived from the Splügen syncline, i. e. these series were deposited on the crystalline basement of the meso-Pennic Tambo mass.

RÉSUMÉ

En dépit de nombreux travaux de terrain, l'enracinement des Préalpes est resté un des problèmes les plus discutés parmi les géologues alpins.

L'école française d'une part, a depuis longtemps proposé un lien entre les zones du Briançonnais s. l. et les Préalpes, et fait dériver ces unités de la partie frontale de la nappe du Grand St. Bernhard. La plupart des géologues suisses d'autre part voyaient la zone préalpine des Klippen se continuer dans les nappes de Falknis-Sulzfluh, et considéraient ces dernières comme d'origine austroalpine, c'est à dire enracinées dans un étage structurellement bien plus élevé.

Au cours des 15 dernières années, de nombreux travaux ont été publiés traitant le côté occidental du problème. Les résultats obtenus semblent favoriser l'interprétation française de telle façon qu'il est actuellement devenu impossible de faire dériver la contre-partie suisse orientale des Préalpes du domaine austroalpin. Restait à éliminer cette contradiction en révisant avec soin l'interprétation tectonique des nappes de Falknis-Sulzfluh.

Déjà en 1925, E. HAUG proposait une explication originale. Il suggérait que les éléments équivalents des Préalpes dans les Grisons pourraient également avoir leur origine dans les nappes méso- (ou même infra-) penniques, et qu'un important pli en retour autour du front de la nappe de Suretta leur donnait une position tectonique apparemment plus élevée. Dans ce secteur, ces éléments seraient représentés par les nappes du Schams; plus au nord, ils se retrouveraient dans une position structurale plus élevée après avoir complété un plissement en forme de grand «S» dans la région de l'Avers.

Des études détaillées effectuées dans le Schams il y a plus de 20 ans, et des observations faites récemment dans les régions-clés avoisinantes, l'auteur conclut que la solution proposée par HAUG (bien que modifiée légèrement) explique parfaitement les conditions tectoniques complexes du Schams et de ses environs, et par conséquent il l'adopte entièrement.

On peut démontrer en effet que les nappes du Schams enveloppent complètement la partie frontale de la nappe de Suretta et que leur provenance du substratum de cette masse cristalline, c'est à dire du synclinal complexe du Splügen, est bien plus probable que de la nappe ultrapennique de Margna, comme il était admis jusqu'à présent.

On peut également démontrer qu'il n'existe ni preuve ni nécessité pour donner aux nappes de Falknis-Sulzfluh une origine austroalpine. Le Jurassique et le Crétacé de cette unité sont caractérisés par des séries de faciès néritique, notamment des calcaires récifaux (Malm de la Sulzfluh) et des dépôts calcaires et argilo-gréseux avec intercalations fréquentes de brèches (nappe du Falknis). Ces dépôts que l'on retrouve également dans les nappes du Schams, sont fort différents des sédiments généralement plus profonds qui caractérisent le domaine austroalpin, notamment les radiolarites.

L'auteur pense être en mesure de reconnaître les éléments de la nappe de Falknis jusqu'à Juf dans la vallée de l'Avers. Une autre unité composée en grande partie d'ophiolites, surmonte cette nappe de manière continue, unité qui peut être reliée avec certitude à la nappe de Platta, d'origine pennique supérieure. Par conséquent il n'est plus nécessaire d'introduire un système de nappes imbriquées pour expliquer la tectonique de la région d'Arosa, ni d'admettre que ces ophiolites soient d'origine austroalpine, comme plusieurs auteurs l'ont proposé récemment.

Dans le Schams, la série de Nivaigl (allant du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur et comparée à la série du Falknis) se retrouve à trois niveaux différents: tout d'abord en dessous de la nappe de Suretta, ensuite, après un pli en retour clairement visible, au dessus de cette nappe mais à la base du Flysch du Prättigau, et finalement, après un autre pli complétant le «S», par dessus cette masse de Flysch.

Après une étude détaillée stratigraphique, l'auteur arrive à la conclusion suivante: La nappe du Gelbhorn (Schams) est l'équivalent de la nappe préalpine du Falknis, tandis que la nappe de Tschera n'est autre que celle de la Sulzfluh. Ces deux unités dérivent du synclinal de Splügen, c'est à dire que ces séries ont été déposées sur la masse cristalline meso-pennique de Tambo.

1. Einleitung und Problemstellung

Seit dem Beginn dieses Jahrhunderts, als die Erkenntnis des Deckenbaus der Alpen sich allmählich durchsetzte, haben die Elemente der Klippendecken in der Erforschung und Deutung der Alpentektonik eine gewichtige Rolle gespielt. Einerseits war es die Frage, durch welchen Mechanismus diese Massen in ihre heutige Lage gelangten – durch weitgespannten Schub oder durch Abgleiten aus topographischer höherer Scheitellage infolge Schwerkraft – andererseits aber hauptsächlich die Frage der Beheimatung dieser Elemente, die die Gemüter der Alpengologen während Jahrzehnten beschäftigte. Schon früh kristallisierten sich zwei Theorien heraus, die einander diametral gegenüber standen. Die eine, hauptsächlich vertreten durch die französische Schule, bezog die Klippen-Elemente aus dem Faziesgebiet des Briançonnais, das sich zwischen dem Ultrahelvetikum und der (mittel-) penninischen Bernhard-Masse einschaltet. Die andere Theorie, deren Hauptexponent

R. STAUB war, daneben aber die Mehrzahl der Schweizer Geologen hinter sich vereinigte, beheimatete die Klippendecken in den unterostalpinen Elementen der Err-Berninadecke, d.h. in einem tektonischen Stockwerk das zweifellos nicht unter, sondern hoch über dem der Bernhard-Decke oder deren östlichen Äquivalent liegt, wie auch immer eine Korrelation der tektonischen Einheiten zwischen Wallis und Graubünden ausfallen möge. Trotz jahrzehntelanger detaillierter Erforschung der Alpen stehen sich diese zwei Auffassungen heute noch gegenüber, als eines der grössten ungelösten Probleme der Alpentektonik.

Nun haben aber in den letzten 15 Jahren namentlich französische Geologen, so vor allem ELLENBERGER, BARBIER, MORET, aber auch andere, in detaillierten Untersuchungen so viele beweiskräftige Argumente für eine Verbindung des Briançonnais s.l. mit den Préalpes ins Feld geführt, dass diese These mehr und mehr an Boden gewonnen hat und sich heute eine Grosszahl der Schweizer Kollegen der französischen Auffassung angeschlossen hat. Dabei ist es aber meines Wissens von dieser Seite aus kaum je zu einer Auseinandersetzung mit dem andern, ebenso wichtigen Problem gekommen, nämlich der Einreihung dieser tektonischen Einheiten in den Deckenbau Graubündens. Von gewisser Seite aus ist versucht worden, diesem Problem auf folgende Weise aus dem Wege zu gehen: Es wird angedeutet, dass das grossartige, von ARGAND und STAUB entworfene Schema des alpinen Deckenbaus zu starr sei; dass sich tektonische Einheiten nicht über grössere Distanzen im Alpenstreichen fortsetzen, sondern sich einzelne Elemente von beschränkter Ost-West-Ausdehnung im Streichen ablösen. Damit würde der Versuch einer Parallelisation tektonischer Einheiten zwischen Wallis und Graubünden nicht nur problematisch, sondern überhaupt illusorisch. Es wäre nach dieser Vorstellung denkbar, dass irgend ein Element, charakterisiert durch eine bestimmte Fazies, durch solche tektonische Ablösung (en échelon) sukzessive von einem tiefern in ein höheres tektonisches Niveau gelangen würde. Es ist heute ja bekannt, dass, entgegen früherer Auffassungen, tektonische und fazielle Leitlinien nicht streng parallel zu sein brauchen, sondern sich stellenweise unter beträchtlichen Winkeln überschneiden können (siehe z.B. R. TRÜMPY, 1958).

Versuchen wir nun einmal, die Klippen-Elemente auf diese Möglichkeit hin kritisch zu untersuchen. Vom Arvetal in Savoyen, über das Ostende des Genfersees und hinüber bis an den Thunersee, also über eine Distanz von rund 130 km, bilden diese Elemente eine lückenlos zusammenhängende Einheit. Nach einem Unterbruch von etwa 30 km setzt die gleiche Folge nordöstlich des Brienersees wieder ein und lässt sich, wenn auch von Erosionslücken unterbrochen, über den Vierwaldstättersee hinaus, bis zur Ibergeregge verfolgen. Wohl weisen einzelne Schichtglieder dieser Einheiten gewisse Fazieänderungen auf, aber die gemeinsamen Hauptmerkmale mit den Préalpes sind bei weitem überwiegend, wobei es eigentlich überraschend ist, dass sich über diese bedeutende Distanz von ca. 210 km von der Arve bis Iberg nicht grössere Faziesveränderungen in den heterogenen, doch so typischen Sedimenten der Klippenserien bemerkbar machen. Aber nicht nur in stratigraphischer, sondern auch in tektonischer Hinsicht verhalten sich die Elemente östlich des Thunersees wie die Préalpes weiter im Westen. Es steht daher wohl ausser Zweifel, dass es sich von Savoyen bis in die Schwyzer Voralpen um ein ursprünglich zusammenhängendes Deckenpaket handelt, das infolgedessen auch aus demselben

grosstektonischen Niveau stammen muss. Damit haben wir aber bereits mehr als Dreiviertel der Totaldistanz von Savoyen bis zum nordwestlichen Graubünden überbrückt, ohne dabei in ein höheres tektonisches Stockwerk gelangt zu sein.

Eine Möglichkeit das Problem der vermuteten penninischen Herkunft auf einfache Weise aus der Welt zu schaffen, bestünde nun darin, die Klippen-Elemente nach Iberg brüsk gegen Südosten zurückschwingen zu lassen und gar nicht nach einer östlichen Fortsetzung dieser Einheiten zu suchen. Die weit vorgeschobene Lage, sowie die Streichrichtung dieser Elemente im letzten Teilstück der Zentralschweiz, sprechen aber eindeutig gegen diese Lösung. Tatsächlich finden sich denn auch in der Fortsetzung dieses Streichens, nämlich im rund 60 km weiter östlich gelegenen Gebiet des westlichen Rätikon stratigraphische Serien, die weitgehende Übereinstimmung mit denjenigen der Klippendecken aufweisen. Diese Sedimentserien des Falknis-Sulzfluh-Gebietes scheinen die einzigen Elemente in diesem Alpenquerschnitt zu sein, die für eine stratigraphische Korrelation in Betracht kommen und wiederum sind es nicht nur einzelne Schichtglieder, die diesen Vergleich als wahrscheinlich erscheinen lassen, sondern die enge Verquickung des ganzen Deckenpaketes, das eine Verbindung direkt aufzwingt. Diese Verhältnisse, von R. STAUB schon in seinem «Bau der Alpen» dargestellt, sind von diesem Autor neuerdings einer detaillierten kritischen Analyse unterzogen und in vollem Umfang bestätigt worden. (R. STAUB, 1958, Kapitel II).

Nach dem Vorangehenden scheint die Schlussfolgerung unumgänglich, dass nämlich die besprochenen Elemente von Savoyen bis in den Rätikon eine geschlossene Einheit bilden und demselben tektonischen Stockwerk entstammen müssen. Damit ist aber ein Kompromiss ausgeschlossen und wir müssen uns entscheiden: Entweder sind die Klippen-Elemente inklusive ihrer östlichen Fortsetzung, der Falknis-Sulzfluh-Decken, mittelpenninisch oder sie sind unterostalpin. Und da – wie wir bereits eingangs angedeutet haben – uns die Argumente für eine Herkunft aus dem Briançonnais s. l. beweiskräftiger erscheinen, neigen wir entschieden der mittelpenninischen Beheimatung zu. Wir werden also im Folgenden den Beweis zu erbringen haben, dass die Elemente der Falknis-Sulzfluh in der Tat aus solch einem tektonischen Stockwerk bezogen werden können, wofür in Graubünden am ehesten die Grosseinheit der Tambo-Suretta-Masse in Betracht kommt.

2. Die HAUG'sche Rückfaltungs-Hypothese

Diesen selben Gedanken folgend, hat schon vor 36 Jahren E. HAUG (1925) folgende Lösung vorgeschlagen: Die Klippenserien würden dem Liegenden der Suretta-Decke entstammen; sie kämen durch eine gewaltige Rückfaltung um die Stirn dieser Decke herum ins Hangende des Rofnafächers (frontaler Teil der Suretta-Decke), wo sie durch die Schamser Decken vertreten wären. Diese Rückstülpung würde bis ins Avers reichen, wo die Serien wieder gegen Norden umkehren würden, um sich schlussendlich in diesem höheren tektonischen Niveau mit den Elementen der Sulzfluh und des Falknis zu verbinden. Diese These fusste auf den damals schon bekannten Rückkämmungs-Phänomenen des Rofnafächers und speziell auch auf den Resultaten von WELTER (1909) und MEYER (1909 und 1910), die erstmals die Schamser Serien im Detail untersucht und direkt mit der Sulzfluh-Decke,

der Brecciendecke und der «rhätischen Decke» (Simmen-Decke) parallelisiert hatten. Diese HAUG'sche Idee war nicht durch Details belegt, sondern repräsentierte vielmehr eine rasch skizzierte Arbeitshypothese, teilweise offensichtlich falsch (Herleitung der Schamser-Decken aus dem Val Soja).

Sie schien denn auch einer näheren Prüfung nicht standzuhalten und wurde seinerzeit von allen Kennern des fraglichen Gebietes abgelehnt. In jüngerer Zeit mehren sich aber wieder die Stimmen, die die HAUG'sche Idee einer erneuten Prüfung für würdig erachten. So hat sich 1958 R. TRÜMPY (1958) in diesem Sinne geäußert; allerdings ist es ihm nicht möglich, diese Theorie voll zu akzeptieren, da die in den 30er Jahren durch die Zürcher Schule im Schams durchgeführten Untersuchungen nicht für eine mittelpenninische, sondern hochpenninische Herkunft (Margna-Decke) der Schamser-Decken sprechen. Der Verfasser der vorliegenden Arbeit schätzt sich glücklich, zu dieser Gruppe von Geologen zu gehören, die vor 20 bis 25 Jahren das Schams, unter Leitung von R. STAUB, neu kartiert hat. Zu diesen Untersuchungen ist nun grundsätzlich folgendes zu sagen: Unsere Studien mussten sich zeitbedingt auf das uns zugewiesene Arbeitsgebiet des engern Schams selbst beschränken, das ja genügend Probleme aufweist. Nun liefern die Verhältnisse im Schams wohl gewisse Indizien über die Herkunft der verschiedenen Serien, die heute immer mehr Bedeutung gewinnen, aber die eigentlichen Schlüsselpunkte, wo dies entschieden werden muss, liegen ausserhalb der Talschaft Schams. Für eine Interpretation dieser näheren und fernerer Anschlussgebiete waren wir aber notgedrungen auf die Untersuchungen und Ideen anderer Geologen angewiesen, in erster Linie natürlich auf diejenigen unseres Lehrers R. STAUB. Die Auffassung dieses hervorragenden Alpengeologen war aber eindeutig: Zumindest ein Element der Schamser-Decken, nämlich die Gurschus-Kalkberg-Zone, die sich südlich bis ins hintere Avers verfolgen lässt, wurde als unzweifelhaft der Margna-Decke des Oberengadins entstammend angesehen. Damit schien auch die Herkunft der übrigen Schamser Elemente als Abkömmlinge der Margna-Decke gesichert, eine Auffassung die von uns übernommen wurde. Ketzerische Ansichten konnten unsererseits erst aufkommen, nachdem der engere Rahmen des Schams verlassen und die «Schlüsselpunkt»-Gebiete erneut kritisch unter die Lupe genommen wurden, wozu aber in den meisten Fällen die Zeit fehlte.

So hat der Verfasser der vorliegenden Arbeit die Schweiz bald nach Abschluss seiner Studien verlassen und die letzten 16 Jahre im Ausland verbracht. Trotzdem ist der Kontakt mit den Alpenproblemen während dieser Zeit nicht abgerissen und beim Verfolgen der neueren Erforschungs-Resultate ist dabei mehr und mehr der Gedanke aufgetaucht, dass unsere frühere Interpretation revisionsbedürftig sei. Abgesehen von neuerer Literatur über die fraglichen Gebiete der französischen Alpen (Vanoise, Briançonnais, Savoyen) und des westlichen Wallis, ist er dazu inspiriert worden durch die jüngste, 1958 erschienene Arbeit von R. STAUB «Klippendecke und Zentralalpenbau» (1958), das in grundlegender Weise die Probleme der Klippenbeheimatung aufzeigt und sie zu lösen versucht. In diesem grosszügigen Werk beschäftigt sich R. STAUB dabei auch wieder eingehend mit der HAUG'schen Hypothese, kommt aber erneut zu ihrer Ablehnung.

Aber gerade diese umfassende Studie, so objektiv sie angelegt ist und anscheinend alle überhaupt möglichen Lösungen diskutiert, scheint mir – was die

Verhältnisse im Schams anbelangt – doch noch andere Interpretationen zuzulassen, was in einem derart komplex gebauten und dazu nicht durchwegs gut aufgeschlossenen Gebiet ja nur natürlich erscheint. Dazu kommt, dass STAUB's Arbeit, insbesondere bezüglich der Darstellung des Ost-Schams, vielfach so stark ins Detail geht, ja oft einheitliche Deckplatten weiter in Subzonen zergliedert, dass die Zusammenhänge komplizierter erscheinen als sie effektiv sind und dabei der Überblick oft verloren geht und namentlich auch die Verbindung zum West-Schams unklar wird, wo eine Unterteilung unterlassen wurde.

Nun bilde ich mir nicht im Geringsten ein, meine Kenntnisse der gesamten Alpengeologie mit denjenigen meines hervorragenden Lehrers R. STAUB messen zu können, ja ich bin mir voll bewusst, dass meine Erfahrungen nur einen ganz bescheidenen Bruchteil der STAUB'schen ausmachen. Wenn ich mich trotzdem in diese Diskussion einlasse, so nur deshalb, weil ich während der Jahre 1935–38 das Ost-Schams eingehend studiert und in den Kriegsjahren 1943–44 dieses Gebiet im Auftrag der Geologischen Kommission im Detail kartiert habe. Ich glaube deshalb, eine gründliche Kenntnis der Geologie dieses wichtigen Gebirgsabschnittes zu besitzen, das ja STAUB selbst als «... eine der verwirrendsten Zonen der Alpen ...» bezeichnet und von dem er sagt: «... Denn über die *wirkliche Kenntnis* dieser *Schamser Decken* und ihre *genaueren Beziehungen zu den Nachbargebieten* geht heute der *entscheidende Weg zur Heimatbestimmung der Klippendecke*.» (R. STAUB, 1958).

Der vorliegende Beitrag soll daher eine andere Interpretation versuchen, ohne STAUB's grossem Werk im geringsten Abbruch zu tun, das ja meine Arbeit erst eigentlich ermöglicht hat und im Folgenden vielfach als Diskussionsbasis herangezogen wird. Meine Studie ist in den Grundzügen entstanden während der letzten Monate des Jahres 1960 und anfangs 1961, während welcher Zeit ich mich in Bogota wieder mit den Problemen des Schams und der umgebenden Gebiete beschäftigte. Es hat sich dabei eine Arbeitshypothese herauskristallisiert, die sich in grossen Zügen an die HAUG'sche Idee anlehnt. Um diese Hypothese auf ihre Brauchbarkeit zu prüfen, habe ich einen Grossteil meines letzten Schweizer Urlaubs dazu benützt, die wichtigsten der fraglichen Punkte abzuklären. Nach vergleichenden Begehungen im westlichen Rätikon habe ich hauptsächlich die folgenden «Schlüsselpunkt»-Gebiete der weiteren Schamser Umgebung aufgesucht: Die Gegend Davos–Arosa–Lenzerheide–Tiefenkastel–Solis, das Avers, das Oberhalbstein und die Splügenmulde, dann aber auch wieder erneut einige kritische Punkte im Schams selbst.

Diese Begehungen machten nur geringfügige Änderungen nötig und haben mich weiter darin bestärkt, dass diese Interpretation und damit HAUG's Grundidee nicht nur im Prinzip möglich ist, sondern recht eigentlich die einzige Lösung darzustellen scheint, die allen Gegebenheiten gerecht wird. Es ist selbstverständlich, dass in der sehr beschränkten Zeit von etwa 2¼ Monaten, wovon 4 Wochen Feldarbeit, nicht alle Probleme gelöst werden konnten und ich habe mir vorgenommen, in den kommenden Jahren auf verschiedene Detailfragen zurückzukommen. Nichtsdestoweniger sind viele wichtige Indizien für die HAUG'sche Theorie – wenn auch in etwas abgeänderter Form – klarer hervorgetreten, während sich andererseits kein einziges stichhaltiges Argument gegen diese These fand. Es soll im Folgenden versucht werden, die Hauptindizien ins Feld zu führen. Dabei ist unsere Aufgabe eine zweifache: Erstens muss gezeigt werden, dass eine Herleitung der Schamser Decken

aus dem Liegenden der Suretta-Decke tatsächlich möglich ist und zweitens muss eine Verbindung dieser Decken mit den Elementen des Falknis-Sulzfluh-Gebietes aufgezeigt werden. Wenden wir uns zunächst dem ersten Problem zu.

3. Die Herkunft der Schamser Decken

Wie schon weiter oben erwähnt, weist die frontale Partie der Suretta-Decke prachtvolle Rückfaltungs-Erscheinungen auf, den bekannten Rofnafächer bildend. Einzelne dieser zurückgekämmten und gegen Süden ausspitzenden Kristallinkeile und -lappen sind über 5–6 km klar zu verfolgen. Alle Alpengeologen sind sich darüber einig, dass dieses Phänomen nur durch ein spätes Eindringen der Suretta-Decke in ein bereits bestehendes Deckengebilde erklärt werden kann. Dass bei diesem Eindringen die benachbarten tektonischen Elemente sowohl im Hangenden wie im Liegenden intensiv deformiert wurden, darf wohl als selbstverständlich angenommen werden. Dabei fällt nun aber sofort folgendes auf: Während die Rofna-keile eindeutig nach hinten (Süden) überstülpt sind, sollten die Schamser Decken im genau gegenteiligen Sinn, nämlich von oben (Süden) gegen Norden unter die Suretta-Decke eingewickelt sein, falls diese Elemente in der Tat der höheren Margnadecke zugehörten. Es ist doch wohl logischer, eine gleichsinnige Bewegungsrichtung anzunehmen, d. h. die Schamser Decken aus dem Liegenden der Surettamasse zu beziehen und sie durch Einwicklung nach oben (Süden) über den Rofnafächer zu bringen, wie HAUG vorschlug. Es ist in diesem Zusammenhang von Interesse, dass in seiner «Tektonischen Karte der südlichen rhätischen Alpen» 1946 R. STAUB selbst tatsächlich einen Teil der Schamser Decken, nämlich die auf der Westseite des Hinterrheins gelegenen Elemente, von unten, aus der Splügenmulde bezog. Die auf der Ostseite des Hinterrheins, über der Rofnastirn gelegenen Elemente, wurden allerdings nach wie vor von oben, aus dem Hochpenninikum bezogen. Nun ist es aber jedem Geologen, der Ost- und Westschams im Detail studiert hat, vollkommen klar, dass die so überaus typischen Serien, die sich beidseits des Schamser Tales finden, zusammengehören müssen und nicht durch einen künstlichen Schnitt längs des Hinterrheins auseinandergerissen werden dürfen. Tatsächlich hat R. STAUB diese Auffassung neuerdings auch wieder verlassen, aber der Fall zeigt doch deutlich genug, dass der Ableitung der Schamser Serien aus der Splügenmulde grundsätzlich nichts entgegensteht.

Wie J. NEHER und ich schon 1938 bei einer gemeinsamen Begehung feststellen konnten (1939, p. 104), lässt sich die *Gelbhorn-Zone*¹⁾ im Minimum 8–10 km unter die

¹⁾ Unter Gelbhorn-Zone ist hier nur ein Teil der WILHELM'schen (1933) Gelbhorndecke verstanden, bestehend aus der charakteristischen Sedimentfolge Obertrias-Rhät-Lias, zu der sich im Ost-Schams noch einige Kristallinlamellen (Taspinit) und Reste älterer Trias gesellen, sowie die über alle diese Schichtglieder transgredierende Vizan- oder Taspinitbreccie. Dies entspricht der Surcrunas-Zone meiner früheren Untersuchungen (1939), deren Namen nicht ausgesprochen glücklich gewählt war und daher fallen gelassen wird, hauptsächlich auch um einer bereits entstandenen Begriffsverwirrung zu steuern. Die namentlich auf der Ostseite des Schams gut entwickelte «Marmor»-Zone ist als selbstständiges tektonisches Element ausdrücklich von WILHELM's Gelbhorn-Decke abgetrennt. Dafür werden zu der Gelbhorn-Zone gerechnet die Nivaigl-Obrist-Serie sowie ein auf dieser Serie abgelagerter Flysch (Gelbhorn-Flysch). Die Beziehungen zwischen diesen Serien und den übrigen, oben angeführten Gelbhorn-Sedimenten, werden später diskutiert (siehe Seite 97).

Stirn der Suretta-Decke verfolgen. Andererseits ist in derselben Arbeit nachgewiesen (und später von H. JÄCKLI, 1941, nachdrücklich bestätigt) worden, dass eine direkte Verbindung dieser Gelbhorn-Zone vom West-Schams auf die Ostseite hinüber besteht durch das Reischentobel. Auch R. STAUB hat sich dieser Ansicht heute angeschlossen. In diesem Tobel ist klar zu sehen (nur im Talboden des Hinterrheins teilweise durch Schutt verdeckt), dass diese Einheit, die stirnende Front der Suretta-Decke (und die dazwischengelagerte «Marmor»-Zone) in weitem Bogen umschliessend, effektiv aus dem tektonisch tieferen Stockwerk des West-Schams in das höhere Niveau des Ost-Schams hinaufgelangt.

Die Einheit der Gelbhorn-Zone scheint mir noch ein weiteres Indiz zu liefern: Im West-Schams, d.h. tektonisch gesehen unter der Surettastirn, liegt die Hauptmasse dieser Zone im wesentlichen normal, nämlich Trias unten, darüber Rhät-Lias und zuoberst die darüber transgredierende Vizanbreccie. Unter dieser Normalserie stellen sich lokal Überreste einer Verkehrtserie ein, vergleichbar einem reduzierten Mittelschenkel. Auf der Ostseite des Schams, tektonisch über der Surettamasse, liegen die Verhältnisse direkt umgekehrt: Die Hauptmasse der Gelbhorn-Zone befindet sich in verkehrter Lagerung, mit Trias (und gelegentlich Kristallin) zuoberst, Rhät-Lias darunterliegend und schliesslich dem jüngsten Glied, der Vizanbreccie zuunterst. Relikte einer Normalserie finden sich wieder stellenweise; sie liegen nun aber über der mächtigen Verkehrtserie. Sie entsprechen damit dem Verkehrt-schenkel des West-Schams, in ihre Lage gebracht durch die Umkehr im Reischentobel. Eine mehr oder weniger schematische Darstellung dieser Verhältnisse ist aus der folgenden Fig. 1 ersichtlich. R. STAUB gibt in den Fig. 4 und 15, (1958, p. 44 resp. 64) ganz ähnliche Profile, kommt aber dennoch zu einer gegenteiligen Interpretation, d.h. Rückfaltung der Rofnamasse, aber Einwicklung von oben – unter diese Masse – der Gelbhorn-Zone.

Von der Hinaufbiegung im Reischentobel lässt sich die Gelbhorn-Zone im Hangenden der Suretta-Decke – aber von dieser getrennt durch die dazwischenliegenden Elemente der «Marmor»- und der Gurschus-Kalkberg-Zone – südlich bis ins Val Nandrò zusammenhängend verfolgen. Auf der Südseite dieses Tales, unter der Flyschmasse des Piz Mezz, findet sich noch ein letzter kleiner Aufschluss von Vizanbreccie. Das sind rund 13 km von der Umbiegung im Reischentobel oder etwa 10 km von der Rofnastirn bei Andeer. Das ist wohl mehr als die höher oben erwähnten 8–10 km, längs der die Gelbhorn-Zone mit Sicherheit unter der Rofnamasse gegen Süden verfolgt werden kann, aber genügt dieser Unterschied wirklich, um die geschilderten Rückfaltungs- und Lagerungsverhältnisse zu entkräftigen? Ich glaube kaum. Jedenfalls setzen die älteren Gesteine der Gelbhorn-Zone beim Piz Mezz aus und lassen sich nach der Averser Karte von R. STAUB (lit. 46) auch nicht in Relikten weiter südlich verfolgen. Im Oberengadin aber, im Stammgebiet der Margna-Decke hält es schwer, Äquivalente dieser Serie zu finden; namentlich ist die so typische Obertrias-Rhät-Lias-Folge der Gelbhorn-Zone sowie die Vizanbreccie meines Wissens in der Margna-Decke bis heute nicht nachgewiesen worden.

Ein weiteres, wie mir scheint überaus wichtiges Indiz, das für eine Ableitung der Gelbhorn-Zone aus dem Liegenden der Suretta-Decke spricht, ist folgendes: Die von GANSSER (1937) definierte und detailliert beschriebene Areue-Zone, die zweifellos der Stirnpartie der Tambo-Decke entstammt, legt sich, nach komplizierten

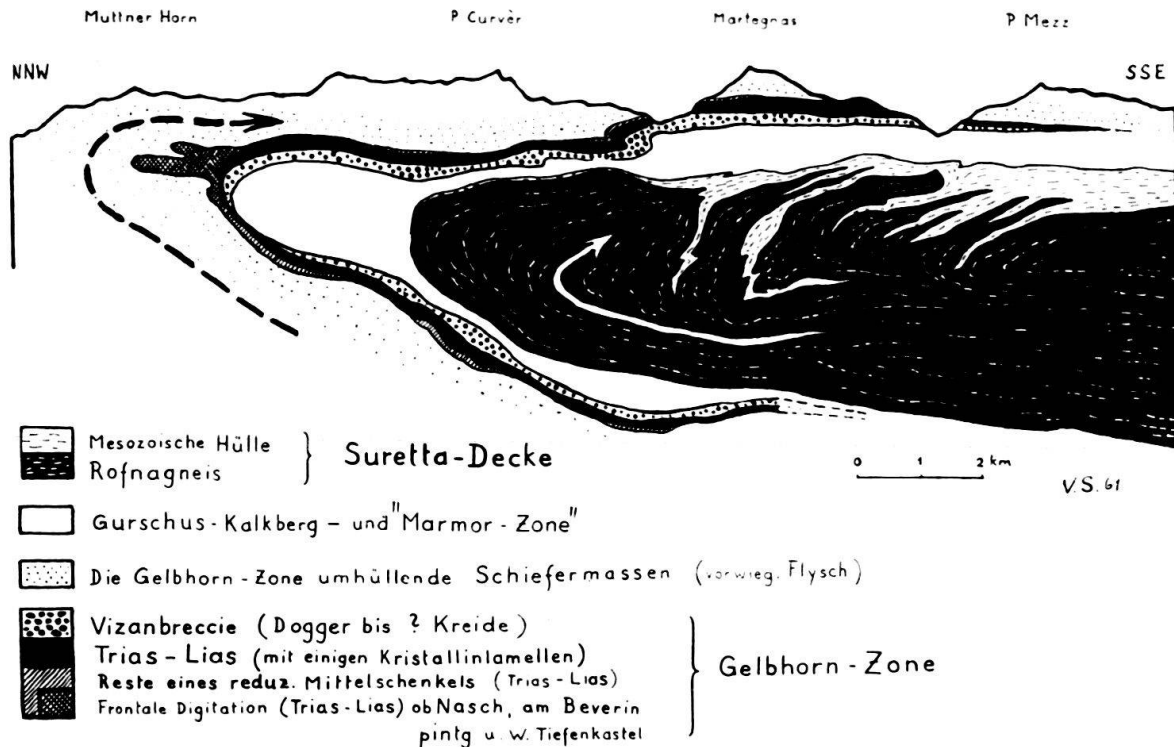


Fig. 1. Die Umhüllung der Suretta-Stirn durch die Schamser-Decken

Die Gelbhorn-Zone ist im Detail dargestellt, während die zwischen dieser Zone und der Suretta-Decke liegenden, die letztere ebenfalls umhüllenden Elemente der «Marmor-Zone» und der Gurschus-Kalkberg-Zone der Vereinfachung halber weiss gelassen wurden. Wie durch den gestrichelten Pfeil angedeutet, werden die Schamser-Decken aus dem Liegenden der Suretta-Decke bezogen; sie sind damit entgegen der früheren Auffassung nicht als von oben nach unten, sondern als von unten nach oben um die Suretta-Stirn gewickelt aufgefasst, gleichsinnig den Rückfaltungen im Rofnafächer (vgl. gestrichelten Pfeil mit weissem Pfeil im Rofnafächer).

Verfaltungen in der vorderen Splügenmulde, direkt unter die Gelbhorn-Zone, die geschlossen unter den Splügener Kalkbergen durchzieht. Es ist NEHER und JÄCKLI (1941) gelungen, diese Areue-Zone weiter nach Norden zu verfolgen; sie lässt sich, jetzt Bruschhorn-Schuppe genannt, bis in den Gipfelbau des Beverin nachweisen, ja JÄCKLI (1944) hat sie in derselben tektonischen Stellung, unter der Gelbhorn-Zone wieder gefunden bei Nivaigl, nördlich der Albula. Ist es nun wirklich mechanisch vorstellbar, dass ein solches Schuppenpaket über 15 km Breite nach vorn verschürft worden ist unter einer Einheit, die gegensinnig von oben eingewickelt worden wäre. Es ist doch wohl wiederum nur logisch, eine gleichsinnige Bewegung anzunehmen, d. h. die Gelbhorn-Zone aus der Splügenmulde zu beziehen und die Areue-Bruschhorn-Zone als unter ihr nach vorn geschleppt zu betrachten.

Wie verhalten sich nun die zwei andern Glieder der Schamser Decken, die Gurschus-Kalkberg-Zone und die «Marmor»- oder Tschera-Zone²⁾. Die letztere weist eine durchaus ähnliche örtliche Verbreitung auf wie die Gelbhorn-Zone, d. h. sie kann im Hangenden der Suretta-Decke – und unter der Gelbhorn-Zone – ebenfalls

²⁾ Da der Begriff der «Marmor»-Zone auch schon missbraucht worden ist und im übrigen auch sonst nicht allzu glücklich gewählt ist, ersetze ich ihn im folgenden durch Tschera-Zone, nach dem Piz La Tschera ob Andeer.

südlich bis ins Val Nandrò verfolgt werden. In den Felswänden östlich Andeer, zwischen dem Piz La Tschera und Plaunatsch ob Zillis, ist diese Einheit in verschiedene liegende Falten gelegt, doch lässt sich klar feststellen, dass auch dieses Faltenpaket vor der Rofnastirn gegen Norden abtaucht, diese umhüllend. Auf der West-Seite des Schams, so am Lei da Vons, findet sich die Tschera-Zone unter dem Rofnakristallin und lässt sich von dort auch wieder in die Splügenreife verfolgen, die Gelbhorn-Zone begleitend.

Obschon diese Verhältnisse infolge der komplexen internen Verfallung im Umbiegungsgebiet nicht so klar sind wie diejenigen der Gelbhorn-Zone, so deutet die enge tektonische und fazielle Verquickung dieser beiden Elemente doch auf eine benachbarte Herkunft. Es ist bemerkenswert, dass in seiner jüngsten Arbeit auch R. STAUB (1958) die These einer Beheimatung der «Marmor-Zone» in der Margna-Decke verlassen hat und in dieser Serie nun teils die sedimentäre Bedeckung des frontalen Rofnafächers zu erkennen glaubt, teils diese Serie aus der Splügenreife bezieht. Obwohl diese Auffassung der meinigen nicht ganz entspricht – ich möchte die Tschera-Zone *nur* aus der Splügenreife beziehen – nähert sie sich meiner Interpretation doch beträchtlich; sie zeigt jedenfalls erneut mit aller Eindringlichkeit, dass die Herkunft der Schamser Decken aus der Margna-Decke alles andere als gesichert ist.

Auf eine seltsame, mir unverständliche Darstellung STAUB'S (1958) muss ich dabei noch hinweisen. Sowohl auf der detaillierten Schamserkarte (Tafel I), wie auf dem Sammelprofil (Tafel II), ist die «Marmor-Zone» dargestellt als ein, den Rofnafächer, ja sogar noch die südlicheren Teile der Suretta-Decke unmittelbar umhüllender Sedimentmantel. Während dies wohl an der Rofnastirn bei Andeer zutrifft und dort die Beziehung der «Marmor-Zone» zum Rofnakristallin in der Tat diskutabel ist – ich habe ein fast völliges Ausquetschen der Suretta-Sedimente an dieser Stirn angenommen –, so ist das entschieden nicht der Fall für alle mir bekannten eigentlichen Rofnakeile der Alp Moos, Alp Andies, des Piz Grisch und für die Ferrera-Züge, deren gegen Süden ausspitzen Triaskeile durchwegs von Bündnerschiefern (teils mit Ophioliten) umhüllt sind, die keinerlei Ähnlichkeit mit der so charakteristischen Folge der Tschera-Zone aufweisen (vergl. auch Tafel III). Dagegen zeigen meine Aufnahmen eindeutig, dass sich die Tschera-Zone in gleichbleibender Ausbildung über den Triaskomplex des Gurschus und des Schmorrasgrates hinweglegt und bis ins Val Nandrò verfolgt werden kann (was allerdings von R. STAUB angezweifelt wird). Ich halte daher nach wie vor an der Deckenabfolge Gurschus-Zone–Tschera-Zone–Gelbhorn-Zone für das Ost-Schams fest, so gut wie diese sich durch Umkehrung der Deckenfolge (durch das Umbiegen um die Rofnastirn) im West-Schams genau umgekehrt darstellt, nämlich von unten nach oben: Gelbhorn-Zone–Tschera-Zone–Kalkberge (= Gurschus). Wohl greifen einige Keile der Tschera-Zone in die zusammengestauten und teils wild gefalteten Triaskomplexe der Gurschus-Kalkberg-Zone, wie dies überaus klar aus dem Profil von J. NEHER hervorgeht (Fig. 13 von R. STAUB, 1958), aber generell ist die oben ange-deutete Deckenfolge durchaus gewahrt.

Auf eine weitere Diskrepanz mit meinen Aufnahmen, resp. mit meiner Auffassung, möchte ich in diesem Zusammenhang noch hinweisen. Auf dem bereits erwähnten Sammelprofil (Tafel II, R. STAUB, 1958) verbindet R. STAUB die Masse

des Piz Gurschus direkt mit der Gelbhorn-Zone von Bavugls und Taspin-Gandus, eine Gurschus-Surcrunas-Zone schaffend (allerdings nicht in Übereinstimmung mit der Karte, Tafel I). Auch im Text ist diese Verquickung der beiden Zonen mehrmals angedeutet. Dies basiert auf meinen früheren Feststellungen (1939), dass sich bei Bavugls und Gandus neben Kristallin (Taspinit) noch Reste älterer Trias in Kalkberg-Fazies finden. Dies hat mich seinerzeit auf den Gedanken gebracht, dass wohl ursprünglich eine nahe stratigraphische Beziehung zwischen Gelbhorn-Zone und Gurschus-Kalkberg-Zone bestanden haben müsse, in dem Sinne, dass die letztere Zone vielleicht einst den stratigraphischen Unterbau der ersteren repräsentiert hätte. In ihrer heutigen Lage aber sind die erwähnten Vorkommen von älterer Trias bei Bavugls und Gandus stratigraphisch und tektonisch eindeutig in die Gelbhorn-Zone einbezogen und dürfen unter keinen Umständen direkt mit der Gurschus-Zone verbunden werden, von der die Gelbhorn-Zone als durchaus unabhängige und deutlich höher gelegene Schubplatte vollständig abgetrennt ist.

Nun haben wir uns noch mit der eigentlichen *Gurschus-Kalkberg-Zone* zu befassen. Dies ist wohl das rätselhafteste Element des Schams, das schon die mannigfaltigsten Deutungen erlitten hat und mit dessen endgültiger Enträtselung mein Freund J. NEHER bereits seit geraumer Zeit beschäftigt ist.

Die Serie besteht zum grössten Teil aus Schichtgliedern der Trias und zwar hauptsächlich Unter- bis Mitteltrias; nur im Gebiet des Piz Alv (Ost-Schams) scheint sie möglicherweise in normalstratigraphischem Kontakt mit jüngeren Sedimenten (Jura-Kreide?) zu sein, die gewisse Anklänge zur Tschera-Zone aufweisen («Untere Marmor-Zone» aus V. STREIFF, 1939). Die auffallend mächtige Trias setzt sich zur Hauptsache aus Dolomiten und Kalken zusammen, unter denen Korallenkalke sowie Diploporenkalke und -Dolomite speziell auffallen. Dieses ostalpine Gepräge hat dazu geführt, dass die Serie durch die STEINMANN-Schüler als ostalpine Decke betrachtet wurde (H. MEYER, 1909 und 1910); seitdem die Unmöglichkeit einer Verbindung mit austroalpinen Elementen durch F. ZYNDEL (1912) erkannt wurde, wird die Schichtserie dieser Einheit als «pseudoostalpin» bezeichnet. Im Ost-Schams erreicht diese Serie ihre grösste Mächtigkeit im Piz Gurschus, wo sie sich allerdings als komplex verfaltetes und zusammengestautes Paket von mindestens zwei Schuppen entpuppt. Über den Piz Alv lässt sich die Trias-Serie lückenlos gegen Süden bis in den Averser Weissberg verfolgen, wo sie wieder zu grosser Mächtigkeit anschwillt. Auf dieser ganzen Strecke liegt die Zone direkt der Suretta-Decke auf. Wenig nördlich des Gurschus verschwindet die Serie unter Schuttbedeckung, ohne die Surettastirn zu erreichen. Im West-Schams dagegen liegen die dieser Zone angehörigen, gewaltigen Klötze der Splügener Kalkberge, unter der frontalen Partie des Rofnafächers.

Eine direkte Verbindung dieser Zone zwischen Ost- und West-Schams ist nicht feststellbar, muss aber zweifellos einmal bestanden haben. Es ist ein Charakteristikum dieser Einheit, dass sie bald zu bedeutenden Paketen aufgestapelt erscheint, bald extrem ausdünnert oder sogar ganz aussetzt. Es ist daher wohl verständlich, dass unmittelbar vor der Stirn der Rofnamasse, die sich keilartig in die Schamser Decken hineintrieb, dieses innerste Glied abbricht. Diese Auffassung ist in Fig. 2, Seite 94 dargestellt.

Nach Niederschrift dieses Kapitels ist mir Gelegenheit gegeben worden, in die Profilaufnahme des Stollens, der vor etwa vier Jahren für die Hinterrhein-Kraftwerke von der Bärenburg südlich Andeer nach Sils im Domleschg erstellt wurde, Einsicht zu nehmen, wofür E. WEBER und P. STREIFF hier noch speziell gedankt sei. Dieses überaus interessante Profil, das im Rofnagneiss beginnt, dann vor der Front der Suretta-Decke alle Schamser Einheiten und auch noch die unterliegenden Flysch- und Bündnerschiefer-Massen des Tomüllappens durchquert, hat meine obigen Darstellungen in schönster Weise bestätigt, zeigt sich doch in grossen Zügen folgendes:

Der frontale Rofnagneiss ist umhüllt von einem etwa 140 m mächtigen Sedimentmantel von Verrucano, Triasquarzit und Anhydrit, zweifellos der Suretta-Decke angehörend. Jüngere Glieder dieser Decke fehlen, dafür finden sich nach einer Ruschel-Zone dünne Trias-Elemente, die von J. NEHER als unzweifelhaft zur Gurschus-Kalkberg-Zone gehörend betrachtet werden. Diesem schmalen Zug vorgelagert folgt dann die Tschera-Zone in grösserer Mächtigkeit³⁾; vor dieser – und unter diese eintauchend – die verschiedenen Elemente der Gelbhorn-Zone und schlussendlich, gegen den Tomül-Flysch zu noch Schürflinge, die der Bruschgorn-Schuppe entsprechen dürften.

Wichtig an diesem Profil, das nun, an der eigentlichen Rofna-Front aufgenommen, wirklich vom West- ins Ost-Schams überleitet, scheinen mir folgende Feststellungen: Die Suretta-Sedimenthülle ist auch hier bis auf wenige ältere Gesteine reduziert, wie dies auch wenig höher, über der eigentlichen Rofnastirn, vom Pignieuer-Bach bis unter den Piz La Tschera festgestellt wurde (V. STREIFF, 1939, Fig. 4 oder R. STAUB, 1958, Fig. 14a). Ferner ist hier, im Niveau des Stollens, gerade noch ein schmaler Keil von Gurschus-Kalkberg-Trias erhalten, der nun eindeutig vom tektonisch tieferen Stockwerk der Splügener Kalkberge hinaufzieht vor der Rofnastirn, die Verbindung zum Gurschus des Ost-Schams andeutend, die dann etwas höher, zwischen Pignieuer-Bach und Alp Albin, abgerissen ist. Damit ist einerseits die von mir angegebene Abfolge der Schamser Einheiten völlig bestätigt (nämlich um die Surettastirn zunächst Gurschus-Kalkberg-Zone, dann Tschera-Zone und schlussendlich Gelbhorn-Zone), während andererseits der erwähnte Gurschus-Kalkberg-Keil die Tschera-Zone deutlich vom Surettamantel abtrennt, so dass diese erstere nun wirklich nicht als frontale Bedeckung der Rofnamasse angesprochen werden kann, wie dies R. STAUB annimmt.

Kehren wir nach diesem Exkurs in den Bärenburg-Sils-Stollen wieder zurück zur weiteren Diskussion der Gurschus-Kalkberg-Zone.

Nach NEHER (Fig. 13 in R. STAUB, 1958) ist ein dünner Keil von Gurschus-Kalkberg-Trias noch auf der Südseite des Hinterrheins, in der eigentlichen Splügenmulde, feststellbar, wo er über den bereits erwähnten Vorkommen von Tschera-Zone und Gelbhorn-Zone hineinzieht; er lässt sich aber dann nicht viel weiter gegen Süden verfolgen. Eines der Hauptargumente, die R. STAUB gegen die Beheimatung der Schamser Decken in der Splügenmulde ins Feld führt, ist das anscheinend völlige Fehlen von typischer Kalkberg-Trias im hintern Teil dieser Mulde. Nun findet sich aber ob Pianazzo – prächtig aufgeschlossen in einem Steinbruch am

³⁾ Für detaillierte Besprechung der Tschera-Zone in diesem Stollen siehe Seite 126.

südlichen Ausgang der längsten Strassengalerie – ein Gesteinskomplex, den ich nur mit Gurschus-Kalkberg-Trias vergleichen kann. Es handelt sich um eine Serie, die eine ausgesprochene Bänderung aufweist: Weisse (hie und da leicht gelbliche) Dolomite wechsellagern mit schwarzen oder graublauen Dolomiten; Kalklagen schalten sich nur sehr untergeordnet ein. Als Rhät kann dieses Profil nicht gedeutet werden, da dieses hier nirgends in solcher Mächtigkeit bekannt ist und sich zudem aus durchwegs dunklen, oft tonigen, Sedimenten zusammensetzt. Dagegen besteht eine auffallende Ähnlichkeit zu Serien, wie wir sie aus den Splügener Kalkbergen kennen. Die eben abgeschlossene (jedoch noch nicht publizierte) Arbeit von E. ZURFLÜH über die Splügenmulde bringt möglicherweise eine Abklärung dieser Frage.

Auf eine Tatsache sei hier noch hingewiesen: Direkt nördlich des Piz Gurschus (Ost-Schams) findet sich am «Nollen» eine grössere Kristallinlamelle. Sowohl makroskopisch wie mikroskopisch weist dieses Kristallin eine auffallende Ähnlichkeit zum Rofnakristallin («Rofnaporphyr») der frontalen Suretta-Decke auf. Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, dass solche Rofna-artige Kristallin-Fetzen oder -Züge in verschiedenen Niveaus der Schamser Decken, aber auch in der Splügenmulde auftreten. Wohl der bekannteste Zug dürfte derjenige der Splügener Burgruine sein, der sich nach komplizierten, schlingenförmigen Verfaltungen in der Splügenmulde mit dem bereits erwähnten Areue-Gneiss an der Basis der frontalen Tambo-Decke verbindet (GANSSE, 1937; WILHELM, 1933). Ob diesem Auftreten Rofna-artigen Kristallins in den Schamser Decken weitere Bedeutung zukommt – als zusätzliches Indiz einer Herkunft aus der Basis der Suretta-Decke – sei vorderhand dahingestellt.

Seiner Lithologie entsprechend ist das «Nollen»-Kristallin von früheren Bearbeitern des Schams und auch von WILHELM (1933) tatsächlich als zum Rofnafächer gehörig betrachtet worden. R. STAUB (1958) nimmt diese Idee wieder auf. Er vergleicht die Nollen-Lamelle mit den übrigen rückgekämmten Rofna-Keilen von Alp Tobel, Alp Moos etc. Nun habe ich aber nachgewiesen (1939), dass sich der Nollenzug in das komplex verfaltete Gebäude des Piz Gurschus fortsetzt und sich südlich bis gegen den Piz Alv verfolgen lässt. Obschon der Verband wegen der intensiven Verknetung vielerorts gestört ist, scheint doch an einigen Stellen ein normalstratigraphischer Kontakt mit der Trias der Gurschus-Kalkberg-Zone vorzuliegen, so dass das Kristallin als Rest der prätriasischen Basis dieser Zone angesprochen werden muss. Sollte nun die STAUB'sche Interpretation des Nollen-Zuges als Surettakristallin zu Recht bestehen (ob eine direkte Verbindung mit dem Hauptkomplex der Rofnamasse besteht, kann wegen starker Schuttbedeckung nicht ohne weiteres entschieden werden), so müsste die gesamte Serie der Gurschus-Kalkberg-Zone dieser frontalen Partie der Suretta-Decke entstammen. Das scheint aber auch nach R. STAUB nicht sehr wahrscheinlich, da die Trias der benachbarten Rofna-keile, z. B. von Alp Andies, trotz stellenweise vergleichbarer Mächtigkeit, doch eine abweichende Ausbildung aufweist. Es kann sich meines Erachtens aber wohl um ein Element handeln, das aus der Basis des Rofnafächers, d. h. erneut aus der Splügenmulde, stammt.

Ich habe früher schon betont (1939), dass nahe verwandtschaftliche Beziehungen zwischen der Gurschus-Kalkberg-Zone und den andern beiden Schamser Decken bestehen. Es sei nur hingewiesen auf die scheinbar normalen Überlagerungen durch

Tschera-Zone-artige Gesteine südlich des Piz Gurschus (meine «Untere-Marmor-Zone») und die enge Verknüpfung der eigentlichen Tschera-Zone mit den Splügener Kalkbergen, ferner auf die schon erwähnten Reste Kalkberg-ähnlicher Trias in der Gelbhorn-Zone von Bavugls und Gandus, sowie auf die Zusammensetzung der Vizanbreccie (ebenfalls Gelbhorn-Zone), in der die Komponenten der Gurschus-Kalkberg-Zone eine beträchtliche Rolle spielen. Ich habe diese Verhältnisse dahin gedeutet, dass die Gurschus-Kalkberg-Trias ursprünglich die stratigraphische Basis der Tschera-, sowie der Gelbhorn-Zone gebildet hätte. Diese beiden Elemente wären vom Unterbau abgeschert (im wesentlichen hätte dieses «décollement» in den karnischen Gips-Rauhacken-Horizonten stattgefunden) und als selbstständige Platten verfrachtet worden.

Nach meiner neuen Auffassung einer Herleitung aller dieser Elemente aus der Splügenmulde kompliziert sich die Sache allerdings etwas. Um die tatsächlich feststellbare tektonische Aufeinanderfolge im West-Schams, nämlich von unten nach oben: Gelbhorn-Zone–Tschera-Zone–Gurschus-Kalkberg-Zone zu verstehen, müsste man zwei Überschiebungsphasen annehmen. Die erste hätte den «Oberbau» vom «Unterbau» gelöst, d. h. die Gelbhorn- und Tschera-Zonen von der Unterlage weit nach vorne gebracht und übereinander aufgestapelt, während in der zweiten Phase der Unterbau selbst, d. h. die Gurschus-Kalkberg-Zone sich von der kristallinen Basis gelöst und die vorgelagerten, stratigraphisch jüngeren Pakete überfahren hätte. R. STAUB scheint ganz ähnlichen Gedankengängen zu folgen, wenn er schreibt (1958, p. 45): «... Die an der direkten Basis der Kalkbergserie in den Splügener Kalkbergen selber aber fast regelmässig erscheinende obere «Marmor-Zone» J. NEHERS kann im Prinzip vielleicht auch bloss eine jüngere, von ihrer Triasbasis einst abgescherte, heute von den eigentlichen Triaskernen allerdings abermals weit überfahrene Abteilung der Kalkbergserie selber sein, die nun, in sich selbst und mit denselben gewaltig verschuppt und verfaultet, praktisch überall die Basis der Kalkberg-Trias bildet.»...

Diese Interpretation deckt sich in der Tat weitgehend mit der meinigen; sie ist in dieser Art aber effektiv nur plausibel, wenn diese Serien aus der Splügenmulde bezogen werden.

Diese zwei ersten Phasen in der Geschichte der Deckenbildung waren gefolgt von mindestens zwei weiteren, nämlich: 3. Das markante Eindringen der Suretta-Decke in das bereits bestehende Deckengebilde, die die grossartigen Rückwärtsfalten des Rofnafächers bewirkte und die Schamser Decken in grossem Bogen um sich herumfaltete und zurücklegte, dabei die Umkehr der Deckenfolge im Ost-Schams schaffend und 4. Ein späteres weiteres Vorrücken der höhern Schubmassen, namentlich der ostalpinen Decken, ein weitgehendes Vorschürfen, Laminiern und Verschuppen der liegenden Deckenelemente bewirkend und auch noch verantwortlich für solche Phänomene in den tiefern Einheiten, wie das Vorschleppen der Frontal-Digitation der Gelbhorn-Zone im Ost-Schams und im Tiefenkasteler – Soliser Fenster.

Um auf die Gurschus-Kalkberg-Zone zurückzukommen, sei der Vollständigkeit halber noch erwähnt, dass prominente Rückfaltungsphänomene «teilweise von imponierendem Ausmass» auch in dieser Zone vorkommen, so am Gurschus, am Piz Alv und unter Umständen sogar im Averser Weissberg. Auf diese Erscheinungen hat

R. STAUB (1958, p. 56) eindrücklich hingewiesen. Dass diese Phänomene allein aber nicht beweiskräftig sind, darin stimme ich mit meinem Lehrer vollkommen überein.

Immerhin scheint es mir, dass wir heute bereits so viele wichtige Tatsachen und Indizien für eine Beheimatung der Schamser Decken in der Splügenmulde, oder zum mindesten in einem Niveau unter der Suretta-Decke, zusammengetragen haben, dass eine solche Herkunft mehr als wahrscheinlich erscheint.

Wie steht es nun mit den Argumenten, die gegen eine solche Herkunft sprechen? Wir haben schon auf den ersten Einwand STAUB's hingewiesen, das offenbare Fehlen absolut sicherer Gesteine der Schamser Decken, namentlich der Kalkberg-Trias in der eigentlichen, d. h. hinteren Splügenmulde. Wir haben bereits erwähnt, dass diese Annahme nicht unbedingt gerechtfertigt erscheint.

STAUB führt aber weiter zwei wichtige Gründe ins Feld: Der erste betrifft die allgemeine *Fazies-Entwicklung* der Schamser Decken, die derart an unterostalpine Verhältnisse erinnert, dass eine ursprünglich benachbarte Lage angenommen werden muss. Demgegenüber ist festzuhalten, dass auch das Briançonnais s. l. der Westalpen – mit dem wir ja die Schamser Entwicklung vergleichen – durchaus ostalpine Züge aufweist, trotzdem dieses Fazies-Gebiet vom eigentlichen ostalpinen Raum durch die breite piemontesische Geosynklinale mit ihren schistes lustrés und Ophioliten getrennt ist. Die Knorren- und die Areue-Zone, sicher Elemente der Tambostirn oder der allervordersten Splügenmulde, weisen eindeutig bereits Verhältnisse auf, die sie als Hoch- oder Schwellenzone charakterisieren, in deutlichem Unterschied zu der Bündnerschiefer-Entwicklung der tieferen penninischen Einheiten. Die Gelbhorn- und die Tschera-Zone – in dieser Reihenfolge von Nord nach Süd – lassen sich meines Erachtens zwanglos an diese frontalen Tambo-Elemente anschliessen, wobei vom Dogger an die Gelbhorn-Zone die Rolle der eigentlichen Schwelle übernimmt (Transgression der Vizanbreccie bis auf das Kristallin). Im allgemeinen ist ja die Splügenmulde durch das Fehlen von Bündnerschiefern und Ophioliten ausgezeichnet, ganz im Gegensatz zum bereits erwähnten Unterpenninikum (*géosynclinal* oder *domaine valaisan* von E. HAUG (1925) und R. TRÜMPY, 1958 und 1960), aber auch zum darüberliegenden, interneren Fazies-Gebiet der Averser Schiefer mit ihren gewaltigen Ophiolitmassen, wiederum dem piemontesischen Trog entsprechend. Auf die näheren paleogeographischen Zusammenhänge werden wir später noch zurückkommen (siehe Seite 129).

Sollten aber, wie R. STAUB dies annimmt, die Schamser Decken, oder auch nur Teile davon, von der oberpenninischen Margna-Decke stammen, so wären deren Faziesräume vom eigentlichen Unterostalpin immer noch getrennt durch die Einheit der Platta-Decke mit ihren Radiolariten und ihrer ausserordentlichen Ophiolit-Entwicklung, eine Trennung, die nicht minder einschneidend erscheint. Es scheint mir im Gegenteil, dass das Gesamtbild durch das Herausnehmen des Schamser «Briançonnais» aus der Margna-Decke wesentlich vereinfacht wird, indem nun der piemontesische Trog Graubündens weniger stark aufgegliedert wird und aus den homogeneren Einheiten der Suretta-, Margna- (ohne Schamser Elemente) und Platta-Decke besteht, ein Bild, das sich viel mehr demjenigen des piemontesischen Troges in den Westalpen nähert. Ich glaube daher, dass wir uns damit begnügen müssen, festzustellen, dass beidseits der Piemont-Geosynklinale während des

Mesozoikums ähnliche Verhältnisse geherrscht haben: préalpin–briançonnais im Norden (extern), ostalpin im Süden dieses Troges (intern).

Als letztes, anscheinend schwerwiegendstes, Argument gegen eine Herleitung der Schamser (und der préalpinen) Decken aus der Splügenmulde, führt R. STAUB schliesslich den «Platzmangel» an, wenn er schreibt: (1958, p. 66): «Ich könnte mir, nach meinen eigenen Kenntnissen der in Frage stehenden Gebirgsabschnitte zwischen Rätikon, Schams, Avers, Splügen und dem Bergell, gegebenenfalls noch einigermaßen vorstellen, dass der heute wohl bekannte Raum der Splügener Mulde an sich vielleicht ausreichen möchte zur Einlogierung der nach ihrer Herkunft umstrittenen Schamser Elemente, wenn zwar auch dies nur sehr knapp. Es ist aber praktisch wohl ganz ausgeschlossen, hier, im Sinne einer weiteren Verbindung der Schamser Decken mit dem préalpinen Rätikon, auch noch den Falknis- und den Sulzfluh-Raum selbst nur irgendwo unterzubringen.»

Dem möchte ich aber folgendes entgegenhalten: Nach D. TRÜMPY (1916) ist die Mächtigkeit der Falknis-Serie im westlichen Rätikon mit 800 bis 1000 m zu veranschlagen. Wo finden wir auf der ganzen Strecke zwischen Falknis und Oberhalbstein je wieder eine solche Mächtigkeit erhalten? Nur im Gürgaletsch schwillt die Serie wieder zu einer einigermaßen vergleichbaren Dicke an, dazwischen aber und namentlich auch gegen Süden, finden sich über grosse Strecken nur enorm ausgedünnte Schichtserien, ganz offensichtlich ausgewalzt unter den höhern Schubmassen. Über weite Strecken setzt die Serie überhaupt aus. Ich glaube deshalb, dass mit der Annahme einer (jetzigen) Durchschnittsmächtigkeit von etwa 100 m über die Strecke zwischen dem Falknis und dem Oberhalbstein (Schams) nicht allzu sehr daneben gegriffen ist. Das sind aber nur etwa 10% der ursprünglichen Normalmächtigkeit und wenn wir uns die ausgedünnte Serie wieder auf diese Mächtigkeit restituiert vorstellen, so reduziert sich die jetzige Distanz Falknis–Schams von 60 km auf ganze 6 km. Schlagen wir dazu noch etwa 15 km für die Gebiete des Falknis selbst und des Gürgaletsch, so kommen wir auf ca. 21 km, was wohl im Verhältnis zur Länge der Splügenmulde (minimum 30 km) durchaus annehmbar ist.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse zweifellos auch für die Sulzfluh-Decke und mit grosser Wahrscheinlichkeit auch für die Teile der Schamser Decken, die heute noch zwischen Splügen, Tiefenkastral und dem Avers liegen (vergleiche auch Seite 127). Abgesehen davon, dass der Bedarf an notwendigem Kristallin-Untergrund sich weiter reduziert bei Annahme eines ursprünglichen Übereinanderliegens verschiedener Schichtpakete (Gurschus-Kalkberg-Trias als Unterbau der übrigen Schamser Decken und wahrscheinlich auch der Falknis- und Sulzfluh-Serien, denen ja Untertrias durchwegs, Obertrias und Lias bis auf wenige Reste am Falknis, fehlen). Zudem erweist sich die Splügenmulde durch die verschiedenen in ihr auftretenden Kristallin-Züge als eine sehr komplexe Synklinalzone, d. h. der Einschnitt zwischen Tambo und Suretta ist bedeutend tiefer, als es die heute sichtbare Länge von 30 km vermuten lässt. (Vgl. auch GANSSER, 1937). Ich glaube daher, dass R. STAUB's Befürchtung eines Raummangels in der Splügenmulde durchaus unbegründet ist.

Damit scheinen mir aber die Hauptargumente *gegen* eine Beheimatung der Schamser Decken in der Splügenmulde weitgehend *entkräftigt*, während die weiter oben angeführten Gründe *für* eine solche Herleitung nichts an Beweiskraft eingebüsst haben. Dabei erklärt sich meines Erachtens noch ein weiteres Problem: Wie

schon früher namentlich KOPP (1926), aber auch andere und in jüngerer Zeit insbesondere H. JÄCKLI (1941) und W. NABHOLZ (1945) dargestellt haben, gehören die Schiefer der Viamala und des Safientales zum Tomül-Lappen der Adula-Decke. Auf diese Schiefer legen sich nun in den obersten Wänden der Safier Ostseite, am Beverin und in der Gegend des Schyn direkt die Elemente der Schamser Decken, wobei Sedimente der Tambo-Decke bis auf die kläglichen Reste der Brusshorn-

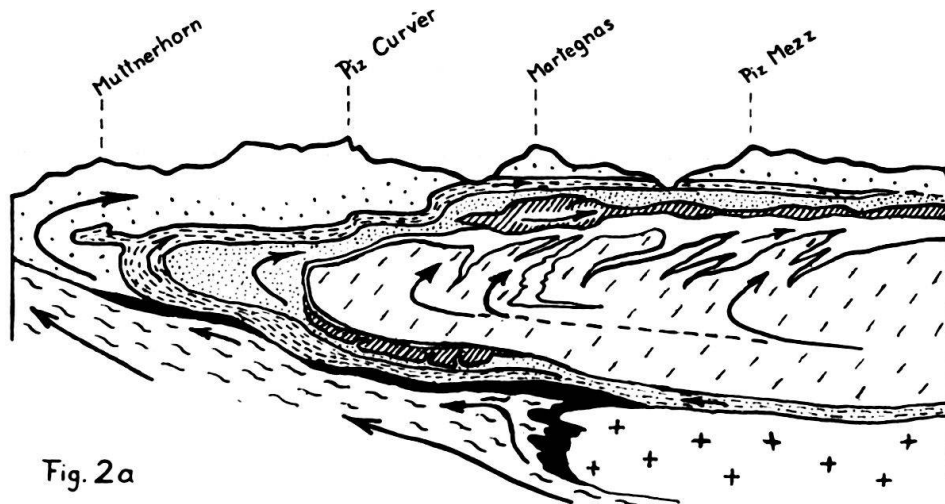


Fig. 2a

Legende

| | | | | |
|---|---|---|---|----|
| 1 | 3 | 5 | 7 | 9 |
| 2 | 4 | 6 | 8 | 10 |

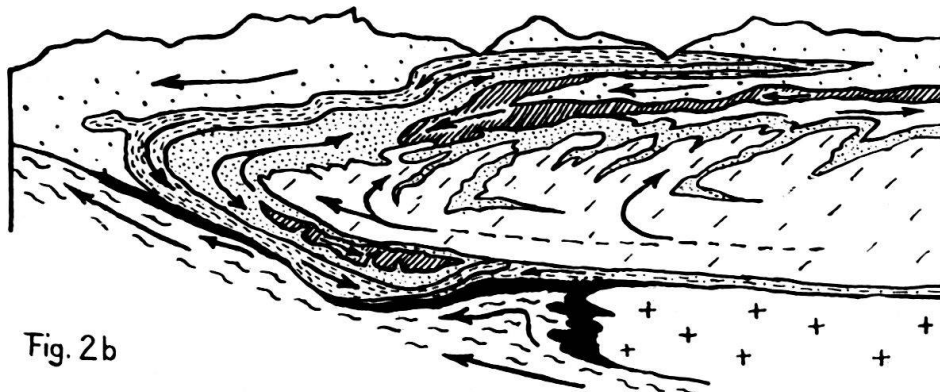


Fig. 2b

Fig. 2. Bewegungsmechanismus der Schamsen Decken (schematisch)

Fig. 2a. nach V. STREIFF 1961 (Schamsen Decken aus der Splügenmulde bezogen);

Fig. 2b gemäss R. STAUB 1958 (Gelbhorn- und Gurschus-Kalkberg-Zonen aus Margna-Decke bezogen);

1 = Mesozoische Hülle der Suretta-Decke; 2 = Suretta-Kristallin; 3 = Die Gelbhorn-Zone umhüllende Schiefermassen (vorwiegend Flysch); 4 = Gelbhorn-Zone; 5 = Tschera-Zone; 6 = Gurschus-Kalkberg-Zone; 7 = Sedimente der Splügenmulde i. Allg.; 8 = Areue-Zone/Bruschhornschuppe, 9 = Tambo-Kristallin; 10 = Schiefer des Tomül-Lappens (Adula-Decke), Jura-Kreide, oberte Partie Flysch.

Schuppe von H. JÄCKLI (1941 und 1944) zu fehlen scheinen. Dieses schwer verständliche Fehlen von Tambo-Sedimenten, namentlich von Jura-Kreide-Gliedern, die doch als Bedeckung der in der Splügenmulde vorhandenen Triaszüge irgendwie aufgefunden werden sollten, erklärt sich nun, eben durch Beziehen der Schamser Decken aus gerade diesem tektonischen Niveau.

Fassen wir nun die oben gewonnenen Erkenntnisse zusammen, so ergibt sich das in Fig. 2a dargestellte Bild, das im Prinzip eine Wiederholung von Fig. 1 ist, nun aber alle Schamser Decken, sowie das Substrat der Tambo- und der obersten Abspaltung der Adula-Decke zeigt. In diesem, mehr oder weniger schematischen, Sammelprofil biegen die Schamser Decken gesamthaft in gross angelegtem Bogen um die Stirn des Rofnafächers, über diesen weit nach Süden zurückstrebend; nur die Elemente der Adula (Tomül-Schiefer und -Flysch) ziehen, relativ wenig gestört, wenn auch stellenweise aufgerichtet und etwas verfaltet, unter und vor diesem Komplex weiter gegen Norden.

Demgegenüber habe ich in Fig. 2b versucht, R. STAUB's Konzeption darzustellen; wenn ich dabei auch sein Profil (Tafel II, 1958) umzeichnen musste, damit es sich mit meinem vergleichen lässt, glaube ich dies doch nicht in Sinn-ändernder Weise getan zu haben, wenigstens was die Bewegungsrichtung der einzelnen Elemente betrifft. Ein Vergleich dieser zwei Profile veranschaulicht, mehr als Worte, wieviel schwieriger, ja direkt unverständlich der Bewegungsmechanismus wird, falls die Schamser Decken oder auch nur Teile derselben von oben, aus der Margna-Decke hergeleitet werden.

4. Verbindung der Schamser Decken mit dem Rätikon

Die fazielle Ähnlichkeit zwischen den Serien des Falknis und der Sulzfluh einerseits und denjenigen der Schamser Decken andererseits ist seit alters bekannt; es sei nur an die schon weiter oben erwähnte Parallelisation der STEINMANN-Schüler WELTER (1909) und MEYER (1909) erinnert. Es ist dabei von Interesse, dass MEYER die Marmor- (= Tschera-) Zone des Ost-Schams mit der «südlichen Zone der Klippendecke (mit Sulzfluh-Kalk)», die Gelbhorn-Zone dieser Gegend mit der «nördlichen Zone der Klippendecke (mit Falknisbreccie)» parallelisiert. Da aber im Rätikon die Sulzfluh-Decke deutlich über der Falknis-Decke liegt, ist eine solche Korrelation nur durch Umkehr der Deckenfolge, nämlich durch die von uns befürwortete Rückfaltung, verständlich.

Auch die von der Zürcher Schule in den spätern 30er Jahren durchgeführte Neuuntersuchung des Schams hat sich zur stratigraphischen Gliederung der Schamser-Serien weitgehend auf lithologische Vergleiche mit den Schichtserien des Rätikon gestützt. Dabei war es in erster Linie unser Lehrer, R. STAUB, der uns auf viele Analogien aufmerksam machte. Die diesjährigen Begehungen im Falknisgebiet und am Gürgaletsch haben mir erneut die (teilweise frappante) Übereinstimmung dieser Klippenserien mit den Jura-Kreide-Serien des Schams, insbesondere der Tschera-Zone und der jüngeren Gelbhorn-Serie (Nivaigl-Serie s. l.) vor Augen geführt, worauf wir im Detail später zurückkommen werden (siehe Seite 111 sowie 120).

Diese engen faziellen Beziehungen zwischen Rätikon und Schams werden von R. STAUB auch in seiner umfassenden jüngsten Arbeit (1958) entsprechend ge-

würdigt und die Möglichkeiten einer direkten Verbindung eingehend diskutiert. Dass er aber diese Verbindung nicht findet, liegt meines Erachtens darin begründet, dass R. STAUB die gewaltige, im vorhergehenden Kapitel dargelegte, Rückfaltung der Schamser Elemente als ungesichert, ja sogar als unmöglich «... weil über das wirklich bekannte Mass hinausgehend...» ansieht (1958, p. 103). Durch diese prinzipielle Ablehnung der grossen Rückfaltung ist er aber gezwungen, eine weniger drastische, kürzere Lösung zu suchen. So versucht er, als einzigen gangbaren Ausweg, eine direkte Verbindung von den *frontalen* Teilen der Gelbhorn-Zone (oder Nivaigl-Serie) hinauf in die letzten (südlichsten) sichern Elemente der Klippendecken des Rätikon zu finden. Nun liegen aber die erwähnten Schamser Elemente, in einem Fenster zwischen Tiefenkastel und Solis aufgeschlossen, eindeutig *unter* den Flyschmassen des Lenzer Gebietes. Die Klippen-Elemente, vom Gürgaletsch bis in den westlichen Rätikon hinaus, befinden sich dagegen ebenso sicher *über* diesen Flyschmassen. R. STAUB ist daher gezwungen, eine hypothetische Verbindung *quer hinauf durch diesen Flysch* zu suchen, um die Schamser Serien in das höhere tektonische Niveau zu bringen. Dass aber eine solche Verbindung, oder auch nur eine tektonische Narbe, etwa in der Gegend des Heidbach oder von Vazerol, unauffindbar ist, weil nicht existierend, darin gehe ich mit R. STAUB völlig einig. Nach unserer Auffassung ist eine solche Verbindung hier auch gar nicht möglich. Denn die Gelbhorn-Serien, die im Fenster nordwestlich Tiefenkastel (Alvaschein) erscheinen, sind ja nichts anderes als die frontale Digitation dieser Decke, entsprechend der etwas vorgeschleppten Deckfalte, die wir bereits bei Nasch im Ostschams oder am Piz Beverin erkannt haben (vgl. Fig. 1 und 2). Diese Alvascheiner-Falten des Fensters liegen damit etwas nördlich der eigentlichen Deckenumbiegung des Reischenbaches. Die Umbiegung selbst wäre im Julia-Querschnitt, unter den Flyschmassen verborgen, südlich Tiefenkastel zu suchen. Nun haben wir aber in den Hängen des Ost-Schams mit aller Deutlichkeit gesehen, dass von dieser Umbiegung im Reischenbach die Gelbhorn-Zone, in verkehrter Lagerung, *unter* den Flyschmassen liegend, weit nach Süden zurückgekämmt ist, bis mindestens unter den Piz Mezz. Dies entspricht, in den Julia-Querschnitt projiziert, etwa der Gegend von Tinzen (Tinizong). Frühestens dort also könnten wir nach einer Verbindung in ein höheres Niveau suchen. Wir werden später darlegen, dass sich eine solche tatsächlich erst südlich um die gesamte Flyschmasse der Arblatsch-Forbisch-Gruppe herum vollzieht (siehe Seite 106 und Fig. 3). Die nicht existierende kurze Verbindung Tiefenkasteller-Fenster-Heidbach-Parpan ist daher absolut kein Beweis gegen einen Zusammenhang zwischen den Klippen-Elementen des Rätikon und den Schamser Decken.

Damit aber müssen wir uns mit dem Problem der Flyschmassen etwas eingehender befassen. Vom Vilangebiet bei Maienfeld bis in die Gegend der Stätzerhornkette und weiter über den Schyn in die oberste Viamala, liegt die Masse des Prättigau-Flysches tieferen Serien von jurassisch-kretazischen Bündnerschiefern auf. Diese letzteren bauen unter anderem das vordere Prättigau (Klus-Serie), den Sockel der Stätzerhornkette, sowie die Abstürze nördlich der Muttner Höhe und des Beverin auf. Schon BLUMENTHAL (1931) und neuerdings vor allem H. JÄCKLI (1941 und 1944), sowie NABHOLZ (1945) haben nachgewiesen, dass im Abschnitt zwischen dem Safiental und der Stätzerhornkette diese ältere Bündnerschiefer-

Serie, sowie der unmittelbar aufruhende Flysch, dem Tomül-Lappen der Adula-Decke entstammt. Welcher Anteil des gesamten Prättigau-Flysches dieser Einheit angehört, lässt sich indessen nicht mit Sicherheit feststellen. Jedenfalls dürfte feststehen, dass nicht die Gesamtmasse des Prättigau-Flysches dem Tomül-Lappen zugeordnet werden kann, sondern sich daran noch Elemente tektonisch höherer Provenienz beteiligen. Dies gilt namentlich für den Flysch, der die Bergkämme des Ost-Schams aufbaut und von dort in die Gegend von Tiefenkastral-Lenz, aber auch ins Oberhalbstein streicht.

Schon 1939 habe ich angedeutet, dass es sich anscheinend bei dem basalen Teil des Schamser Flysches um Gelbhorn-Flysch handle, da einige Profile, speziell in der Gegend von Tiefenkastral, einen normalstratigraphischen Kontakt zwischen dem Gelbhorn-Lias und den darüberliegenden Flyschschiefern vermuten liessen. Andererseits wurde, in Übereinstimmung mit CADISCH (1919) und ORT (1925), die wenig höher liegende *Nivaigl-Serie* als mesozoische Basis (Oberjura-Kreide) der Hauptmasse des Lenzer Flysches betrachtet. H. JÄCKLI (1941) hat diesen Zusammenhängen eine andere Deutung gegeben. Er fand vor und unter der Gelbhorn-Stirn des West-Schams, namentlich am Piz Beverin, wiederum einen Übergang von den Liaskalken der Gelbhorn-Zone in flyschartige Schiefer, die ihrerseits in eine hauptsächlich durch Hyänenmarmor und Quarzit charakterisierte Serie (seine Obrist-Zone) überleiten. Die letztere, die am Hauptgipfel des Piz Beverin in einer engen Falte umbiegt (siehe Fig. 11 in R. STAUB, 1958; Tafel I, Profil a, der vorliegenden Arbeit), geht nach oben über in Flyschgesteine. JÄCKLI deutet nun diese Folge, z. T. in Anlehnung an die Stratigraphie der Tschera-Zone, folgendermassen:

| | | |
|--------------------------------------------|--------------------------------------|-----------------|
| Sandig-tonige Flyschschiefer | = oberste Kreide (+ ev. Alttertiär?) | } Gelbhorn-Zone |
| | = eigentl. Flysch der Gelbhorn-Zone | |
| Hellgraue Kalke } Quarzite } | = untere und mittlere Kreide | |
| Hyänenmarmor | = Malm | |
| Flyschartige Tonschiefer und Sandsteine | = Dogger | |
| Kalkschiefer } Plattige Kalke } | = Lias (fossilführend) | |

Es läge somit *eine durchgehende Folge von Lias über Dogger, Malm und Kreide bis in den Flysch* vor.

Diese Serie des Piz Beverin entspricht in jeder Beziehung derjenigen des Muttnerhorns im Ost-Schams, von wo andererseits eine direkte und lückelose Verbindung nach Tiefenkastral besteht. (Der Beweis für diese Parallelisation wird auf Seite 98/99 erbracht). Dabei ist JÄCKLI's Obrist-Zone das Äquivalent der Nivaigl-Serie. Die bei Tiefenkastral zwischen dem Gelbhorn-Lias und der Nivaigl-Serie liegenden «Flyschschiefer» würden also ebenfalls den Dogger vertreten. Tatsächlich hat ROTHPLETZ (1895) in dieser Serie an der Tiefenkastraler Bahnhofstrasse Belemniten gefunden.

Ich habe im Juni 1961 die Verhältnisse unter diesem Gesichtspunkt erneut studiert. Der Ausbau der Strasse Tiefenkaſtel-Müſtail hat, direkt weſtlich der Tiefenkaſteler Bahnüberführung, einen neuen Aufſchluss geſchaffen, der an Klarheit nichts zu wünſchen übrig läſst. Die grobgebankten, ſichern Liaskalke der Gelbhorn-Zone gehen nach oben in dünnbankigere, etwas ſandige Kalke über, zwiſchen denen ſich einzelne dünne Lagen von ſchwarzem Tonschiefer einſtellen. Die letzteren, ſtellenweiſe ebenfalls ſandig, nehmen gegen oben an Bedeutung zu und es kommt in den folgenden 2 m zu einer Wechsellagerung von Kalken und Tonschiefern. Dann treten die Kalklagen allmählich zurück und es folgt eine vorwiegend tonige Serie mit wenigen kalkigen oder ſandigen Lagen. Es handelt ſich offenkundig um eine *Transition*; die tonige Serie kann deſhalb nicht als Kreide- oder Tertiär-Flyſch aufgefaſst werden, ſondern muſs tatſächlich dem *Dogger* zugewieſen werden. Ich ſchlieſſe mich daher heute der Interpretation meines Freundes H. JÄCKLI vollſtändig an. Dieſe Erkenntnis bedeutet, wie H. JÄCKLI bereits 1941 feſtſtellte (p. 92), eine weſentliche Vereinfachung der Syntheſe der Schamer Elemente; ich möchte heute ſogar behaupten, daſſ dieſe Deutung der eigentliche Schlüssel zum Verſtändnis der Schamer Tektonik geworden iſt.

Seit Jahren waren ſich H. JÄCKLI und ich darüber einig, daſſ die Obrist-Zone des Weſt-Schams ihre Fortſetzung in der Serie des Muttnerhorns (Crom) und in der Nivaigl-Serie von Tiefenkaſtel finden müſſe, doch war es biſher ſchwierig, eine direkte Verbindung nachzuweiſen. Verſchiedene, im Juni 1961 durchgeführte Begehungen im Gebiet Nivaigl-Solis-Muttnerhöhe-Sameſt waren darum ſpeziell dieſem Problem gewidmet. Es hat ſich dabei folgendes Bild ergeben, daſſ unsere Auffaſſung voll beſtätigt (vgl. Tafel I, Profile a-c).

Wie bereits erwähnt und in Profil a dargeſtellt, umſchlieſſt die Obrist-Serie am Piz Beverin die frontale Deckfalte der Gelbhorn-Zone ſ. ſtr.; ihr Liegendſchenkel iſt in den Hängen des Weſt-Schams biſ nach Fardün hinunter nachweiſbar.

Auf der Oſtſeite des Schams haben ſich die Verhältnisse als ganz ähnlich entpuppt (vgl. Tafel I, Profil b). Schon 1939 habe ich zaghaft angedeutet (Tafel V, Profil 8b), daſſ ſich unterhalb der Muttneralp ein Keil von der Basis der Nivaigl-Serie ablöſe und gegen Sameſt hinunter ziehe. Tatſächlich iſt dieſer Keil bedeutend beſſer entwickelt, als damals angenommen. Er läſſt ſich, mit etwa 25 bis 30° gegen Süden einfallend, biſ über die unterſten Häuser von Sameſt verfolgen. Dabei handelt es ſich nicht nur um einen von der Hauptmaſſe detachierten Zug, ſondern die ganze Nivaigl-Serie biegt nördlich der Muttneralp ſcharf um; daſſ Antiklinalſcharnier iſt in der Doggerzone und im anſchlieſſenden Hyänenmarmor klar zu erkennen. Gegen daſſ Val da Bargias verſchwindet dieſer Liegendſchenkel unter Schutt. Er muſs ſich aber (mindeſtens in Linſen) noch weiter gegen Reiſchen hinunter fortſetzen, denn im Druckſtollen Bärenburg-Sils i.D. iſt vor, (d. h. unter) der älteren Gelbhorn-Serie ein grüner Quarzit durchfahren worden, der zweifellos der Nivaigl-Serie angehört. Damit ſind wir im Niveau des Weſt-Schams, von Fardün, angelangt und die Verbindung zur Obrist-Zone iſt vervollſtändigt.

Es iſt übrigens intereſſant, daſſ direkt unter der umbiegenden Nivaigl-Serie, am Wege von Sameſt nach Obermütten, Triasglieder anſtehen. Dieſe wurden von WILHELM (1933) zur Gelbhorn-Zone gerechnet. Sowohl der Dolomit, wie die dunkelbraune geſchichtete Rauhwacke weiſen jedoch von der Gelbhorn-Ausbildung ab

und ich betrachte diese Gesteine daher als Fetzen der Brusghorn-Schuppe JÄCKLI's (1941). Dies ist eine weitere Analogie zwischen der Umbiegung der Muttneralp und derjenigen des Beverin-Gipfels.

Bei Nivaigl sind die Verhältnisse etwas komplizierter, aber sehr ähnlich der Muttneralp. Wir haben bereits erwähnt, dass die Nivaigl-Serie des Muttnerhorns sich direkt mit derjenigen von Tiefenkastral verbindet und zwar über Surcoual, Narglesa und die untere Julia-Schlucht. Die Serie überschreitet die Albula, die Bahnlinie und die Lenzer Strasse wenig östlich Tiefenkastral und lässt sich weiter gegen Nordwesten, bis über Alvaschein hinaus verfolgen, immer zwischen der Dogger-Zone und dem Lenzer Flysch liegend⁴). Nach einem durch Schuttüberdeckung bedingten Unterbruch erscheint sie wieder bei Nivaigl, den mächtigen Felsklotz der Burgruine bildend, um den der Heidbach herumschwingt. Die Kuppe dieses Felsens besteht aus Flyschschiefern (Gelbhorn-Flysch = Lenzer Flysch), die der Nivaigl-Serie normal aufliegen. Bei den obersten Bäumen stellt sich der Hauptkomplex der Nivaigl-Gesteine ein, der die hohe Wand bildet. Im oberen Drittel dieses Komplexes lässt sich ein stark verknetetes Band von dunklen Ton- und Kalkschiefern erkennen. Die Nivaigl-Serie reicht nicht ganz bis an den Südwest-Fuss der Wand hinunter; ihr unterster Teil ist aufgebaut durch schwarze Schiefer und mehrere Züge einer massigen Dolomit-Breccie. Ich gehe mit H. JÄCKLI (1944) einig, dass es sich bei diesen Tonschiefern um den Dogger der Gelbhorn-Zone handelt und dass die auffällige, kompakte Breccie derjenigen von Tiefenkastral entspricht. Dolomitzüge habe ich in diesem Niveau nicht gefunden, nur grosse Dolomit-Blöcke, die ich der Breccie zurechne. Dafür stellt sich weiter unten im Heidbach eine Linse von Gelbhorn-Lias ein und, in seiner Fortsetzung auf der linken Talseite, das schon ZYNDEL (1912) bekannte Gips- und Rauhbacken-Vorkommen. Unter dieser Gesteinsfolge stellt sich aber, entgegen der Auffassung von JÄCKLI, nochmals ein Zug der Nivaigl-Serie ein. Dieser bildet die Deckplatte auf der rechten (West-)Seite des Heidbaches, die JÄCKLI (1944) richtig kartiert hat. Der Zug lässt sich über das Heidbach-Tobel zurück verfolgen (unter dem Gipszug) bis zum linksseitigen Felskopf auf 900 ü. M. Er kommt dabei tiefer zu liegen als der Gelbhorn-Lias nordöstlich der Soliser Brücke und fällt eindeutig unter diesen gegen Süden ein. Die Albula-Schlucht erreicht er hingegen nicht; unter der überkippten Gelbhorn-Deckfalte finden sich dort (etwa 150 m nördlich der Soliser Brücke) nur noch zerquetschte Gesteins-Linsen, die ich mit JÄCKLI (1944) als Reste der Brusghorn-Schuppe betrachte. Wichtig an dieser neuen Beobachtung ist, dass sich im Heidbach-Tobel (das an Unzugänglichkeit seinesgleichen sucht) zwei Nivaigl-Züge finden, getrennt durch eine Antiklinalzone von Trias-, Lias- und Doggergesteinen. Ich bin überzeugt, dass es sich dabei um ein eigentliches Antiklinal-Scharnier handelt. Der obere Nivaigl-Zug muss direkt nordwestlich des Heidbaches scharf umbiegen, um – den Antiklinalkern umschliessend – in wenig tieferem Niveau wieder über den Heidbach zurückzustrichen. Leider ist diese Umbiegung wegen Schuttbedeckung nicht sichtbar; sie muss aber angenommen werden, da die Nivaigl-Serie weiter nördlich (gegen Muldain hinauf) nicht mehr vorhanden ist.

⁴) Dabei zieht die Nivaigl-Serie, wenn auch etwas gefältelt, doch relativ sehr ruhig und flach gegen Alvaschein. Der von R. STAUB postulierte Vazerol-Keil existiert nicht, ebensowenig wie derjenige nördlich Nivaigl.

Diese Verhältnisse, die in Tafel I, Profil c dargestellt sind, zeigen in der Tat eine grosse Ähnlichkeit mit der Umbiegung der Muttneralp oder des Piz Beverin, nur ist die ganze Frontal-Digitation der Gelbhorn-Zone im Schyn-Querschnitt noch weiter nach Norden getrieben, stärker verfaltet und laminiert.

Es ist übrigens bemerkenswert, dass am Schyn, wo die Gelbhorn-Digitation am weitesten vorgetrieben ist, auch noch die darunter und davor liegenden Adula-Sedimente mitverfaltet worden sind. Das zeigt sich in der S-förmigen Rückfalte, die das Hauptkonglomerat in der Gegend zwischen Culmet und Stätzerhorn beschreibt (JÄCKLI, 1944). Es wäre dabei erneut zu prüfen, ob es sich bei den Serien im Hangenden dieser Schiefer wirklich nicht um rückgefaltete, ältere Bündnerschiefer handelt, wie das früher von GLASER (1926) und G. SCHUMACHER (1927) schon vermutet wurde, von JÄCKLI aber verneint wird.

Wie schon H. JÄCKLI (1944) betont hat, besteht die Nivaigl-Serie von Nivaigl selbst fast nur aus Hyänenmarmoren. Es stellt sich dabei die Frage, welchem stratigraphischen Horizont diese Gesteine zuzuordnen seien. Ich habe schon früher darauf hingewiesen (1939, p. 117), dass in der Nivaigl-Serie sehr wahrscheinlich Hyänenmarmore verschiedenen Alters vorliegen, nämlich ein unterer, den Malm vertretenden und ein oberer, der als Äquivalent der Couches Rouges der Klippen-Decken aufgefasst werden könnte. (Für die analoge stratigraphische Gliederung der Tschera-Zone vgl. auch Seite 124). Diese Vermutung basierte auf der Beobachtung, dass an verschiedenen Stellen die «oberen Hyänenmarmore» in Flyschgesteine überzugehen schienen. Eine solche Stelle ist gerade der Felskopf von Nivaigl. Wie wir oben schon erwähnt haben, findet sich im obersten Drittel der Hyänenmarmore bereits ein flyschartiges Tonschiefer-Band, dann folgen nochmals etwa 10 m Sericit-Marmor und darüber der eigentliche Lenzer Flysch. Es dürfte sich daher bei diesen Hyänenmarmoren tatsächlich um Couches Rouges handeln.

Es muss übrigens noch erwähnt werden, dass die Nivaigl-Serie der Gegend Tiefenkastel-Nivaigl doch nicht so rudimentär entwickelt ist, wie dies auf den ersten Anblick erscheint. So stellen sich neben banalen grauen Kalkschiefern stellenweise reinweisse Marmore ein; auch ein Band von Gault-Quarzit steht östlich Alvaschein, oberhalb der Strasse nach Tiefenkastel, an. Eigentümlicherweise scheint sich dieses Band in direktem Kontakt mit der Dogger-Zone zu befinden. Damit stellt sich erneut das Problem dieser Dogger-Schiefer und speziell der Tiefenkasteler Breccie. Wie weiter oben beschrieben, handelt es sich bei Nivaigl nicht um einen einzigen Breccienhorizont, sondern um mehrere Einlagerungen. Nun kennen wir wohl vom Piz Beverin Breccienlagen in der Dogger-Zone, aber nie in dem Ausmass von Tiefenkastel-Nivaigl. Könnte es sich bei diesen grobklastischen Bildungen unter Umständen noch um jüngere Horizonte handeln, um Malm und vielleicht sogar Unterkreide, von einem lokalen Schuttfächer geliefert? Es ist dies eine Frage, die nur durch detaillierte Profilaufnahmen und namentlich auch durch Fossilfunde gelöst werden kann. Leider sind die Aufschlussverhältnisse nicht allzu gut und die Serie auch tektonisch gestört. Der Gips-Span, der unter der Breccie bei der Albula-Brücke in Tiefenkastel ansteht, ist ein Anzeichen für solche Komplikationen. Wie schon früher angeführt (1939), lässt sich dieser Span jedoch als durchaus lokale Einspiessung aus dem Liegenden betrachten. Kaum 500 m von dieser Stelle, im Val

Mala, kommt nämlich der Gelbhorn-Gips durch lokales Aussetzen der hangenden Serie (Dolomit-Liaskalk) in direkten Kontakt mit der Dogger-Zone.

Als letztes Problem der Tiefenkaßler Gegend seien noch die Schiefer erwähnt, die im Fenster zwischen der Solisbrücke und Tiefenkaßel durch die Albula angeschnitten werden, d. h. die eigentlichen «Schyn-Schiefer». Ihrer Lage unter der Gelbhorn-Zone entsprechend, habe ich sie als Flysch des Tomül-Lappens aufgefasst, der nördlich der Soliser-Brücke unter diese Einheit eintaucht. Nun zeigen aber einige Profile in der Schynschlucht ähnliche Verhältnisse, wie wir sie von der Strassenabzweigung Tiefenkaßel-Müstail beschrieben haben, d. h. es scheint stellenweise ein Übergang vom verkehrt gelagerten, mächtig ausgebildeten Liaskalk in die darunter liegenden Schiefer zu bestehen. Es scheint mir daher heute wahrscheinlich, dass ein Teil der «Schynschiefer» – möglicherweise sogar ein wesentlicher – als Dogger der Gelbhorn-Zone angesprochen werden muss. Eine Abtrennung dieser Gesteine gegen den tieferen Tomül-Flysch kann aber nur mit Hilfe von Fossilien durchgeführt werden, oder wenn sich deckentrennende Elemente, z. B. Gesteine der Nivaigl-Serie oder der Brusghorn-Schuppe zwischen den beiden Serien finden lassen. Auf der Profilskizze (Tafel I, Profil c) sowie auf der tektonischen Karte (Tafel IV) ist daher die Gesamtheit der Schynschiefer als Tomül-Flysch aufgefasst worden.

Kehren wir nun wieder in den Rätikon zurück, um die Elemente im Hangenden des Prättigau-Flysches gegen Süden zu verfolgen. Vom westlichen Eckpfeiler des Falknis bei Ragaz ziehen die Klippen-Elemente der Falknis- und der Sulzfluh-Decke über die Berge der Prättigau-Nordseite bis Klosters, wo sie auf die südliche Talseite hinüber streichen. Nördlich der Casanna und der Weissfluh durchziehend, überqueren sie die Plessur südlich Langwies, um in die Berge nordöstlich Parpan (Gürgaletsch) zu gelangen. Dabei findet sich das Teilelement der Falknis-Decke durchwegs direkt über dem Prättigau-Flysch und im Liegenden der Sulzfluh-Decke. Auf diese letztere legt sich, praktisch lückenlos verfolgbar, eine höhere Serie, die in erster Linie charakterisiert ist durch das Auftreten von Ophioliten und Radiolariten. Diese Einheit, die zweifellos der Serie der Iberger Klippen und möglicherweise der Simmendecke der Westschweiz entspricht, gewinnt in der Gegend von Davos und Arosa beträchtlich an Bedeutung. Dafür verdünnt sich die Sulzfluh-Decke und findet sich südlich des Aroser Querschnittes nur noch in Relikten, während die liegende Falknis-Decke, nach einem letzten Anschwellen im Gürgaletsch, auf der Höhe von Parpan ebenfalls auszusetzen scheint.

Die Stellung der Radiolarit- und Ophiolit-führenden Aroser Schuppenzone hat schon mancherlei Deutung erfahren. Die meisten früheren Bearbeiter dieses Gebietes haben diese Zone (STEINMANN'S «Rhätische Decke») direkt von der oberpenninischen Platta-Decke abgeleitet. Auch R. STAUB hat diesen Standpunkt bis in die 30er Jahre vertreten. Da aber die liegenden Elemente der Falknis- und Sulzfluh-Decke als ostalpine Einheiten angesprochen wurden, musste eine grossangelegte Deckenverschuppung angenommen werden, die diese Elemente in ihre anormale Lage unter die Platta-Decke gebracht hätte, ein Phänomen, das sich weit über den lokalen Rahmen hinaus bis in die Zentral-, eventuell sogar bis in die Westschweiz ausgewirkt hätte. Diese Schwierigkeit führte dann R. STAUB dazu, die Aroser Schuppenzone mitsamt ihren beträchtlichen Ophiolitmassen ins Mittelostalpin zu stellen. Allerdings stiess sich diese Interpretation an der Tatsache, dass aus

dem ganzen ostalpinen Faziesgebiet Graubündens keine Ophiolite bekannt waren. R. STAUB hat denn auch diesen Standpunkt wieder aufgegeben und korreliert in seiner jüngsten Arbeit (1958) diese Ophiolit-Einheit wieder, durchaus im alten Sinne, mit der Platta-Decke. Ich gehe mit seiner Auffassung, die mir seit jeher die einzig mögliche erschien, völlig einig. Nach dieser revidierten Interpretation wird die Obere Curvèr-Serie auch wieder als direkt zur Platta-Decke gehörig betrachtet, als eigentliches Verbindungsglied zwischen der Aroser Gegend und der Platta-Decke des Oberhalbstein, was mit meinen früheren Resultaten (1939) durchaus übereinstimmt. Ein Vergleich meiner Beschreibungen der Curvèr-Gegend mit derjenigen GRUNAU'S (1947) aus der Umgebung von Arosa, lässt die Analogie übrigens klar erkennen.

Mit der Korrelation Aroser-Zone – Piz Curvèr – Platta-Decke des Oberhalbsteins zwingt sich aber erneut die Notwendigkeit einer Deckenverschuppung auf, da ja die Klippen-Elemente des Rätikon eindeutig unter, die unterostalpinen Einheiten des Oberhalbstein und südöstlich davon, ebenso sicher über der Platta-Decke liegen. Dass stellenweise Einspiessungen oder lokale Verschuppungen an der Basis der mittel- und oberostalpinen Schubmassen vorkommen, ist nicht abzustreiten. Aber eine so weitreichende und konsequente Deckenverschuppung, die nicht nur vom Oberhalbstein bis in den westlichen Rätikon, sondern darüber hinaus bis mindestens in die Zentralschweiz reichen würde, ist doch wohl mechanisch überaus schwer verständlich und sicher nicht leichter vorstellbar als die von uns befürwortete Rückfaltung von etwa 25 km.

Sehen wir aber immerhin nach, ob sich irgendwo ein Anzeichen für eine so gewaltige Durchspiessung finden lässt. Der weitaus wahrscheinlichste Ort wäre wohl die Gegend der Motta Palousa südöstlich Tiefenkaasel, an deren Nordwestseite die letzten (südlichsten) Klippen-Elemente feststellbar sind, während die nördlichsten unzweifelhaft unterostalpinen Elemente südlich dieses Berges über der Platta-Decke auskeilen. Auf der neuesten, detaillierten Karte von R. STAUB (1958, Tafel I) suchen wir aber vergeblich nach solch einem Phänomen. Und auch wenn wir uns eine Durchscherung in diesem schlecht aufgeschlossenen Gebiet noch vorstellen könnten, so können die Serien nördlich und südlich der Motta Palousa faziell doch kaum ernstlich miteinander verglichen werden. Noch im Raum Arosa-Parpan sind die charakteristischsten Gesteine der massive Malmkalk der Sulzfluh-Decke, der ebenfalls kalkige Malm, die polygenen Breccien und die Gaultquarzite der Falknis-Decke, also Sedimente, die sich in derselben Ausbildung wieder in den Schamser Decken finden. Demgegenüber weisen die unterostalpinen Elemente im Oberhalbstein eine wesentlich abweichende Schichtfolge auf. So fehlen die Gaultquarzite durchwegs und der Malm ist in erster Linie charakterisiert durch das Auftreten von Radiolariten. Man muss nur die gewaltigen Massen von Radiolarit und Aptychenkalk beidseits des Val d'Err (zwischen Pizza Grossa und Carungas) oder auch nur die gleichartigen Gesteine direkt südlich der Motta Palousa betrachten, um einzusehen, dass eine Verbindung dieser Schichtserien mit den Klippen-Elementen nördlich der Motta Palousa überhaupt nicht in Frage kommt.

R. STAUB weist zwar auf gewisse Ähnlichkeiten und Analogien zwischen den Klippen-Serien des Rätikon und ostalpinen Schichtgliedern der Err-Bernina-Decken hin (daneben aber auch auf Gegensätze, 1958). Aber diese Vergleiche sind

vorwiegend aus weiter entfernten unterostalpinen Gebieten bezogen (Zone von Samaden, Sassalbo, Berninapass, Piz Mezzaun etc.) und betreffen in den meisten Fällen einzelne Schichtglieder und kaum je ganze Serien. Nur mit der Tasna-Serie des Unterengadins (um Ardez), scheint eine recht nahe Verwandtschaft zu bestehen, die sich über eine grössere Schichtfolge erstreckt. Ob es sich bei dieser Serie wirklich um eine absolut sichere unterostalpine Einheit handelt – wie STAUB dies ohne den geringsten Zweifel annimmt – wäre wohl erneut zu prüfen, doch ist hier nicht der Platz dafür. Auf jeden Fall aber befindet sich die Tasna-Serie bedeutend weiter östlich. Eine direkte Verbindung mit Klippen-Elementen des Rätikon lässt sich natürlich schon deshalb nicht nachweisen, weil diese Unterengadiner Serie nur in einem Fenster auftritt. Im westlichen Querschnitt des Oberhalbstein–Oberengadin suchen wir aber auch südlich der Motta Palousa vergebens nach irgend einer Verbindung, resp. Durchspiessung; denn von dort bis über den Silsersee liegt die Platta-Decke in geschlossener Platte unter den unterostalpinen Elementen.

Es ist übrigens bemerkenswert, dass auch R. STAUB aus faziellen Gründen nichts gegen eine Verbindung der Klippen-Elemente des Rätikon mit den Schamser Decken hätte, ja eine solche sogar begrüssen würde, schreibt er doch darüber: «Die Klippendecke käme dann, ...in an sich durchaus willkommener Art an den Nordrand der ersten auffälligen Radiolarit-Entwicklung in der Platta-Decke, ja sogar an die Aussenseite der Radiolarit-Gebiete der Margna-Decke (Marmoré) zu liegen... Das wäre allerdings von einem wohlgeordneten stratigraphischen Standpunkt aus ein höchst willkommenes und beachtliches Argument: Die Klippenfazies wäre derart überhaupt und zweifelsfrei durchwegs nördlich der grossen piemontesischen Tröge einzulogieren, wie in den Westalpen auch die Vanoise denselben klar vorgelagert erscheint.» (1958, p. 103)

Zusammenfassend können wir somit feststellen, dass für die hypothetische, aber zur Herleitung der Klippen-Decken aus dem Unterostalpin unerlässliche, Deckenverschuppung keine Anhaltspunkte gefunden werden können, die *tektonische* Beweisführung daher auf schwachen Füßen steht, aber auch die *faziellen* Gründe für eine solche Herleitung alles andere als überzeugend sind. Wir kommen daher zum Schluss, dass eine Verbindung zwischen den Falknis-Sulzfluh-Elementen und den unterostalpinen Decken nicht bestehen muss, ja tatsächlich nicht besteht. Diese Folgerung setzt allerdings voraus, dass wir eine wahrscheinlichere Verbindung der erstgenannten Elemente mit den Schamser Decken aufzeigen können, was im folgenden versucht werden soll.

Während sich ein letzter sicherer Aufschluss von Sulzfluh-Kalk (auf den wir später noch zurückkommen werden, siehe S. 107) noch südlich Surava findet, scheinen in diesem Querschnitt die Gesteine der Falknis-Decke nicht mehr vorhanden zu sein, deren letzte Aufschlüsse wir in der Gegend von Parpan feststellen konnten. Ich glaube aber heute, eine Fortsetzung dieser Schichtserie westlich der Julia gefunden zu haben. Auf S. 102 habe ich darauf hingewiesen, dass nur die höchste Partie des Piz Curvèr (die eigentliche Abdachung gegen Ziteil bildend) als Verbindungsglied zwischen der Aroser Zone und der Platta-Decke angesprochen werden kann. Es ist dabei bemerkenswert, dass diese «Obere Curvèr-Serie», also die Platta-Decke, bei Ziteil direkt von der mittelostalpinen Klippe des Piz Toissa (Aela-Decke) überlagert wird, ohne Zwischenschaltung irgendwelcher Ele-

mente, die an Reste der Klippendecken erinnern könnten. Die Verhältnisse sind damit analog der Gegend um Arosa, wo die Ophiolit-Serien auch direkt unter den mittelostalpinen Elementen der Aroser Dolomiten liegen.

Unter der ophiolitführenden «Oberen Curvèr-Serie» aber, also in einer Lage, die völlig derjenigen der Klippenelemente der Plessur-Region oder des nordwestlichen Rätikon entspricht, findet sich die «Untere Curvèr-Serie», von der oben tektonisch abgetrennt. Im Gegensatz zu dieser letzteren ist diese untere Serie ophiolitfrei. Sie besteht zur Hauptsache aus einer Kalk-Tonschiefer-Folge, aus der einige Schichtglieder besonders herausstechen, so namentlich Züge von «Hyänenmarmor», ferner grüne bis braune Quarzite, graublau Kalke, sowie einzelne Breccienlagen von meist feinbrecciöser Ausbildung. Ich bin heute davon überzeugt, dass diese Serie in der Tat als südwestliche Fortsetzung der Falknis-Decke aufzufassen ist.

R. STAUB (1958, Tafel I) trennt diese untere Serie ebenfalls von der hangenden Einheit (= Platta-Decke) ab, betrachtet sie aber als Flysch-Schuppe. Vermutlich stützt er sich dabei auf die Bemerkungen von W. ZIEGLER (1956), der seine Untersuchungen im Flyschgebiet des Oberhalbstein durch kursorische Begehungen bis ins Curvèr-Gebiet ausdehnte. Es ist dabei anzunehmen, dass sich diese Begehungen ZIEGLER's auf die leichten Aufstiege zum Piz Curvèr beschränkten, hauptsächlich von Ziteil oder aus dem Talkessel von Taspin gegen den Hauptgipfel. Dort stehen in der Tat fast ausschliesslich Flyschgesteine an. Dies ist aber kein Gegenargument, da ja bekanntlich auch in der Falknis-Serie Flysch vorkommt. Wer sich aber die Mühe nimmt, die südlichen Wände des Piz Curvèr oder die Runsen an dessen Westseite zu durchsteigen, wird ohne weiteres feststellen, dass ein grosser Teil dieses Berges von durchaus Flysch-fremden Gesteinen aufgebaut wird, wie dies schon eindeutig aus meinen früheren Untersuchungen hervorgeht (1939, z. B. Fig. 13). In dieser Arbeit wurde auch bereits auf die grosse Ähnlichkeit der oben beschriebenen Gesteine mit den jüngeren Gliedern der Marmor-Zone oder besonders mit der Nivaigl-Serie hingewiesen. Es ist übrigens interessant, dass ORT (1925) seinerzeit die beiden Elemente in seiner «Curvèr-Nivaigl-Serie» vereinigte. Diese Auffassung konnte allerdings – des zwischen diesen beiden Serien liegenden Flyschpaketes wegen – nicht aufrecht erhalten werden und eine plausible Erklärung für diese Repetition in verschiedenen Niveaus konnte damals nicht gefunden werden. Heute präsentieren sich diese Zusammenhänge in einem neuen Licht. Mit der Annahme der HAUG'schen These einer grossen Rückfaltung der Schamser Decken, wird diese Repetition durchaus verständlich und die «Untere Curvèr-Serie» kann demnach tatsächlich als Äquivalent der Nivaigl-Serie aufgefasst werden. Diese streicht, die gross angelegte Rückbiegung der Gelbhorn-Zone mitmachend, unter dem Flysch weit nach Süden zurück, um in höherem Niveau über diesem Flysch wieder gegen Norden zu ziehen und sich über den Curvèr mit der Falknis-Decke des Rätikon zu verbinden. Dank des allgemeinen Achsengefälles gegen Osten, finden wir in dem relativ engen Raum zwischen Beverin und Curvèr die Nivaigl-Serie in drei verschiedenen tektonischen Stockwerken übereinander, nämlich: Am Beverin unter dem Gelbhorn-Lias und *unter* der Surettastirn (Obrist-Zone JÄCKLI's, 1941); im Gebiet von Nivaigl-Tiefenkastel-Muttnerhorn und zurück bis gegen den Piz Mezz *über* der Suretta-Decke, aber unter dem Prättigau-Flysch (= eigentliche Nivaigl-Serie) und schlussendlich am Piz Curvèr *zuoberst*, über diesem Flysch (= Untere Curvèr-Serie).

Im Curvèr-Querschnitt würde allerdings die, zwischen der «Unteren Curvèr-Serie» (= Falknis-Decke) und der «Oberen Curvèr-Serie» (Platta-Decke), zu erwartende Sulzfluh-Decke fehlen oder bisher jedenfalls nicht nachgewiesen sein, vermutlich tektonisch ausgequetscht. Dies ist aber weiter nicht beunruhigend, finden wir doch die gleiche Situation auch westlich von Arosa, wo am Mittaghorn und nördlich davon die Gesteine der Falknis-Decke diejenigen der Aroser Zone direkt unterlagern, ohne Zwischenschaltung von Sulzfluh-Elementen.

Versuchen wir nun zu sehen, ob sich die «Untere Curvèr-Serie» irgendwo weiter verfolgen lässt, um das von uns postulierte, grosse «S» zu vervollständigen. Gegen Norden glaube ich die Fortsetzung dieser Serie und damit ein wichtiges Verbindungsglied zur Falknis-Decke des Parpaner-Gebietes gefunden zu haben, in Form der «Tgavrouls-Serie» von ORT (1925). Diese liegt in analoger Position unter Platta-Ophioliten und dem Sulzfluh-Kalk in den unteren Westhängen der Motta Palousa. ORT hat diese Serie effektiv als zur Falknis-Decke gehörig betrachtet, während ich sie von jeher mit der «Unteren Curvèr-Serie» parallelisiert habe. Nach unserer neuen Erkenntnis bilden diese beiden Auffassungen keinen Gegensatz mehr, sondern decken sich vollständig.

Auch nördlich der Albula, direkt unter der Ruine Belfort, habe ich noch dieselben Gesteine gefunden, zwischen dem Flysch und einer dünnen Lamelle von Platta-Ophioliten liegend.

Gegen Süden hält es zunächst schwer, unter der Platta-Decke eine sichere Fortsetzung der «Untern Curvèr-Serie» zu finden. Daran kann aber vielleicht die Tatsache schuldig sein, dass die Osthänge des Oberhalbstein im allgemeinen recht schlecht aufgeschlossen sind. Nördlich Mühlen stossen wir aber wieder auf Elemente, die sich zwischen der Basis der Platta-Decke und dem Oberhalbsteiner Flysch einschalten. Diese lassen sich, immer in derselben Lage unter den Ophiolit-Massen der Platta-Decke liegend, bis hinüber nach Juf im obern Avers, verfolgen. Sie sind von R. STAUB (1920 und 1928) «Bercla-Schuppen» genannt worden; dieser Autor betrachtet sie als Basisschuppen der eigentlichen Platta-Decke. Es ist aber darauf hinzuweisen, dass diese Gesteinsserie, stark tektonisiert, deutlich unter der Hauptüberschiebung der Ophiolitmassen der Platta-Decke liegt und selbst frei von Ophioliten ist. Auch faziel lässt sich diese Serie, die im wesentlichen aus einer Folge von Ton- und Kalkschiefern besteht, nicht leicht mit den Sedimentzügen der Platta-Decke vergleichen, so fällt namentlich das Fehlen von Radiolariten auf. Ich habe diese Serie früher schon, und zwar in vollem Einverständnis mit R. STAUB, mit der «Untern Curvèr-Serie» verglichen (1939, p. 151). W. ZIEGLER, der die Bercla-Serie um 1955 neu untersucht hat, schlägt sie wohl mit R. STAUB noch zur Platta-Decke, weist aber eindrücklich darauf hin, dass eine bemerkenswerte Ähnlichkeit dieser Gesteine mit der Dogger-Zone des nördlichen Schams und der Nivaigl-Serie bestehe und bemerkt dazu, dass auch STAUB diese Deutung als Dogger und «Hyänenmarmor» (Malm) für durchaus wahrscheinlich halte (1956, p. 67).

Diese Bercla-Schuppen finden sich demnach nicht nur in derselben tektonischen Lage zwischen der hangenden Platta-Decke und dem liegenden Oberhalbsteiner (= Prättigauer) Flysch, sondern weisen dieselbe Nivaigl-artige Ausbildung auf wie die «Untere Curvèr-Serie». Bezeichnenderweise lassen sich diese Schuppen von Juf auch nicht mehr weiter unter der Platta-Decke gegen Süden verfolgen, sondern

setzen dort aus. Knappe 3 km südlich dieses letzten Bercla-Aufschlusses keilt aber auch der darunter liegende Flyschzug vollständig aus.

Unter diesem Flyschband haben wir nun die Dogger-Zone und – wenn auch stellenweise ausgedünnt oder ganz aussetzend – die diese überlagernde Nivaigl-Serie bis gegen den Piz Mezz verfolgt. R. STAUB (1958, p. 106) erwähnt Nivaigl-Gesteine noch vom Rücken der Weissberg-Zone, wo er sie bis unter das Jupperhorn, östlich von Avers-Cresta kartiert. Das ist etwa 5 km nördlich des letzten (südlichsten) Flyschaufschlusses.

Damit haben wir uns dem Südende des auskeilenden Oberhalbsteiner Flysches sowohl im Hangenden, wie im Liegenden bis auf 3 resp. 5 km genähert, d.h. die Umhüllung dieses Keiles mit Nivaigl-artigen Gesteinen ist, bis auf dieses allerletzte Stück, vollständig. Allerdings finden wir hier nicht, wie am Piz Beverin oder am Muttnernhorn, eine klar erkennbare Umbiegung. Es handelt sich vielmehr um ein scharfes Ausspitzen, mit streckenweisem Abreißen der Umhüllung, also eher um ein «Z», als um ein «S». Jedenfalls aber ist das Prinzip gewahrt: Schamser Elemente lassen sich von hier nicht mehr weiter nach Süden verfolgen⁵⁾, dagegen finden sich Nivaigl-artige Gesteine wieder oberhalb des Keiles, also im oberen Balken des «Z». Sie gelangen damit effektiv vom Liegenden ins Hangende des Oberhalbsteiner Flysches, um unter der Platta-Decke wieder nach Norden zu streichen. Es ist wohl nicht allzu schwer sich vorzustellen, dass sie sich durch die «Untere Curvèr-Serie» mit den Klippen-Elementen des Rätikon, d.h. mit der Falknis-Decke, verbinden. Diese Verhältnisse sind schematisch in Fig. 3 dargestellt.

Es ist allerdings darauf hinzuweisen, dass die Oberhalbsteiner Flyschmasse in Tat und Wahrheit komplexer aufgebaut ist, als in Fig. 3 schematisch dargestellt. Diese Masse ist nämlich in Teillappen aufgeschlitzt durch zwei schmale Züge flyschfremder Gesteine, die sich durch ihre Ophiolit- und Radiolarit-Führung als von der Platta-Decke abstammend erweisen. Der südliche dieser zwei Züge, der Livizung-Zug ist denn auch noch in deutlichem Zusammenhang mit der Platta-Decke, von deren Basis er sich in der Gegend von Rona im Oberhalbstein ablöst, um sich keilartig bis unter den Piz Arblatsch tief in den Flysch einzubohren. Der zweite Zug ist der Martegnas-Zug, der sich in flacherer Lagerung in den Flyschmassen südlich des Piz Curvèr findet und sich – unter diesem Berg westlich und nördlich durchziehend – bis gegen die Julia südlich Tiefenkaasel verfolgen lässt. R. STAUB (1958, Tafel I) nimmt an, dass auch dieser Zug sich direkt mit der Basis der Platta-Decke vereinigt und zwar südlich Surava, eine Verbindung, die zwar möglich, der schlechten Aufschluss-Verhältnisse wegen aber nicht ohne weiteres zu sehen ist (siehe tektonische Karte, Tafel IV). Jedenfalls kann aber kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass sowohl der Livizung-, wie der Martegnas-Zug Elemente der hangenden Platta-Decke sind, die in die Oberhalbsteiner Flyschmassen eingespiesst wurden.

⁵⁾ Unter dem Flyschkeil, praktisch bis an dessen südliches Ende, zieht ein Marmorband (vermutlich Trias), das gegen Norden direkt mit dem Inneren Weissberg (STAUB's «Oberem Weissberg-Komplex», 1958) zusammenhängt. R. STAUB verbindet neuerdings diesen Zug mit dem Turba-Kalk, obschon der letztere – zwischen zwei Ophiolitplatten der Suretta-Decke liegend – bisher als Suretta-Mesozoikum (Malm-Kreide) betrachtet wurde. Eine Verbindung ist wegen starker Schuttbedeckung im Talkessel hinter Juf nicht nachweisbar; ich halte eine solche daher (auch aus Gründen des vermutlichen Alters-Unterschiedes) als nicht zutreffend.

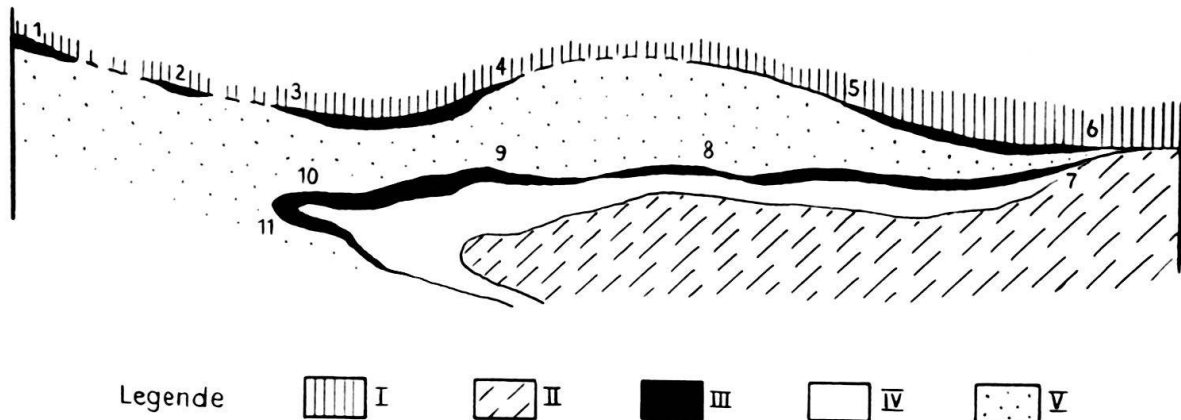


Fig. 3. Die Verbindung der Nivaigl-Serie mit der Falknis-Decke, ca. 1:200 000, schematisch

- I = Platta-Decke;
 II = Suretta-Decke;
 III = Nivaigl-Serie und Nivaigl-artige Schichtfolgen, die Verbindung zur Falknis-Decke herstellend, nämlich
 1 = südlichste sichere Falknis-Elemente bei Parpan (Gürgaletsch),
 2 = Tgavrouls-Serie,
 3-4 = Untere Curvèr-Serie,
 5-6 = Bercla-Schuppen,
 7-8 = Nivaigl-Gesteine zwischen Jupperhorn und Pizz Mezz.,
 9-10 = Muttnerhorn-Nivaigl,
 11 = Obrist-Zone;
 IV = Übrige Elemente der Schamser-Decken;
 V = Oberhalbsteiner (= Prättigau-)Flysch, südlich Juf (zwischen 6 und 7) ausspitzend, das südliche Scharnier des grossen «Z» bildend.

Dass diese Verschuppungen das im Prinzip einfache Schema zwischen den Bercla-Schuppen im Süden und der Gegend von Surava im Norden komplizieren, teilweise sogar verwischen, ist wohl klar. Es wäre aber anzunehmen, dass trotz dieser Komplikationen gerade an der Basis dieser eingespiessten Platta-Keile sich noch gewisse Überreste von Klippen-Elementen auffinden würden. Es ist deshalb nachzuprüfen, ob sich keine solchen Anzeichen feststellen lassen.

Schon Seite 103 wurde der letzte sichere Aufschluss von Sulzfluh-Kalk erwähnt, der in den untern Hängen der Motta Palousa Westseite, südlich Surava, ansteht. Dieser Kalkmarmor befindet sich, als etwa 1,5 km lange, ziemlich mächtige Linse unter Serpentin der Platta-Decke. Der letztere lässt sich über Tgiant-Ladrung weiter gegen die Julia und damit gegen den Piz Curvèr verfolgen. Im östlichen Abschnitt, in Richtung Surava, stellt sich unter dem Sulzfluh-Marmor nochmals ein Serpentin-Span ein; diese beiden Elemente sind also schwach miteinander verschuppt, wobei der Sulzfluh-Kalk den Kalkkeilen vergleichbar ist, die am Aroser Weisshorn in die Aroser Schuppenzone eingespiesst erscheinen. Der liegende Serpentin-Span setzt aber gegen Westen aus, so dass der Marmor direkt zerquetschten Hyänenmarmoren aufzuliegen kommt, die ich der Falknis-Decke zurechne.

Westlich der Julia, auf der Stürviser Alp, findet sich wieder ein grösserer Komplex von Marmor, nun aber im tektonisch tieferen Niveau des Martegnas-Zuges. Ich habe diesen Marmor bisher (1939) als Lias der Martegnas-Serie aufgefasst. R. STAUB (1958) glaubt jedoch, dass es sich hier ebenfalls um Sulzfluh-Kalk

handle. Wie schon erwähnt, nimmt er dazu an, dass der Martegnas-Zug wenig südlich Surava von der eigentlichen Platta-Decke abzweige.

Gleiche, wenn auch kleinere Marmor-Vorkommen, sowie Triasglieder und Kristallin, finden sich auch südlich der Stürviser Alp mit den sichern Martegnas-Gesteinen vergesellschaftet, teils wild mit diesen verwalzt, teils über diesen liegend. Ich habe gewisse Teile dieser etwas fremden Schichtfolge früher schon von der eigentlichen Martegnas-Serie abgetrennt und als Basis der «Oberen Flysch-Schuppe» betrachtet. Es könnte sich aber unter Umständen bei verschiedenen dieser Gesteine tatsächlich, – wie Staub dies annimmt – um Klippenschürflinge handeln, d. h. in unserem Sinne, um Elemente der Schamser Decken. Damit würde dann auch die so ausserordentlich an Rofnagneiss erinnernde Beschaffenheit des Kristallins, das den Martegnas-Zug an mehreren Stellen begleitet, im Einklang stehen. Nach dieser Interpretation würde der Marmor der Stürviser Alp, und möglicherweise noch südlichere Vorkommen, eigentliche Verbindungsglieder zwischen dem Sulzfluh-Marmor von Surava und den Malm-Marmoren der Schamser Tschera-Zone.

Ich gehe mit R. STAUB darin einig, dass diese Frage noch einer näheren Prüfung bedarf, was nur durch detaillierte Feldaufnahmen möglich ist, wozu aber bis jetzt die Zeit fehlte. Sollte es sich wirklich bestätigen, dass in diesen Schürflingen Klippen-Elemente vorliegen, so wäre dies ein weiteres, nicht zu unterschätzendes Argument für unsere These: Klippen-Gesteine würden sich damit nicht nur an der Basis der eigentlichen Platta-Decke, bis nach Juf, finden; sondern würden in Relikten auch noch die von dieser Decke abgespaltenen Züge begleiten.

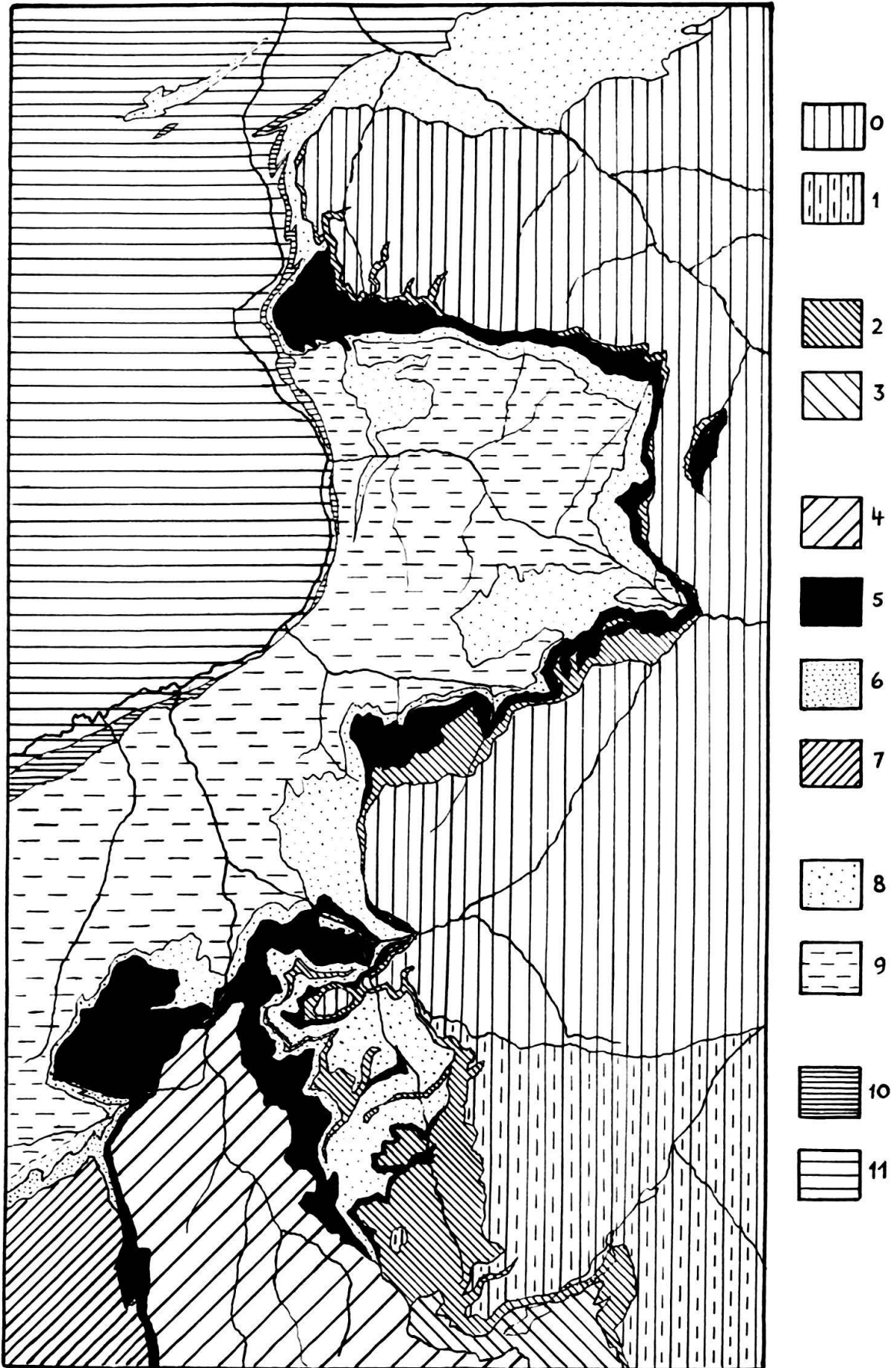
Auf der tektonischen Karte 1:500000, sowie auf dem schematischen Querprofil (Fig. 4 und 5) habe ich diese Späne vorderhand – weil noch nicht abgeklärt – nicht als Schamser Elemente aufgefasst. Hingegen habe ich auf der detaillierten tektoni-

Fig. 4. Tektonische Skizze des Gebietes zwischen Vorarlberg und Oberengadin, 1:500000

Legende:

- 0 = Ober- und mittelostalpine Decken;
- 1 = Unterostalpine Decken;
- 2 = Platta-Decke, Martegnas-, Livizung-, sowie Arosener Ophiolit-Züge;
- 3 = Margna-Decke;
- 4 = Suretta-Decke;
- 5 = Splügenmulde, Schamser Decken, Bercla-Schuppen, untere Curvèr-Serie, Falknis-Sulzfluh-Decken;
- 6 = Areue-Zone;
- 7 = Tambo-Decke;
- 8 = Flysch im Allgemeinen (Triesener und Vorarlberger Flysch, Prättigau-, Lenzer-, Oberhalbsteiner Flysch, sowie Flysch des Muttnerhorns und der Beverin-Gegend);
- 9 = Hauptmasse der Prättigauer Kreideschiefer (mit ihrer Jura-Basis);
- 10 = Ultra-Helvetikum des südlichen Fläscherberges sowie «Bündnerschiefer» des Gotthard;
- 11 = Helvetikum der Glarner Alpen.

Die Figur ist basiert auf Figur 28 von R. STAUB's «Klippendecke und Zentralalpenbau» (1958). Die tektonische Stellung der Schamser Decken ist umgedeutet, diese sind als aus der Splügenmulde stammend aufgefasst. Nach einer grossangelegten Rückfaltung bis ins obere Avers, kehren diese Elemente unter der Platta-Decke gegen Norden zurück, um sich durch die Bercla-Schuppen und die untere Curvèr-Serie mit den Klippendecken (Falknis-Sulzfluh) des Rätikon zu verbinden.



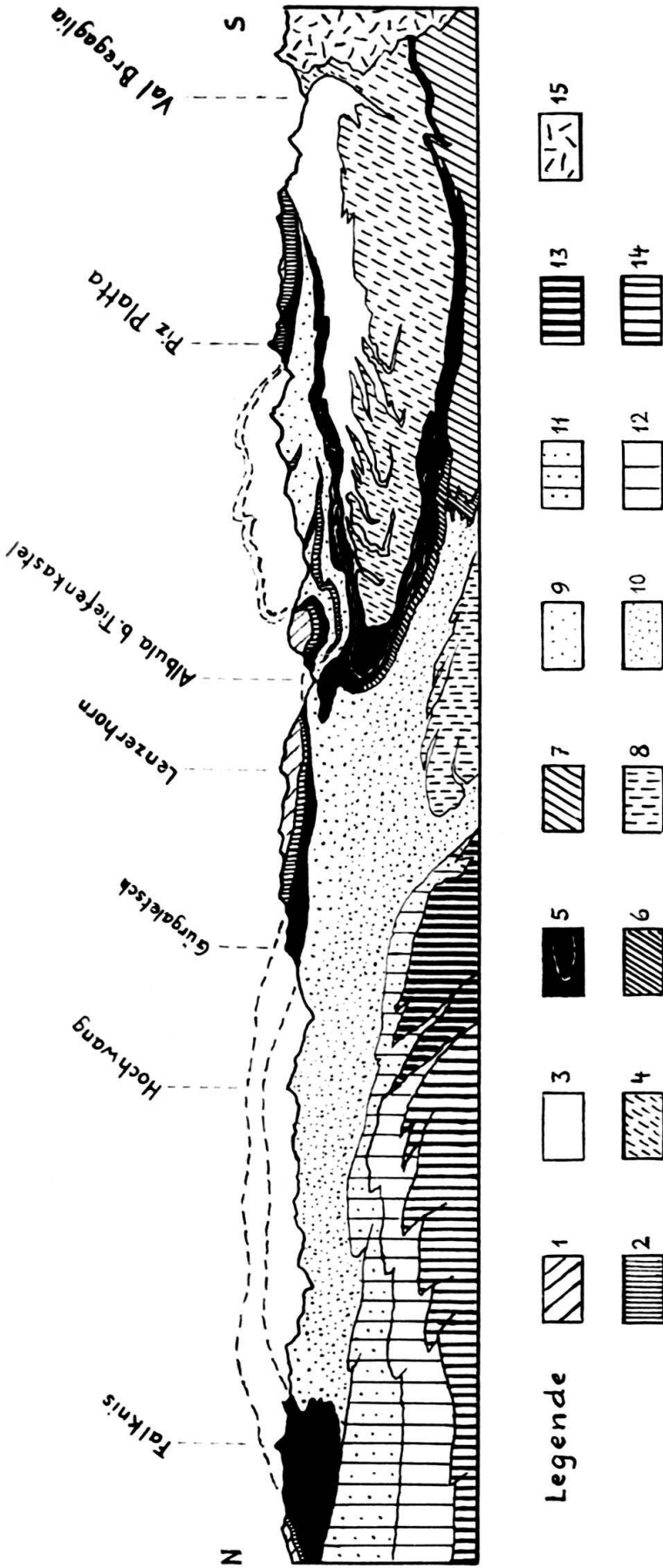


Fig. 5. Schematisches Querprofil durch die Bündneralpen zwischen Falknis und Bergell, 1:500000

- | | |
|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1 = Ostalpine Decken; | 9 = Penninischer Flysch i. allg.: Prättigauer-, Lenzer-, Oberhalbsteiner Flysch (z. T. Gelbhorn-Flysch), sowie Flysch des Tomül-Lappens; |
| 2 = Platta-Decke, Aroser Schuppenzone, Martegnas- und Livizung-Züge; | 10 = Unterpeninisches Mesozoikum: Trias, Jura-Kreide (Bündnerschiefer), z. T. mit Ophioliten; |
| 3 = Sedimente der Suretta-Decke: Trias, Bündnerschiefer und Ophiolite; | 11 = Helvetische u. ultrahelvetische Decken u. Stammgebiet; |
| 4 = Kristallin der Suretta-Decke (Rofna-Masse, Stella-Timun) und Forno-Kristallin; | 12 = Autochthones Helvetikum; |
| 5 = Schamser-Decken (ohne Flysch), Sedimente der Splügenmulde, Klippendecke des Rätikon; | 13 = Gotthard-Massiv, Tavetscher Zwischenmassiv; |
| 6 = Areue-Zone, Brusdghorn-Schuppe (Sedimente der Tambostirn); | 14 = Aarmassiv, autochthones Kristallin; |
| 7 = Kristallin der Tambo-Decke; | 15 = Spätalpiner Intrusionskörper des Bergellermassivs. |
| 8 = Kristallin der Adula-Decke; | |

In Übereinstimmung mit der tektonischen Skizze (Fig. 4) ist die Verbindung der Schamser-Decken mit den Klippendecken des Rätikon um das Südende der Oberhalbsteiner Flyschmassen angenommen, im Gegensatz zu der von R. STAUB gesuchten Lösung, die eine (nicht bestehende) direkte Verbindung in der Gegend von Tiefenkastral voraussetzt. Vgl. R. STAUB «Klippendecke und Zentralalpenbau (1958), Fig. 19, Seite 73).

schen Karte 1:100000 (Tafel IV) den Marmor der Stürviser Alp ausgeschieden und als fraglichen Sulzfluh-Kalk angegeben.

Dass dieses Vorkommen der Stürviser Alp sich im Dach der Martegnas-Ophiolite befindet, darf uns dabei nicht stören; denn die Martegnas-Serie ist derart verwalzt und in sich selber verschuppt, dass lokale Durchspiessungen ohne weiteres verständlich erscheinen.

Eine in den Oberhalbsteiner eingespiesste, zweifellos flyschfremde Serie, möchte ich dagegen mit Sicherheit als Abkömmling einer Schamser Einheit (und damit als Klippen-Element) betrachten, nämlich die schon seit alters bekannte, neuerdings von W. ZIEGLER (1956) im Detail beschriebene Serie von Savognin. Diese zweigt im Val Nandrò vom Dache des Martegnas-Zuges ab und lässt sich über Parseiras bis gegen Savognin verfolgen. Durch ihre Zusammensetzung erweist sich die Schichtfolge als deutlich von der Martegnas-Serie verschieden. R. STAUB trennt diese Einheit ebenfalls vom Martegnas-Zug ab (1958, Tafel I), und verbindet sie gegen Norden mit dem basalen Band der «Unteren Curvèr-Serie». Auch ich betrachte die Serie von Savognin als Falknis-Element und ein Hineinziehen in die «Untere Curvèr-Serie» wäre demnach durchaus im Sinne meiner Auffassung. Wegen starker Schuttbedeckung ist eine direkte Verbindung mit dem Curvèr aber nicht nachzuweisen.

Unsere bisherigen Erkenntnisse sind in den vorstehenden Figuren 4 und 5 zusammengefasst.

Ableitung der Falknis-Serie aus der Gelbhorn-Zone

Abgesehen vom letzten Abschnitt, in dem eine mögliche Verbindung von Sulzfluh-Elementen mit dem Schams erörtert wurde, haben wir bisher unsere Parallelisation der Klippen-Decken mit Schamser Einheiten hauptsächlich auf einen Vergleich der Falknis-Serie mit der Nivaigl-Serie gestützt. Wie schon kurz erwähnt, stösst man sowohl im Falknis wie am Gürgaletsch auf Schritt und Tritt auf Schichtglieder, die ausserordentlich an Nivaigl-Gesteine erinnern. Daneben aber enthält die Falknis-Serie Gesteine, die vollständig aus dem Rahmen der Nivaigl-Serie herausfallen. Es sind dies die vielen Einlagerungen der seit alters bekannten (meist polygenen) Falknis-Breccien, die sich in allen Formationen vom untern Malm bis in den Gault einstellen. Diese grobklastischen Bildungen erinnern aber ihrerseits in starkem Masse an die Vizan-Breccien, die wir ja ebenfalls aus der Gelbhorn-Zone kennen, aber nicht im Verband mit der Nivaigl-Serie. Es stellt sich dabei unmittelbar die Frage, wie dieser scheinbare Widerspruch zu erklären ist. Dazu aber müssen wir uns mit der recht komplexen Innenstruktur der Gelbhorn-Zone etwas näher befassen.

Schon am Anfang von Kapitel 3 haben wir darauf hingewiesen, dass die *Gelbhorn-Zone* eine grosse *Deckfalte* bilde, d.h. dass diese Einheit aus zwei zusammengeklappten Schenkeln bestehe. Mit Ausnahme zweier Lokalitäten, wo noch Kristallin und Reste älterer Trias erhalten sind, wird dabei der Kern dieser Deckfalte durch karnische Rauhwanke, z.T. mit Gips, gebildet. Beidseitig dieses Kernes folgen (in den noch erkennbaren vollständigen Profilen) die typischen Glieder der obern Trias («Rötidolomit» und «Quartenschiefer»), des Rhät und des kalkigen

Lias. Dann aber ändert die Schichtfolge drastisch: Während sich der eine Schenkel (Normalschenkel des West-Schams, Verkehrtchenkel des Ost-Schams), sozusagen ausschliesslich aus der unvermittelt einsetzenden Vizanbreccie aufbaut, ist der Gegenschkel in durchaus anderer Fazies entwickelt. Es folgen dort nämlich (Nivaigl-Serie wie bereits auf Seite 97 beschrieben) zuerst flyschartiger Dogger, dann eine vorwiegend kalkige Malm-Kreide-Folge (aus der die dem Gault zugewiesenen Quarzite herausstechen), gekrönt von Flysch. Auf den ersten Blick scheinen diese zwei so ungleichen Serien wirklich keine gemeinsame Züge aufzuweisen. Bei näherem Betrachten aber fällt auf, dass das Einsetzen der Vizanbreccie zeitlich zusammenfällt mit der orogenen Fazies des Dogger-Flysches des gegenüberliegenden Schenkels, wo sich auch schon Geröll-Einstreuung bemerkbar macht. Ferner ist der mächtige Komplex der Vizanbreccie doch nicht völlig einheitlich: Es stellen sich darin Lagen feindreccioser Kalke, Sandkalke, wenige Schiefer und auch einzelne reine Marmore ein, die unter Umständen gewissen Kalkgliedern des Gegenschenkels (Nivaigl-Serie) entsprechen könnten. Schliesslich folgt ein auffälliger Horizont von plattigen Sandsteinen bis Quarziten, die ich bereits früher (1939 p. 99 und 221) als Äquivalent der Gault-Quarzite betrachtete.

Ein Übergang von der, im gesamten doch sehr grobklastischen, Ausbildung des einen Schenkels in die Fazies des Gegenschenkels, lässt sich im Schams jedoch nicht finden. Sollte nun nach R. STAUB und nach unserer früheren Auffassung die Gelbhorn-Zone von oben unter die Suretta-Decke eingewickelt sein und nicht in die Splügenmulde hineinziehen, so wäre die einstige Frontalumbiegung dieser Deckfalte in der Gegend von Splügen-Sufers zu suchen. Aber irgendwelche Schichtglieder, die von einer Fazies in die andere überleiten würden, finden sich weder dort noch anderswo im West-Schams, wo die beiden Ausbildungen scharf getrennt sind: Hier Vizanbreccie, hier Nivaigl-Serie. Auch im Ost-Schams suchen wir vergeblich nach solchen Übergangsgliedern. Nach unserer Auffassung einer Verbindung der Schamser Einheiten mit den Klippen-Decken des Rätikon sind aber solche Übergangsglieder gar nicht zu erwarten. In diesem Falle stammt ja die Falknis-Decke (= Gelbhorn-Zone) aus der Splügenmulde; die frontale Umbiegung der Gelbhorn-Deckfalte muss sich demnach ursprünglich am äussersten Deckenrand der Falknis-Decke befunden haben, d. h. am Falknis selbst oder noch nördlich davon. Und gerade *am Falknis erkennen wir nun in aller Deutlichkeit die gesuchten Verbindungsglieder*: In den südlicheren Schuppen bedeutende Einstreuungen von grobklastischem Material, noch auffallend an die *Vizanbreccie* erinnernd, gegen Norden allmähliche Abnahme dieses Materials, klar *überleitend in die Fazies der Nivaigl-Serie* (D. TRÜMPY, 1916).

Wohl ist durch spätere Bewegungen, hauptsächlich durch das weite Vorschürfen der frontalen Falknis-Decke vor und unter den ostalpinen Massen, die Natur der Deckfalte im nördlichen Gebiet vollständig verwischt worden und auch auf der Strecke vom Falknis bis nach Juf nicht zu erkennen, da auf dieser Strecke die Serie stark tektonisiert erscheint und meist nur aus verwalzten Elementen besteht. Dass aber eine solche Deckfalte ursprünglich bestanden haben muss, geht aus den, glücklicherweise im Schams noch klar erkennbaren, Verhältnissen wohl deutlich genug hervor. Denken wir uns diese Deckfalte abgewickelt, dann muss der aus der Splügenmulde hervorziehende Verkehrtchenkel (West-Schams) der Gelbhorn-Zone

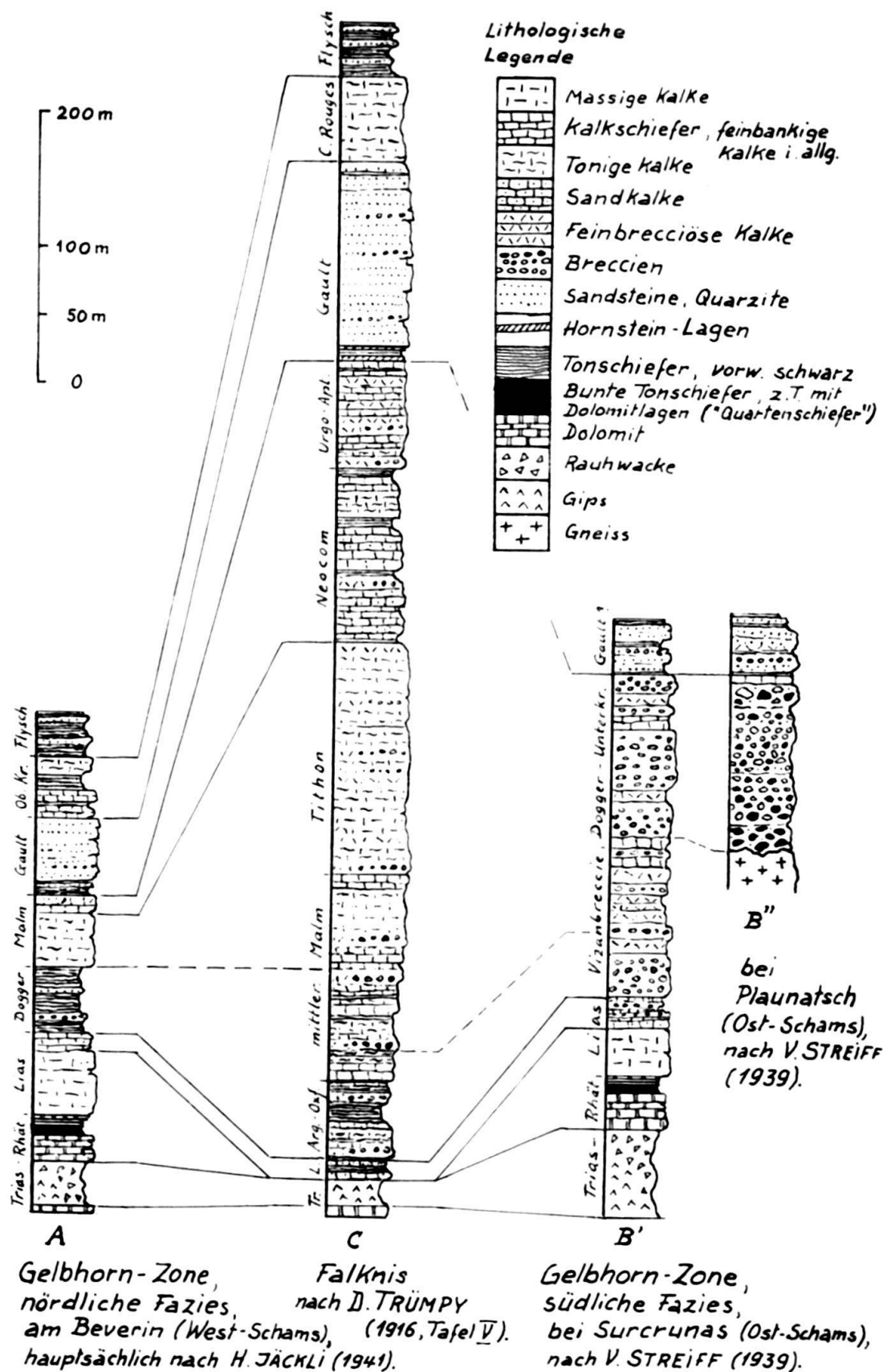


Fig. 6. Vergleich zwischen den Gesteins-Serien des Falknis und der Gelbhorn-Zone (Sammelprofile)

ursprünglich nördlich des Normalschenkels gelegen haben, d.h. die *Nivaigl-Serie* repräsentiert die nördliche, die *Vizanbreccien-Folge* die südliche Fazies der post-liasischen Gelbhorn-Sedimente. Dies stimmt mit den Verhältnissen im *Falknis* (= *intermediäre Fazies*) durchaus überein, haben wir doch dort die klare Einstreuung des grobklastischen Materials aus dem Süden, mit Ausklingen desselben gegen Norden, erkannt.

Das Schema dieser Zusammenhänge in der grossen Gelbhorn-Falknis-Deckfalte ist in Fig. 7 dargestellt, während Fig. 6 einen Vergleich zwischen den Serien der Gelbhorn-Zone und der Falknis-Decke gibt.

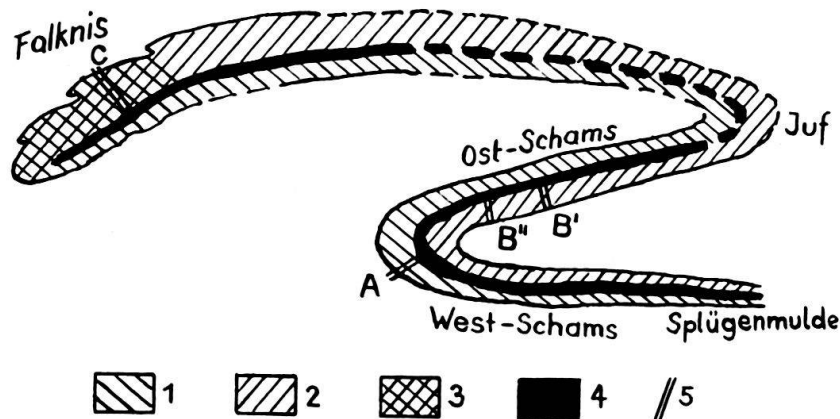


Fig. 7. Schema des fazziellen Zusammenhanges zwischen Falknis- und Gelbhorn-Serien
 1 = Gelbhorn-Zone, nördliche Fazies; 2 = Gelhorn-Zone, südliche Fazies; 3 = Falknis-Serie = intermediäre Fazies; 4 = Trias-Lias-Kern der Gelbhorn-Deckfalte; 5 = Situation der in Fig. 6 dargestellten Profile.

Was in der Gegenüberstellung der Falknis- mit den Gelbhorn-Serien des Schams sofort auffällt, ist der beträchtliche Mächtigkeits-Unterschied: Die Malm-Kreide-Sedimente des Falknis (Profil C) sind im Durchschnitt an die 3–4 mal dicker als die entsprechenden Formationen der Nivaigl-Serie (Profil A) des Schams. Ich glaube aber, dass diese Reduktion der Nivaigl-Folge hauptsächlich tektonisch bedingt ist: Während wir es am Falknis draussen, nahe der Alpenfront, mit normalen Mächtigkeiten zu tun haben, sind die gleichen Serien im zentralen Alpenquerschnitt unter der Masse der darüberliegenden Decken weitgehend ausgedünnt worden. Von dieser Reduktion scheinen in erster Linie die plastischeren Sedimente erfasst worden zu sein, während die resistenteren Glieder, wie z.B. die Gault-Quarzite weniger starke Ausdünnungen aufweisen. Ausserdem finden sich gelegentlich doch noch Stellen (so namentlich am Muttnerhorn bei Crom), wo die Nivaigl-Serie noch in durchaus Falknis-ähnlicher Mächtigkeit erhalten ist. Leider steht mir von dieser Lokalität kein durchgehendes stratigraphisches Profil zur Verfügung, so dass die, von H. JÄCKLI (1941) im Detail aufgenommene, normalstratigraphische aber ausgedünnte Nivaigl-Folge des Piz Beverin herangezogen werden musste.

Auch die Mächtigkeit der Vizanbreccien-Serie (Profil B') beträgt nur etwa ein Drittel der Falknis-Mächtigkeit. Obschon auch hier tektonische Reduktion eine gewisse Rolle spielen mag (angedeutet durch stark ausgewalzte Gerölle in gewissen Breccien-Horizonten), ist in diesem Fall die schwächige Ausbildung wohl grössten-

teils primär, da ja anzunehmen ist, dass auf dieser Schwellenzone Sedimentation mit Erosion abwechselte und es somit nicht zur Ablagerung von allzu mächtigen Serien kam.

Ein weiterer Unterschied zwischen Falknis und Schams besteht im Grad des Metamorphismus: Während die Gesteine im Falknis praktisch frei von jeder Metamorphose sind, erweisen sich die Serien im Schams als deutlich epi-metamorph. Dies wirkt sich in erster Linie in den verschiedenen Kalkgliedern aus, so dass der Grossteil der Malm-Kreide-Kalke des Falknis heute noch klar als zoogene Bildungen erkennbar ist, während in den Schamser Gesteinen die Rekristallisation so weit fortgeschritten ist, dass scheinbar jegliche Spur einstiger Klein-Organismen verwischt ist. Nur in den Karbonatgesteinen der älteren Gelbhorn-Folge (Obertrias-Rhät-Lias) – deren Grundmasse zwar auch weitgehend umkristallisiert ist und keine Anzeichen zoogener Herkunft mehr erkennen lässt – sind stellenweise noch Überreste bestimmbarer Makro-Fossilien erhalten.

Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass diese beiden Phänomene der tektonischen Ausdünnung und Metamorphose Hand in Hand gingen. Nach unserer Auffassung handelt es sich dabei um ein relativ junges Ereignis, das mit der Hauptverfaltung dieser Decken im Zusammenhang stehen muss, d.h. jedenfalls post-kretazisch, dem noch mitgefalteten Alttertiär-Flysch entsprechend sehr wahrscheinlich sogar post-eozänen Alters ist.

Denken wir uns aber diese sekundären Merkmale weg, so ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung zwischen der Folge des Falknis (C) und der Nivaigl-Serie (A), zu der im einzelnen noch folgende Bemerkungen zu machen sind:

Trias- und Lias-Glieder finden sich am Falknis nur noch an der Basis der Gleckhorn-Schuppe; in den übrigen Schuppen des komplizierten Faltengebäudes fehlen diese Gesteine vollständig. Es handelt sich bei diesen älteren Gliedern offensichtlich nur um Relikte, die tektonisch an der Basis der mächtigen Schubmasse mitgeschleppt wurden, während der Hauptanteil dieser Formation weiter hinten, im Schams, zurückblieb. So fehlen am Falknis die «Quartenschiefer», das Rhät und die massigen Unterlias-Kalke der Gelbhorn-Zone. Die einzelnen noch vorhandenen Glieder aber lassen sich sehr gut mit solchen der Gelbhorn-Serie vergleichen. Schon D. TRÜMPY (1916) erwähnt die grosse Ähnlichkeit des Falknis-Dolomites mit «Rötdolomit», wie wir ihn vom Schams kennen; der Gips (der auch in der Gelbhorn-Zone die Rauhwacke begleitet und stellenweise vertritt) ist begleitet von einem grünen Tonschieferband, wie ich dies auch auf Surcrunas feststellte (1939, p. 74), sowie von Quarziten und Dolomitbreccien, durchaus gleich der Gelbhorn-Entwicklung. Wie schon erwähnt, fehlen dann aber (sehr wahrscheinlich tektonisch) die Übergangsglieder («Quartenschiefer» – Rhät), sowie der untere Teil des Lias. Die von D. TRÜMPY (ohne direkten Fossilbeweis) in den Lias gestellte Formation (Tonschiefer, Kalke und Kalkschiefer, einige Sandsteine und Breccien) dürften entweder dem allerobersten Teil des Gelbhorn-Lias entsprechen oder vielleicht bereits dem Dogger, wie dies die ersten Einstreuungen von grobem Detritus vermuten lassen.

Von diesem erwähnten Schichtglied an ist die Übereinstimmung zwischen den Falknis- und den Gelbhorn-Serien ausgezeichnet. So entsprechen die Argovien-Oxford-Schiefer des ersteren (Profil C) wohl zweifellos der Dogger-Zone des West-

Schams (nördliche Fazies, Profil A). Dabei ist es durchaus möglich, dass auch im Falknis diese Formation im Dogger beginnt, während andererseits die Schamser-Serie ganz gut bis in den unteren Malm reichen kann, haben wir doch von jeher den darüberfolgenden «Hyänenmarmor» als obere Malm betrachtet. Es ist übrigens von Interesse, dass diese Gesteine im Falknis seinerzeit von LORENZ als Flysch kartiert wurden, wie dies auch bis vor wenigen Jahren im Schams der Fall war, wo erst H. JÄCKLI (1941) das Jura-Alter dieser flyschartigen Serie erkannte (vgl. auch Seiten 97 bis 99). Im Falknis stellen sich in dieser Formation die ersten beträchtlichen Breccien- und Konglomeratbänke ein, als Übergangsglieder zwischen der massiven und groben Breccienentwicklung der südlichen Gelbhorn-Fazies (Vizanbreccie, Profil B') und den einzelnen, feineren Breccien-Horizonten der nördlichen Fazies (Profil A). Analog den Verhältnissen im Schams handelt es sich dabei um Dolomit-Kalk-Breccien, denen vorerst kristalline Komponenten fehlen (vgl. STREIFF 1939, p. 95–98).

Über dieser Formation folgt nun im Falknis in grosser Mächtigkeit der kalkige Mittel- und Ober-Malm, wobei neben einigen dichten Kalken dünnbankige, oft tonige Kalke vorwiegen. Man kann sich leicht vorstellen, dass diese nach D. TRÜMPY von Seewerkalk kaum zu unterscheidenden Gesteine, im Schams als Hyänenmarmore vorliegen. Untergeordnet kommen aber auch im letzteren Gebiet noch andere, plattige Kalktypen und Tüpfelmarmore vor. Dazu gesellen sich im Falknis wieder bedeutende Breccien-Horizonte, wobei es sich jetzt aber um polygene Bildungen handelt, vollkommen vergleichbar den polygenen Breccien, die in der Vizan-Serie (Profil B') etwa 40 m über der Basis einsetzen. Dieses Einsetzen der Kristallinschüttung ist übrigens im Schams (Vizanbreccie, Profil B') sogleich gefolgt von einer relativen Ruhepause, während der es zur Ablagerung von feinschichtigen und z. T. sogar reinen Kalken kam, die durchaus der Kalk-Entwicklung im Falknis-Malm entsprechen kann. Wie aus D. TRÜMPY's Tafel V (1916) klar hervorgeht, klingen am Falknis die Breccien gegen Norden fast vollständig aus, leiten demnach zur Hyänenmarmor-Ausbildung der nördlichen Gelbhorn-Fazies (Profil A) über, während sie gegen Süden beträchtlich an Bedeutung gewinnen und auch gröber werden, überleitend zur südlichen Gelbhorn-Fazies (Profil B').

Die Unterkreide (Neokom, Urgo-Aptien) ist im Falknis wiederum in kalkiger Fazies ausgebildet, wobei im untern Teil Kieselkalke und mergelige Typen (Fleckenmergel), im oberen zoogene, oft feinschichtige Kalke vorwiegen. Wieder finden sich einzelne Breccienhorizonte, mit noch spärlichen Kristallin-Komponenten im überwiegend sedimentären Anteil. Die Gelbhorn-Gesteine, die dieser Unterkreide entsprechen dürften, sind am Beverin (Profil A) recht kümmerlich vertreten; sie bestehen aus Tüpfelmarmoren, hellen grauen Marmorschiefern und grauen, tonigen Kalkschiefern. Stellenweise finden sich in dieser Serie feinschichtige Kalke, dem Tristel-Horizont vergleichbar. Wie bereits erwähnt, ist diese Serie auf der gegenüberliegenden Talseite des Schams, unterhalb des Muttnerhorns, bedeutend mächtiger entwickelt.

Solange keine Fossilien in der Vizanbreccien-Folge des Schams gefunden werden, bleibt eine detaillierte Korrelation mit dieser südlichen Gelbhorn-Serie problematisch; am wahrscheinlichsten dürfte im Profil B' die direkt unter der Sandstein-

Gruppe (Gault?) liegenden Glieder (auch Kalke und feinschichtige Kalke enthalten) der Unterkreide entsprechen.

Dann folgt in allen 4 Profilen ein überaus typisches Schichtglied von plattigen Sandsteinen und Quarziten (z. T. mit den charakteristischen «Ölquarziten»), Sand- oder Kieselkalken und, untergeordnet, schwarzen Tonschiefern, zu denen sich im Falknis noch dünne Hornsteinbänder gesellen. Stellenweise finden sich auch in dieser Formation noch Breccien-Einstreuungen; die Gerölle sind aber durchwegs klein. Im Falknis ist dieses Schichtglied als Gault datiert worden. Ich zweifle nicht daran, dass es sich auch in der nördlichen Gelbhorn-Fazies (Profil A), die weitgehend der Falknis-Ausbildung (Profil C) entspricht, um Gesteine dieses Alters handelt. Die südliche Fazies (Profile B' und B'') zeigt ebenfalls grosse Anklänge; der Unterschied besteht im wesentlichen nur in der Korngrösse und im Feldspat-Gehalt. In der Vizan-Folge entstehen dabei plattige, oft gneissartige Arkosen und Grauwacken, aus denen aber auch normale Quarzite hervorgehen. Ich habe diese Gesteine schon früher (1939) mit den Gault-Quarziten korreliert. Diese Annahme scheint heute noch mehr gerechtfertigt.

Während sich in der Vizanbreccien-Serie (Profile B' und B'') keine mit Sicherheit jüngeren Gesteine finden, setzen sich die Serien sowohl am Falknis (C), wie in der nördlichen Gelbhorn-Fazies (A) fort. In der ersteren sind es die Couches Rouges, in den letzteren hauptsächlich Gesteine, die wieder an Hyänenmarmor erinnern («Oberer Hyänenmarmor») und wiederum unter dem Muttnernhorn, bei Crom, in grösserer Mächtigkeit anstehen.

Diese Rekurrenz des Hyänenmarmors ist durchaus verständlich, handelt es sich doch erneut um das metamorphe Äquivalent eines Seewerkalk-artigen Gesteins, eben der Couches Rouges. Bei Crom finden sich in diesen Marmoren auch noch deutlich rote Partien (STREIFF 1939, p. 118–120, Fig. 10).

Übrigens ist der Übergang von Couches Rouges in Hyänenmarmor schon im Rätikon feststellbar: Während es sich am Falknis (z. B. Rotspitz) noch um typische, vielfach rote Mergelkalke handelt, sind die entsprechenden Gesteine am Gürgaletsch schon weniger charakteristisch. Zwischen Gürgaletsch und Malakoff finden sich im unteren Teil dieser Formation stärker durchbewegte Partien, die durch ihre Marmorisierung und Bildung von Sericit-Belägen schon ausserordentlich an Hyänenmarmor erinnern.

Sowohl im Falknis (C), wie im Schams (A) geht dieses Glied gegen oben in Flyschgesteine über, womit in beiden Gebieten die Schichtfolge abschliesst.

Wir haben im obigen bei unsern Vergleichen des Falknis mit der südlichen Gelbhorn-Serie hauptsächlich Profil B' herangezogen. Dieses letztere bildet selbst schon einen gewissen Übergang zu den Profilen der eigentlichen Gelbhorn-Schwelle, wie wir sie von Plaunatsch (B'') und Taspin kennen. An diesen Stellen transgrediert die Vizanbreccie mit bedeutender Erosionslücke direkt auf dem Taspinit-Gneiss; es fehlen also dort sicher die älteren Breccien-Horizonte und auch in den höhern Lagen ist eine Gliederung bis zum «Gault»-Niveau nicht möglich.

Andererseits bildet die Entwicklung am Gürgaletsch deutlich ein Zwischenglied zwischen der Falknis-Fazies (C) und derjenigen von Albin-Surcrunas (B'). Schon der Aspekt der Felswände zwischen Gürgaletsch und Malakoff erinnert in auffallender Weise an die Wände ob Albin, die aus Vizanbreccie bestehen. Tatsächlich ist in

den Parpaner Bergen der untere Teil des Malm, mit über 120 m Mächtigkeit, vorwiegend in Breccien-Fazies ausgebildet, wenn sich auch zwischen den Breccienbänken geröllfreie Kalke einstellen. Die Breccien selbst sind von Vizan-Typen nicht zu unterscheiden; ich habe darin am Malakoff einen Kristallinblock von 6 m Kantenlänge gefunden, der den Komponenten der größten Blockbreccien von Bavugls in keiner Weise nachsteht.

Mit diesem detaillierten Vergleich zwischen der Falknisfolge und den zwei Faziesgebieten der Gelbhorn-Zone glaube ich ein *weiteres, überaus eindrückliches und überzeugendes Beweisglied für die Herleitung der Falknis-Serie* – d. h. der Klippendecken – *aus dem Schams und damit aus der Splügenmulde* erbracht zu haben.

Rekapitulieren wir kurz die oben erkannten Zusammenhänge in der Gelbhorn-Falknis-Einheit:

Der ursprüngliche Unterbau (Kristallin-Basis, ältere Trias) fehlt dieser Einheit bis auf wenige Relikte; der Trias-Unterbau ist wahrscheinlich in der Gurschus-Kalkberg-Zone zu suchen, zum kleinen Teil vielleicht auch in der Splügenmulde zurückgeblieben.

Die Obertrias-Lias-Folge ist im Schams weitgehend erhalten; weiter nördlich sind nur mehr Reste dieser Serie vorhanden. Diese Sedimente sind auf der ganzen Breite des Gelbhorn-Falknis-Raumes in gleichbleibender, lagunär-neritischer Fazies ausgebildet.

Vom Dogger an entwickelt sich im südlichen Gelbhorn-Falknis-Raum die ausgeprägte Schwelle von Taspin-Bavugls. Diese liefert grobklastisches Material (zuerst Lias- und Trias-Gerölle, später auch Kristallin) in die nördliche Vortiefe, wo im allgemeinen die Ausbildung von neritischen bis bathyalen Sedimenten (namentlich von Kalken) weitergeht. Dabei kommt es im schwelennahen Gebiet noch zur Einschüttung von beträchtlichen und groben Breccien-Lagen (intermediäre Fazies am Gürgaletsch und Falknis), im nördlichsten Abschnitt aber nur noch zur Einschwemmung von gelegentlichen, meist feinen Breccien.

Abgerollt reihen sich diese jüngern Sedimente des Gelbhorn-Falknis-Raumes wie folgt aneinander, ursprünglich von Süden nach Norden: Nördliche Splügenmulde – Piz Vizan – Taspin-Bavugls (eigentliche Schwellenzone = B'') – Albin-Surcrunas (B') – Val Nandrò-Piz Mezz – Gürgaletsch – südliche, dann nördliche Falknis-Schuppen (C) – Tgavrouls-Serie – Untere Curvèr-Serie – Bercla-Schuppen – Nivaigl-Gesteine vom Weissberg bis Martegnas – Muttnerhorn (Crom) – Nivaigl – Piz Beverin (A) – Brusghorn.

Dass die Gesteine der oben angeführten Lokalitäten ursprünglich bedeutend näher beieinander lagen, heute aber durch Auswalgung und Auseinanderreißen eine viel weitere Verbreitung einnehmen, wurde bereits erwähnt (siehe Seite 93). Damit ist auch die Entstehung der rätselhaften Falknisbreccien, die D. TRÜMPY noch viel Kopfzerbrechen verursachte, leichter zu erklären.

Zum Schluss haben wir uns noch mit der Frage der Herkunft der Falknis-Gerölle zu befassen. Nach D. TRÜMPY (1916, p. 130–135) sind die kristallinen Komponenten ostalpiner Abstammung, während über die Herkunft des sedimentären Materials nichts ausgesagt wird. R. STAUB (1958) zitiert diese ostalpine Provenienz der Gerölle als ein Hauptargument gegen eine Herleitung der Falknis-Decke aus dem Mittel-Penninikum.

Bei den, im Frühsommer 1961 durchgeführten, Begehungen des Falknis-Gebietes und des Gürgaletsch habe ich mein Augenmerk deshalb speziell auf die Gerölle – insbesondere auf die Kristallin-Komponenten – gerichtet. Auch die Gegend des Julier- und des Albula-Passes wurde besucht und Vergleichsmaterial (Julier-Granit) gesammelt. Natürlich fehlte dabei die Zeit für systematische Geröllstudien; auch Dünnschliffe konnten keine angefertigt werden. Immerhin kann ich anhand der gemachten Beobachtungen folgendes feststellen:

Die Sediment-Gerölle lassen sich gut mit den Trias-Lias-Gesteinen der Gelbhorn-Zone – zum kleineren Teil vielleicht auch mit der Gurschus-Kalkberg-Serie – vergleichen. Der sedimentäre Anteil ist also durchaus ähnlich demjenigen der Vizanbreccie.

Der Haupttypus der Kristallingerölle des Falknis ist ein grünes, mittel- bis grobkörniges granitisches Gestein, das D. TRÜMPY mit Julier- oder Albula-Graniten vergleicht. R. STAUB erblickt darin einen wichtigen Unterschied zum Taspinit-Gneiss, der in der Vizanbreccie des Schams den Grossteil des kristallinen Materials ausmacht. Nun weist aber D. TRÜMPY (1916, p. 130) ausdrücklich darauf hin, dass neben massigen Typen im Falknis-Gebiete auch gneissartige Gesteine vorkommen. Andererseits finden sich unter den Taspiniten des Schams stellenweise auch noch massige Typen, die man als «Granite» ansprechen kann, wenn auch die mehr oder weniger flaserigen Gneisse vorwiegen. Der textuelle Unterschied scheint demzufolge nicht unbedingt entscheidend. Es muss allerdings zugegeben werden, dass im allgemeinen die Gerölle am Falknis einen wenig metamorphen, recht frischen Eindruck machen und ihr Aspekt darum vielfach an «Julier-Granit» erinnert. Aber schon am Gürgaletsch ist dieses Charakteristikum weniger auffällig; die Gerölle sind meist schon bedeutend Gneiss-artiger und nähern sich stark den Taspiniten des Schams.

Wir haben früher darauf hingewiesen (siehe Seite 115), dass die Falknis-Sedimente bedeutend weniger metamorph sind, als die entsprechenden Gesteine im Schams und haben dieses Phänomen der spätalpinen Metamorphose zugeschrieben. Es lässt sich wohl unschwer vorstellen, dass diese Metamorphose bei den kristallinen Bestandteilen nicht halt machte, sondern dieselben granitischen Gesteine im Schams heute epi-metamorph, im Falknis aber noch weitgehend unverändert vorliegen.

Leider stehen mir für die Beurteilung der mineralogischen Zusammensetzung keine Dünnschliffe zur Verfügung; ich bin daher auf die makroskopische Beobachtung, sowie auf die Beschreibungen von D. TRÜMPY (1916) angewiesen. Bei den am Julier- und am Albula-Pass gesammelten verschiedenen Granit-Typen fällt folgendes auf: In den frischen, massigen Gesteinen findet sich oft ein rötlicher Feldspat, einige dieser Granite scheinen neben braunem Biotit noch Hornblende zu führen. In den stärker beanspruchten Typen ist die letztere anscheinend in Chlorit umgewandelt.

Demgegenüber fehlen nach D. TRÜMPY (1916, p. 130) im Falknis rote Feldspäte oder sind äusserst selten, während sich die dunklen Bestandteile durchwegs als grüne Biotite erweisen. Dies ist aber gerade das Haupt-Charakteristikum des Schamser Taspinites, bei dem die auffällig hellgrünen Biotite sofort in die Augen stechen.

Dass von diesem Grundtypus abweichende, hellere (aplitische), wie auch dunklere (basischere) Typen vorkommen, gilt sowohl für das Gebiet des Falknis, wie für das Schams.

Neben diesen granitischen Gesteinen erwähnt D. TRÜMPY aus dem Falknis noch besonders einen Diorit, den er mit Bernina-Dioriten vergleicht. Es fällt indessen wieder auf, dass auch dieses Gestein reichlich grünen Biotit enthält. Im Schams kommen untergeordnet ebenfalls quarzarme bis quarzfreie Typen vor, die aber zweifellos in die Sippe der Taspinite gehören. Ob es sich bei diesen Differenziaten um «Falknis-Diorite» handeln könnte, kann ich zur Zeit nicht mit Sicherheit beurteilen. Jedenfalls aber habe ich in den Falknis-Geröllen keinen Diorit gesehen, der an die blaugrauen Banatite des Bernina-Gebietes erinnern würde; auch aus den Beschreibungen D. TRÜMPY's geht eine solche Parallelisation nicht hervor.

Von den übrigen, untergeordnet vorkommenden Kristallin-Komponenten, die D. TRÜMPY aus dem Falknis aufzählt, kenne ich aus der Vizanbreccie des Schams Quarzporphyre und Zweiglimmergneisse, während andere seltenere Gesteine bisher dort nicht nachgewiesen sind.

Es wird nötig sein, die Komponenten der Falknis- und der Vizanbreccien erneut im Detail zu studieren und miteinander zu vergleichen, bevor die Frage der Geröll-Herkunft endgültig entschieden werden kann. Jedenfalls scheint mir heute die ostalpine Provenienz der Falknis-Gerölle fraglich, während andererseits die gemeinsamen Merkmale, die zwischen Falknis- und Vizanbreccie bestehen, durchaus offensichtlich erscheinen.

Ableitung der Sulzfluh-Serie aus der Tschera-Zone

Wir haben in den vorhergehenden Kapiteln nachzuweisen versucht, (ich glaube, dass dieser Versuch – sowohl in tektonischer, wie in fazieller Hinsicht – gelungen ist), dass die Falknis-Decke der Gelbhorn-Zone des Schams entspricht, dass wir es also mit einer Gelbhorn-Falknis-Einheit zu tun haben. Es handelt sich nun darum, im Schams auch noch ein Äquivalent für die zweite Klippendecke, nämlich die Sulzfluh-Decke, zu finden, die im Rätikon über der Falknis-Decke liegt.

In gleicher tektonischer Lage, d. h. über der Gelbhorn-Zone, befindet sich in der vorderen Splügenmulde und im West-Schams die Tschera-Zone, während sie durch die Umkehr der Deckenfolge (Rückstülpung um die Rofnastirn) im Ost-Schams unter die Gelbhorn-Zone zu liegen kommt. In dieser Lage lässt sie sich südlich bis gegen den Starlerapass verfolgen. Tatsächlich ist diese Einheit der Tschera-Zone nicht nur tektonisch, sondern auch faziell das einzige Schamser Element, das für eine Korrelation mit der Sulzfluh-Decke in Frage kommt. Der weisse massige Marmor, der dieser Serie als Leitgestein ihren alten Namen «Marmor-Zone» gegeben hat, wird damit offensichtlich das Äquivalent des Sulzfluh-Malmkalkes, wie seinerzeit schon von MEYER und WELTER (1910) angenommen wurde. Dass bei der durchgreifenden Marmorisierung des Schamser Riffkalkes keine Spuren der im Sulzfluh-Kalk enthaltenen Fauna mehr nachzuweisen sind, kann wohl kaum verwundern. Das Malm-Alter des Schamser Marmors dürfte dennoch ausser Zweifel sein, ebenso der spätalpine Metamorphismus dieser und der andern Sulzfluh-Gesteine im Gebiete des Schams.

Auch hier finden sich wieder Übergangsglieder zwischen dem unmetamorphen Malmkalk des Sulzfluh-Drusenfluh-Gebietes und dem Marmor des Schams. Schon in der Gegend zwischen Klosters und Arosa (Zähnjeffluh, Bühlenbach, Prätschwald) sind gewisse Partien des Kalkes deutlich marmorisiert; auch der ganze Aspekt dieser Kalkwände erinnert schon weitgehend an die Marmor-Abstürze des Ost-Schams. Der Sulzfluh-Marmor südwestlich Surava schliesslich, ist von einem Marmor der Tschera-Zone nicht zu unterscheiden.

Vom Starlerapass um das südliche Ende des grossen «Z» bei Juf herum, bis zum Sulzfluh-Marmor südlich Surava sind bis jetzt keine mit völliger Sicherheit der Sulzfluh-Einheit zuzurechnende Gesteine nachgewiesen, doch kann es sich bei einigen, im Dach des Averser Weissberges auftretenden, Schichtgliedern womöglich um solche Elemente handeln. Und, falls die von R. STAUB vorgeschlagene, auf Seite 107 diskutierte Verbindung des Suraver Marmors mit demjenigen der Stürviser Alp zu Recht besteht – d. h. Scherben von Sulzfluh-Elementen den Martegnas-Keil begleiten sollten – so wäre damit diese Lücke weiter überbrückt.

Stratigraphisch vollständigere Serien der Sulzfluh-Decke liegen jedenfalls erst in nördlicheren Gebieten vor, eigentlich einsetzend in der Gegend des Prätschwaldes, westlich Langwies. Aber auch dort, sowie im nördlichen Rätikon, ist die Schichtfolge ziemlich rudimentär. Während das weitgehende Fehlen von Unter- und Mittelkreide dabei durch eine stratigraphische Schichtlücke bedingt ist, dürfte die starke Reduktion der unter dem Sulzfluh-Kalk liegenden älteren mesozoischen Gesteine hauptsächlich ein tektonisches Phänomen sein. So finden sich neben Spänen von grünem, granitischem Kristallin nur Reste von Triasdolomit; auch Lias und Dogger sind nur von wenigen Stellen bekannt, so aus dem erwähnten Prätschwald und dem Bühlenbach bei Langwies und von der Zähnjeffluh. Faziell lassen sich diese Sedimente ganz gut mit den unter dem Marmor der Tschera-Zone liegenden Schichten vergleichen, die auch im Schams eher rudimentär vertreten sind und den Eindruck erwecken, «... als hätten sie gewissermassen als Walzteppich für die jüngere Sedimentfolge (des Oberjura in erster Linie) gedient.» (STREIFF 1939, p. 54)

In der zitierten Arbeit wurde auch darauf hingewiesen, dass sich diese Vorkommen älterer mesozoischer Gesteine im wesentlichen auf die untersten Schuppen der Tschera-Zone beschränken und den höheren Falten meist völlig fehlen. Es konnte in diesen Aufschlüssen kein durchgehendes stratigraphisches Profil gefunden werden, sondern nur Reste von Trias-Gliedern (Rauhwacke, Dolomit und stellenweise bunte Tonschiefer) und – mit diesen vielfach verschuppt – Ton- und Kalkschiefer, sowie verschiedene Breccien-Horizonte. Diese letzteren Schichten wurden, ihrer Lage unter dem Malm-Marmor entsprechend, als «älterer Jura» bezeichnet. Es steht wohl ausser Zweifel, dass ein grosser Teil dieser Gesteine den Dogger vertritt, vergleichbar der Dogger-Zone der nördlichen Gelbhorn-Fazies oder den «Argovien-Oxford-Schiefeln» des Falknis. Infolge der bereits erwähnten, stark gestörten Lagerung, lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob auch noch Lias mitbeteiligt ist. Jedenfalls fehlen massige Kalke, die sich mit den Liaskalken der Gelbhorn-Zone vergleichen liessen; auch sicheres Rhät ist nicht nachweisbar und die Obertrias ist – wie bereits angetönt – nur rudimentär vorhanden.

Dieses – auf jeden Fall scheinbare – Fehlen der untersten Jura-Glieder lässt sich auf drei mögliche Arten erklären: Entweder ist der Lias in einer klastischen Fazies entwickelt und somit nicht fehlend, aber schwer vom Dogger abzutrennen. Als Liasglieder kämen ⁴¹Känne in erster Linie grobe Breccien (die stellenweise auf Obertrias zu transgredieren scheinen) und sandige Kalkschiefer in Frage. Oder der Dogger transgrediert mit Schichtlücke über die Obertrias, wie in vielen Profilen der südlichen Gelbhorn-Fazies; Rhät-Lias würden also primärstratigraphisch fehlen. Oder drittens, die Rhät-Lias-Folge fehlt tektonisch. Dass beträchtliche tektonische Reduktionen und Verschuppungen in dieser basalen Tschera-Zone vorkommen, wurde bereits festgestellt. Die Rhät-Lias-Gruppe, mit einem wesentlichen Teil der Obertrias, könnte unter Umständen grösstenteils weiter hinten, in der Splügenmulde, zurückgeblieben sein und eine zweite Hauptablösung an der Basis der inkompetenten Dogger-Schiefer stattgefunden haben.

Gewisse Beobachtungen in der Splügenmulde scheinen für diese letztere Lösung zu sprechen. Verfolgen wir die Tschera-Zone vom Ost-Schams um die Rofnastirn herum und unter den Splügener Kalkbergen durch gegen die Splügenmulde, so sehen wir, dass – bald nach Überqueren des Hinterrheins südlich Suvers – die jüngeren Glieder dieser Zone ausdünnen und anscheinend bald ganz aussetzen. Es sind dies in erster Linie der Hyänenmarmor und der typische Gaultquarzit, die meines Wissens weiter südlich, gegen den Splügenpass zu, nicht mehr festgestellt werden können. Der weisse (Malm-)Marmor hingegen lässt sich auf der rechten Talseite bis gegen den hintersten Talgrund möglicherweise bis zur Passhöhe hinauf verfolgen. A. GANSSER (1937) hat diesen Marmor früher als Trias-Glied betrachtet; nach mündlicher Mitteilung neigt er heute aber eher dazu, ihn als Malm, d. h. unserer Auffassung entsprechend als Sulzfluh-Kalk anzusprechen. In der Häuserbachschlucht, sowie weiter südlich, bis auf die Passhöhe, finden sich Züge von dunklem Tonschiefer, die dem Dogger entsprechen dürften. Aber die Hauptmasse der Sedimente ist zweifellos älteres Mesozoikum, bestehend aus Rauhwacken, Dolomiten und dolomitischen Kalken, zu denen sich, namentlich gegen die Splügen-Passhöhe zu und südlich davon, graublau-weiss gebänderte Kalkmarmore gesellen. R. STAUB (1934) und auch GANSSER (1937) deuten diese Bändermarmore als Lias; der erstere glaubt auch noch das Rhät zu erkennen.⁶⁾

Jedenfalls darf wohl gesagt werden, dass die *jüngeren Serien der Tschera-Zone in der vordersten Splügenmulde noch vertreten* sind, dann aber gegen Süden aussetzen, während sich in den *mittleren und hinteren Teilen dieser Mulde, aber in der unmittelbaren Fortsetzung der Tschera-Zone, mehr und mehr ältere Schichtglieder einstellen*.

Nach unserer Auffassung stammt nicht nur die Tschera-Zone, sondern auch die Gelbhorn-Zone aus der Splügenmulde und zwar die erstere aus einem ursprünglich südlicheren, die letztere aus einem mehr nördlichen Abschnitt des Sedimentationsraumes, den wir uns zwischen der heutigen Suretta- und der Tambo-Stirn vorzustellen haben («Bündner-Brianconnais»). Übereinandergestossen, befindet

⁶⁾ Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass diese Interpretation sich nur auf lithologische Merkmale stützt, charakterisiert durch eine Wechsellagerung von kalkigen mit dolomitischen Lagen. Es scheint dem Verfasser äusserst gefährlich, jegliche Kalk-Dolomit-Wechsellagerung bedenkenlos ins Rhät zu stellen, besonders da in der Gurschus-Kalkberg-Zone ein bedeutender Teil der mittleren Trias gerade durch diese Ausbildung ausgezeichnet ist (siehe auch Seite 89).

sich die Tschera-Zone heute im West-Schams und im Rätikon über der Gelbhorn-Zone; diese Lagerung ist auch in der Splügenmulde zu erwarten. In der vordersten Splügenmulde, im Strahltofel, kann diese Aufeinanderfolge noch in aller Klarheit beobachtet werden.

Gegen die Häuserbachschlucht zu ist die Gelbhorn-Zone stark verfaltet. Diese Falten legen sich dabei zwischen den Areuegneiss der Burgruine Splügen im Norden (der hier nach Süden zurückgestülpt ist) und die Tschera-Zone im Süden (vgl. Profil von J. NEHER, Fig. 13 in R. STAUB, 1958). Die Tschera-Zone macht die wirren Verfaltungen der Gelbhorn-Zone getreulich mit, die letztere scheinbar vollständig umhüllend, setzt sich aber andererseits in die südlichere Splügenmulde fort. Nach NEHER's Aufnahmen liesse sich kein Hineinziehen der Gelbhorn-Zone in die hintere Splügenmulde beobachten; jedenfalls scheint die charakteristische Vizanbreccie definitiv auszusetzen. Es kann sich dabei aber sehr gut um ein lokales Ausquetschen des untersten Gelbhorn-Keiles handeln, wie dies auch für den liegenden Areuegneiss angenommen werden muss, der an dieser Stelle ebenfalls fehlt. Wie GANSSER (1937) festgestellt hat, tritt diese Gneisslamelle weiter südlich wieder auf; die Areue-Zone ist nach diesem Autor als tieferes (nördlicheres) Element der Splügenmulde zu betrachten.

Andererseits ist es, in Analogie zur Tschera-Zone, durchaus möglich, dass auch in der Gelbhorn-Zone die jüngeren Glieder (hauptsächlich die Vizanbreccie) weiter nach vorn geschürft wurden, sich in den hinteren Teilen der Mulde dagegen hauptsächlich ältere Glieder finden.

Gegen den Splügenpass zu lässt sich in der Mulden-Zone generell eine Zerteilung beobachten, teilweise allerdings durch Verschuppungen weiter kompliziert (vgl. GANSSER, 1937, Fig. 12 und STAUB, 1934, p. 1101). Dass sich das obere Paket in der direkten südlichen Fortsetzung der Tschera-Zone befindet und damit die eigentliche rückwärtige Partie dieser tektonischen Einheit darstellt, wurde bereits erwähnt. Das tiefere Paket dürfte demnach als Gelbhorn-Zone aufgefasst werden, wenn auch noch weiter kompliziert durch Verschuppungen mit basalen Elementen des frontalen Tambo-Rückens (Knorren- und Areue-Zone). In ähnlicher Form stellen sich auch über dem obern Paket (Tschera-Zone) gelegentlich noch Basis-Scherben des Rofna-Kristallins und zugehörige Sedimente ein, als Verschuppungen mit der hangenden Suretta-Decke.

Dabei wären die Tschera- und die Gelbhorn-Zone in dieser mittleren (und möglicherweise auch in der hinteren) Splügenmulde im wesentlichen durch Obertrias-Lias vertreten, z. T. noch begleitet von Dogger in Form von «Bündnerschiefern». Dass sich aber noch Elemente der Gurschus-Kalkberg-Zone, d. h. des eigentlichen triasischen Unterbaus vorfinden, wurde schon erwähnt. Alle Bestandteile der Splügenmulde erscheinen stark laminiert und noch stärker metamorph, als im Schams.

Während das Hineinziehen der Tschera-Zone in die oberen Elemente der Splügenmulde nach unserer Auffassung als praktisch gesichert gelten darf, muss die Parallelisation Gelbhorn-Zone = tieferes Paket der Splügenmulde vorderhand noch als Arbeitshypothese betrachtet werden. Zu ihrer Bestätigung müssen erst noch zweifelsfreie Gelbhorn-Sedimente, namentlich solche der typischen Folge bunte «Quartenschiefer»-Rhät-Lias, eventuell doch noch Fetzen von Vizanbreccie,

in dieser Partie der Splügenmulde nachgewiesen werden. Die eben abgeschlossene Detail-Untersuchung durch E. ZURFLÜH bringt möglicherweise eine Klärung dieser Frage; leider standen mir seine Resultate nicht zur Verfügung.

Kehren wir nun wieder zu unserem Vergleich zwischen der Tschera-Zone und der Sulzfluh-Folge zurück. Über dem Malm-Marmor der Tschera-Zone stellt sich im Schams eine gut gegliederte Schichtfolge ein, die äusserst stark an die auf Seite 116 beschriebene Nivaigl-Serie (oder die jüngere Falknis-Serie) erinnert und von uns dem Tithon, dem Neokom, dem Urgo-Aptien (Tristel) und dem Gault zugerechnet wurde. In der Sulzfluh-Decke des Rätikon hingegen transgrediert die oberkretazische Formation der Couches Rouges meist mit Schichtlücke direkt auf dem Malm-Kalk. Glücklicherweise sind aber an der Zähnje-fluh (nördlich Davos) doch noch Neokom, Tristelkalk und Gault erhalten geblieben, die sich völlig mit den entsprechenden Gliedern der Tschera-Zone vergleichen lassen und so die Brücke zwischen diesen beiden Deckeneinheiten schlagen.

Dabei ist noch auf ein interessantes Detail hinzuweisen: J. CADISCH (1923) kartiert am Südost-Fuss der Zähnje-fluh ein Band von Couches Rouges. Dieses schaltet sich ein zwischen Sulzfluh-Kalk und einer Folge von Neokom (hier nicht ausgeschieden) und Gault. Diese «Couches Rouges» sind als grüne Sericit-Marmore ausgebildet, die eindeutig aus dem liegenden Malmkalk hervorgehen und gegen oben in Kalkschiefer mit dunklen Tonhäuten (Neokom) übergehen. Es handelt sich also hier nicht nur faziell, sondern auch der stratigraphischen Lage nach, um den «Unteren Hyänenmarmor» des Schams. Damit wird die Analogie zwischen der Tschera-Zone und der Sulzfluh-Serie eine vollständige. Die isolierte Schuppe der Zähnje-fluh erweist sich dadurch als der eigentliche Schlüsselpunkt in der Verbindung dieser zwei Einheiten; dieses Element dürfte ursprünglich direkt südlich an die Tschera-Ausbildung des Ost-Schams anzuschliessen sein.

Andererseits habe ich schon früher (STREIFF, 1939, p. 60) darauf hingewiesen, dass sich stellenweise in den Wänden von Pignieu, über dem Gault-Quarzit noch Gesteine einstellen («Oberer Hyänenmarmor»), die unter Umständen den Couches Rouges der Sulzfluh-Decke entsprechen dürften. Das später noch im Detail zu besprechende Stollenprofil Bärenburg-Sils i. D. scheint diese Vermutung zu bestätigen (siehe Seite 127). R. STAUB (1958, p. 85) glaubt, in den Wänden der Platta Granda Profile gesehen zu haben, in denen möglicherweise Couches Rouges-Äquivalente direkt auf dem Malm-Marmor transgredieren: bis heute kann ich allerdings diese Auffassung nicht bestätigen. Jedenfalls steht ausser Zweifel, dass generell in der Tschera-Zone die Unter- und Mittel-Kreide vorhanden ist, im Sulzfluh-Gebiet aber weitgehend fehlt. Das ist indessen nicht weiter beunruhigend, finden sich doch durchaus ähnliche Verhältnisse auch in den Préalpes der West-Schweiz, wo teils Neokom und Gault noch erhalten sind, während an den meisten Stellen die Couches Rouges ebenfalls direkt auf dem Malm transgredieren.

Wie reiht sich nun diese Tschera-Sulzfluh-Einheit in den mittelpenninischen «Briançonnais»-Raum ein? Faziell liesse sich die Schichtfolge am besten an die Nivaigl-Serie anschliessen, mit der sie, zumindest vom Tithon an, viele Analogien aufweist. Dies ist jedoch nicht möglich, da ja die Nivaigl-Serie die nördliche Fazies der Gelbhorn-Falknis-Einheit darstellt, die Tschera-Sulzfluh-Decke aber (ihrer

tektonischen Lage über dieser ersteren Einheit entsprechend) aus einem ursprünglich südlicheren Raum bezogen werden muss.

Wir müssen daher annehmen, dass es nach der Herausbildung der Taspin-Bavugls-Schwelle (in der südlichen Gelbhorn-Zone) beidseitig dieses Hochs zu ähnlichen Ablagerungen kam. Dabei muss die Meerestiefe im Süden dieser Schwelle während des Malm geringer und die Einschwemmung von Detritus schwächer gewesen sein als nördlich davon, so dass es hier (im Gegensatz zum Norden) zur Ausbildung von eigentlichen Riffkalken kam. Stellenweise lassen sich aber noch Breccien-Horizonte in diesem Kalk erkennen. Wir haben schon erwähnt, dass sich die eigentliche «Briançonnais»-Schwelle im Laufe des älteren Mesozoikums sukzessive von Norden gegen Süden verschob, nämlich von der Knorren- und Areue-Zone in die Gelbhorn-Zone, wo sie bis zur Mittelkreide blieb. Zu Beginn der Oberkreide muss eine weitere Verschiebung der Schwelle gegen Süden, in den Sulzfluh-Raum erfolgt sein, wobei Unter- und Mittelkreide abgetragen wurden und die Oberkreide (Couches Rouges) dann auf Malm transgredierte.

Wir haben weiter oben erwähnt, dass sich stellenweise Breccien-Horizonte im Marmor der Tschera-Zone finden, die als Einstreuung aus der Gelbhorn-Schwelle gedeutet werden könnten. In diesem Zusammenhang wäre hier noch ein weiteres Gestein zu erwähnen, das möglicherweise in diese Kategorie gehört. Das Vorkommen findet sich hinter den Alphütten der Alp Albin und besteht aus einer mindestens 30 m mächtigen, massiven Kalk-Dolomit-Breccie, die grosse Anklänge an die tieferen, kristallinfreien Horizonte der Vizanbreccie aufweist. Ursprünglich glaubte ich, dass es sich um eine grosse Sackungsmasse aus der eigentlichen Vizanbreccie der Gelbhorn-Zone handle, die in den Felswänden nördlich Albin ansteht. Ich fand dann aber über der Breccie eine normalstratigraphische Folge von schieferigen Kalkmarmoren, blauen Kalken und (Ober-)Trias-Gesteinen, die sich in offensichtlich verkehrter Lagerung unter die – gegen Norden ausspitzende – Triasmasse des Piz Gurschus und des damit verbundenen «Nollen»-Kristallins legt. Ich habe dieses isolierte Vorkommen seinerzeit als verschupptes Tschera-Element gedeutet und die Breccie als Liasbreccie aufgefasst. Es könnte sich jedoch bei diesem Gestein, das aus dem Rahmen der bekannten Tschera-Entwicklung herausfällt, um eine grobklastische Einschüttung aus der Gelbhorn-Schwelle in die nördliche Tschera-Zone handeln und wäre dann eher dem Dogger zuzuordnen. Dabei wäre dieses Paket, ursprünglich auf dem Rücken der Gurschus-Kalkberg-Zone abgelagert (wie wir dies für die ganze Tschera-Zone annehmen) hier noch einigermassen im Verband mit dem Unterbau geblieben, wäre demnach tektonisch als zur Gurschus-Kalkberg-Zone gehörig zu betrachten. Das fragliche Gebiet der Alp Albin wird jedenfalls unter diesem Gesichtspunkt noch zu prüfen sein.

Nun haben wir uns mit einem von R. STAUB gemachten Einwand auseinanderzusetzen. Er weist nämlich darauf hin, dass die Falten der Tschera-Zone in den Wänden des Ost-Schams nach Norden getrieben seien und im wesentlichen aus normal liegenden, d.h. nicht verkehrt gelagerten Paketen, bestünden (dies, obschon er die oberen Tschera-Elemente ebenfalls aus der Splügenmulde herleitet). Tatsächlich wäre zu erwarten, dass die Schichtfolgen im West-Schams normale, im Ost-Schams – nach Umbiegung um die Rofnastirn – aber verkehrte Lagerung aufweisen würde. Dabei sollten sich auch die älteren Gesteine (Triasscherben, ev. Lias

und der Dogger) im Ost-Schams hauptsächlich in den oberen Falten vorfinden und nicht, wie wir in den Wänden ob Pignieu feststellen, vor allem in den tieferen tektonischen Elementen.

Der bereits einmal erwähnte Stollen Bärenburg-Sils i. D. hat nun neue Tatsachen zutage gefördert, die wesentlich zum Verständnis dieser Verhältnisse beitragen. Es soll deshalb auf dieses hochinteressante und einzigartige – weil die gesamten Schamser Einheiten durchfahrende – Querprofil näher eingegangen werden, um die komplexe Innenstruktur der Tschera-Zone zu analysieren. Ich stütze mich dabei auf die durch P. STREIFF ausgeführte geologische Profilaufnahme (d. h. in erster Linie eine lithologische Beschreibung der angetroffenen Gesteine), die mir von diesem und E. WEBER in freundschaftlicher Weise zur Verfügung gestellt wurde; leider waren die Gesteinsproben selbst nicht zugänglich. Ist es schon im Feld nicht immer möglich, unzusammenhängende Aufschlüsse mit Sicherheit stratigraphisch einzuordnen, so gilt dies natürlich auch für gestörte Partien im Stollen, wie dies hauptsächlich im südlichen Abschnitt der Tschera-Zone der Fall ist. Atypische Gesteine, wie z. B. tonige, dunkle Kalkschiefer lassen sich demzufolge nur einreihen, falls sie in ungestörtem Verband auftreten. Das im folgenden zu beschreibende und in Tafel II dargestellte Profil repräsentiert deshalb die bestmögliche – aber nicht unbedingt immer richtige – Interpretation.

Wie bereits erwähnt (siehe Seite 89) schmiegen sich an den frontalen Rofnagneiss zunächst Elemente der Suretta-Trias, dann ein Span der Gurschus-Kalkberg-Zone, begleitet von Kristallin. Die Lagerung dieser Gesteine ist steil und unruhig. Nach dem trennenden Kristallin-Zug folgen die zweifellos der Tschera-Zone angehörenden Serien, zuerst noch steil und stark gefältelt, nach kurzer Distanz aber ruhiger werdend und mässig steil bis ausgesprochen flach ($30-5^\circ$) gegen SSE unter die Rofna-Masse einfallend. Wir befinden uns demnach hier im Stollen noch im tektonischen Niveau des West-Schams (oder in der Fortsetzung der Splügenmulde), aber nur wenig unter dem grossen Umkehr-Scharnier, das diese Serien über die Rofnastirn, in die Wände ob Pignieu, bringt.

Das erste angefahrene Gestein der Tschera-Zone ist bereits das Leitgestein dieser Einheit, nämlich ein komplex gefalteter Marmor, in den von oben ein schmaler Trias-Keil eingreift. Dieser Keil dürfte sich gegen oben erweitern, finden wir doch höher im Hang eine ganze Zone älterer Gesteine, zwischen zwei Marmor-Zügen eingefaltet.

Dieser erste Marmor ist im Stollen von einer wenig mächtigen Serie von Hyänenmarmor und tonigen Kalkschiefern gefolgt, die ich als Tithon-Neokom betrachte und die ihrerseits wieder durch einen dünnen Marmorzug unterlagert wird. Es scheint sich hier somit um eine erste Synklinal-Zone jüngerer Gesteine zwischen zwei Malm-Marmoren zu handeln.

Unter dem Marmor stellen sich, über etwa 200 m, zweifellos ältere Schichten ein, charakterisiert durch Kalk-Tonschiefer mit mehreren Breccien-Horizonten (vermutlich Dogger), also eine Antiklinal-Zone. Diese Serie ist gegen unten wiederum durch einen reduzierten Malm-Marmor abgeschlossen. Darunter gelangt man in eine neue Synklinal-Zone, die äusserst flache Lagerung aufweist, (z. T. sogar Nord-Fallen), so dass man lange in denselben Schichten bleibt. In dieser Zone treten nun

erstmal feine Breccien vom Tristel-Typ sowie die charakteristischen Gault-Quarzite auf. Als Abschluss gegen unten, nun wieder deutlich gegen Süden fallend, findet sich ein 8 m dicker Zug von Malm-Marmor.

Nach einer starken Störung gelangen wir darunter in einen mächtigen, liegenden Antiklinal-Kern. In diesem treten neben banalen Kalk-Tonschiefern erneut bedeutende Breccien-Lagen auf (meist Kalk-Dolomit-Breccien aber mit vereinzelt Kristallin-Geröllen), daneben aber auch Schmitzen von grünen Sericitschiefern, die wahrscheinlich Reste des «Quartenschiefer»-Niveaus darstellen. Es fällt indessen auf, dass in dieser Zone andere, sichere Trias-Glieder, namentlich Dolomit und Rauhacken, fehlen. Denn wenn wir diesen Antiklinal-Kern in die Wände ob Pignieu verfolgen, so erkennen wir, dass seine zweifellose Fortsetzung (nach der grossen Verfaltung der Ruina Granda) in der komplexen Antiklinal-Zone von Savegna vorliegt, in der neben bunten «Quartenschiefern» auch sichere Trias-dolomite und Rauhacken vertreten sind.

Auf der andern (nördlichen) Seite dieses Antiklinal-Kerns, also im Liegend-schenkel, findet sich im Stollen wieder der Malm-Marmor, diesmal aber in ganz bedeutender Mächtigkeit. Dieser entspricht zweifelsohne dem dicken Marmor der Platta Granda-Felswand (Ambanida), der gegen Zillis abtaucht und dort umbiegt (vgl. V. STREIFF, 1939, Tafel V, Profil 9a). Daran schliesst sich im Stollenprofil eine verkehrt gelagerte, vollständige und mächtige Folge von Tithon (Hyänenmarmor), Neokom, Tristelbreccie und Gault an, wie wir dies auch in den Aufschlüssen nördlich ob der Platta Granda klar erkennen. Unter den typischen und mächtig entwickelten Gault-Quarziten stellen sich wieder tonige Kalkmarmore, ein weiterer Gault-Zug und schliesslich braune Hyänenmarmore ein, wobei es sich bei den letzteren vielleicht um metamorphe Couches Rouges handeln könnte. Dann folgt eine ausgesprochene Ruschelzone, ein letztes Vorkommen von Marmor und dann mit einer Diskordanz von beinahe 90° die Elemente der Gelbhorn-Zone. Bei dem letzt-erwähnten (gebänderten) Marmor kann es sich noch um einen Malm-Marmor der Tschera-Zone handeln, wie seine Lagerung, sowie das Auftreten von höchsten Marmor-Vorkommen unter Plaunatsch vermuten liessen (vgl. Tafel II). Unter Umständen haben wir aber bereits den (zerbrochenen und lokal quergestellten) Lias-kalk der Gelbhorn-Zone vor uns. Zu dieser letzteren Zone wäre noch zu bemerken, dass sich die Vizanbreccie im Hauptstollen nicht fand (ausgequetscht), aber in einem Nebestollen angetroffen wurde.

Ich habe dieses so interpretierte Stollenprofil in das bereits erwähnte Querprofil (1939, Tafel V, Profil 9a) hineinprojiziert und eine überaus gute Übereinstimmung festgestellt, wie dies aus Tafel II klar hervorgeht.

Was an diesem Stollenprofil äusserst wichtig ist, ist die Erkenntnis, dass wir es auch hier, in der *Tschera-Zone*, im Prinzip mit einer grossen *Deckfalte* zu tun haben. Allerdings ist diese Deckfalte in sich selbst gewaltig verfaltet und erweist sich dadurch als bedeutend komplexer, als dies in der relativ einfachen Gelbhorn-Zone der Fall ist.

Dabei ist die ausserordentliche Plastizität der ganzen Tschera-Serie bemerkenswert. So kann der Marmor auf kürzeste Distanz von 100 und mehr Metern Mächtigkeit auf wenige Meter und sogar Dezimeter ausdünnen (z. B. Synklinal-Scharnier der Platta Granda, unter Plaunatsch) und auch die übrigen Glieder erleiden ähn-

liche Reduktionen; trotzdem ist in den meisten Fällen noch eine vollständige Schichtfolge nachweisbar. Es besteht wohl kein Zweifel, dass es sich dabei um tektonische Auswälzung handelt und dass die jetzt angetroffenen Maximal-Mächtigkeiten ungefähr den ursprünglichen Normal-Dicken entsprechen. Damit erreichen wir Mächtigkeiten, die sich sehr gut mit der Sulzfluh- oder auch der Falknis-Entwicklung vergleichen lassen. Und zudem verringert sich mit dieser Erkenntnis wiederum der Raum, der zur Ablagerung dieser nun ausgewalzten Sedimente ursprünglich zur Verfügung stehen musste (vgl. auch S. 93).

Wir haben weiter oben bereits erwähnt, dass R. STAUB die Tschera-Zone (= Marmor-Zone) als aus zwei verschiedenen tektonischen Elementen zusammengesetzt auffasst, nämlich erstens aus der frontalen Suretta-Decke und zweitens aus der Splügenmulde (1958, p. 78 und 85). Wir haben auch schon darauf hingewiesen, dass diese Auffassung offensichtlich widerlegt wird durch den Span von Gurschus-Kalkberg-Trias samt begleitendem Kristallin (Nollen!), die sich im Stollen zwischen die Rofnastirn und die Tschera-Zone einschieben und damit eine Verbindung zur Suretta-Decke abriegeln. Aber auch die fazielle Homogenität der Tschera-Zone selbst schliesst eine solche Interpretation aus. Es besteht keine Möglichkeit, aber auch keine Notwendigkeit, diese so einheitliche Tschera-Zone in Elemente verschiedener Provenienz aufzulösen. Wir kommen somit erneut zu der Überzeugung, dass die Einheit der *Tschera-Sulzfluh-Einheit* gesamthaft *der Splügenmulde*, und nur dieser, *entstammt*.

In diesem Zusammenhang sei noch auf einen Widerspruch in der von R. STAUB postulierten Aufgliederung der Schamser Einheiten hingewiesen: Auf der tektonischen Karte (1958, Tafel I) werden neben der Hauptmasse der Taspinit-(= Vizan)-Breccien (die der Surcrunas, d. h. der Gelbhorn-Zone angehören), noch «Taspinit-Breccien der Schamser Marmor-(= Tschera-) Zone» ausgeschieden. Wie schon weiter oben angedeutet, ist es möglich (und nach unserer Auffassung einer benachbarten Beheimatung dieser zwei Elemente auch durchaus denkbar), dass sich in der Tat noch «Vizanbreccien» in der Tschera-Zone einstellen. Wie aber liesse sich dieses Auftreten von Vizanbreccien gleicher Ausbildung und Zusammensetzung erklären, falls die eine («Marmor-Zone») auf dem Rücken der Tambo-Decke (Splügenmulde), die andere (Gelbhorn-Zone) aber auf der Margna-Decke abgelagert worden wäre, d. h. voneinander getrennt durch den weiten Bündnerschiefer-Ophiolit-Trog des Avers-Malenco?

Wie wir festgestellt haben, entstammen die Elemente der oberen Pignieuer Wände, bis zum Piz La Tschera, dem Verkehrtchenkel der Tschera-Zone, der hier in ein Gebilde schlingenförmiger, liegender Falten von beinahe unvorstellbarer Komplexheit zusammengelegt erscheint (vgl. Tafel II). Demgegenüber ist der Normalschenkel im Stollen äusserst dürftig entwickelt, er scheint gegen oben überhaupt auszusetzen. Es stellt sich dabei die folgende Frage: Was ist mit diesem, ursprünglich doch sicher gut entwickelten Normalschenkel geschehen, wo befindet er sich heute? Wir haben schon früher ausgeführt (siehe Seite 91), dass sich nach unserer Auffassung der ehemalige Unterbau, d. h. die Gurschus-Kalkberg-Zone nachträglich über die Tschera-Zone vorbewegt hat. Dabei hat sie sich enorm in diese Einheit eingehohlet, diese tief aufpflügend. Es ist nun durchaus vorstellbar, dass bei diesem Aufpflügen der oberste Teil der Tschera-Deckfalte, d. h. der Normalschen-

kel, weitgehend abgeschürft und nach vorne verfrachtet wurde. Er würde heute in den vorgeschobenen Elementen dieser Einheit, in der Sulzfluh-Decke des Rätikon vorliegen. Damit wäre der Sulzfluh-Raum ursprünglich südlich an den Tschera-Raum des Ost-Schams anzuschliessen, was sich mit den faziellen Verhältnissen durchaus vereinbaren lässt.

5. Zusammenfassung der paläogeographischen Zusammenhänge

Damit gelangen wir für die räumliche Abfolge aller Schamser Einheiten zu folgendem Bild: Die ursprüngliche altmesozoische Basis der Schamser Teildecken (wahrscheinlich mit Ausnahme der südlichen Tschera-Zone = Sulzfluh) wird gebildet durch die Unter- und Mitteltrias der Gurschus-Kalkberg-Zone, sowie durch eine Obertrias-Lias-Folge, die teils in den Oberbau einbezogen, teils in der Splüngenmulde zurückblieb. Auf dieser Trias-Lias-Basis wurden von Norden nach Süden abgelagert:

Gelbhorn-Zone, nördliche Fazies (Nivaigl-Serie s. 1.) – Gelbhorn-Zone, intermediäre Fazies (Gürgaletsch-Falknis) – Gelbhorn-Zone, südliche Fazies (Vizanbreccie) – Tschera-Zone, nördliche Fazies (Schams) – Zähnjeflüh – Tschera-Zone, südliche Fazies (Sulzfluh).

Wir haben oben eine Reserve gemacht betreffend den Unterbau der südlichen Tschera-Zone, d. h. des Sulzfluh-Raumes. Diese Überlegung basiert auf der Tatsache dass sich im Rätikon vielerorts Kristallin-Scherben an der Basis der Sulzfluh-Decke finden, während Trias-Glieder bis auf wenige Reste fehlen. Solch ein Mitschleppen von Kristallin-Fetzen ist in der Tat unverständlich, wenn wir gleichzeitig annehmen, dass der triadische Unterbau im Schams und im Avers zurückblieb. Es ist deshalb wohl anzunehmen, dass der Sulzfluh-Raum schon früher, etwa im Lias, eine Hochzone darstellte, auf der die Trias grösstenteils abgetragen wurde. Der Malm wäre dabei, wenn nicht direkt auf der Kristallin-Basis, so doch auf einer stark reduzierten Folge von älterem Mesozoikum, abgelagert worden. Diese Schwellenzone hätte sich im südlichsten Teil des «Bündner Briançonnais» herausgebildet, gewissenermassen als Gegenstück zum Hoch, das sich gleichzeitig an dessen Nordrand, d. h. an der heutigen Tambo-Stirn (Knorren-Areue-Zone) befand.

Diese erste Schwellenbildung zu beiden Seiten des «Bündner Briançonnais» wurde abgelöst durch das ausgeprägte Herausheben des zentralen Schamser Raumes, d. h. der südlichen Gelbhorn-Zone, ein Ereignis, das zu Beginn des Doggers einsetzte und vermutlich im untern Malm seine Kulmination fand. Dass es sich dabei um ganz bedeutende tektonische Bewegungen handelte, steht ausser Zweifel, transgrediert doch die Vizanbreccie auf der Schwelle von Taspin-Bavugls mit ausgesprochener Winkeldiskordanz und auf kürzeste Distanz über den Lias, sowie die gesamte Trias bis auf das Kristallin (Taspinit). Im Gebiet von Bavugls macht es dabei durchaus den Eindruck, als hätten wir es nicht bloss mit Vertikal-Verstellungen zu tun. Die Vizanbreccie (wahrscheinlich ein jüngerer Horizont dieser Formation) scheint dort tatsächlich auf eine bereits bestehende, liegende Falte von Taspinit-Gneiss, mit beidseitiger Untertrias-Bedeckung, zu transgredieren (vgl. V. STREIFF, 1939, Fig. 6).

Diese ausgeprägte, wenn auch wahrscheinlich kurzlebige, jurassische Orogenese im Bündner Querschnitt würde eine gewisse Abweichung von der Entwicklung im eigentlichen Briançonnais darstellen, wo jedenfalls bisher nur starke Block-Verstellungen angenommen werden. Ein weiterer Unterschied zum Querschnitt der Westschweiz und der französischen Alpen besteht darin, dass es in Graubünden nicht zur Ausbildung einer selbständigen Breccien-Decke kam. Da sich die vorliegende Arbeit nur mit den Verhältnissen in Graubünden beschäftigt, muss eine nähere Parallelisation der Schamser Decken, d. h. der Klippendecken Graubündens mit den Einheiten der französischen Alpen andern Geologen überlassen werden, die dazu besser berufen sind. Es sei aber immerhin darauf hingewiesen, dass morphologisch – und der Beschriftung nach auch geologisch – die Aiguille du Fruit (R. STAUB, 1958, Phototafel XVII, 1) ganz ausserordentlich an den Piz Gurschus (oder die Gurschus-Kalkberg-Zone im allgemeinen) erinnert, während der Roc de la Valette (R. STAUB, 1958, Phototafel XVII, 2) eine auffallende Ähnlichkeit zur Tschera-Zone, etwa der Ruina Granda, aufweist, auf die auch R. STAUB aufmerksam macht.

Nun müssen wir nochmals zurückkommen auf das Problem des Oberhalbsteiner Flysches, d. h. der mächtigen Massen, die u. a. die Klötze der Forbisch-Arblatsch-Gruppe aufbauen. Nach unserer Auffassung eines südlichen Synklinal-Scharniers kann es sich bei diesen Massen nicht um oberpenninischen Flysch handeln. Wir haben erkannt, dass ein Teil dieses Flysches in der Tat auf der Nivaigl-Serie abgelagert wurde, d. h. als (nördlicher) Gelbhorn-Flysch betrachtet werden muss. Dies gilt aber kaum für den ganzen Oberhalbsteiner Flysch. Dagegen ist anzunehmen, dass auch die südliche Gelbhorn-Zone, sowie die Tschera-Zone einst einen Flyschmantel besaßen, der heute nicht mehr vorhanden ist, da die erstere Serie mit Gault, die letztere wahrscheinlich mit Couches Rouges abschliesst und keine Anzeichen für einen derart frühen Zusammenschub vorliegen. Ich glaube deshalb, dass es sich bei der Gesamtheit des Oberhalbsteiner Flysches um Flysch der Schamser Decken handelt, zum Teil noch in normalstratigraphischem Kontakt mit diesen Einheiten, zum grösseren Teil aber als mehr oder weniger selbständige Pakete verfrachtet. Das könnte auch den Schuppenbau dieser Flyschmasse erklären. R. STAUB (1958) und P. NÄNNY (1948) vermuten, dass es sich bei dem jüngeren, tertiären Flysch (Ruchberg-Sandstein) um ein Übergreifen über mehrere tektonische Einheiten, d. h. über einen bereits bestehenden Deckenbau handelt. Im Gebiete des Schams-Oberhalbstein finden sich keine Anzeichen, welche diese Auffassung bestätigen würden, doch muss diese Frage in den Flyschgebieten weiter im Norden entschieden werden, wobei sich im Lichte unserer neuen Interpretation vielleicht eine andere Lösung ergibt. Auch die von W. ZIEGLER (1956) angenommene verschiedene Schüttungsrichtung im Ruchberg-Sandstein des Arblatsch-Gebietes, resp. der Lenzerheide, lässt sich heute (d. h. nach der Erkenntnis einer Umkehr der Flyschmassen im Arblatsch-Forbisch-Gebiet und möglicherweise von bedeutender verkehrter Lagerung) unter Umständen anders erklären.

Zum Schluss müssen wir nun noch den Faziesraum des «Bündner Briançonnais» in den Grossraum des bündnerischen Penninikums einfügen. Wir haben gesehen, dass es sich bei den mesozoischen Schichtfolgen des Schams und den damit ver-

bundenen Serien des Rätikon vorwiegend um Flachsee-Bildungen handelt, die praktisch frei von Ophioliten sind. Als ursprüngliche Basis dieser Serien haben wir die Kristallinmasse der Tambo-Decke erkannt.

Südlich an diese Plattform schliesst sich der Faziesraum der heutigen Suretta-Decke. Während der Triaszeit kam es in diesem Raum, hauptsächlich in dessen nördlichen Teil (Ferrera-Keile, Piz Mazza) zur Ablagerung von lagunär-neritischen Sedimenten, die sich punkto Mächtigkeit durchaus mit der Schamser Entwicklung (Gurschus-Kalkberg-Zone) vergleichen lassen; in fazieller Hinsicht erinnern sie am ehesten an die Trias der Bernhard-Decke (Pontis-Kalk). Während der Jura- und Kreidezeit entwickelte sich dieser Raum dann zu einer typischen Geosynklinale, dem Nordteil des piemontesischen Troges entsprechend, charakterisiert durch die Ablagerung von kaum gliederbaren Bündnerschiefern, mit beträchtlichen Ophiolit-Einlagerungen.

An den Nordrand der Schamser-(und Klippen-)Plattform schliessen sich die Serien der Vignone-, der Areue- und der Knorren-Zone an; die letztere noch heute die eigentliche Stirn dieser Einheit bildend. Während diese Knorren-Zone zu Beginn des Mesozoikums noch in die Hochzone einbezogen war, leiten ihre Bündnerschiefer und Ophiolite bereits zum vorgelagerten grossen Trog des Unterpenninikums über. Im südlichsten Teil dieses externen Troges, d. h. im Raume des heutigen Tomül-Lappens, kam es zur Ablagerung ausserordentlich mächtiger Bündnerschiefer-Serien, wieder mit Ophioliten in den tieferen Schichten. Wohl lassen sich diese Bündnerschiefer lithologisch gliedern, aber eine stratigraphische Zuteilung ist bis heute nicht mit Sicherheit durchführbar.

Die oben skizzierten Zusammenhänge sind in Tafel III dargestellt.

6. Schlussbemerkungen

Was mir noch vor wenigen Monaten als etwas vage Arbeitshypothese vorschwebte, hat sich im Verlaufe dieser Studie mehr und mehr zur Gewissheit verdichtet. Viele neue Argumente für unsere These haben sich gefunden, die sich zu einem abgerundeten Bild zusammenfügen.

Es war in der äusserst kurzen Zeit, die zur Verfügung stand, natürlich nicht möglich, auf alle Probleme mit der gleichen Gründlichkeit einzugehen. Wie bereits angetönt, bedürfen noch einige Fragen, sowohl tektonischer, wie stratigraphischer Art, der Abklärung. In die erste Kategorie gehört namentlich die detaillierte Fertig-Kartierung der ganzen Schamser Gegend; auch die Neu-Aufnahme anschliessender oder sogar weiter entfernter Gebiete (so z. B. der Zähnje-fluh) wäre wünschenswert. Neben den bereits erwähnten stratigraphischen Problemen (Geröllstudien, Frage der Tiefenkasteler Breccie etc.) scheint es unumgänglich, wenigstens einige der post-liasischen Schichtglieder der Schamser Decken zu datieren, um die lithologische Korrelation mit den Serien des Rätikon auf eine absolut sichere Basis zu stellen. Es besteht wohl wenig Hoffnung, dies mit Hilfe von Makro-Fossilien durchführen zu können. Wie die kürzlich von BOLLIG und NABHOLZ (1959) unternommenen Studien zeigen, lassen sich jedoch in den scheinbar sterilen Bündnerschiefern doch noch gewisse Mikro-Fossilien nachweisen, die möglicherweise eine Altersbestimmung erlauben. Einige im Jahre 1958 versuchsweise palynologisch untersuchte Ton-

schiefer des Schamser Gebietes ergaben ebenfalls ermutigende Resultate, so dass auch diese Methode zur stratigraphischen Gliederung herangezogen werden sollte.

Der Verfasser hofft, in der nahen Zukunft auf verschiedene dieser Detailfragen zurückzukommen und weitere Beiträge zur endgültigen Lösung dieses interessanten und wichtigen Alpenproblems beisteuern zu können.

VERZEICHNIS DER WICHTIGSTEN BENÜTZTEN LITERATUR*)

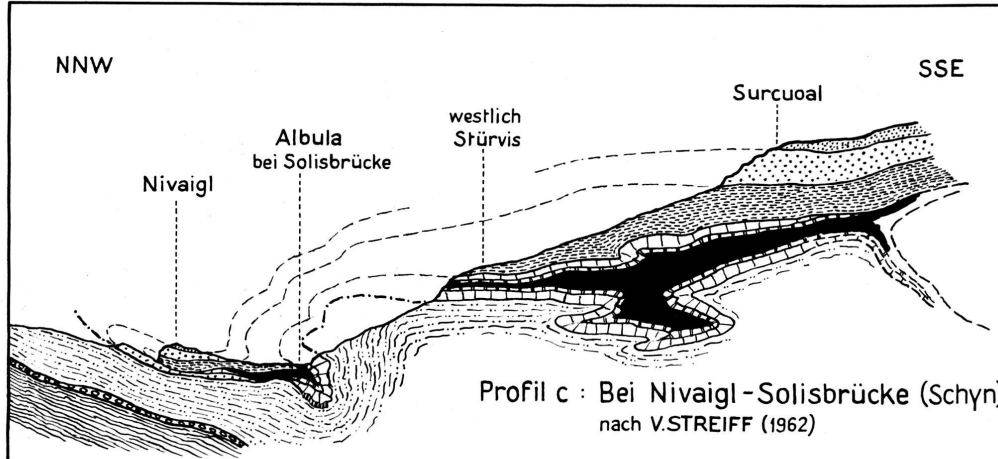
- ALLEMANN, F. (1956): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil)*. Jahrb. Hist. Ver. f. d. Fürstentum Liechtenstein, 56.
- ARGAND, E. (1916): *Sur l'arc des Alpes Occidentales*. Eclogae geol. Helv. 14.
- BAILEY, E. B. and MC CALLIEN, W. J. (1960): *Some aspects of the Steinmann Trinity*. Quarterly Journal Geol. Soc. of London. CXVI, part 4.
- BARBIER, R. (1948): *Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère*. Mém. Expl. Carte géol. France.
- (1951): *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse*. Trav. Lab. géol. Grenoble 29.
- BLUMENTHAL, M. (1931): *Der Prättigauflisch und seine Stellung im Penninikum*. Eclogae geol. Helv. 24.
- BOLLI, H. und NABHOLZ, W. K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien*. Eclogae geol. Helv. 52.
- BRAUCHLI, R. (1921): *Geologie der Lenzerhorngruppe*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F. 49, 2.
- BURRI, M. et TRÜMPY, R. (1960): *Compte rendu de l'excursion de la Soc. Géol. Suisse en Valais (Region de Sion et Verbier)* Eclogae geol. Helv., 53.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H. und BRAUCHLI, R. (1919): *Geologische Untersuchungen in Mittelbünden*. Vierteljahrschr. d. natf. Ges. Zürich, 64.
- CADISCH, J. (1923): *Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges*. Eclogae geol. Helv., 17.
- (1926): *Nachtrag zu Th. Glaser: Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 49.
- (1940): *Einige geologische Beobachtungen in Mittelbünden*. Eclogae geol. Helv., 32, 2.
- (1946): *On some problems of Alpine Tectonics*. Experiencia, vol. 2/1.
- (1950): *Prättigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich*. Eclogae geol. Helv., 43, 2.
- CHESSEX, R. (1959): *La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France)*. Eclogae geol. Helv., 52, 1.
- CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe*, I. Teil, Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 70, 1.
- DEBELMAS, J. (1955): *Les zones subbriançonnaise et briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes Alpes)*. Mém. Expl. Carte géol. France.
- ELLENBERGER, F. (1951): *Etude géologique du pays de Vanoise*. Mém. Expl. Carte géol. France.
- (1949): *Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses*. C. R. somm. Soc. géol. France, 4.
- (1952): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Péninides*. Eclogae géol. Helv., 45, 2.
- FRICKER, P. E. (1960): *Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis)*. Eclogae geol. Helv., 53, 1.
- GANSSEER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke*. Schw. Min. Petr. Mitt., 17.
- GLASER, TH. (1926): *Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 49, 7.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden)*. Diss., Bern.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rätikon*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 54, 1.
- HAUG, E. (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales*. Bull. de la Soc. géol. de France, 28.

*) Für ein detailliertes Literatur-Verzeichnis wird auf R. STAUB, 1958, verwiesen.

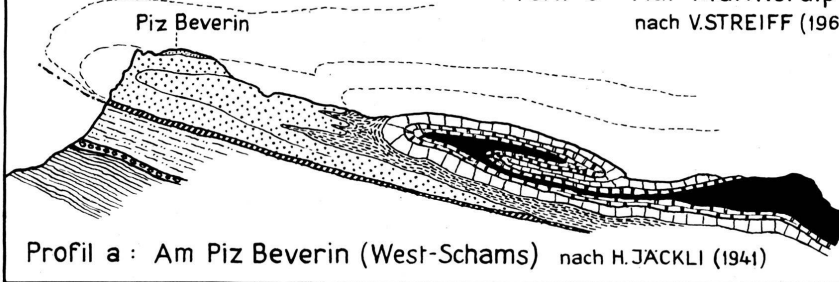
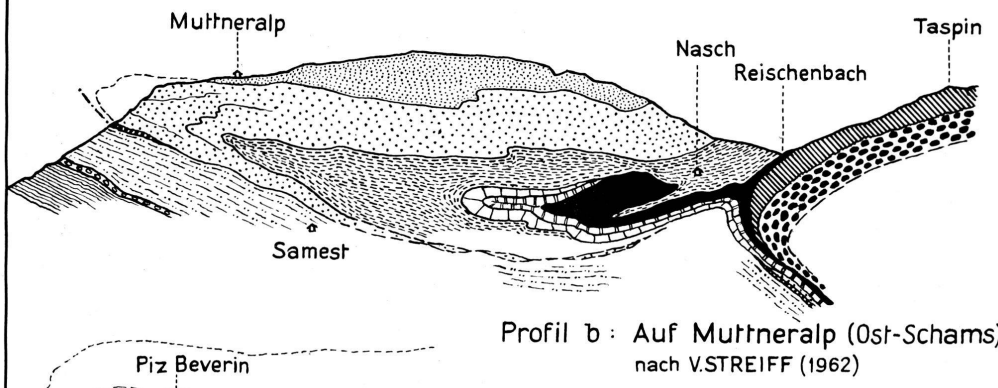
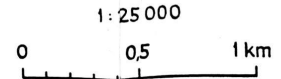
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., 34, 1.
- (1944): *Zur Geologie der Stätzerhornkette*. Eclogae geol. Helv., 37, 1.
 - (1958): *Schluchten und Berge im Schams*. In «Heimatbuch Schams», Gasser und Eggerling, Chur.
- KLAUS, J. (1959): *Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes)*. Eclogae geol. Helv., 52, 2.
- KOPP, J. (1926): *Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prättigauer Halbfensters*. Eclogae geol. Helv., 20.
- LEMOINE, M. (1951): *Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental*. Bull. Soc. géol. France, 6, 3.
- LUGEON, M. (1901): *Les grandes nappes de recouvrement des alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. géol. de France.
- MEYER, H. (1909): *Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden*. Diss. Freiburg i. Br.
- MEYER, H. und WELTER, O. (1910): *Zur Geologie des südlichen Graubündens*. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 62.
- MORET, L. (1934): *Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpes des Annes et de Sulens*. Mém. Soc. géol. France, nouv. sér., 10, 22.
- NABHOLZ, W. K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv., 38, 1.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Zürich.
- OTT, F. (1925): *Geologie der westlichen Bergünertöcke*, Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 49, 5.
- RAAF DE, M. (1934): *La géologie de la nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 68.
- ROESLI, F. (1944): *Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden*. Eclogae geol. Helv., 37, 2.
- ROTHPLETZ, A. (1895): *Über das Alter der Bündnerschiefer*. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 47.
- SCHUMACHER, G. (1927): *Geologische Studien im Domleschg*. Jb. phil. Fak. II. Bern.
- STAHEL, A. H. (1926): *Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon*. Diss. Zürich.
- STAUB, R. (1920): *Geologische Beobachtungen in Avers und Oberhalbstein*. Eclogae geol. Helv., 15.
- (1924): *Der Bau der Alpen*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 52.
 - (1928): *Die geologischen Verhältnisse eines Septimertunnels*. Vierteljahrschr. d. natf. Ges. Zürich, 73.
 - (1934): *Übersicht über die Geologie Graubündens*. In «Geologischer Führer der Schweiz», Fasc. 3. Basel.
- STAUB, R., STREIFF, V. und JÄCKLI, H. (1938): *Bericht über die Exkursion der S. G. G. in das Gebiet der Schamser-Decken*. Eclogae geol. Helv., 31.
- STAUB, R. (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme*. Beitr. Geol. Karte d. Schw. N. F., 103.
- STEINMANN, G. (1895/1897): *Geologische Beobachtungen in den Alpen I. Das Alter der Bündnerschiefer*. Ber. d. natf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. 9, H. 3 und Bd. 10, H. 2.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Westschams (Graubünden)*. Diss. Zürich.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 46, 2.
- TRÜMPY, R. (1955): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. Bull. Soc. géol. France, 6, 5.
- (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps*. Geologie en Mijnbouw, NW. S., 20. Jaarg. No. 10, Okt.
 - (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. Bull. geol. society of America, 71, June.
- VUAGNAT, M. (1949): *Variolites et spilites. Comparaison entre quelques pillon lavas britanniques et alpines*. Arch. Sci. (Soc. Phys. Hist. Nat. Genève).

- WELTER, O. (1909): *Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental*. Eclogae geol. Helv., 10.
- WILHELM, O. (1933): *Geologie der Landschaft Schams (Graubünden)*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 64.
- ZIEGLER, W. H. (1956): *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., 49, 1.
- ZYNDEL, F. (1912): *Über den Gebirgsbau Mittelbündens*. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., 41.

Manuskript eingegangen am 3. Juli 1961.

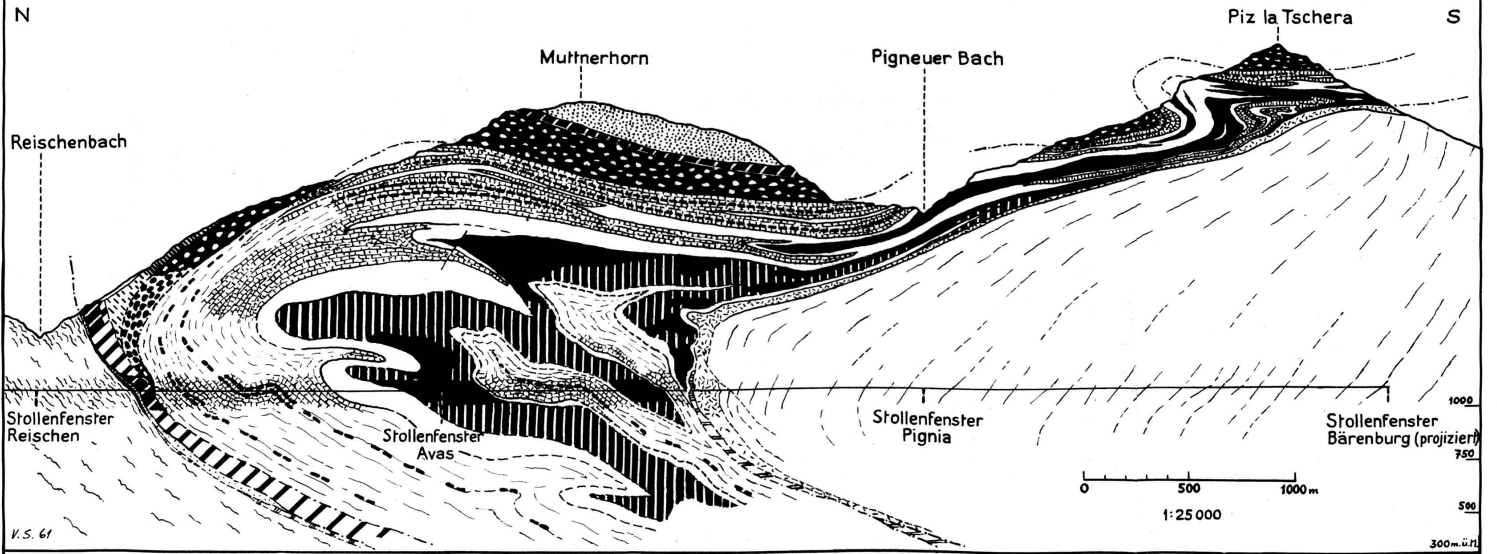


Die Umbiegung der Gelbhorn-Zone im West-Schams, im Ost-Schams und am Schyn



- LEGENDE :
- Flysch
 - Nivaigl-Serie
 - Vizanbreccie
 - Dogger
 - Lias
 - Dolomit u. „Quartenschiefer“
 - Rauhwanke u. Gips
 - Kristallin u. Alttrias
 - Brusghorn-Schuppe
 - Flysch
 - „Hauptkonglomerat“
 - Bündnerschiefer
- } Gelbhorn-Zone
- } Tomül-Lappen (Adula-Decke)

Querprofil durch die Wände des Ost-Schams, zwischen Piz la Tschera und Reischenbach, unter Einbeziehung des Stollenprofils Bärenburg - Sils i.D.



Bruschghorn-Schuppe
 Flysch des Tomül-Lappens

Dogger-Z., Nivaigl-S., Flysch
 Vizanbreccie
 Obertrias-Lias
 Kristallin u. Alttrias
 Gelbhorn-Zone

Gault-Quarzit
 Tithon-Kreide
 Malm-Marmor
 Trias-Dogger
 Tschera-Zone

Trias
 Kristallin (Rofnaporph)
 Gurschus-Kalkberg-Zone
 Suretta-Decke

Signatur in der linken Hälfte der Legenden-Felder: In Aufschlüssen oder in Stollen beobachtet; rechte Feld-Hälfte: nicht beobachtet, vermutet

| | | STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER SERIEN ZWISCHEN ADULA-RÜCKEN UND SURETTA-RÜCKEN | | | | | | | | SÜD | |
|----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
| | | Nordrand der Schamser Plattform | | Plattform des „Bündner Briançonnais“ | | | | | | nördlicher Teil des piemontesischen Troges | |
| | | Gelhorn-Falknis-Raum | | Tschera - Sulzfluh - Raum | | | | | | | |
| | | Gelhorn-Zone nördliche Fazies | | Intermediäre Fazies (Falknis-Serie) | | Gelhorn-Zone südliche Fazies | | Tschera-Zone nördliche Fazies | | Suretta-Decke | |
| | | Areue-Vignone-Zone (frontale Tambo-Decke) | | Intermediäre Fazies (Falknis-Serie) | | Gelhorn-Zone südliche Fazies | | Tschera-Zone nördliche Fazies | | Suretta-Decke | |
| | | Gelhorn-Zone nördliche Fazies | | Intermediäre Fazies (Falknis-Serie) | | Gelhorn-Zone südliche Fazies | | Tschera-Zone nördliche Fazies | | Suretta-Decke | |
| Alterität | Tongee und kalkige Schiefer, vielfach sandig einzelne Breccien (Flysch) | Jüngere Sedimente | Jüngere Sedimente | Vorwiegend Sandsteine (Buchsberg-Jura) | | Graue bis schwarze Ton- und Mergelschiefer mit glimmerigen Sandsteinen (Flysch) | | Flysch fehlt (vermutlich abgeschürft und heute in Flyschmassen des Oberhalbsteins vorliegend) | | Jüngere Sedimente | |
| | | | | Tonchiefer untergeordnet Kalkschiefer, Sandsteine und Breccien | | Couches Rouges (B-Hyänenmarmor) | | Couches Rouges (B-Hyänenmarmor) | | Couches Rouges (Zähne-Fluh) | |
| MREIDE | Großes Basaltkonglomerat (Molatkonglomerat) Quarzite, sandige Dolomite und Tonschiefer (Ciferquarzite) sowie Basis Feinbrecciose Kalk | unbekannt | unbekannt | Quarzite, Kieselkalk mit Tonschiefern (Gault) | | Quarzite, Kieselkalk, Tonschiefer u. Hornsteinlagen (Gault) | | Ankosen Grauwacken und Quarzite, mit schwarzen Tonschiefern u. Kohleschmelzen (Gault) | | Quarzit, mit dunklen Tonschiefern (Gault) | |
| | | | | Feinbrecciose Kalk (Tristel) | | Hell-anwitternde, zoogene Kalk und Feinbrecciose Kalk (Tristel), Ton- und Kalkschiefer, Fleckenmergel, Kieselkalk (Neokom) | | Grobe, polygene Breccien = Vizanbreccie, dazwischen Einlagerungen von Feinbrecciosen Kalken, Kalkschiefern und Marmor | | Feinbrecciose Kalk (Tristel) | |
| Malm | untergeordnet sandige Schiefer und Tuffelschiefer | Bündnerschiefer | Helle, meist grüne, sericitische Marmore | Hyänenmarmor Linsen von weißem Marmor | | Dunkelbraune Kalk mit Tonhäuten, weißer Riffkalk Messige, dunkle Kalk, Kalkschiefer | | Grobe Kalk-Dolomit-Breccien | | Hyänenmarmor | |
| | | | | Vorwiegend Tonschiefer (Mollatonschiefer) mit Einlagerungen von Quarziten und Kieselkalke | | Vorwiegend Tonschiefer, teilweise etwas kalkig, mit Sandstein- und Breccienlagen | | Schwarze bis grüne Ton- und Mergelschiefer, Kalkschiefer und Sandkalk | | Einsprengung von Gerölen in Kalkschiefer | |
| Dagger | Kalkglimmerschiefer (schwarze Kasse) mit Ophioliten | Ophiolite | ? | Kalkschiefer fossilführende, plattige Kalk, z.T. mit Kieselsteinen, Crinoidenbreccien | | Schwarze Tonschiefer, dunkle und olivfarbene Dolomite (Rhe) Bunte Tonschiefer (Quarzenach) Gelber Dolomit (Altdolomit) | | Kalkschiefer fossilführende, plattige Kalk, z.T. mit Kieselsteinen Crinoidenbreccie | | In Schema nicht sicher nachgewiesen, möglicherweise in der Späggemunde vorhanden | |
| | | | | Kalkglimmerschiefer (schwarze Kasse) mit Ophioliten | | Graue und gelbe Dolomite, Kalkmarmor stellenweise Quarzit | | Feilen von Dolomit Gips und grüne Tonschiefer | | Schwarze Tonschiefer, dunkle und olivfarbene Dolomite (Rhe) Bunte Tonschiefer (Quarzenach) Gelber Dolomit (Altdolomit) Rauhwacke und Gips | |
| Lias | im Querschnitt des Saferntales und der Viamala nicht | Trias fehlt (Schichtlücke) | Rauhwacke darin Linsen von weißem Marmor und gelbem Dolomit | Marmore und Dolomite: Diploporendolomite, Korallenkalk, rote und gelbe Dolomite, dunkle Marmore, Bändermarmore, helle Kalk und Marmore, stellenweise Quarzit | | Trias von Taspin-Bavugle, Dolomite, Marmore (Fazies Gurschus) Quarzit Gneisslamellen von Taspin und Bavugle-Taspin | | Fehlt in der Tschera-Sulzfluh-Teildecke bis auf unbedeutende Reste (-in der Gurschus-Kalkberg-Zone zurückgebliebener Unterbau der Tschera-Sulzfluh-Teildecke) | | Schichtlücke? | |
| | | | | Kalkglimmerschiefer (schwarze Kasse) mit Ophioliten | | Graue und gelbe Dolomite, Kalkmarmor stellenweise Quarzit | | Feilen von Dolomit Gips und grüne Tonschiefer | | Schwarze Tonschiefer, dunkle und olivfarbene Dolomite (Rhe) Bunte Tonschiefer (Quarzenach) Gelber Dolomit (Altdolomit) Rauhwacke und Gips | |
| obere | im Querschnitt des Saferntales und der Viamala nicht | Trias fehlt (Schichtlücke) | Rauhwacke darin Linsen von weißem Marmor und gelbem Dolomit | Marmore und Dolomite: Diploporendolomite, Korallenkalk, rote und gelbe Dolomite, dunkle Marmore, Bändermarmore, helle Kalk und Marmore, stellenweise Quarzit | | Trias von Taspin-Bavugle, Dolomite, Marmore (Fazies Gurschus) Quarzit Gneisslamellen von Taspin und Bavugle-Taspin | | Fehlt in der Tschera-Sulzfluh-Teildecke bis auf unbedeutende Reste (-in der Gurschus-Kalkberg-Zone zurückgebliebener Unterbau der Tschera-Sulzfluh-Teildecke) | | Schichtlücke? | |
| | | | | Kalkglimmerschiefer (schwarze Kasse) mit Ophioliten | | Graue und gelbe Dolomite, Kalkmarmor stellenweise Quarzit | | Feilen von Dolomit Gips und grüne Tonschiefer | | Schwarze Tonschiefer, dunkle und olivfarbene Dolomite (Rhe) Bunte Tonschiefer (Quarzenach) Gelber Dolomit (Altdolomit) Rauhwacke und Gips | |
| mittlere und untere | im Querschnitt des Saferntales und der Viamala nicht | Trias fehlt (Schichtlücke) | Rauhwacke darin Linsen von weißem Marmor und gelbem Dolomit | Marmore und Dolomite: Diploporendolomite, Korallenkalk, rote und gelbe Dolomite, dunkle Marmore, Bändermarmore, helle Kalk und Marmore, stellenweise Quarzit | | Trias von Taspin-Bavugle, Dolomite, Marmore (Fazies Gurschus) Quarzit Gneisslamellen von Taspin und Bavugle-Taspin | | Fehlt in der Tschera-Sulzfluh-Teildecke bis auf unbedeutende Reste (-in der Gurschus-Kalkberg-Zone zurückgebliebener Unterbau der Tschera-Sulzfluh-Teildecke) | | Schichtlücke? | |
| | | | | Kalkglimmerschiefer (schwarze Kasse) mit Ophioliten | | Graue und gelbe Dolomite, Kalkmarmor stellenweise Quarzit | | Feilen von Dolomit Gips und grüne Tonschiefer | | Schwarze Tonschiefer, dunkle und olivfarbene Dolomite (Rhe) Bunte Tonschiefer (Quarzenach) Gelber Dolomit (Altdolomit) Rauhwacke und Gips | |
| Paläozoische und ältere Gesteine | vorhanden | Ortho-Gneisse (Kristallin der Tambo-Stirn) | Grüne Sericitische Schiefer (Peris?) Graphitphyllite mit Anthrazit (Marbon) | Ortho-Gneisse, z.T. ähnlich Rofna-Kristallin, z.T. Augengneisse (Taspin-ähnlich) | | Trias von Taspin-Bavugle, Dolomite, Marmore (Fazies Gurschus) Quarzit Gneisslamellen von Taspin und Bavugle-Taspin | | Fehlt in der Tschera-Sulzfluh-Teildecke bis auf unbedeutende Reste (-in der Gurschus-Kalkberg-Zone zurückgebliebener Unterbau der Tschera-Sulzfluh-Teildecke) | | Verrukano-Konglomerat „Rofna-Porphyr“ (Quarzporphyr, Granit, Augengneiss) Ortho- und Paragneisse (Gesamtschiefer) | |
| | | | | Kalkglimmerschiefer (schwarze Kasse) mit Ophioliten | | Graue und gelbe Dolomite, Kalkmarmor stellenweise Quarzit | | Feilen von Dolomit Gips und grüne Tonschiefer | | Schwarze Tonschiefer, dunkle und olivfarbene Dolomite (Rhe) Bunte Tonschiefer (Quarzenach) Gelber Dolomit (Altdolomit) Rauhwacke und Gips | |

TEKTONISCHE KARTE

der Schamser Decken und ihrer Umgebung
zwischen Safiental, Schanfigg, Forcellina und Splügenpass

von
V. STREIFF

1:100 000
0 5 10 km

Unter Mitbenützung der Aufnahmen:

- J. Cadisch
- A. Gansser
- Th. Glaser
- H. Jackli
- J. Neher
- E. Ott
- R. Staub
- O. Wilhelm
- W. Ziegler



ABKÜRZUNGEN IN KARTE FÜR ORTSNAMEN:

- | | |
|-------------------------|-------------------------|
| A Piz Alv | P Piz Piatta |
| Ab Piz Arblatsch | Pa Parpan |
| AF Ausser Ferrara | PS Parpaner Schwarzhorn |
| Al Alvanetu | PW Parpaner Weisshorn |
| An Andser | Pz Präsenz |
| Ar Arosa | Rh Parpaner Rothorn |
| AS Pizzas d'Annarosa | S Splügenpass |
| Av Alvaschein | Sa Savognin |
| B Piz Beverin | Sc Piz Scalotta |
| Bi Bivio | SF Safien Platz |
| Br Bruschghorn | Sh Stätzerhorn |
| C Piz Curver | Si Sils i.D. |
| Cr Cresta (Avers) | So Solis |
| F Forcellina | Sp Splügen |
| Fo Piz Forbisch | St Stürvis |
| G Piz Gurschus | Su Surefahorn |
| Gg Gürgaletsch | Sv Surava |
| Gh Gelbhorn | T Tiefenkaasel |
| Gl Glas | Ta Pizzo Tambo |
| Gr Piz Grisch | Te Teurihorn |
| H Heidsee (Lenzerheide) | Tf Piz Tuff |
| IF Inner Ferrara | Th Tinzenhorn |
| J Juf | Ti Piz Timun |
| L Lenz | To Piz Toissa |
| Lh Lenzerhorn | Ts Piz la Tschera |
| Lw Langwies | Tt Tschierschen |
| M Piz Mezz | Tu Thusis |
| Ma Piz Martegnas | Tz Tinzen |
| Md Madesimo | V Piz Vizan |
| Mh Muthnerhorn | W Weissberg (Averser) |
| Mp Motha Palousa | Wh Weisshorn (Arosar) |
| Mü Mühlen | Z Zillis |
| OM Obermüthen | |

LEGENDE:

- Grössere Schuttmassen, Bergstürze
- Mittel- und Oberostalpine Decken
- Unterostalpine Decken } Ostalpine Decken
- Platta-Decke, Obere Curver-Serie, Livizung-Zug } Platta-Decke
- Martegnas-Zug
- Sedimentbedeckung } Suretta-Decke
- Kristallin
- Fraglicher Sulzfluh-Kalk der Stürviser Alp } Tschera-Sulzfluh-Teildecke
- Tschera-Zone, Sulzfluh-Decke
- Gelbhorn-Flysch; mittelpennin. Flysch i. allg. } Gelbhorn-Falknis-Teildecke
- Untere Curver-Serie, Tgavrouls-Serie
- Jüngerer Mesozoikum in nördl. Fazies (Dogger-Z., Nivaigl-S.)
- Bercla-Schuppen
- Serie von Savognin
- Intermediäre Fazies des Gürgaletsch
- Jüngerer Mesozoikum in südl. Fazies (Vizanbreccie)
- Älteres Mesozoikum (Trias-Lias) }
- Kristallin (Taspinit)
- Unter- bis Mitteltrias } Gurschus-Kalkberg-Zone
- Kristallin
- Sedimente der Splügenreue i. allg.
- Areue-Zone, Bruschghorn-Schuppe
- Knorren-Zone
- Kristallin der Tambo-Decke
- Flysch unbestimmter Herkunft (unter- oder mittelpenninisch)
- Flysch (inkl. Hauptkonglomerat*) } Tomül-Lappen (Adula-Decke)
- Bündnerschiefer

