Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 60 (1967)

Heft: 1

Artikel: Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden)

Autor: Kruysse, Henri A.C.

Kapitel: Tektonik und paläogeographische Zusammenhänge

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163489

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.07.2025

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

4. 3 m Gelbe und aschgraue Rauhwacke.

Martegnas-Serie

3. 1 m Dunkelgrauer Kalkmarmor.
2. 2 m Hellgrauer Chlorit-Serizit-Schiefer, dünnplattiger Quarzit und Hyänenmarmorbändchen.
1. Serpentin und Asbest.

Von dort zieht die Serie von Savognin, immer an der Basis des Arblatschflysches, über das Pässlein (Rauhwacke) bei P. 2751,6 oberhalb des Starlerapasses wieder in die Val Curtegns hinein, wie das R. STAUB auf seiner tektonischen Karte 1958 darstellt. Möglicherweise sind die kleinen Rauhwacken- und Kalkmarmorvorkommen südlich der Tälifurka, im Täli und auf der Bandfluh als deren südlichste Vertreter zu betrachten. R. STAUB stellt die Serie von Savognin dem «oberen Weissberg-Komplex» gleich und zieht sie über Juf bis in die Gegend des Septimerpasses durch. Das einzige Element, das zwischen den Bündnerschiefern und dem Arblatschflysch bis gegen Juf zu verfolgen ist, gehört jedoch der Bandfluh-Schuppe an (S. 175). Da der Arblatschflysch mit der Martegnas-Serie und Serie von Savognin an seiner Basis von Süden her diskordant auf die Schamser Decken geschoben ist, kann ein eventueller Zusammenhang der Serie von Savognin mit den Schamser Decken nicht mehr nachgewiesen werden.

TEKTONIK UND PALÄOGEOGRAPHISCHE ZUSAMMENHÄNGE

Beschreibung der Detailtektonik

Im von uns untersuchten Bereich der Schamser Decken von Juf im SE bis Schmorrasjoch im NW unterscheiden wir (vgl. Einführung, S. 168) tektonisch von unten nach oben die folgenden Einheiten:

1. Suretta-Decke;
2. Averser Bündnerschiefer,
   a) Untere Bündnerschiefer, b) Obere Bündnerschiefer;
3. Weissberg-Decke,
   a) Bandfluh-Schuppe, b) Weissberg-Schuppe;
4. Gelbhorn-Decke,
   a) Surcrunas–Tschera-Schuppe, b) Tiefencastler Schuppe;
5. Martegnas-Serie;
6. Serie von Savognin.

Das relativ steile, generelle Schichtfallen von 15–30° gegen ENE bewirkt, dass auf dem schmalen Streifen von etwa 3 km (Piz Grisch–Piz Mezz) diese verschiedenen tektonischen Elemente alle zum Vorschein kommen.

Die hier folgende Beschreibung der Tektonik ist vor allem als Erläuterung zur tektonischen Karte (Tafel I) und den Profilen 1–10 (Tafel II und III) gedacht; sie

verläuft geographisch von S–N. Die Lage der Profile ist im geographischen Übersichtskärtchen, Fig. 1, angegeben.

AVERS (Profile 1, 2, 3 und 8)

Der weitaus grösste Teil des Avers wird vom mächtigen komplexen Lappen der Averser Bündnerschiefer gebildet. An der Südseite des Averser Rheines fallen die Schiefer mit 20–30° gegen NE hangparallel ein und verursachen auf den schattenreichen Nordhängen des Wänggahorns, Tscheischhorns und Grosshorns jedes Jahr neue Erdrutsche. An der Nordseite des Flusses verhalten sie sich dagegen, abgesehen von den vielfach auftretenden Hackenwürfen, wesentlich stabiler, indem sie dort etwa senkrecht zum Hang einfallen. Die Schiefer streichen im Avers ziemlich regelmässig NW–SE.

Zwischen Juf und der Bandfluh sind die Schamser Decken lediglich durch die sehr geringmächtigen, duktilen Kalkmarmore der Bandfluh-Schuppe vertreten. Diese dürften entweder beim Überfahren der höheren Decken oder bei der durch den späten Vorstoss des Suretta-Kristallins bedingten «Rückfaltung» stark ausgewalzt worden sein. Es lassen sich dabei mehrere Stauchungen, S-Falten und Aufschiebungen feststellen:

Im hinteren Avers, am Ochsenalpetli (P. 2589) oberhalb Juppa, tritt eine Verdreifachung des schmalen Felsbandes auf, welche R. Staub (1958) veranlasste, das ganze Band auf seiner tektonischen Karte verdoppelt zu zeichnen, was jedoch nicht zutrifft. Es liegt hier eine S-Falte vor, deren Achsen leicht gegen NNE fallen. Anzeichen einer Beeinflussung durch eine spätere Faltungsphase fehlen sowohl in den Kalkmarmoren wie auch in den dort eingefalteten Bündnerschiefern des Liegenden. Die Länge des flachgelegten Mittelschenkels beträgt 400 m. Eine zweite solche Falte bildet den wohl gleichzeitig zusammengestauten Knoten des Kleinen Weissberges (P. 2706) oberhalb Cresta. Das Faltenbild ist im rheomorphen Kalkmarmor schwierig zu erkennen. Die Achsen verlaufen hier alle mehr oder weniger N–S, welche Richtung von der am Ochsenalpetli gemessenen abweicht. Wie aus dem Profil 8 und der tektonischen Karte ersichtlich, treten am Fusse des Inneren Weissberges mehrere solche S-Falten auf, wobei die Schiefer des Liegenden jeweils deutlich im Hangenden eingefaltet sind. So greifen zum Beispiel dort, wo die Bandfluh-Schuppe fehlt, die Bündnerschiefer östlich des Kleinen Weissberges in die Rauhwacken der Weissberg-Decke hinein. In der Südwand des Inneren Weissberges ist eine solche Falte mit einer grösseren Verschuppung vergesellschaftet. Dort schiebt sich ein Dolomitspan der Obertrias–Lias-Serie der Weissberg-Schuppe in einer NW-wärts gerichteten Aufschiebung zwischen die in eine enge Falte gelegten Marmore des Malm. Ein wenig unter dieser Stelle (am «Band») lässt sich in den Dolomitbrekzien des unteren Oberladin der Weissberg-Schuppe eine Streckung der Gerölle in Richtung WNW–ESE, normal zu den Achsen der S-Fältelung, welche mit wenigen Graden gegen N–NNW fallen, feststellen (Streckungsgrad bis 1:6).

Man erkennt eine ähnliche Verschuppung wie die eben erwähnte zusammen mit einer S-Falte auf dem Gipfel des Inneren Weissberges (P. 2948), wo jedoch die Abfolge deutlich verkehrt liegt (Surcrunas–Tschera-Schuppe) und die älteren (Obertrias–

Lias-)Schichtglieder in einer gegen ESE geschlossenen Synform in die Kalkmarmore und Brekzien (Dogger-Malm) eingekeilt sind. Die Faltenachsen fallen leicht gegen NNE ein; die Aufschiebungen verlaufen ebenfalls in den Obertrias–Lias-Serien und zwar gegen NW ansteigend. Die scheinbar abweichende Richtung der Faltenachse (NNE statt wie in der Weissberg-Decke NNW) dürfte durch die grosse, deutlich auf Profil 2 erkennbare Synklinale des Täli bewirkt worden sein.

Die sogenannte «Querfalte» (R. STAUB, 1920) am E-Ende des Inneren Weissberges manifestiert sich hier hauptsächlich, im Gegensatz zu dem oben beschriebenen engen S- oder Z-Faltentyp, als eine offene zylindrische und symmetrische, gegen SW geöffnete Falte. Die Achse fällt mit 15° gegen NW. Sie gehört schon dem Charakter nach deutlich einer anderen Phase als derjenigen der S-Falten an und verbindet nach unserer Auffassung (S. 166) die Weissberg-Schuppe direkt mit der Surcrunas–Tschera-Schuppe. Die dadurch flexurartig gegen unten versetzten, verkehrtliegenden Belemnitensandkalke des Lias (Profil 2 und tektonische Karte) im Täli sind mit denjenigen des Gipfels (Innerer Weissberg, westlich P. 2948) direkt zu verbinden und zeigen ebenfalls den S-Faltentyp. Die Belemniten sind, wie auch die in diesen Schichten auftretenden Dolomitkomponenten, gestreckt (Streckungsgrad 1:4, beziehungsweise 1:6).

In Profil 1, an der Bandfluh, erkennt man die «Querfalte» an der Verdoppelung der unterjurassischen Schiefer. Es fehlt hier der Malm (inkl. der Brekzien) der Weissberg-Schuppe; in der Surcrunas–Tschera-Schuppe sind jedoch der Kalkmarmor und die Vizanbrekzie in verkehrter Lage geringmächtig vertreten.

In Profil 2 (Innerer Weissberg) erkennt man ausserdem, wie der Ausläufer der hier schon sehr geringmächtigen Mitteltrias der Weissberg-Schuppe etwa im Scharnier der «Querfalte» endgültig auskeilt. Es geht deutlich aus diesem Profil sowie aus der tektonischen Karte hervor, dass die Bandfluh-Schuppe nicht in die «Querfalte» einbezogen wird und sich ungestört bis gegen Juf fortsetzt.

Wenden wir uns dem westlichen Bereich der Weissberg-Gruppe, im besonderen dem Äusseren Weissberg zu, so ist dort der zylindrische Faltentyp, abgesehen von einer Flexur an der Weissberg-Scharte, nicht mehr deutlich vertreten.

Am Fuss des Äusseren Weissberges erkennt man (Profil 3, 8 und 9 sowie Fig. 7) in der Bandfluh-Schuppe eine Repetition mit Einschaltungen von Bündnerschiefern zwischen den Kalkmarmoren, welche einerseits auf komplexe Verschuppungen, andererseits auch auf S- oder Z-Falten zurückzuführen sind. Möglicherweise handelt es sich um ursprünglich eng gefaltete, nachträglich aber (da sich keine eigentlichen Faltenscharniere erkennen lassen) in isolierte synklinale und antiklinale Schuppen zerlegte Schichtpakete («thrust-faulting», DE SITTER, 1956). Die Aufschiebungen erreichen Beträge bis zu 300 m in der Horizontalen.

An der Weissberg-Scharte zeigen die Kalk-Dolomit-Brekzien des oberen Doggers der Weissberg-Schuppe ein ausserordentlich intensives harmonisches «cleavage folding» (DE SITTER, 1956) und sondern sich häufig in sehr dünnen, längsgestreckten Platten ab. Die Streckung der Dolomitgerölle erreicht dabei einen Grad von 1:7, während der plastische Kalkmarmor des Bindemittels und der Komponenten völlig «verschmiert» ist.

Die Weissberg-Schuppe taucht an der Weissberg-Scharte flexurartig gegen E ab, mit einer gleichzeitigen Mächtigkeitsabnahme der triadischen Serien (Profil 8). Diese

Flexur, deren Achse in Richtung N 25° W verläuft, dürfte mit der «Querfalte»-Phase des Täli zusammenhängen, obwohl sie andererseits auch auf die plötzliche primäre Mächtigkeitsabnahme der Mitteltrias zurückzuführen sein kann. Ausserdem treten hier in den Mittleren Dolomiten des Unterladins Verwerfungen mit vertikalen Verstellungen um geringe Beträge auf, welche sich jedoch nicht in die darüberliegenden jüngeren Schichten der Streifenserie fortsetzen (Profile 3 und 8). Es dürfte sich daher bei der «Flexur» der Weissberg-Scharte um eine ältere Rand- oder Bruchzone handeln. Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass sich die erwähnten Brüche auch aus rein mechanischen Gründen nicht in der gegenüber den starren Dolomiten relativ plastischen Streifenserie verfolgen lassen könnten.

Der Äussere Weissberg wird zum grössten Teil von der Streifenserie, welche in komplexen Falten zusammengestaucht ist, aufgebaut. Die Stauchung ist vom Plattenhorn aus bei Abendbeleuchtung gut zu erkennen und geht auch aus dem Strukturschema des Averser Weissberges bei R. STAUB (1958) und unserem Profil 8 hervor. Das Plattenhorn, der westliche Ausläufer der Weissberg-Gruppe, besteht aus Rofnaporphyr und gehört einem isolierten Teil der Suretta-Decke an. Er stösst unter Zwischenschaltung eines schmalen Zuges von stark verschuppten Bündnerschiefern gegen die gegen ESE fallenden Kalkmarmore der Bandfluh-Schuppe der Weissberg-Decke. Die Streichrichtung der Bündnerschiefer biegt hier zu einer NS-Lage um, und die Schiefer fallen sowohl gegen E unter den Weissberg wie auch gegen W unter das Plattenhorn ein (Profil 3). Das Kristallin lässt sich nirgends unter der Weissberg-Decke weiter gegen E verfolgen, dies im Gegensatz zu der Darstellung auf der tektonischen Karte von R. STAUB (1958).

R. STAUB (1919) erkannte die intensive rückwärtsgerichtete Faltung im Kristallin der Suretta-Decke. Diese ist durch die gegen S geschlossenen Antiformen der Triasmarmore schön in seiner Averser Karte (1921) und tektonischen Karte (1958) ersichtlich. So lässt sich der Porphyr des Piz Grisch über Norden (Ausserferrera) in die Hauptmasse des Kristallins hineinverfolgen (Val Ursera). Für das Plattenhorn liegt eine solche direkte Verbindung nicht mehr vor. Da die südostwärts gerichteten Kristallinspäne südlich des Piz Grisch alle von einer Sedimenthülle (untertriadische Quarzite und Marmore) umgeben sind, dürfte das Plattenhorn ursprünglich mit einem Span nördlich des Piz Grisch zusammengehangen haben. Es hat sich jedoch offenbar losgerissen und dabei gedreht, indem seine Sedimentkeile gegen SE, statt wie üblich gegen SW oder NW (Val da Ferrera oberhalb Ausserferrera oder Schwarzwaldalp SE Sufers) ausspitzen (vgl. auch die tektonische Karte der Schamser Decken und ihrer Umgebung, R. STAUB, 1958).

FUORCLA CURTEGNS (Profile 3 und 4)

Dort, wo die Val Gronda, Val Starlera und Val Curtegns zusammenkommen, befindet sich die Fuorcla Curtegns am Westfuss des Piz Cagniel (P. 2970). Dieser wird von den von W. H. ZIEGLER (1956) beschriebenen Sandsteinen und Schiefern aufgebaut, welche dem Arblatschflvsch angehören und sich über die Tälifurka gegen S als schmaler Zug bis ins hinterste Avers verfolgen lassen. Im Liegenden des Flysches befinden sich an der Fuorcla Curtegns die spärlichen Rauhwacken und Marmorlinsen der Serie von Savognin, welche bereits hier sehr geringmächtig wird, um weiter

südlich, an der Bandfluh, endgültig vom Flysch abgeschnitten zu werden (siehe die tektonische Karte und Profile 1, 2 und 3). Unmittelbar darunter und z.T. mit den Rauhwacken des Hangenden verschuppt, folgt der südlichste Ausläufer der Martegnas-Serie, welche am Piz Cagniel in der obersten Val Gronda auskeilt. Gegen unten folgt darauf die Tiefencastler Schuppe im Hangenden einer dreifachen Abfolge des gemeinsamen Triaskernes der Gelbhorn-Decke und der Surcrunas–Tschera-Schuppe, wie ersichtlich in Fig. 12 und Profil 3 (Val Gronda). Die normalliegende Tiefencastler Schuppe, welche gegen N an der Saletsche (Profil 6 und 7) wesentlich besser vertreten ist, bildet an der Fuorcla Curtegns und auch südlich der Tälifurka ein stark verschupptes und geringmächtiges Band zwischen der Obertrias der Gelbhorn-Decke im Liegenden und der Martegnas-Serie, bzw. dem Arblatschflysch und der Serie von Savognin im Hangenden (Profil 1, 2 und 3). Man erkennt besonders in den Kieselkalken und sandigen Schiefern den engen S- oder Z-Faltentyp, wobei die Achsen mit 5° gegen NNW fallen. Vermutlich handelt es sich daher auch bei dem im ganzen mindestens dreifachen Auftreten der Vizanbrekzie und des Obertriasquarzits um eine grössere S-Falte zusammen mit westwärts gerichteten Aufschiebungen, in Analogie mit den erwähnten Strukturen in diesen Serien am Gipfel des Inneren Weissberges (Profil 8).

Bei einem Vergleich der Verhältnisse an der Fuorcla Curtegns mit denjenigen des Averser Weissberges fällt als erstes die enorme Ausdünnung sämtlicher kompetenter Serien auf. Unter dem Gips im Kern der Gelbhorn-Decke (welche den eigentlichen Passübergang bildet) ist die Vizanbrekzie bis auf einige dm ausgewalzt, und der am Inneren Weissberg so mächtige Malm fehlt vollständig. Statt dessen tritt eine doppelte Abfolge von Kreideschiefern im Liegenden der Vizanbrekzie auf, mit stark gefalteten kalkigen Quarziten im Kern. Man erkennt dabei hauptsächlich eine offene, z.T. asymmetrische Zickzackfalte, deren Achsen mit 5° gegen N 30° W fallen. Die Verdoppelung («Querfalte»?) der Abfolge scheint jedoch älter und durch die Zickzackfaltenphase überprägt und verwischt zu sein. Der obere der Surcrunas–Tschera-Schuppe angehörende Teil dieser ausserdem stark in sich verschuppten Kreideabfolge weist im ganzen eher verkehrte gradierte Schichtung und (fragliche) verkehrte Schrägschichtung in den sandigen Kieselkalken auf, während der untere Teil (Weissberg-Schuppe) normal zu liegen scheint. Der Malm fehlt hier vollständig. Darunter folgt eine ebenfalls stark gefaltete bündnerschieferähnliche, normalliegende Serie des unteren Jura der Weissberg-Schuppe, in deren Liegenden ausserordentlich reduzierte Weissberg-Trias und Bandfluh-Schuppe zu erkennen sind (Profil 3 und tektonische Karte).

In der obersten Val Starlera wird die tiefste tektonische Einheit von den komplexen Averser Bündnerschiefern gebildet, welche hier mit 35° gegen E einfallen. Mittels einer von Marmoren und Rauhwacken der Trias deutlich markierten Linie, die vom nördlichen Ausläufer des Plattenhorns mit einigen Unterbrüchen bis auf das Schmorrasjoch zu verfolgen ist (jeweils angegeben in den Profilen 3, 4, 5, 6, 7, 9 und 10 sowie in der tektonischen Karte), lassen sich die Bündnerschiefer in mindestens zwei grössere Schuppen trennen.

Verfolgen wir die verschiedenen tektonischen Einheiten und deren Struktur nördlich und nordwestlich der Fuorcla Curtegns, so bleiben die Serien über den Abstand Starlerapass–Saletschajoch immer noch relativ geringmächtig. Es herrscht

wie bisher der S- oder Z-Faltentyp vor. So erkennt man, ähnlich wie im Täli, die gestreckten Belemniten des Liassandkalkes im Hangenden der verkehrtliegenden Vizanbrekzie der obersten Val Curtegns und (wie am Inneren Weissberg und der Fuorcla Curtegns) die Verdreifachung der Vizanbrekzie und der obertriadischen Schichtglieder am Grat östlich des Saletschajochs (siehe tektonische Karte). Hier fallen die Achsen leicht gegen N 5° E ein. Am gleichen Grat tritt ebenfalls die zweifache Kreideabfolge mit den stark gefalteten Kieselkalken im Kern auf (Profil 4), welches Scharnier dem tektonischen Niveau und Faltentyp nach am ehesten demjenigen der Fuorcla Curtegns entspricht und eine durch die Zickzackfalten überprägte Verbindung zwischen Weissberg-Schuppe und Surcrunas–Tschera-Schuppe darstellen dürfte (siehe oben). Die Orientierung der hier beobachteten Faltenachsen variiert von SSE–NNW bis S–N.

SALETSCHAJOCH–PIZ ALV–PIZ GRISCH

(Profile 5 und 6)

Die Gesamtmächtigkeit des Schamser Deckengebäudes nimmt vom Saletschajoch gegen NE, besonders was die relativ kompetenten Schichtglieder (Dolomite und Kalkmarmore) betrifft, plötzlich wieder stark zu. So lassen sich die Gebiete des Piz Alv und des Averser Weissberges mit grösseren Boudins vergleichen, während die dazwischen gelegene Strecke (Saletschajoch–Fuorcla Curtegns) einem Gebiet starker Ausdünnung entspricht (Profile 9 und 10). Der tektonische Stil des Piz Alv ist dem des Weissberges sehr analog. Auch hier hangen im E, auf der oberen Alp Schmorras,

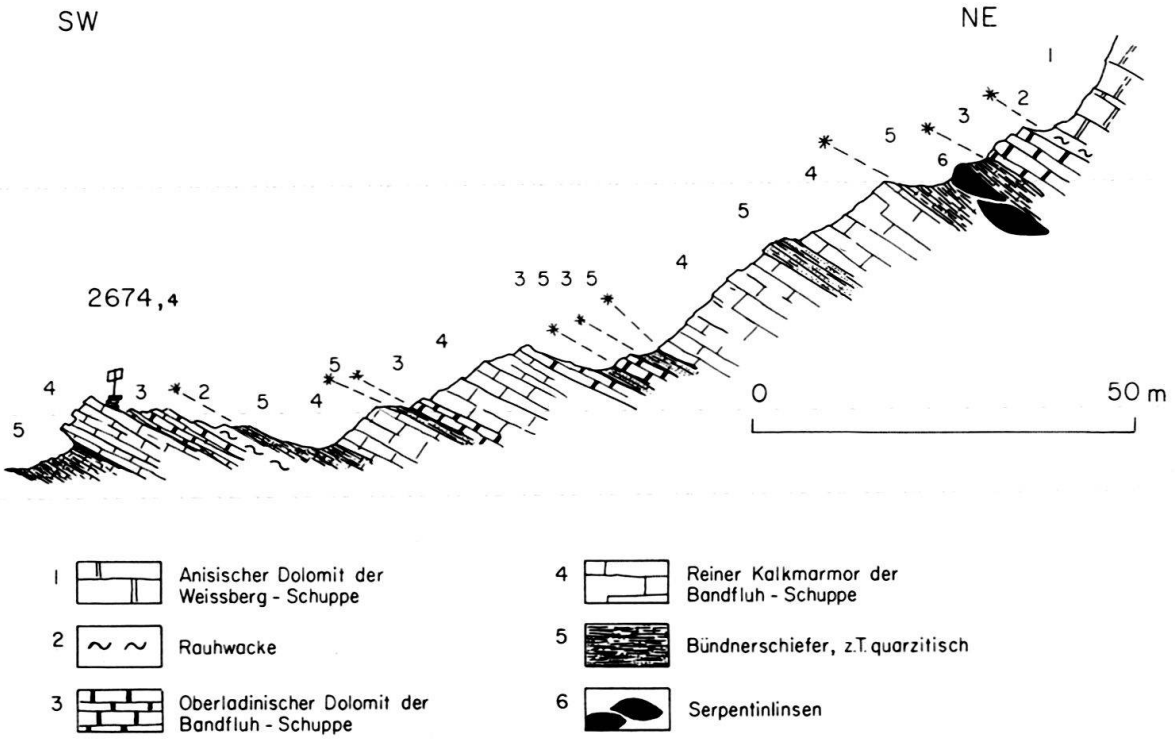

Fig. 14. Repetitionen in der Bandfluh-Schuppe am Südfuss des Piz Alv.

Weissberg-Schuppe und Surcrunas–Tschera-Schuppe mittels einer synklinalen Falte zusammen, und auch hier erkennen wir sowohl in deren unteren Normalschenkel wie auch oberen Verkehrtschenkel Verschuppungen mit den älteren Schiefern des Liegenden bzw. Hangenden (Fig. 9, Profil 6 und tektonische Karte). Die Achsen der «Querfalte»-Phase fallen mit 5° gegen NNW; diejenigen der S- und Z-Falten in den verschuppten Partien gegen NNW bis NW. Ähnlich wie an der Weissberg-Scharte tauchen an der Linie Saletschajoch–Fuorcla Cotschna die mitteltriadischen Serien des Piz Alv flexurartig unter gleichzeitiger Mächtigkeitsabnahme steil gegen ENE ab (Profil 6).

Die Verhältnisse im Unterbau des Piz Alv (untere Weissberg-Schuppe, Bandfluh-Schuppe und Bündnerschiefer) lassen sich am deutlichsten am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch studieren. Die hier auftretenden Verschuppungen und Verfaltungen sind aus der Fig. 15 und den Profilen 5 und 10 ersichtlich. Ganz ähnliche Repetitionen erkennt man am Alvsüdgrat in Fig. 14. Es treten unmittelbar im Liegenden der normalen Trias der Weissberg-Schuppe des Piz Alv von oben nach unten die folgenden Verschuppungen auf:

a) Mindestens zwei in gegen E geschlossene Antiformen gelegte Schuppen von mitteltriadischer Streifenserie der Weissberg-Schuppe mit Bündnerschiefern im Kern. Der Kontakt der Streifenserie mit den Bündnerschiefern (der Val Starlera) ist jeweils tektonisch. Die einzelnen Schuppen sind, wie aus Fig. 15 hervorgeht, von Rauhwacken umgeben. Mit den Bündnerschiefern ist deren Obertriasbasis (d. h. «Keuper»-Quarzite und Dolomite) mitgefaltet. Die Achsen des hier wiederum auftretenden S-Faltentyps fallen leicht gegen NNE.

b) Drei synklinal und antiklinal gefaltete Schuppen der Bandfluh-Schuppe, jeweils aufgebaut aus Kalkmarmoren mit entweder ladinischem Dolomit oder (mit tektonischen Kontakt) Bündnerschiefern im Kern. Auch diese Schuppen sind von Rauhwacken umgeben. Sie lassen sich der Ostseite der Pala dil Fuorn entlang gegen das Saletschajoch verfolgen (Fig. 14); dort schalten sich zwischen die Bündnerschiefer und Kalkmarmore an verschiedenen Stellen Serpentinschiefer ein. Dagegen fehlen bei den eingefalteten Bündnerschiefern Gesteine der obertriadischen Bündnerschieferbasis und es könnte sich hier daher eher um die jüngeren (kretazischen?) Schiefer handeln (Kieselkalke, Serizitquarzite; sog. Obere Bündnerschiefer). Die Achsen fallen am Saletschajoch mit wenigen Graden gegen NW, am Grat gegen N.

c) Der weitere Grat wird bis zu der Sedimenthülle der Suretta-Decke (Marmore des Piz Grisch) von einer Unmenge steiler und liegender S- und Z-Falten sowie Verschuppungen der Bündnerschiefer mit den Obertriasgesteinen ihrer Basis gebildet. Bei den immer wieder mit Rauhwacken, Zellendolomit und Quarzitphylliten vergesellschafteten Bündnerschiefern (Fig. 2) handelt es sich wahrscheinlich um ältere, d. h. jurassische Schiefer (sog. Untere Bündnerschiefer). Sie fallen hier nur in der unmittelbaren Nähe des Piz Grisch gegen ESE, sonst jedoch im ganzen gegen E ein. Die Bündnerschiefer lassen sich am Grat in verschiedene, jedoch im einzelnen schlecht verfolgbare Schollen aufteilen. Dieser komplexe Aufbau ist schon bei R. Staub (1921, Averser Karte und 1958, tektonische Karte der Schamser Decken)

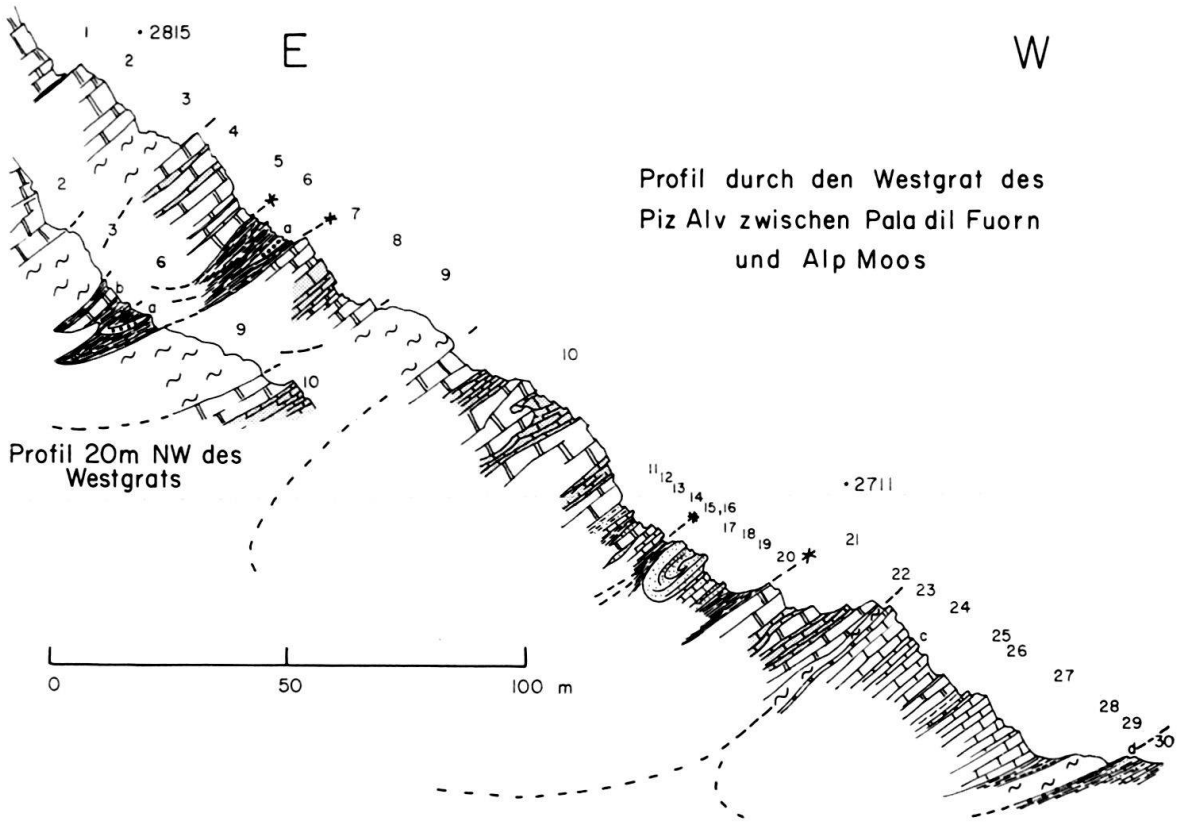

Fig. 15. Profil durch den Westgrat des Piz Alv, zwischen Pala dil Fuorn und Alp Moos.

1. Tuffithorizont 2. Unterer Dolomit 3. Rauhwacke	Weissberg-Decke (Weissberg-Schuppe)
4. Grauer Kalkmarmor und Dolomit, ophthalm. Brekzie 5. Roter Dolomit	Weissberg-Schuppe
6. Komplexe Serie von dunkelgrauen Tonschiefern, kieseligen Kalkschiefern mit (*a*) Grünschiefern und (*b*) rotem Dolomit	Bündnerschiefer
7. Roter Dolomit 8. Dunkelgrauer Kalkmarmor und Dolomit 9. Rauhwacke 10. Wechsellagerung von plastischen dunkelgrauen Kalkmarmoren und relativ starrem hellgrauem Dolomit (Streifenserie); Weissberg-Schuppe	
11. Grüner Quarzitphyllit 12. Sandiger Kalkmarmor 13. Kalkig-sandiger Tonschiefer mit Quarzitlinsen 14. Quarzreicher Dolomit 15. Sandiger Kalkmarmor 16. Bündnerschiefer 17. Dichte quarzitische Arkose («Alvquarzit») 18. Kieselkalkmarmor 19. Brauner Quarzit 20. Chlorit-Serizit-Karbonat-Phyllit	Bündnerschiefer mit Obertriasbasis
21. Streifenserie 22. Rauhwacke	Weissberg-Schuppe

23. Verschieferter Dolomit 24. Reiner Kalkmarmor mit einer Einschaltung eines sandigen Hyänenmarmors in der Mitte (*c*) 25. Hellgelber Dolomit 26. Serizitphyllite mit Dolomitlinsen 27. Reiner Kalkmarmor 28. Karbonatischer Serizitschiefer 29. Rauhwacke	Weissberg-Decke (Bandfluh-Schuppe)
30. Brauner Kieselkalkphyllit mit papierdünnem Serizitphyllit und (*d*) Serpentinschiefern	Obere Bündnerschiefer

Legende zur Fig. 15, Profil durch den Westgrat des Piz Alv, zwischen Pala dil Fuorn und Alp Moos.

ersichtlich. Wie aus unserer geologisch-tektonischen Karte (Tafel I) hervorgeht, verläuft eine schon erwähnte grössere, durch obertriadische Schichtglieder der Bündnerschieferbasis markierte Trennung in der oberen Val Starlera vom Plattenhorn über das Saletschajoch in die Schuppen des Grates zwischen Piz Alv und Piz Grisch hinein. Die Faltenachsen fallen hier alle mit etwa 25° gegen N oder NNE. Die Dolomite, Rauhwacken und Quarzite der Obertrias sind mitgefaltet, wobei das starre Verhalten der Dolomite den plastischen Schiefern gegenüber ins Auge fällt. Die durch die Zerbrechung entstandenen Dolomitblöcke «schwimmen» ohne Zusammenhang in den gefalteten Bündnerschiefern, welche weiter nördlich auf der oberen Alp Moos den Unterbau des Piz Settember und Piz Schmorras bilden. O. WILHELM (1926) zeichnet in seiner geologischen Karte der Landschaft Schams an der Pala dil Fuorn zwar mehrere (9) Triaslinsen, ordnet diese jedoch alle den Sedimenten seiner «Rofnagneis- und Timunmasse» zu. Ausserdem umgibt er 500 m östlich von P. 2847 (P. 2837 Siegfriedatlas) den Triasmarmor mit einer Rauhwacke und erweckt so den Eindruck, dass es sich dabei um eine Klippe auf den Bündnerschiefern handle. In Wirklichkeit ist diese Rauhwacke in eine tektonisch untere und obere zu trennen und gehört die dazwischenliegende Trias noch den basalen Schuppen der Weissberg-Decke an (siehe b).
Am P. 2847 erkennt man in Profil 5 eine gegen E geschlossene, liegende, spitze Antiklinalstruktur von obertriadischen Schichtgliedern in den Bündnerschiefern.

Neben diesen vielen an der Pala dil Fuorn erwähnten Falten im Unterbau des Piz Alv, welche bei ihrer Intensität eine recht konstante Achsenrichtung von etwa N 5° W und einen sehr einheitlichen Stil (S- oder Z-Typ) aufweisen, ist die eindeutig jüngere Bewegungsphase des Bruchs am Saletschajoch zu erwähnen. Es handelt sich um eine in NS–Richtung genau durch das eigentliche Joch verlaufende Verwerfung, wobei u. a. die Bandfluh-Marmore des östlichen Flügels gehoben oder gegen N vorgeschoben sind (siehe tektonische Karte und Profil 5). Die horizontale Verstellung beträgt 300 m, die vertikale 70 m.

ALP MOOS–SCHMORRASGRAT–ALP SCHMORRAS (Profile 6 und 7)

Die Strukturen der Pala dil Fuorn (Profil 5) lassen sich, was die Weissberg-Decke anbetrifft, nicht gegen N verfolgen. So scheint (siehe Profile 6 und 10) über den Bündnerschiefern der Alp Moos die Bandfluh-Schuppe nördlich des Piz Alv überall zu fehlen und ist gleichzeitig die Trias der Weissberg-Schuppe auf das Mittel- und

Oberladin reduziert. Die Bündnerschiefer weisen ähnlich wie am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch vielfache Verschuppungen und Fältelungen auf. Es schalten sich in die oberen Bündnerschiefer Ophiolithe und Glimmerquarzite ein, welche uns veranlassten, die obere Schuppe, unmittelbar im Liegenden der Trias des Piz Settember und Piz Schmorras, als eine tektonisch gewissermassen selbständige Einheit von den unteren, eigentlichen Averser Bündnerschiefern abzutrennen. Die Faltenachsen, welche im S noch N–S verlaufen, biegen 1 km westlich des Piz Settember bei der Rofnaporphyrmasse der Alp Moos um und sind nördlich davon (Schmorrasjoch) rosettenartig von SW–NE bis SE–NW orientiert (tektonische Karte). Möglicherweise handelt es sich hier um eine Interferenz verschiedener Falten; ebenso dürfte das auffallend steile Einfallen der Achsen unmittelbar östlich des Schmorrasjochs auf eine Faltung der in einer früheren Phase z. T. bereits sehr steilgestellten Schichten zurückzuführen sein.

In den Bündnerschiefern tritt auf der obersten Alp Moos zwischen den Ophiolithlinsen ein kleiner Span von leicht verschiefertem Rofnaporphyr auf, welcher dem tektonischen Niveau des Plattenhorns entsprechen könnte. Die Weissberg-Schuppe bildet am Schmorrasgrat von S nach N drei grössere Boudins: Piz Alv, Piz Schmorras und Piz Settember, zwischen welchen die Trias jeweils stark ausgedünnt ist: Fuorcla Cotschna, P. 2569 und im Norden Schmorrasjoch (siehe Profile 9 und 10).

Die auf dem Ladin des Schmorrasgrates gelegenen obertriadischen und unterjurassischen Rauhwacken, Dolomite und Schiefer bilden mit ihren vielen internen Verschuppungen das stark versackte Weidegelände der Alp Schmorras. So sind z. B. diese jüngeren Serien östlich der Fuorcla Cotschna (Profil 6) und des Piz Schmorras (Profil 7) deutlich vom Liegenden abgerutscht. In der Gegend der Alphütten und im Bach östlich des Schmorrasjoches zeigen die in möglichst wenig versackten Partien gemessenen Faltenachsen hauptsächlich eine Orientierung gegen NNE bis NE. Wie eben beschrieben wurde, kommt es hier zur Interferenz der S- oder Z-Faltenphase (Achsen fallen mit 25° gegen N 45° E) und der offenbar jüngeren Zickzackfaltenphase (Achsen fallen, wo die Schichten steil stehen, mit bis 60° gegen N 10° E bis N 15° W).

Der Malm, welcher im Piz Alv-Boudin noch vertreten war (Profil 6), fehlt in den kleineren nördlicheren Boudins vollständig und tritt erst jenseits des Schmorrasjochs im Untersuchungsgebiet von V. Streiff (1939) wieder auf.

Der Zusammenhang der Gelbhorn-Decke mit der Weissberg-Decke, welcher in den Malmpartien des Inneren Weissberges und der Fuorcla Cotschna (Fig. 9) jeweils deutlich zu erkennen war, geht aus den versackten Schieferserien nicht mehr sehr schön hervor. Sicher sind die jurassischen Tonschiefer und (kretazischen?) Kieselkalkschiefer der Alp Schmorras mindestens doppelt vorhanden, und es dürfte der obere Teil der Surcrunas–Tschera-Schuppe, der untere der Weissberg-Schuppe angehören. Als sicher der Gelbhorn-Decke angehörig erkennt man die Vizanbrekzie, Obertrias und hangende Tiefencastler Schuppe, welche sich von der Fuorcla Curtegns über P. 2751,6 (Profil 4), an der Saletscha (Profil 6) und dem Osthang der Aua da Schmorras entlang, (Profil 7) gegen Norden fortsetzen.

Ähnlich wie am Saletschajoch sind auch am Schmorrasjoch die Serien der Weissberg-Schuppe und deren Liegendes in einer jüngeren Bewegungsphase verstellt worden. Es verläuft eine Verwerfung in EW-Richtung durch den Passübergang, wobei

der nördliche Flügel gehoben oder gegen E verschoben ist (siehe tektonische Karte, Tafel I). Die horizontal gemessene Verstellung beträgt 400 m.

Tektonische Zusammenhänge

Die oben detailliert beschriebenen tektonischen Strukturen lassen auf mehrere Bewegungsphasen in unserem Untersuchungsgebiet schliessen. Die Frage der altersmässigen Reihenfolge dieser Phasen bleibt jedoch z. T. offen; die von uns aufgestellte Phasenfolge, welche im folgenden kurz diskutiert wird, ist lediglich ein Versuch einer geometrischen und kinematischen Interpretation.

Die ältesten deutlichen, vorbereitenden tektonischen Bewegungen dürften etwa im mittleren Jura stattgefunden haben. Sie sind vergesellschaftet mit mächtigen Brekzienschüttungen im Bereich der Weissberg- und Surcrunas–Tschera-Schuppe.

Die erste Phase der eigentlichen Schamser Deckenbildung erfolgte später und zwar auf jeden Fall nach dem Gault. Es handelt sich um ein Vorgleiten der Weissberg-Decke auf den Bündnerschiefern, unter Bildung der verkehrtliegenden Bandfluh-Schuppe im Liegenden der normalliegenden Weissberg-Schuppe. Falls wir die Schamser Decken im Gebiet der oberpenninischen Margna-Decke im SE beheimaten – was uns auf Grund der im Untersuchungsgebiet beobachteten Strukturen und auf Grund des Vorkommens analoger Serien im Oberengadin als plausibel erscheint – so dürfte die Decke ursprünglich etwa auf der Linie Splügen–Andeer gestirnt haben. Die «mise en place» hat jedoch keine sicheren strukturellen Spuren hinterlassen. Im SE, am wurzelwärtigen Teil der Weissberg-Schuppe anschliessend, befanden sich die ebenfalls vorgeglittenen Serien der Gelbhorn-Decke.

Als zweite Phase nehmen wir diejenige des zeitlich unmittelbar nach der ersten Phase erfolgten ersten Vorstosses der Gelbhorn-Decke an, wobei es in den hintereinanderliegenden Weissberg- und Surcrunas–Tschera-Schuppen zu gewissen Aufschiebungen kam (Dolomitspan am Inneren Weissberg, Profil 8 und Repetitionen der Vizanbrekzie am Gipfel des Inneren Weissberges, Profil 8 oder an der Fuorcla Curtegns, Profile 3 und 4). Die Stauchung erfolgte von S her (kleinere Aufschiebungen gegen N). Möglicherweise ist dabei die Weissberg-Schuppe, namentlich im Bereich des Piz Alv, gegenüber der Bandfluh-Schuppe relativ vorgestossen und in direkten tektonischen Kontakt mit den Bündnerschiefern gekommen. Dieses würde erklären, dass bei den auf S. 220 erwähnten Repetitionen am Westgrat des Piz Alv sowohl die Weissberg-Schuppe wie auch die Bandfluh-Schuppe mit den Bündnerschiefern verfaltet sind, nie aber die Weissberg-Schuppe mit der Bandfluh-Schuppe.

In der dritten Phase legte sich die Gelbhorn-Decke über die Weissberg-Decke (d. h. Surcrunas–Tschera-Schuppe über Weissberg-Schuppe), wobei der Zusammenhang zwischen den beiden («Querfalte» im Täli und Fuorcla Cotschna) im Bereich des Weissberges und Piz Alv erhalten blieb. Im Gebiet des Gurschus und der Tschera schob sich die Gelbhorn-Decke mit ihrer verkehrtliegenden massiven Platte der Vizanbrekzie weit nach vorne, und es ergab sich eine scharfe tektonische Trennung zwischen der Surcrunas-Zone und Tschera-Zone (V. Streiff, 1939). Die Gelbhorn-Decke setzt sich aus der verkehrtliegenden Surcrunas–Tschera-Schuppe (unten) und der normalliegenden Tiefencastler Schuppe (oben) mit ihren ältesten, zur Hauptsache obertriadischen Schichtgliedern im Kern zusammen. Sie stirnte, wie wir das bei der

Weissberg-Decke ebenfalls annehmen, im N. Die Stirne wäre heute, eingewickelt unter die Front der Suretta-Decke, in der Gegend von Splügen, in der Basis der Splügener Kalkberge zu suchen.

Nachdem dieses Deckengebäude soweit angelegt war und sich sehr wahrscheinlich auch höhere Einheiten (penninische Flyschmassen, oberpenninische Platta-Decke, Ostalpin) über den Bereich der Schamser Decken geschoben hatten, dürfte in einer für unsere Betrachtungen vierten Phase das Suretta-Kristallin zum ersten Mal gegenüber den hangenden Deckenmassen relativ nach vorne (NW) geschoben worden sein. Es erfolgte eine Hebung der Kristallindecke im Untergrund und eine Boudinierung der Schamser Decken unter ihrem Hangenden. Zwischen den Dolomit-Kalkmarmor-Boudins des Averser Weissberges, Piz Alv und Schmorrasgrat drängten sich die inkompetenten Schieferserien der Fuorcla Curtegns, Fuorcla Cotschna und Alp Schmorras ein.

Auf diese Boudinierung der Schamser Decken folgte in einer fünften Phase das zweite Vorstossen des Surettakristallins gegen NW mit den bereits von R. STAUB (1919) erkannten «Rückbürstungen der Rofnafächer». Hiermit dürfen die meisten Falten und Fältelungen, welche uns bei der tektonischen Beschreibung begegnet sind, zusammenhängen (S- und Z-Faltentyp). Man kann die Phase auch als eine relative Bewegung der tektonischen Elemente im Hangenden der Schamser Decken gegen hinten (SE) betrachten. Wir stellen erstens ein Umbiegen der Achsenebene unserer dritten Faltungsphase («Querfalte») von einer SSW–NNE-Richtung im Norden in eine SE–NW-Richtung im Süden fest. Zweitens lässt sich eine intensive SSE-wärts gerichtete Stauchung zwischen den Kristallinkeilen (Alp Moos, Piz Grisch, Plattenhorn) und den Boudins der Schamser Decken (Schmorrasgrat, Piz Alv, Weissberg) feststellen. Die ursprünglich mehr oder weniger nebeneinander gelegenen und in älteren Phasen gefalteten Elemente wie Piz Gurschus, Piz Alv und Weissberg wurden in dieser Phase offenbar mit den kristallinen Spänen relativ nach SE verfrachtet und dabei bis um 90° gedreht (Innerer Weissberg).
Da in diese Phase der Flysch ebenfalls einbezogen ist, stellt V. STREIFF (1939, S. 224) sie ins Alttertiär.

Die vorher an der Fuorcla Curtegns sowie östlich des Saletschajochs und am Schmorrasjoch erwähnten Zickzackfalten haben sich – besonders am Schmorrasjoch – deutlich jünger gezeigt als die S- oder Z-Falten unserer fünften Phase. Da die Faltenachsen dieser sechsten Phase N–S streichen (mit Schwankungen um etwa 10° gegen W oder E), dürfen wir nach der «Rückbürstung» nochmals einen gewaltigen westwärts gerichteten Vormarsch der ostalpinen Decken (inkl. des Arblatschflysches an ihrer Basis, welcher die Schamser Decken zwischen der Bandfluh und der Fuorcla Curtegns diskordant abschneidet) annehmen.
Der letzte Vorstoss der ostalpinen Decken ist schliesslich über das Helvetikum gefahren (vgl. zum Beispiel die Iberger Klippen) und somit jünger als Obereozän.

Abwicklung der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein

FRAGE DER ABLEITUNG

Die «Querfalte» ist wohl das für unsere tektonischen Betrachtungen wichtigste Phänomen. Es handelt sich um eine gegen SW geöffnete synklinale Verbindung zwischen der Weissberg- und der Gelbhorn-Decke, welche bei der «Rückbürstung»

aus ihrer ursprünglich gegen NW geöffneten Lage gedreht wurde. Wir nehmen von diesem lokalen Gesichtspunkt aus sowohl für die Weissberg-Decke wie auch für die Gelbhorn-Decke eine Ableitung aus dem Hangenden der Averser Bündnerschiefer an und wollen unsere Überlegungen im folgenden kurz diskutieren.

Im Prinzip lässt sich die Weissberg-Decke, aus einer unteren verkehrten und einer oberen normalen Schuppe aufgebaut, mit einer primären Ableitung entweder aus dem Hangenden der Averser Bündnerschiefer oder aus dem Liegenden der Suretta-Decke erklären, da heute eine eigentliche Stirn dieser Decke fehlt. Die Ableitung aus dem Liegenden der Suretta-Decke verstehen wir als eine Rückfaltung im Sinne E. HAUGS (1906 und 1925) oder V. STREIFFS (1962), wobei die Schamser Decken aus der Splügener Mulde um die Stirn der Suretta-Decke weit nach hinten zurückgelegt worden wären, um in der Gegend von Juf wieder irgendwie (z. B. als «Bercla-Schuppe», V. STREIFF, 1962) an der Basis der oberpenninischen Platta-Decke nach Norden umzubiegen. Es spricht gegen diese These, das lediglich das tektonisch tiefste Element der Ostschamser Decken, die schmale Bandfluh-Schuppe, gegen Juf zieht, während die höhere Weissberg-Schuppe auf der Linie Täli–Alp Nova sich mittels der erwähnten «Querfalte» mit der Surcrunas–Tschera-Schuppe der Gelbhorn-Decke verbindet. Dabei ist zu bemerken, dass diese letzte Schuppe also nicht, wie das R. STAUB (1958) und V. STREIFF (1962) postulieren, von der «Gurschus–Kalkberg-Zone» abgeschert ist; sie ist im oberen evaporitischen Niveau der Trias abgeschert und sehr wahrscheinlich südlich des Ablagerungsraumes der Weissberg-Decke einzuordnen.

Auch die Autoren E. ZURFLÜH (1961), B. BLANC (1965) und H. STROHBACH (1966), welche die Splügener Mulde näher untersuchten (Diss. Zürich), lehnen eine Beheimatung der Schamser Decken in dieser Mulde ab. Andererseits ist auf die z. T. frappanten faziellen Analogien gewisser Schichtglieder der Schamser Decken mit Teilelementen der Splügener Mulde und ganz besonders mit denen der Stirnzone der Tambo-Decke (Areue-Zone) hinzuweisen (A. GANSSER, 1937). So sind z. B. die liasischen Sandlagenkalke und Dolomitbrekzie (Dogger?) der Areue-Alp dem Lias und der Vizanbrekzie der Surcrunas–Tschera-Schuppe zum Verwechseln ähnlich (besichtigt an der Schlussexkursion des geol. Inst. Zürich, 17. Juli 1965). Eine stirnartige Umbiegung der Bandfluh-Schuppe in die Weissberg-Schuppe hinein kann im Süden kaum stattgefunden haben, weil dort eben bereits eine höhere Falte («Querfalte») der Weissberg-Schuppe existiert. Ausserdem sprechen noch mehr Phänomene für eine ursprüngliche Stirn der Weissberg-Decke im Norden:

a) NW-wärts gerichtete Aufschiebungen und z. T. auch Faltenscharniere in der Weissberg-Decke und Surcrunas–Tschera-Schuppe (vgl. R. STAUB, 1958, S. 57).

b) Lokales, transgressives unteres Oberladin (polygene Brekzien, Erosionstaschen) der Bandfluh-Schuppe am Saletschajoch unmittelbar unter demjenigen der Weissberg-Schuppe am Piz Alv. Dies deutet, unter Annahme, dass der Malm der Bandfluh-Schuppe stratigraphisch mit der verkehrten Trias verbunden ist, darauf hin, dass an dieser Stelle beide Schuppen ursprünglich nicht weit voneinander gelegen haben dürften.

c) Enorme Mächtigkeit der normalen Weissberg-Schuppe gegenüber der geringmächtigen und z. T. ausgewalzten verkehrten Bandfluh-Schuppe. Hieraus dürfte man schliessen, dass die Weissberg-Schuppe den primären Oberschenkel und die

Bandfluh-Schuppe den primären Unterschenkel einer Weissberg-Decke vertritt. Bei einer eventuellen Ableitung der Schamser Decken aus dem Liegenden der Suretta-Decke (E. HAUG, V. STREIFF) läge das Deckengebäude genau umgekehrt. Dann müsste im Westschams ursprünglich ein schmächtiger, hauptsächlich aus duktilen Kalkmarmoren bestehender Oberschenkel und ein respektabler, hauptsächlich triadischer Unterschenkel (Splügener Kalkberge) existiert haben. Dies erscheint jedoch aus mechanischen Gründen nicht sehr plausibel.

Wenn wir aus diesen Überlegungen die Weissberg-Decke und damit auch die Gelbhorn-Decke im Hangenden der Averser Bündnerschiefer einordnen, so tun wir nichts Neues. Schon R. STAUB (1937) und V. STREIFF (1939) sprachen sich für diese Möglichkeit aus. Auch 1958 bezieht R. STAUB seine Gelbhorn- und Gurschus–Kalkberg-Zone aus dem Hangenden der Suretta-Decke, nicht aber die Marmorzone, welche er in der Splügener Mulde, bzw. an der Suretta-Stirn beheimatet. Diese Trennung hat sich im Laufe unserer Untersuchung, wie auch schon bei V. STREIFF (1962), als unhaltbar erwiesen, weil diese 3 Zonen nachweisbar eng miteinander zusammenhängen und bezüglich ihrer Beheimatung als eine Einheit aufgefasst werden müssen. In der Fortsetzung der Bandfluh-Schuppe südlich von Juf tritt im gleichen tektonischen Niveau zwischen den Bündnerschiefern und dem Flysch der isolierte Kalkmarmorspan des Piz Turba auf. Es handelt sich bei diesem dunkelgrauen serizitischen Kalkmarmor um eine Spezialfazies, welche nicht mit bekannten Schamser Elementen vergleichbar ist (siehe auch R. STAUB, 1958). Die Trennung zwischen den Bündnerschiefern und dem Flysch lässt sich weiter gegen SSE verfolgen. Die sich in ihre Fortsetzung einschaltende Fexer Schuppenzone (Septimerpass, Val Fex und Piz Tremoggia) zeigt wieder auffallende fazielle Analogien mit den Serien der Schamser Decken.

Diese für unser Untersuchungsgebiet annehmbare Lösung eines Schubes gegen Norden und einer Beheimatung im Bereich der oberpenninischen Margna-Decke hat ihrerseits jedoch u. a. die folgenden Widersprüche:

Wenn die Schamser Decken nämlich nicht primär im Westschams unter dem Suretta-Kristallin (Splügener oder Misoxer Mulde) lagen, so sind sie dort sekundär in einer gegenüber dem Ostschams verkehrten Lage (Weissberg-Decke oben, Gelbhorn-Decke unten) eingewickelt worden. Die relative Bewegungsrichtung dieser Decken wäre an der Stelle von Norden nach Süden. Genau umgekehrt ist die Richtung der weit nach vorne geschobenen Areue- bzw. Bruschghorn-Schuppe, welche im unmittelbaren Liegenden der Gelbhorn-Decke und stark mit dieser verschuppt in der Basis der Splügener Kalkberge bzw. Beverin auftritt (J. NEHER und H. JÄCKLI, 1941). Die zwei bei unseren Annahmen entgegengesetzten Bewegungsrichtungen dieser beiden im Westschams tektonisch eng verbundenen Einheiten sprechen, wie dies namentlich V. STREIFF (1962) betont hat, gegen die Lösung der oberpenninischen Beheimatung. Ein zweites Gegenargument wäre der merkwürdige Verlauf des Abscherungsniveaus der Schamser Decken, welche bei der von uns befürworteten Arbeitshypothese von Süden nach Norden die folgende Abwicklung zeigen:

(Penninische Flyschdecken, Martegnas-Serie), Tiefencastler-Schuppe, Surcrunas–Tschera-Schuppe, Weissberg-Schuppe, Bandfluh-Schuppe und Averser Bündnerschiefer. Das Abscherungsniveau verläuft in diesen tektonischen Einheiten von S nach N folgendermassen:

Obertrias – Obertrias – Untertrias – Mittel- bis Obertrias – Obertrias. Es steigt also nicht in der Schubrichtung von einem tieferen Niveau allmählich hinauf, sondern sinkt zuerst aus einem hohen Niveau plötzlich ab (Weissberg-Schuppe), um schliesslich ganz vorne (Bandfluh-Schuppe) wieder hinaufzusteigen. Diese Art von Deckenabspaltung ist mechanisch nicht leicht verständlich.

Die tektonischen Verhältnisse im Gebiet zwischen Avers und Oberhalbstein lassen sich am ehesten mit einer oberpenninischen Beheimatung der Schamser Decken vereinbaren, dies besonders wegen der deutlichen Synklinalverbindung durch die «Querfalte» zwischen der Weissberg-Schuppe und der Surcrunas–Tschera-Schuppe. Auch das Auftreten von analogen Serien im Oberengadin und die Stellung von Falknis- und Sulzfluh-Decke unmittelbar unter der hochpenninischen Aroser Zone (= Platta-Decke) sprechen für eine Herkunft der Schamser Decken aus dem Hangenden der Averser Bündnerschiefer. Diese Lösung führt jedoch zu Widersprüchen gegenüber den Verhältnissen im Westschams und ergibt zudem eine paläogeographische Konfiguration des bündnerischen Querschnittes, welche von derjenigen der Westalpen radikal abweicht; insbesondere müsste dann der im Westen so breite piemontesische Faziesraum auf den schmalen Gürtel der Platta-Decke beschränkt sein.

Die komplexen kinematischen Vorgänge im Bereich der Schamser Decken verunmöglichen es auch heute noch, eine definitive Lösung vorzuschlagen.

PALÄOGEOGRAPHIE

Die ursprüngliche Disposition der verschiedenen Einheiten der Schamser Decken im Querschnitt Juf–Averser Weissberg dürfte – nach unseren Ansichten – etwa der in Tab. 5 dargestellten Abwicklung entsprechen. Die Faziesabfolge der vier in diesem Schema enthaltenen Schamser Elemente geht aus der folgenden kurzen paläogeographischen Zusammenfassung hervor.

Trias

Die triadischen Ablagerungen des Mittel- und Oberpenninikums sind zum grössten Teil epineritischer bis litoraler Natur. Ausserdem gibt es über mehreren Perioden Anzeichen einer Trockenlegung und Abtragung der eben abgelagerten Sedimente. Die Trias der Weissberg-Schuppe besteht hauptsächlich aus Dolomiten und Kalken und wird am Äusseren Weissberg 400 m mächtig. Die Mächtigkeit nimmt gegen E stark ab und betrug ursprünglich unterhalb des Inneren Weissberges nur noch maximal 100 m. Über das untere evaporitische Niveau der Oberskyth(?)-Rauhwacke folgen die epineritischen Ablagerungen mit Dadocrinen und lagunäre Bildungen mit Gipspseudomorphosen des Anis. Die Gesteine liegen heute alle als Dolomit oder Dolomitmarmor vor. Es schalten sich besonders in das obere Anis monogene Brekzien und Tuffhorizonte ein, welche von seismischer und vulkanischer Tätigkeit zeugen. Die wichtigsten Tuff- und Tuffitablagerungen befinden sich an der Grenze Anis–Ladin. J. Neher fand in diesem Niveau Saurierreste.

Von den Ablagerungen des Unterladins sind uns nur die «Mittleren Dolomite» bekannt, welche unter allmählicher Subsidenz sedimentiert, anschliessend über den

Meeresspiegel gehoben und im oberen Teil der Erosion preisgegeben wurden. Bei der Transgression des Meeres zur Zeit des unteren Mittelladins füllten sich die tiefen Erosionstaschen, während im Bereich des Äusseren Weissberges eine Senke entstand, welche relativ rasch abwechselnd mit Kalk und Dolomit gefüllt wurde («Streifenserie», 140 m). Erst im Verlauf des Mittelladins breitete sich die Transgression über den ganzen Ablagerungsraum der Weissberg-Decke aus. Die Ablagerungen werden jedoch von der Weissbergscharte gegen SE immer geringmächtiger. Im oberen Mittelladin kam es erneut zu einer Trockenlegung. Davon zeugen die Erosionstaschen der verschiedenen «Inseln» am Band (Innerer Weissberg), Fuorcla Cotschna und Saletschajoch. Die flachneritischen Bildungen des Oberladins ähneln mit ihren Crinoiden, Gastropoden und den Tuffitbildungen denjenigen des Oberanis. Es dürfte sich wie im Mittelladin wieder um ein ausgedehntes Flachwassermeer ohne merkbares Relief gehandelt haben. Mit Ausnahme der Bandfluh-Schuppe ist die Obertrias in allen Elementen der Schamser Decken nachweisbar vertreten. Sie wird zur Hauptsache durch Rauhwacken und Arkosen sowie spärlichen blonden Dolomit charakterisiert. Das Rhät ist auch nur fraglich durch wenige dolomitische Sandlagenkalke und eine Lumachelle vertreten.

Am Ende der Trias war also der ganze Bereich der Weissberg- und Gelbhorn-Decke trockengelegt und der Erosion preisgegeben. Es existierten höchstens einige litorale oder lagunäre Bereiche, wovon die spärlichen Ablagerungen zeugen.

Unterer Jura

Charakteristisch für den Lias und den unteren Dogger ist die Bildung verschiedener Tröge mit bathyaler Sedimentation. Gleichzeitig lassen die Ablagerungen des unteren Jura eine Schwellenregion im Bereich der Weissberg- und Surcrunas–Tschera-Schuppe vermuten, welche im N eventuell auch noch den Bereich der Bandfluh-Schuppe umfassen dürfte (falls dort die unterjurassischen Ablagerungen primär fehlen). Nördlich dieser sogenannten Weissberg–Gelbhorn-Scholle entsteht der ausgedehnte Trog der Averser Bündnerschiefer (siehe Tab. 5). Die geringmächtige dolomitische Liasbrekzie an der Basis dieser sandigen, kalkigen tonschieferreichen Abfolge deutet auf eine anfänglich rasche Subsidenz und einen steilen Südrand des Troges hin. Auf der Trias der Bandfluh- und Weissberg-Schuppe fehlen zum grössten Teil sichere unterjurassische Ablagerungen. Erst am Südrand der Weissberg-Schuppe, an der Weissberg-Scharte, in der obersten Val Gronda und an der Fuorcla Cotschna finden wir neritische Sandkalke mit Belemniten und Crinoiden sowie dolomitische Brekzien mit Einschaltungen von schwarzen Tonschiefern im Liegenden einer bündnerschieferähnlichen Serie. Diese letzte verliert jedoch gegen S an Bedeutung; der Unterjura der Surcrunas–Tschera-Schuppe im Bereich der späteren Taspinitschwelle ist eine Zeit von hauptsächlich kalkiger Sedimentation. Davon zeugen sowohl die Sandkalke des Täli als auch die mächtigen, auffallend tonschieferarmen Liaskalke an der Crest'ota (Oberhalbstein), wo diese bereits von V. STREIFF (1939) beschrieben worden sind.

In der Weissberg–Gelbhorn-Scholle, die zwar teilweise der Erosion preisgegeben, jedoch noch nicht unbedingt über den Meeresspiegel gehoben war, bildete sich offenbar eine Weissberg–Gelbhorn-Senke mit z. T. bündnerschieferähnlicher und z. T.

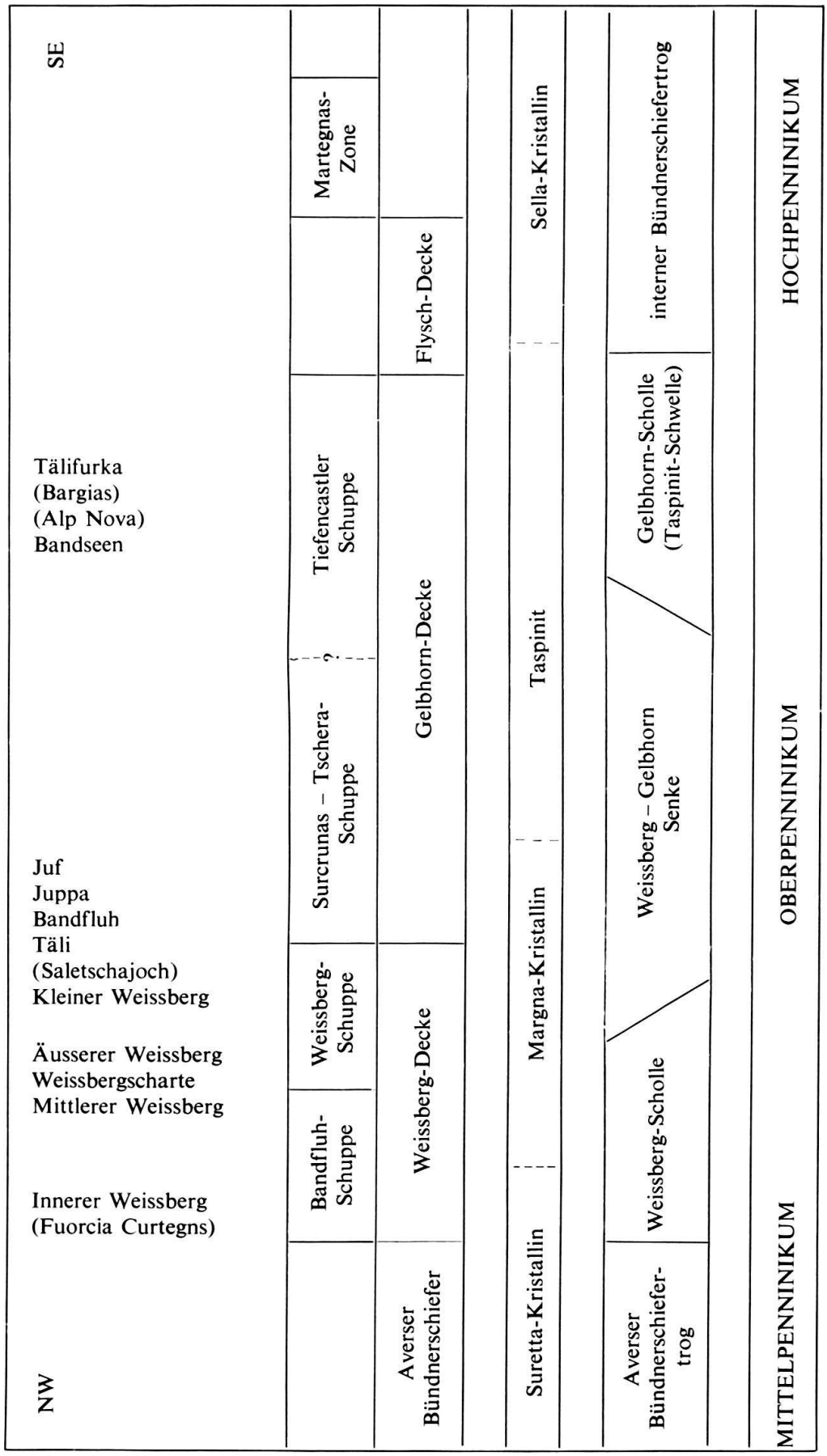

Tabelle 5. Tabellarischer Überblick der Faziesräume der abgewickelten Schamser Decken im Querschnitt Juf – Averser Weissberg bei einer Ableitung der Decken aus dem Hangenden der Averser Bündnerschiefer.

(gegen den Südrand zu) kalkiger Sedimentation (siehe oben). Auf jeden Fall dürfte dieser Ablagerungsraum zwischen der Bandfluh-Schuppe im N und dem ungefähren Bereich der späteren Taspinitschwelle (südliche Surcrunas–Tschera-Schuppe) im S wesentlich untiefer gewesen sein als der nördlichere Averser Bündnerschiefertrog.

Dagegen lässt sich der südlich an diesen Bereich anschliessende externe Teil eines stark reduzierten «piemontesischen» Bündnerschiefertrogs besser mit dem Averser Trog vergleichen. Abgesehen von den neritischen Ablagerungen des unteren Lias, zeugt auch hier die monotone Kalk-Tonschiefer-Abfolge des unteren Jura von einem in allmählicher Subsidenz begriffenen tiefmeerischen Bereich. Es handelt sich hier um die Schichtfolge der Lias- und Nisellas-Serie der Tiefencastler Schuppe.

Oberer Jura

Die steilen Randzonen der Weissberg–Gelbhorn-Scholle, welche sich in der Weissberg–Gelbhorn-Senke schon durch meistens feine dolomitische Liasbrekzien andeuten liessen, kommen besonders erst während des oberen Doggers recht zum Ausdruck. In diese Zeitspanne fallen die bedeutenden Brekzienschüttungen im Bereich der Weissberg-Schuppe («Weissberg»-Schüttung) und der Surcrunas–Tschera-Schuppe (Nordrand der Taspinitschwelle, Vizan- oder Taspinitbrekzie, «Surcrunas»-Schüttung). Die Taspinitschwelle wird dabei weiter östlich ebenfalls über den Meeresspiegel gehoben, wobei die Erosion stellenweise bis auf das Kristallin hinuntergreift (Transgression der Taspinitbrekzie auf der Alp Taspin, V. STREIFF, 1939). Zwischen den beiden Schüttungen werden die brekziösen Ablagerungen über den dunklen sandigen Schiefern des unteren Doggers nur einige m mächtig. Abgesehen von den ganz grossen hineingerutschten Dolomitblöcken (Innerer Weissberg) sind die Korngrössen hier eher kleiner als gegen die Schüttungszentren zu. Auch südlich der Taspinitschwelle finden wir einen brekziösen Dogger in der Nisellas-Serie der Tiefencastler Schuppe. Hier wechseln Horizonte polygener Dolomitbrekzien rhythmisch mit kalkigen Tonschiefern ab und sind in diesem tieferen Ablagerungsraum Zeugen der Taspinitschwelle im N.

Der Malm manifestiert sich fast im ganzen Raum der Schamser Decken als eine neritisch-kalkige Bildung. Im Averser Bündnerschiefertrog setzen sich jedoch die monotonen kalkig-tonigen Ablagerungen schon seit dem Lias ohne irgendwelche Anzeichen eines «Schamser» Doggers oder auch eines neritischen Malm fort. In der Bandfluh-Schuppe finden wir die nördlichsten Malmkalke, welche sich transgressiv auf die mittlere Trias der Weissberg-Scholle legen, die nun offenbar an ihrem Nordrand abzusinken beginnt. Währenddessen dauern die Brekzienschüttungen an ihrem Südrand, jetzt aber mit reinen Kalkablagerungen abwechselnd, an. Völlig analog sind die Verhältnisse am Nordrand der Gelbhorn-Scholle. Zwischen beiden Schüttungen lagern sich die reinen Kalke des Malm, die sich mit den Brekzien verfingern, ab.

Nun können wir nicht mit Sicherheit aussagen, ob der Malm der Tiefencastler Schuppe primär atypisch (i. e. vielleicht einige Serizitmarmore in der Basis der Nivaigl-Serie) ausgebildet ist. Er könnte, analog zum Malm der Weissberg-Schuppe (und Surcrunas–Tschera-Schuppe), auch stellenweise aus tektonischen Gründen fehlen.

Auf jeden Fall fehlen in unserem Untersuchungsgebiet sichere Malmablagerungen der südlichen Gelbhorn-Decke.

Kreide

Während der unteren und mittleren Kreide dürfte nur die Weissberg-Scholle noch der Erosion preisgegeben und dabei vielleicht über den Meeresspiegel gehoben sein. Sie liefert das meistens feine dolomitisch-brekziöse Material einiger kalkarenitischen Einlagerungen in einer über die ganze Distanz der Weissberg-Schuppe und Gelbhorn-Decke einheitlichen kleinzyklischen Sedimentation von Sand- und Siltsteinen, Tonschiefern und Kieselkalken. Ähnliche Ablagerungen finden wir in den jüngsten Averser Bündnerschiefern. Auch hier schalten sich (Alp Moos) Quarzite, Serizit-Quarzit-Schiefer und Kieselkalke ein. Die Feinbrekzien fehlen jedoch. Sowohl in diesen Schiefern wie auch in den liasischen Schichten der Weissberg-Schuppe treten Ophiolithe auf, deren Alter wir mit unseren wenigen Untersuchungen nicht genau festzulegen vermögen. Es handelt sich hauptsächlich um ultrabasische Gesteine. Diese dürften in den Bereichen der Schwächezonen an den steilen Rändern der Weissberg–Gelbhorn-Scholle, welche vielleicht bereits in einer ersten orogenen Phase gegen N überkippt wurden, emporgedrungen und ausgeflossen sein. Weitaus am mächtigsten sind die Grüngesteine des südlichen «piemontesischen» Bündnerschiefertrogs der Martegnas-Serie und Serie von Savognin sowie der eigentlichen Platta-Decke.

BENÜTZTE LITERATUR

ARBENZ, P. (1913), *Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz*, Vjschr. naturf. Ges. Zürich.

– (1922), *Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden*, Eclogae geol. Helv. *17*/3.

ARGAND, E. (1911), *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*, Mat. carte géol. Suisse [n.s.] *31*.

– (1912), *Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique*, Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *48*.

– (1934), *La zone pennique*, Guide géol. Suisse, Wepf, Bâle.

BARBIER, R. (1951), *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse*, Trav. lab. Géol. Grenoble *29*.

BARBIER, R., BLOCH, J. P., DEBELMAS, J., ELLENBERGER, F., et al. (1960–1963), *Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée*, Mém. Soc. géol. France, p. 331–377.

BLANC, B. L. (1965), *Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna*, Diss. Univ. Zürich.

BOSWELL, P. G. H. (1949), *On the Thixotropie of Some Sedimentary Rocks*, Quart. J. Geol. Soc. London 416.

BOTTERON, G. (1961), *Etude géologique de la région du Mont d'Or (Préalpes romandes)*, Eclogae geol. Helv. *54*/1.

BRÜCKNER, W. (1941), *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite*, Eclogae geol. Helv. *34*/1.

CABY, R., und GALLI, J. (1964), *Existence de Cinérites et tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise*, C. R. Acad. Sc. *259*, 417.

CADISCH, J. (1932), *Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster*, Eclogae geol. Helv. *25*/1.

– (1941), *Das Pontiskalk-Profil zwischen Briey-dessus und Vercorin bei Siders (Wallis)*, Eclogae geol. Helv. *34*/2.

– (1953), *Geologie der Schweizer Alpen*, 2. Auf., Wepf, Basel.