

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.
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: 22.01.2026

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

Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden)

Von HENRI A. C. KRUYSSE¹⁾

mit 15 Figuren und 5 Tabellen im Text sowie 3 Tafeln (I-III)

RÉSUMÉ

Ce travail consiste en une étude géologique de la partie méridionale des nappes du Schams entre les vallées de l'Avers et de l'Oberhalbstein (Grisons). Ces unités penniques (supérieures?) reposent sur les Schistes Lustrés de l'Avers. On distingue 4 éléments tectoniques qui forment 2 unités principales:

2b) Ecaille de Tiefencastel	normale	}	nappe du Gelbhorn
2a) Ecaille de Surcrunas-Tschera	inverse		
1b) Ecaille du Weissberg	normale	}	nappe du Weissberg
1a) Ecaille de la Bandfluh	inverse		

L'écaille de la Bandfluh (20–100 m) est principalement caractérisée par des marbres purs, gris clairs (Malm?). Dans la région du Saletschajoch et du Piz Alv ils reposent avec un contact probablement transgressif inversé sur des dolomies du Ladinien moyen et supérieur de faible épaisseur. L'écaille du Weissberg présente une série stratigraphique normale et plus ou moins complète allant du Scythien supérieur (cornieules inférieures) jusqu'au Crétacé moyen. Le Trias (300 m) est principalement représenté par des dolomies et des marbres de l'Anisien et du Ladinien, au-dessus desquels le Trias supérieur présente une épaisseur réduite. Plusieurs niveaux à crinoïdes (*Dadocrinus*, *Encriinus*?) s'insèrent dans les Dolomies Inférieures. La limite entre l'Anisien et le Ladinien peut être caractérisée par le «Haupttuffhorizont» (brèches, tuffites et pences). Le Ladinien se compose des Dolomies Moyennes, de la «Streifenserie» et des Dolomies Supérieures. Ces 3 séries sont séparées par des surfaces ravinées et des brèches de transgression. Les Dolomies Supérieures blondes et rouges (bréchiques) du Ladinien supérieur (et du Carnien inférieur?) contiennent des quartzites à hématite (Schmorrasgrat), qui ont été jadis exploités comme minerai de fer.

Le Jurassique inférieur (20 m) présente, abstraction faite de marbres à bandes siliceuses («Kiesel-schnurkalkmarmor») caractéristiques contenant de grandes bélémnites, des schistes comparables aux Schistes Lustrés dans lesquels sont insérés des ophiolithes, surtout des schistes serpentineux (Alp Schmorras). Au dessus du Jurassique inférieur se succèdent des brèches hétérogènes à galets de calcaires et de dolomies (30 m) avec du ciment calcaire (marmorisé); ces brèches sont très semblables à la brèche du Vizan (V. STREIFF, 1939). Vers leur sommet, les brèches s'interstratifient dans les marbres du Jurassique supérieur, semblables à ceux de la Bandfluh (60 m).

Le Crétacé (40 m) est caractérisé par une alternance en petits lits de calcaire siliceux brun et d'ardoises argileuses foncées; des niveaux de brèches fines et, particulièrement dans les parties supérieures, des quartzites compacts, verdâtres s'y intercalent.

¹⁾ B.I.P.M., Carel van Bylandtlaan 30, Den Haag, Holland.

La série stratigraphique (120 m) de l'écaille de Surcrunas-Tschora se compose du Trias supérieur, du Jurassique et du Crétacé inférieur et moyen; elle est extrêmement semblable à celle de l'écaille du Weissberg (à cette différence près que l'on y trouve pas de Trias inférieur et moyen). Cependant, aucune ophiolithe n'a pu être trouvée dans le Jurassique inférieur. Quant aux brèches du Jurassique moyen, il s'agit des brèches du Vizan (Taspinitbrekzie) proprement dites, qui, dans notre domaine d'étude, sont très analogues à celles de l'écaille du Weissberg.

Les séries schisteuses de l'écaille de Tiefencastel (80 m) se relient à celles de la zone du Gelbhorn des environs de Tiefencastel (F. SCHMID, 1966). Ici, nous distinguons au-dessus du Trias supérieur (noyau de la nappe du Gelbhorn) les calcaires du Lias (bélémmites, crinoïdes), la série de Nisellas (Lias supérieur-Dogger, avec des schistes quasi lustrés et des brèches fines) et la série de Nivaigl, également composée de brèches et d'ardoises (Malm?-Crétacé supérieur, avec des marbres miracés rubannés («Hyänenmarmor») à leur base et plusieurs niveaux de quartzites compacts dans les parties supérieures).

L'analyse géométrique et cinématique des nappes est rendue difficile par la succession de plusieurs phases tectoniques ayant joué pendant et après la mise en place des nappes du Schams. Parmi les phases tardives, l'avancée relative de la nappe de la Suretta, donnant lieu aux rétrocharriages de l'Avers, et le chevauchement des nappes australpines sont les phénomènes les plus importants.

La liaison géométrique entre les écailles de la Bandfluh et du Weissberg a été masquée par des charriages tardifs. D'autre part, les écailles du Weissberg (en bas) et de Surcrunas-Tschora (en haut) sont en relation directe dans le Innere Weissberg (Avers), au moyen d'un synclinal ouvert vers le SW. L'étude des axes indique que ce synclinal de raccord était ouvert au NW avant les phases tardives. Cette observation locale nous sert de point de départ pour une discussion sur l'origine des nappes du Schams. La tectonique du secteur étudié s'explique plus facilement en faisant dériver ces nappes d'un domaine situé au S de celui des Schistes Lustrés de l'Avers (Margna, écailles de la Val Fex).

INHALTSVERZEICHNIS

<i>Vorwort</i>	160
<i>Einführung</i>	
<i>Geographische Übersicht</i>	160
<i>Historische Übersicht</i>	162
<i>Geologische Übersicht und tektonische Gliederung</i>	165
<i>Stratigraphie und Petrographie</i>	
<i>Die Suretta-Decke</i>	168
<i>Einführung</i>	168
Kristallin	168
Untere Trias	169
Mittlere Trias	170
<i>Die Averser Bündnerschiefer</i>	170
<i>Die Unteren Bündnerschiefer</i>	170
Obere Trias	170
Bündnerschiefer (Jura und Kreide)	171
<i>Die Oberen Bündnerschiefer</i>	172
Einleitung	172
Lithologie	172
<i>Die Weissberg-Decke</i>	175
<i>Einführung</i>	175
<i>Die Bandfluh-Schuppe</i>	176
Fragliche Kreide	176
Kalkmarmor (Malm?)	176
Trias	177
<i>Die Weissberg-Schuppe</i>	178
Untere Rauhwacke	178
Lagerung	178

Alter	179
Anis	179
Untere Dolomite	179
Tuffhorizonte und Tuffite	181
Alter	182
Grenzhorizont Anis–Ladin	182
Lithologie	182
Alter	183
Ladin	184
Mittlere Dolomite	184
Streifenserie	185
Obere Dolomite	187
Obertrias	190
Tektonische Bedeutung	190
Lithologie	190
Unterer Jura (Lias und unterer Dogger)	192
Lithologie	192
Alter	195
Oberer Jura (oberer Dogger und Malm)	195
Lithologie	195
Alter	197
Kreide	197
Einführung	197
Lithologie	197
Vergleiche der Kreideschiefer mit der Marmorzone V. STREIFFS	198
Charakter der Kreide der Weissberg-Schuppe	198
<i>Die Gelbhorn-Decke</i>	200
Einführung	200
Die Obertrias im Kern der Gelbhorn-Decke	201
Avers	201
Tälifurka (2822 m)	202
Fuorcla Curtegns (2658 m)	202
Fragliches Rhät	203
Die Surcrunas-Tschera-Schuppe	204
Einführung	204
Unterer Jura	204
Innerer Weissberg	204
Fuorcla Curtegns	205
Alp Nova	205
Oberer Jura (Dogger und Malm)	206
Profil am Inneren Weissberg	206
Alter	207
Kreide	207
Die Tiefencastler Schuppe	207
Ablagerungsraum	207
Vergleich mit der Gelbhorn-Zone SCHMIDS	208
Bargias	209
Saletscha	210
Fuorcla Curtegns und Tälifurka	211
Vergleich mit Jura und Kreide der Weissberg-Schuppe	212
<i>Die Martegnas-Serie</i>	213
<i>Die Serie von Savognin</i>	214
Tektonik und Paläogeographische Zusammenhänge	
Beschreibung der Detailtektonik	215
Avers	216
Fuorcla Curtegns	218

Saletschajoch–Piz Alv–Piz Grisch	220
Alp Moos–Schmorrasgrat–Alp Schmorras	223
<i>Tektonische Zusammenhänge</i>	225
<i>Abwicklung der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein</i>	226
Frage der Ableitung	226
Paläogeographie	229
Trias	229
Unterer Jura	230
Oberer Jura	232
Kreide	233
Benützte Literatur	233

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY.

Die Feldarbeiten erstreckten sich auf die Sommermonate 1963–1965. Das Material wurde am Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich ausgewertet, wo auch die Belegsammlung deponiert ist.

Mein Dank gilt an erster Stelle meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY, dessen stetes Interesse und wertvolle Anregungen zum Gelingen dieser Dissertation beitrugen.

Ferner danke ich den Herren Prof. Dr. A. GANSER, Dr. V. STREIFF und J. NEHER für ihre Hinweise und Ratschläge. Tiefster Dank gilt meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Das untersuchte Gebiet liegt im südlichen Mittelbünden zwischen den Tälern Avers, Ferrera und Oberhalbstein. Im Norden wird es durch die Ostsamser Gebirgsgruppe des Piz Gurschus begrenzt und im Osten durch die Flyschberge des Oberhalbstein (Piz Arlös, Arblatsch, Murtèr, Forbesch und Cagniel)²⁾. Die südwestliche Begrenzung bilden die Talhänge des Avers. Wie aus Fig. 1 hervorgeht, umfasst das Gebiet von N nach S die folgenden wichtigen Gipfel: unmittelbar südlich des Schmorrasjochs den Schmorrasgrat, welcher die Wasserscheide zwischen den Ferreratalern (Alp Moos) im W und der Val Nandrò (Alp Schmorras) im E bildet, mit dem Piz Settember (2727 m), Piz Schmorras (2622 m), Fourcla Cotschna und dem Piz Alv (2854 m).

Weiter gegen W erhebt sich der Piz Grisch (3060 m); südlich davon befindet sich das steile Saletschajoch am Grat zwischen der Alp Schmorras im N und der Val Starlera im S. Einen zweiten Übergang zwischen den Ferreratalern und dem Ober-

²⁾ Bei der Schreibweise der Ortsnamen werden wir uns in dieser Arbeit an die Landeskarte (NLK) halten. Der Siegfriedatlas (T. A.) schreibt die obenerwähnten Berge folgendermassen: Piz Arlös, d'Arblatsch, Mezz, Forbesch und Cagnial.

halbstein bildet der Starlerapass, nördlich des Piz Cagniel (2970 m) und der Fuorcla Curtegns. Diese verbindet die Val Gronda im S mit der Val Curtegns im N. Das Averser Tal wird im N durch die Gruppe des Averser Weissberges begrenzt, mit ihrer höchsten Erhebung am Äusseren Weissberg (3053 m). Die anderen Gipfel sind der Mittlere Weissberg (2981 m und 3002 m) und der Innere Weissberg (2948 m). Unmittelbar westlich dieser Gruppe liegt das niedrigere Plattenhorn (2762 m). Gegen E taucht der Weissberg ins Täli ab, welches durch die Tälifurka mit der Val Gronda im N verbunden wird. Den südöstlichen Ausläufer des Weissberges bildet die Bandfluh (2583 m), auf welcher in leichten Vertiefungen die beiden Bandseen liegen.

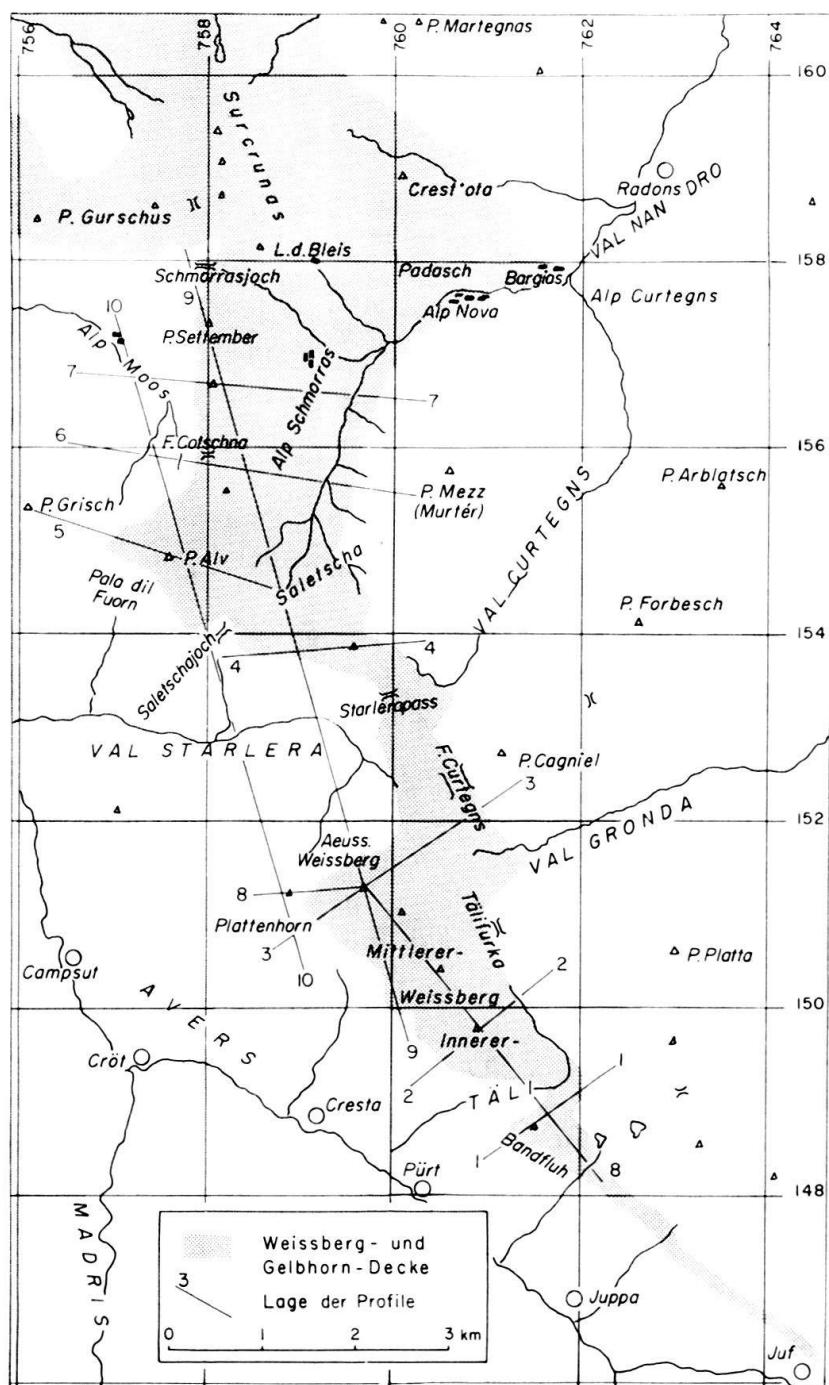


Fig. 1. Geographisches Übersichtskärtchen des Gebietes zwischen Avers und Oberhalbstein.

Historische Übersicht

Aus unserem Untersuchungsgebiet, das hauptsächlich die beiden Gebirgszüge des Schmorrasgrates und des Averser Weissberges umfasst, wurden bisher wenige Beobachtungen veröffentlicht, obschon diese Berge in verschiedenen theoretischen Betrachtungen eine sehr grosse Rolle spielten. Frühere Studien haben sich mehr auf den nördlicheren Bereich der Schamser Decken im Gebiet des Ostscharts konzentriert, und wir dürfen für die Zusammenfassung dieser mannigfaltigen Arbeiten auf die ausführliche historische Übersicht V. STREIFFS (1939, S. 10 ff.) verweisen. Die erste Beschreibung des südlichen Mittelbünden stammt von A. ESCHER und B. STUDER (1839). Es werden lediglich die verschiedensten Gesteinstypen erwähnt, ohne dass irgendwelche stratigraphischen oder tektonischen Zusammenhänge aufgezeigt werden. Siebzig Jahre später erkannte F. ZYNDL (1912, 1913), dass sich die «Zone des Averser Weissberges» im Liegenden der Grünschiefer des Oberhalbsteins von Juf bis in den Gurschus hinein verfolgen lässt und beobachtete schon die eigenartigen NS-Falten des Piz Alv und des Averser Weissberges.

Die wichtigsten Erkenntnisse über die südlichen Schamser Decken haben wir R. STAUB zu verdanken. Schon 1921 stellte er in seiner Averser Karte eine sehr grosse Anzahl detaillierter Beobachtungen dar, unter denen die rückgefalteten Sedimentkeile im Suretta-Kristallin besonders schön hervortreten. Er verfolgt die Schamser Decken weiter nach S und ordnet sie der Einheit der hochpenninischen Margna-Decke zu.

In der Geologie der Schweiz (1921, 1922) gibt A. HEIM eine Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse.

In seinem «Bau der Alpen» (1924) betrachtet R. STAUB die Schamser Decken zusammen mit dem Flysch des Oberhalbstein als abgeschürfte Stirnpakete der obersten penninischen Decken (Sella-Margna-Decke).

Auf der Suche nach den Wurzeln der präalpinen Decken, über welche bereits seit 1909 (E. ARGAND: *Sur la racine de la nappe rhétique*) eine Diskussion im Gange war, postulierte E. HAUG (1925) eine grosse Rückfalte der Schamser Decken bis ins hintere Avers. Durch eine Umbiegung nach N in der Gegend von Juf sollten die Decken über die Flyschmassen des Oberhalbsteins geraten und sich so mit der Zone des Sulzfluhkalkes und der Falknisbrekzie verbinden.

Im Geologischen Führer der Schweiz (Exk. 97, 1934) gab R. STAUB ein erstes Profil durch den Averser Weissberg. Er beobachtete bereits damals die enge Wechselfolge von Kalkmarmor und Dolomit sowie die Zwischenschaltung von Rauhwacke und Schiefern, deutete jedoch das Ganze als eine intensive Verschuppung von Trias (Dolomit, Rauhwacke, Quarzit), Rhät (Wechsellegerung von Dolomit und Kalkmarmor), Lias (alle Kalkmore) und Bündnerschiefer (Kalk-Tonschiefer), ohne die Möglichkeit einer wechselvollen, aber stratigraphisch durchgehenden Abfolge zu erwägen. Mit den Bündnerschiefern und Suretta-Kristallin im Liegenden und den von ihm postulierten Verschuppungen des Arblatschflysches am Inneren Weissberg im Hangenden unterschied R. STAUB «eine mehr als zwanzigfache Übereinanderstapelung penninischer Schichtserien».

1937 unterscheidet R. STAUB in den Schamser Decken von oben nach unten die tektonisch völlig selbständigen Einheiten der Kalkberg-Zone, Tschera-Zone und Gelbhorn-Zone (diese letzte nur im Westschams). Die Tschera- und Gelbhorn-Zone ent-

sprechen der Gelbhorn-Decke von O. WILHELM (1933). STAUB vertritt die Ansicht, dass die Obertrias-Lias-Serie von Surcrunas (Surcrunas-Zone V. STREIFF, 1939) seiner Weissberg-Kalkberg-Zone angehöre und somit der Tschera-Zone aufliege. Sie sei jedoch im Gebiet des Gurschus durch Rückfaltung sekundär unter die Tschera-Zone gebracht worden. Mit dieser Surcrunas-Serie als östlichem Äquivalent der Kalkberg-Zone des Westschams stellt R. STAUB im Ostschams eine Übereinstimmung mit dem Bau des Westschams her und lehnt im Gegensatz zu der These E. HAUGS (1925) die «verkehrte» Lagerung des Ostschams bezüglich des Westschams ab. Er beheimatet die Gelbhorn-Zone in die Splügener Mulde und die Tschera-Zone auf dem vorderen Teil der Rofnamasse. Die Weissberg-Kalkberg-Zone verbindet er mit der nördlichen Fortsetzung der Tremoggia-Serie (Val Fex) und beheimatet sie im Liegenden der Sella-Decke.

Als Grundlage unserer Studien stellten die Untersuchungen V. STREIFFS (1939) im Ostschams ein wertvolles Hilfsmittel dar. Ihm gelang es, die Schamser Decken in drei tektonisch mehr oder weniger selbständige «Zonen» aufzuteilen, und er trennte dabei die von O. WILHELM (1929, 1933) eingeführte Gelbhorn-Decke in eine durchwegs normalliegende Marmorzone und eine verkehrtliegende Surcrunas-Zone auf (siehe Tab. 1). Er erkannte, dass die Gurschus-Kalkberg-Zone im Ostschams überall das Liegende und nicht das Hangende (R. STAUB, 1937) der Tschera-Zone bildet. Das von ihm aufgestellte Bild der Schamser Decken liess sich ohne grössere Schwierigkeiten gegen S bis ins Avers hinein verfolgen. Dabei haben wir den Zonenbegriff STREIFFS verlassen und ausserdem seine Marmor-Zone und Gurschus-Kalkberg-Zone zu einer Weissberg-Schuppe zusammenfassen können. Im Gegensatz zur Ansicht R. STAUBS (1937) bezieht V. STREIFF (1939) das gesamte Paket aus einem S der Suretta-Decke gelegenen Raum, d. h. aus dem Bereich der Margna-Decke.

H. JÄCKLI (1941) stellte im Westschams eine detaillierte Stratigraphie der Gelbhorn-Decke auf. Er fasste die Untere Flyschschuppe der Oberen Schieferserien STREIFFS (1939) mit der darunterliegenden Obertrias-Liasfolge als Gelbhorn-Decke zusammen.

R. STAUB (1954) gab ein zweites Strukturschema des Averser Weissberges, abgebildet in seiner Arbeit von 1958. Darin wurde zum ersten Mal der «Marmorsockel» zusammen mit einem «rückgefalteten Rest der Schamser Marmor-Zone» unter dem «Weissberg-Komplex» erwähnt. Diese beiden Einheiten entsprechen unserer Bandfluh-Schuppe. Er beschreibt weiterhin Taspinitzbrekzien auf dem Kleinen Weissberg (2706 m) oberhalb Cresta. Es sind tatsächlich taspinitzähnliche Brekzien vorhanden, die jedoch dort nicht anstehen. Es handelt sich z. T. um sehr grosse Brekzienblöcke aus dem unteren Oberladin, welche in einem Felssturz aus den Wänden unterhalb der Weissbergscharte heruntergekommen sind. Unter Annahme einer «Zwischenschuppe mit Flyschband» unterschied STAUB einen unteren und oberen Weissberg-Komplex. Da es sich bei jenem Flyschband lediglich um unterjurassische Schiefer handelt, können wir ihm in diesem Punkt nicht beipflichten und werden die Auffassung vertreten, dass der Averser Weissberg (Äusserer und Mittlerer) eine zusammenhängende, stratigraphisch durchgehende Abfolge darstellt. Auch in andern Hinsichten stimmt STAUBS Strukturschema nicht ganz mit unseren Beobachtungen überein. Darauf werden wir später jeweils zurückkommen.

E. NIGGLI beschreibt 1956 verschiedene Vorkommen von Stilpnometan als metamorphes Faziesmineral im Schams und Oberhalbstein.

In seinen Studien über die Flyschmassen des Oberhalbsteins definiert W. H. ZIEGLER (1956) die Serie von Savognin an der Basis des Arblatschflysches. Die Serie konnten wir sogar weiter nach S bis ins Avers verfolgen. Ebenso keilt seine «Untere Flyschschuppe (Doggerzone und Nivaigl-Serie)» erst in der Gegend der Bandfluh aus und nicht schon an der Saletscha (Alp Schmorras). Dadurch wird auch die Verbindung der Marmorzone mit der Martegnas-Serie oder dem Arblatschflysch, etwa an der Fuorcla Curtegns, hinfällig.

Zum letzten Mal veröffentlichte R. STAUB 1958 eine umfassende, hauptsächlich vergleichend-theoretische Arbeit über die Beheimatung der Klippendecke. Wie schon 1937 bezieht er die verschiedenen «Zonen» der Schamser Decken teils aus der Splügener Mulde (Marmorzone), teils von der Margna-Decke (Gelbhorn- und Gurschus-Kalkberg-Zone) her. Er gibt eine Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse und diskutiert eingehend die These E. HAUGS (1925), lehnt sie aber erneut ab. Die sehr komplizierte Zerlegung der Schamser Decken, wie auf seiner tektonischen Karte ersichtlich ist, hat sich teilweise als unhaltbar erwiesen. Er überträgt JÄCKLIS Gelbhorn-Decke auf das Ostscharts, wo diese nach ihm nur die älteren Serien JÄCKLIS (Obertrias-Oberdogger) umfasst. K. STUCKY (1960) beschrieb die schon lange bekannten und abgebauten Eisenerze der Trias vom Schmorrasgrat und deutet diese als Haematitquarzite. Diese Beobachtungen liessen sich auf andere kleine Vorkommen gleicher stratigraphischer und tektonischer Stellung erweitern.

Als Reaktion auf die Arbeit R. STAUBS (1958) befasste sich auch V. STREIFF (1962) mit der Beheimatung der Klippendecke und vertritt dabei im wesentlichen die These HAUGS. Er dehnte die Gelbhorn-Decke JÄCKLIS aus und fasste als seine Gelbhorn-Zone die ganze Surcrunas-Zone und Untere Flyschschuppe zusammen (siehe Tab. 1). Diese Serie vergleicht er mit der Falknis-Decke des Rhätikon. Ausserdem ändert er den Namen Marmorzone in Tschera-Zone. Wir fassen als Gelbhorn-Decke die Gelbhorn-Zone und die oberste, verkehrte Tschera-Zone STREIFFS zusammen. STREIFF bezieht die Schamser Decken 1962 aus der Splügener Mulde, lässt sie um die Stirn der Suretta-Decke zunächst nach S umbiegen und anschliessend bei Juf im Avers nach N, wo sie als «Bercla-Schuppe» im Liegenden der Platta-Decke weit nach vorne in die Falknis- und Sulzfluh-Decke hinein zu verfolgen wären. Die in dieser vorwiegend theoretischen Arbeit aufgestellte stratigraphische Gliederung lässt sich z. T. schlecht mit unseren Beobachtungen vereinbaren, indem zum Beispiel die «Gurschus-Kalkberg-Zone» nicht nur, wie es STREIFF postulierte, älteres Mesozoikum umfasst (während deren jüngere Schichtglieder in der abgescharten «Gelbhorn-Zone» vertreten wären), sondern stratigraphisch bis in die mittlere Kreide hinaufreicht («Tschera-Zone»). Auch bezüglich der Einwurzelung der Schamser Decken teilen wir eher die frühere Ansicht V. STREIFFS (1939) und werden darauf noch eingehender zurückkommen. F. SCHMID (1966) untersuchte die Schieferserien um Tiefencastel und stellte eine Stratigraphie für die Gelbhorn-Decke im Ostscharts auf, welche er hauptsächlich an diejenige von H. JÄCKLI (1941) im Westschams anlehnte. Wir übernehmen SCHMIDS Stratigraphie und die Benennung seiner Serien (Nisellas- und Nivaigl-Serie), bevorzugen aber für die ganze obere Einheit der Schamser Decken einen neutralen Namen («Tiefencastler Schuppe») statt «Gelbhorn-Zone», welch letzterer eine Parallelisierung mit den Serien des Gelbhorn im Westschams aufzwinge. Die Tiefencastler Schuppe umfasst damit ebenfalls die Tiefencastler Serie von R. STAUB (1920, 1958),

(inkl. Brekzie von Tiefencastel), welche etwa der Nisellas-Serie von F. SCHMID entspricht.

Die noch nicht publizierte, äusserst detaillierte Arbeit J. NEHERS im Gebiet der Splügener Kalkberge war für uns bei der Aufstellung einer Stratigraphie der Trias der Weissberg-Schuppe (i. e. Gurschus-Kalkberg-Zone) von grossem Wert.

Einige der wichtigsten früheren Arbeiten werden in unseren Ausführungen jeweils noch eingehender diskutiert werden. Aus Tab. 1 gehen die verschiedenen tektonischen Einteilungen der Schamser Decken seit 1933 hervor.

O.WILHELM 1933	V. STREIFF 1939	R STAUB 1958	V. STREIFF 1962	F. SCHMID 1966	H. KRUYSSE 1967
Mangna-Decke	Flaysch-Decke	Curver - Serie Ob. Flaysch - Schuppe Martegnas - Serie	Ob. Schieferserien	Martegnas - Serie	Martegnas - S Martegnas - S Martegnas - Serie
		Untere Flaysch - Schuppe	Schamser Decken	Gelbhorn - Zone (Falknis)	Gelbhorn - Zone Tiefencastler Schuppe
	Gelbhorn-Decke	Surcrunas - Zone			Surcrunas - Tschera Schuppe
		Marmor - Zone			Weissberg - Schuppe
	Splüg Kalkberg-Weissberg-Zone	Gurschus - Kalkberg - Zone		Gurschus - Kalkberg - Zone	Bondfluh - Schuppe
		Bundnerschiefer			Bündnerschiefer
Suretta-Decke		Rofnaporphy	Suretta - Stirnzone Suretta - Decke	Suretta - Decke	Suretta - Decke

Tab. 1. Tabelle der tektonischen Aufteilungen der Schamser Decken (Ostscharts) seit 1933.

Geologische Übersicht und tektonische Gliederung

(vgl. hierzu Tafel I)

Das untersuchte Gebiet wird aus mittel- und oberpenninischen Elementen aufgebaut, welche sich von unten nach oben – zunächst ohne Rücksicht auf die effektive Abfolge von N nach S – wie folgt gliedern lassen:

SURETTA-DECKE

Das tektonisch tiefste Element des Avers und südlichen Ostscharts ist das Rofnakristallin der Suretta-Decke mit dessen unter- und mitteltriadischer Sedimenthülle. Die Hauptmasse des Kristallins liegt im Madris und Val Ferrera vor und erstreckt sich gegen N bis Andeer. Daneben treten in den Bündnerschiefern der östlichen Seitentäler zum Teil isolierte, zurückgeschuppte Kristallinschuppen auf, wie das Plattenhorn (Avers), Piz Grisch (Val Starlera) und ein kleiner Span auf der obersten Alp Moos.

AVERSER BÜNDNERSCHIEFER S. L.

Untere Bündnerschiefer

Das nächsthöhere, tektonisch selbständige Element wird von der komplexen Masse der Unteren (Averser s. s.) Bündnerschiefer gebildet. Diese ausserordentlich mächtigen, monotonen, mehr oder weniger sandigen Kalk-Ton-Phyllite bauen die Nord- und Südhänge des Avers und der Val Starlera auf.

Obere Bündnerschiefer

Im oberen Teil der Averser Bündnerschiefer unterscheiden wir eine Zone mit Serizitquarziten und Ophiolithen (Bandfluh, Saletschajoch, Alp Moos). Es dürfte sich hier um jüngere (kretazische?) Schiefer handeln, welche möglicherweise ursprünglich das stratigraphisch Hangende der nächsthöheren verkehrtliegenden Bandfluh-Schuppe gebildet haben.

WEISSBERG-DECKE

Bandfluh-Schuppe

Im Hangenden der Oberen Bündnerschiefer lässt sich von Juf bis auf die oberste Alp Moos die verkehrtliegende Bandfluh-Schuppe verfolgen. Sie besteht zum grössten Teil aus den hellanwitternden Malmkalken der Bandfluh (P. 2583 oberhalb Pürt im Avers) und bildet die untere Schuppe der Weissberg-Decke. Sie entspricht der «rückgefalteten Schamser Marmorzone» und dem «Marmorsockel des Weissberges» R. STAUBS (1954).

Weissberg-Schuppe

Die unmittelbar normal darüberliegende Weissberg-Schuppe vertritt den Hauptanteil der Weissberg-Decke. Sie bietet uns die umfassendste, jedoch lückenhafte Schichtfolge von unterer Trias bis in die mittlere Kreide und erstreckt sich von der Bandfluh bis zum Schmorrasjoch. Sie umfasst die «Gurschus-Kalkberg-Zone» und den unteren, normalliegenden Teil der «Tschera-Zone» V. STREIFFS (1939 und 1962) oder die «Basisschuppe, unteren Weissberg-Komplex, Zwischenschuppe mit Flyschband» sowie den unteren, normalliegenden Teil des «oberen Weissberg-Komplexes» von R. STAUB (1954).

GELBHORN-DECKE

Surcrunas-Tschera-Schuppe

Die tektonisch höchsten Partien des Averser Weissberges bildet die hauptsächlich jurassische, verkehrtliegende Serie des Inneren Weissberges, welche unmittelbar durch eine zylindrische gegen ENE geschlossene Falte im Täli (Avers) mit der gleichaltrigen Serie der Weissberg-Decke verbunden ist. Diese Schuppe entspricht sowohl der Surcrunas-Zone V. STREIFFS (1939) als auch der oberen Tschera-Zone V. STREIFFS

(1962) und lässt sich vom Täli über Fuorcla Curtegns und Alp Schmorras bis zu den Surcrunas und zum Piz la Tschera lückenlos verfolgen. Südlich des Schmorrasjoch können wir die Schuppe nicht in die von V. STREIFF vorgeschlagenen tektonisch selbständigen Zonen aufteilen, da sie sich sehr einheitlich verhält. Weiter nördlich dagegen, in der Gegend des Piz la Tschera und Surcrunas, erkennt man einen eigenen tektonischen Stil jeder einzelnen Zone. Mit Hinsicht auf die deutliche fazielle und tektonische Trennung der Weissberg-Schuppe und Surcrunas-Tschera-Schuppe weiter nördlich, trennen wir diese beiden Elemente, trotz ihrer hier sehr ähnlichen Ausbildung und ihres klaren Zusammenhangs, in zwei tektonische Einheiten.

Tiefencastler Schuppe

Die normalliegende Schuppe der Gelbhorn-Decke ist hauptsächlich in den Schieferhängen der Saletscha vertreten und lässt sich in die Lias-, Nisellas- und Nivaigl-Serie F. SCHMIDS (1966) bei Tiefencastel verfolgen. SCHMID fasst die ganze Abfolge als «Gelbhorn-Zone» zusammen. Dieser Name deutet auf eine nahe Verwandtschaft mit den Serien am Gelbhorn des Westschams (H. JÄCKLI, 1941) hin, welche aber noch nicht als völlig gesichert betrachtet werden kann, und über welche wir uns im Avers nicht auslassen können. Daher bezeichnen wir vorsichtshalber die Gelbhorn-Zone SCHMIDS im folgenden als Tiefencastler Schuppe. Diese umfasst die «Tiefencastler Brekzie» R. STAUB (1920) und «Tiefencastler Serie» R. STAUB (1958) (entspricht etwa der Nisellas-Serie F. SCHMID, 1966) sowie darunter die Liaskalke und darüber die Nivaigl-Serie (T. GLASER, 1926).

MARTEGNAS-SERIE

Ganz im Sinne V. STREIFFS (1939) legt sich über die Tiefencastler Schuppe (i. e. seine untere Flyschschuppe mit Obertriasbasis) die Martegnas-Serie des Piz Martegnas (Oberhalbstein) mit ihren charakteristischen Ophiolithen. Sie lässt sich von Alp Nova als schmales, mehrfach unterbrochenes Band gegen S bis an die Fuorcla Curtegns verfolgen. Der Flysch der «oberen Flyschschuppe» (V. STREIFF, 1939 und W. H. ZIEGLER, 1956) fehlt bereits südlich von Malmigiur (Val Nandrò).

SERIE VON SAVOGNIN

Die Rauhwacken und Gipse der Alp Curtegns und Alp Nova an der Basis des Arblatschflysches, unmittelbar im Hangenden der Martegnas-Serie, betrachten wir als die Serie von Savognin. Sie zieht mit Brekzien und Dolomit vergesellschaftet als sehr schmale Zone gegen S und scheint im Täli bei den Bandseen oberhalb Pürtendgültig auszukeilen.

ARBLATSCHFLYSCH

Als tektonisch höchstes Element in unserem Untersuchungsgebiet treffen wir überall den von W. H. ZIEGLER, 1956 beschriebenen Arblatschflysch der Oberhalbsteiner Flyschdecken, welcher von N nach S den Piz Arblatsch, Piz Mezz (Murtèr), Piz Forbesch und Piz Cagniel aufbaut.

Zusammenfassend unterscheiden wir also von oben nach unten die folgenden tektonischen Einheiten:

Arblatschflysch	normalliegend	
Serie von Savognin	normalliegend	
Martegnas-Serie	normalliegend	
Tiefencastler Schuppe	normalliegend	Gelbhorn-Decke
Surcrunas-Tschera-Schuppe	verkehrtliegend	
Weissberg-Schuppe	normalliegend	Weissberg-Decke
Bandfluh-Schuppe	verkehrtliegend	
Obere Bündnerschiefer	verkehrtliegend?	Averser Bündnerschiefer
Untere Bündnerschiefer		
Kristallin und älteres Mesozoikum		Suretta-Decke

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich im wesentlichen auf die Beschreibung der Weissberg- und Gelbhorn-Decke südlich der Linie Schmorrasjoch-Alp Nova. Die begleitenden oberen Einheiten wie die Martegnas-Serie und Serie von Savognin wurden bereits ausführlich von V. STREIFF (1939) bzw. W. H. ZIEGLER (1956) beschrieben. Auf diese Serien sowie auf die Elemente der Suretta-Decke und der Averser Bündnerschiefer unter den Schamser Decken werden wir nur wenig eingehen

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Die Suretta-Decke

Einführung

Ein grosser Teil des südlichen Mittelbünden, zwischen dem Splügenpass und dem Avers, wird von der mittelpenninischen Suretta-Decke eingenommen. Das Kristallin dieser Decke erstreckt sich vom Bergell bis Andeer und teilt sich in einen hinteren («Stella-Timun-Masse», STAUB, 1926) und einen vorderen Abschnitt («Rofnaporphy», A. HEIM, 1891) auf. Der Porphyrr liefert einen ausgezeichneten Baustein und ist als solcher unter dem Namen «Andeerer Granit» bekannt. Geringmächtiges und fragliches Perm sowie ziemlich gut entwickelte Trias sind mit dem Kristallin verknüpft. Das Hangende wird durch die monotonen Bündnerschiefer des Avers und der Val Starlera vertreten. Diese verhalten sich dem Kristallin gegenüber tektonisch selbstständig und sind zum Teil in recht wilde Falten und Schuppen (Teildeckenbau nach R. STAUB, 1958) gelegt.

Kristallin

In unserem Untersuchungsgebiet treten nur isolierte, relativ kleine Vorkommen von Rofnaporphyrr auf, welche das Plattenhorn (2762 m) westlich vom Äusseren Weissberg und einen kleinen Kristallinspan unter dem Piz Alv bilden. Das Suretta-

Kristallin wurde erstmals von A. ESCHER und B. STUDER (1839) als ein Chloritgneis und Gneisporphyr beschrieben. A. HEIM (1891) benützte als erster den Ausdruck Rofnaporphyroid. Eine genauere petrographische Untersuchung stammt von G. RÜETSCHI (1903), welcher zum Schluss kommt, dass es sich bei dem Kristallin um einen grossen Granitporphyrostock handle.

Das Gestein bietet ein sehr einheitliches Bild. In einer grünen chloritischen Grundmasse sind ziemlich runde, milchweisse Quarze (Durchmesser 2–5 mm) und Orthoklase eingelagert. Die idiomorphen Feldspäte erreichen eine Länge von 5 cm. O. WILHELM (1933) bezeichnet die Rofnagneise als Zwischenglieder zwischen dichtem felsitischem Porphyrgneis über porphyrischen Granitgneis (Rofnaporphy s.s.) zu stark verschiefertem Augengneis. V. STREIFF (1939) stellt sie in das Mittel- bis Oberkarbon. Eine eingehendere petrographische Beschreibung geben M. GRÜNENFELDER (1956), E. ZURFLÜH (1961), B. BLANC (1965) und H. STROHBACH (1966).

Am Plattenhorn stellt man eine Schieferung fest, mit Serizit auf den S-Flächen, welche dem Gestein eine plattige bis gebankte Ausbildung verleihen. Daneben treten, besonders bei dem Seelein (P. 2654, südlich des Gipfels), grössere, massigere Zonen auf, welche sehr schön rundgeschliffen sind. Diese zeigen keine tektonische Überprägung und sind grobkörniger als das verschieferte umgebende Gestein. Am Pässlein zwischen Plattenhorn und Äusserem Weissberg und am kleinen Vorkommen auf der obersten Alp Moos (P. 2545 am Fuss des Piz Alv) geht der Rofnaporphy unter sehr starker Lamination in einen braungrauen Serizitschiefer über, wobei die ursprünglich grossen Quarzkörper zu Sandquarzaggrenaten zerdrückt sind.

Untere Trias

Quarzit

An der grossen Rofnaporphyrmasse des Piz Grisch, welche die Alp Moos gegen W begrenzt, treten unmittelbar im Hangenden des Kristallins massige, weisse bis grünliche, tafelige Quarzite auf. Diese sind von V. STREIFF (1939) als ältestes Glied der Trias beschrieben worden. Bei den beiden obenerwähnten isolierten Kristallinvorkommen in unserem Untersuchungsgebiet fehlt der Quarzit jedoch völlig.

Dolomit

Am Plattenhorn sind im Kristallin verschiedene triadische Sedimentkeile vorhanden, welche Dolomit, Kalkmarmor und Rauhwacke enthalten. Soweit man dies wegen der tektonischen Komplikationen ermitteln kann, scheint im Hangenden des Rofnaporphyrs zuerst der Dolomit aufzutreten. Es handelt sich um einen schiefrigen bis plattigen dunkelgelben Dolomitmarmor mit auffallend vielen Quarzschnüren. Der Kontakt gegen das Kristallin ist sehr scharf und stellenweise von Rauhwacken begleitet. Gegen oben wird der Dolomit, welcher 10 m Mächtigkeit erreicht, eher grau, unter gleichzeitiger Abnahme des Quarzgehaltes.

Kalkmarmor

Mit einem scharfen Kontakt legt sich auf den Dolomit ein hellgrauer Serizitkalkmarmor. Dieser wird 2 m mächtig und ist plattig und ziemlich grobkörnig ausgebildet.

Im unteren Teil führt der Kalkmarmor zwei dünne, gelbe dolomitische Lagen. Im Hangenden schaltet sich wiederum ein Dolomit ein, was mit den Verhältnissen am Piz Grisch oder mit dem von V. STREIFF (1939) beschriebenen Suretta-Triasprofil S Alp Andies übereinstimmen würde. Die Kontakte sind jedoch am Plattenhorn alle tektonisch und die Serien werden an mehreren Stellen von Rauhwacken durchspießt. Wir müssen uns daher auf eine Gesteinsbeschreibung beschränken, ohne die stratigraphische Abfolge feststellen zu können.

Rauhwacke

Die Kristallinmasse mit den tektonisch dazugehörigen Unter- und Mitteltriassedimenten ist von einem Mantel von gelben Rauhwacken umgeben. Außerdem tritt die Rauhwacke an den beiden NW-Gräten des Plattenhorns mehrfach verschuppt mit dem Kristallin und dem Kalkmarmor auf.

Mittlere Trias

Die Mitteltrias, oder genauer die Serie zwischen der unteren (oberskythischen?) und der oberen (carnischen?) Rauhwacke und Zellendolomit, fehlt in unserem Untersuchungsgebiet. Sie ist in grösserer Mächtigkeit im Madris und in der oberen Val Bregalga (Bregalger Weissberg) aufgeschlossen. Die Schichtglieder der Obertrias, welche durch zahllose Verschuppungen und Faltungen stark mit den Unteren Bündnerschiefern verknüpft sind, werden wir im folgenden besprechen.

Die Averser Bündnerschiefer

DIE UNTEREN BÜNDNERSCHIEFER

Obere Trias (Bündnerschieferbasis)

Am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch ist an der Basis der Bündnerschiefer und mit diesen stark verfaltet, die folgende Schichtreihe aufgeschlossen:
Profil bei P. 2847,0, Koord. 756,7/154,9, von oben nach unten:

9. Bündnerschiefer.
8. 0,8 m Schlecht gebankter, rötlicher Sandlagenkalkmarmor mit Serizit.
7. 0,4 m Plattiger, gelber dolomitischer Kieselschnurmarmor mit Dolomitlagen und feinverteiltem Serizit.
6. 0,1 m Dunkelroter, papierdünner Quarzitschiefer, z. T. bräunlich.
5. 0,2 m Hellgrüner Quarzitschiefer mit Serizit und Chlorit, abwechselnd mit linsenartigen braungelb anwitternden Quarziten. Dazu gehört die von Bündnerschiefer und Dolomit begleitete quarzitische Arkose im Alv-Westgrat. R. STAUB (1958) betrachtet diese als einen Buntsandsteinquarzit der basalen Trias seiner Weissberg-Kalkberg-Zone. Sie sitzt jedoch mit sicherem tektonischem Kontakt im Kern einer synkinal gefalteten Schuppe des Mittelladins der Weissberg-Decke unter dem Piz Alv und gehört den Bündnerschiefern des Liegenden an. Im Dünnschliff erkennt man eine dichte Grundmasse von kleinen (0,02–0,1 mm), z. T. verzahnten Quarzkristallen und Serizit. Darin eingelagert sind grössere rekristallisierte Quarzkörper. In den Schieferungsflächen ist Muskovit als Nebengemengteil in Flasern angehäuft. Besonders an diese Muskovitschlieren gebunden treten als Übergemengteil durchwegs idiomorpher Rutil und rundliche Albitkörper auf. Der Albit ist zum Teil kataklastisch, leicht zersetzt (kaolinisiert) und von einem Limo-

nitrand umgeben. Diese Limonitausscheidung erfolgte während der rezenten Verwitterung in oberflächennahen und muskovitreichen Partien des Quarzites. Dabei ist auch der Muskovit leicht gefärbt. Als Eisenlieferant dürfte unter anderem der Rutil aufgetreten sein. Akzessorisch sind eisenhaltiges Karbonat (z.T. schöne Rhomboeder) Hämatit, Apatit (gerundete Körner), Zirkon und Titanit.

4. 0,4 m Gelber Zellendolomit, übergehend in:
3. 1,8 m Dunkelgelbe Rauhwacke.
2. 2 m Sehr quarzreicher, gebankter, gelber Dolomit, z. T. rot und monogen brekziös (siehe S. 188). In grösseren Blöcken auftretend.
1. Rauhwacke.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 6 m. Es dürfte sich bei den dolomitischen Sandlagenmarmoren um Rhät, bei den Quarzitschiefern um ein «Quartenschiefer»-Niveau und beim Zellendolomit und Rauhwacke um Raiblerschichten (Keuper) handeln. Das äusserst feine Quarz-Serizit-Gefüge des Quarzites dürfte auf einen vulkanischen Ursprung des Gesteins schliessen lassen (vgl. die Korngrössen des Haupttuffhorizontes der Weissberg-Decke, S. 181). Wegen der Beimengung epiklastischen arkosischen Materials könnte man das Gestein in diesem Falle als Tuffit bezeichnen (S. 181). Die Blöcke von rotem Dolomit und sehr quarzreichem gelbem Dolomit (2) vergleichen wir am ehesten mit dem Oberladin der Weissberg-Decke (S. 188). Eine ähnliche, jedoch stark gefaltete Schichtreihe bietet das Profil bei P. 2847,0 (Grat Piz Alv-Piz Grisch) der Fig. 2.

Bündnerschiefer (Jura und Kreide)

An der Basis der eigentlichen Bündnerschiefer schalten sich unmittelbar über den sandigen Kalk- und Dolomitmarmoren des Rhäts (?) stellenweise Dolomitbrekzien

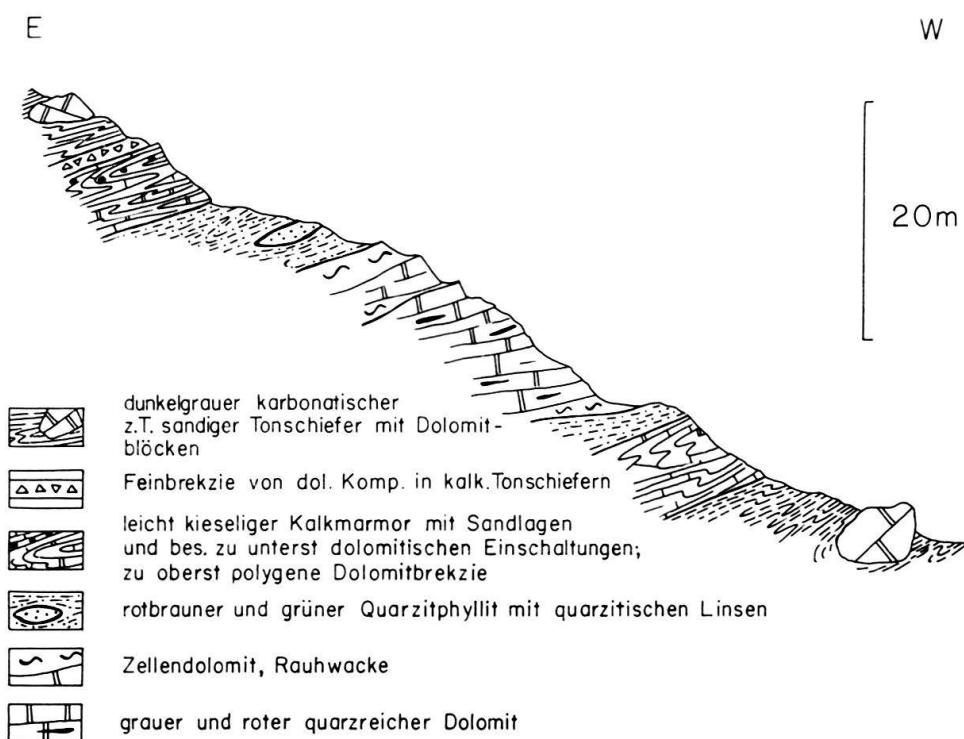


Fig. 2. Bündnerschieferbasis westlich P. 2847 am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch.

ein. So zum Beispiel auf der Alp Moos und am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch (westlich P. 2847). In einem Bindemittel von schwarzen Tonschiefern und feinem detritischem Quarz finden wir die folgenden Komponenten: 1. Dunkelgelber Dolomit in ziemlich eckigen (Rundungsklasse 5, W. C. KRUMBEIN, 1941), zerbrochenen Komponenten mit von Kalzit und wenig Quarz ausgefüllten Rissen; Durchmesser bis 4 cm. 2. Brauner eisenschüssiger Kalzit. 3. Bis 0,2 mm grosse eckige Quarzkörner. 4. Apatit.

Die Unteren Bündnerschiefer erreichen im Avers eine Mächtigkeit von über 2000 m, welche allerdings z. T. auf die tektonische Anhäufung zurückzuführen ist. Die Schiefer sind im grossen und ganzen sehr monoton ausgebildet, im Kleinen aber erkennt man eine stark wechselnde Lithologie. Im mm- bis m-Bereich wechseln reine dunkelgraue und gelbgrüne Tonschiefer ab mit braunen und grauen Kieselkalken, dunkelgrauen Quarziten, sandigen Kalkschiefern und reinen Kalken. Die Farbe ist im allgemeinen grau bis dunkelgrau, und sehr oft wird die Serie von weissen Quarzlinsen und -schnüren durchzogen. Durch das rasche, auch seitliche Wechseln der Schichtreihen lassen sich im Felde zwei nebeneinander aufgenommene Profile kaum korrelieren. Es wird daher eine grosse, jedoch dankbare Arbeit sein, die Averser Bündnerschiefer tektonisch und stratigraphisch zu gliedern. Sie bilden überall in unserem Untersuchungsgebiet die Unterlage der Weissberg-Decke und sind vor und unter dieser durch mehrere tektonische Vorgänge (in Zusammenhang mit dem Vorstossen des Surettakristallins, S. 226) stark gefaltet und in ihrer ursprünglichen Lage gestört. Die Bündnerschiefer unmittelbar unter der Weissberg-Decke (Bandfluh-Schuppe) weichen in ihrer Zusammensetzung stark von den übrigen ab und werden von uns als Obere Bündnerschiefer ausgeschieden. Während die mehr oder weniger sandigen Kalkphyllite der Hauptmasse der Averser Bündnerschiefer bereits von V. STREIFF (1939, S. 32ff.) beschrieben worden sind, werden wir uns im folgenden kurz mit den davon abweichenden Gesteinstypen der Oberen Bündnerschiefer befassen.

DIE OBEREN BÜNDNERSCHIEFER

Einleitung

Die in ihrer lithologischen Zusammensetzung von den übrigen Averser Bündnerschiefern abweichende Einheit der Oberen Bündnerschiefer ist vielleicht kretazischen Alters (siehe S. 166) und könnte ursprünglich das stratigraphisch Hangende des Malm der Bandfluh-Schuppe gebildet haben. Diese Schieferabfolge ist heute mit ihren Quarziten und Ophiolithen tektonisch stärker mit ihrem Liegenden als mit dem Hangenden verknüpft. Sie ist hauptsächlich auf der Alp Moos und in der oberen Val Starlera verbreitet.

Lithologie

Quarzite

In den steilen BündnerschieferanrisSEN westlich unterhalb des Piz Schmorras (P. 2622), 100 m nördlich der Fuorcla Cotschna tritt ein 3 m mächtiger, dichter, grauer, z. T. rötlicher, plattiger, orthogonal geklüfteter Quarzit auf. Dieser ist dem

Ansehen nach einem Radiolarit zum Verwechseln ähnlich. In seiner oberen Partie weist das Gestein einen höheren Kalkgehalt auf (sandiger Kieselkalk) und wird dort ausserdem von schwarzen, reinen Tonschiefern begleitet. Das Liegende bildet eine 10 m mächtige Abfolge von harten, hellgrauen Quarzitschiefern, im cm-Bereich wechsellarnd mit weissen, stark zurückwitternden, reinen Serizitschiefern. Im Dünnenschliff erkennt man als Hauptgemengteil Quarz mit einer ausgesprochenen Pflasterstruktur; als Akzessorien treten Kalzit, Muskovit, hellbrauner Biotit (oder möglicherweise Stilpnomelan), Pyrit, Zirkon und Apatit auf. Einen ähnlichen dunkelgrauen, glimmerhaltigen, dichten Quarzit zeigt der Aufschluss der «Safierquarzite» (H. JÄCKLI, 1941) in den Nollaschiefern an der Schynstrasse bei Sils im Domleschg. Diese werden dort von JÄCKLI in die mittlere Kreide gestellt. Unser Vorkommen ist seitlich auf nur etwa 40 m beschränkt. Es dürfte sich um einen grösseren Boudin handeln.

Grüngesteine

In der Suretta-Decke des Ostschams wurden schon von V. STREIFF (1939) Grüngesteine beschrieben. Er erwähnt die Mischgesteine von Ophiolithen und Sedimenten am Schmorrasjoch und deutet diese teils durch primäre Injektion, teils durch eine spätere Verknetung des Grüngesteins mit den umgebenden Bündnerschiefern. Ein wenig südlicher, zwischen Fuorcla Cotschna und Piz Grisch, stehen auf Alp Moos in mehreren N-S verlaufenden Zügen ähnliche Mischgesteine (Tuffe?) an, wie:

a) Quarz-Chlorit-Schiefer

Hauptgemengteile: sehr feiner Quarz, Serizit und Chlorit in der Grundmasse. Die Glimmer bilden kurze Blättchen zwischen den Quarzkörnern. Die Quarzkristalle haben einen Durchmesser von 0,05–0,1 mm. Darin eingelagert sind grosse, grüne, optisch positive, magnesiumreiche Prochlorite und ziemlich eckige, detritische, undulöse Quarzkörper (Rundungsklasse 5), bei welchen letzteren an der Seite des Druckschattens feine Quarzkristalle angewachsen sind. Nebengemengteile: teils in den Chloriten eingelagerte, teils auch «selbständig» auftretende (kaolinisierte) Albite (0–5% Anorthit). Daneben tritt Epidot auf.

Akzessorisch treten Kalzitkörper auf sowie Zoisit und Apatit.

b) Quarzitischer Albitschiefer

Hauptgemengteile: kaolinisierter, leicht undulöser, kataklastischer Albit (8% Anorthit) mit gebogenen, polysynthetischen Zwillingslamellen, auftretend in grösseren Individuen. Davon scharf getrennt tritt der relativ frische Quarz in Schlieren oder längeren Zwischenlagen auf. Als Nebengemengteil wurde nur Kalzit beobachtet, hauptsächlich zwischen den Körnern des Plagioklasses.

Akzessorien: Pyrit, Apatit und Rutil.

Es schalten sich auch normale Ophiolithe ein, wobei es sich sowohl um Serpentine wie auch um Asbestschiefer (Täli, oberhalb Pürt) handelt.

c) Aktinolith-Stilpnomelanquarzit

Hauptgemengteile: Quarz, die Grundmasse bildend, mit Korngrössen von 0,05–0,8 mm. In einer gewissen regelmässigen Wechsellarung sind darin eingelagert: Aktinolith, in max. 2 cm grossen schwarzglänzenden Garben. Im Schliff schieferblau bis farblos (Grammatit).

Nebengemengteil: Stilpnomelan, ebenfalls als Garben oder Rosetten auftretend (bis 0,7 mm), pleochroitisch mit einer auffallend goldgelben Farbe.

Akzessorisch sind: Epidot in gelben Körnern, Albit, Pyrit, Titanit und rundliche Apatitkörper.

Das Gestein ist auf Alp Moos mit faustgrossen limonitisierten Pyritknollen vergesellschaftet. Ähnliche Stilpnomenanquarze wurden von R. TRÜMPY (1954) in den mittelkretazischen Couches des Marmontains der Bündnerschiefer des westlichen Wallis beschrieben. Nach E. NIGGLI (1956) deutet der Stilpnomenan auf die alpidische Regionalmetamorphose der Epizone hin. Zur Erklärung dieser Quarz-Aktinolith-Stilpnomenan-Chlorit-Epidot-Albit-Titanit-Paragenese stellen wir mit H. G. F. WINKLER (1965) der mit Gebirgsbildung verbundenen Thermo-Dynamo-Metamorphose die Versenkungsmetamorphose gegenüber. Die allmählich in der Tiefe der Geosynklinalen versenkten Sedimente (Ferro-reiche, sandige Mergel) erleiden dabei eine erste progressive Thermometamorphose. Anschliessend tritt bei der niedrigsttemperierten Subfazies der Grünschieferfazies (Faziesserie vom Barrow-Typ) Stilpnomenan auf. Die Stilpnomenanfazies ist im zentralen und östlichen Graubünden ziemlich verbreitet (A. STRECKEISEN und E. NIGGLI, 1958).

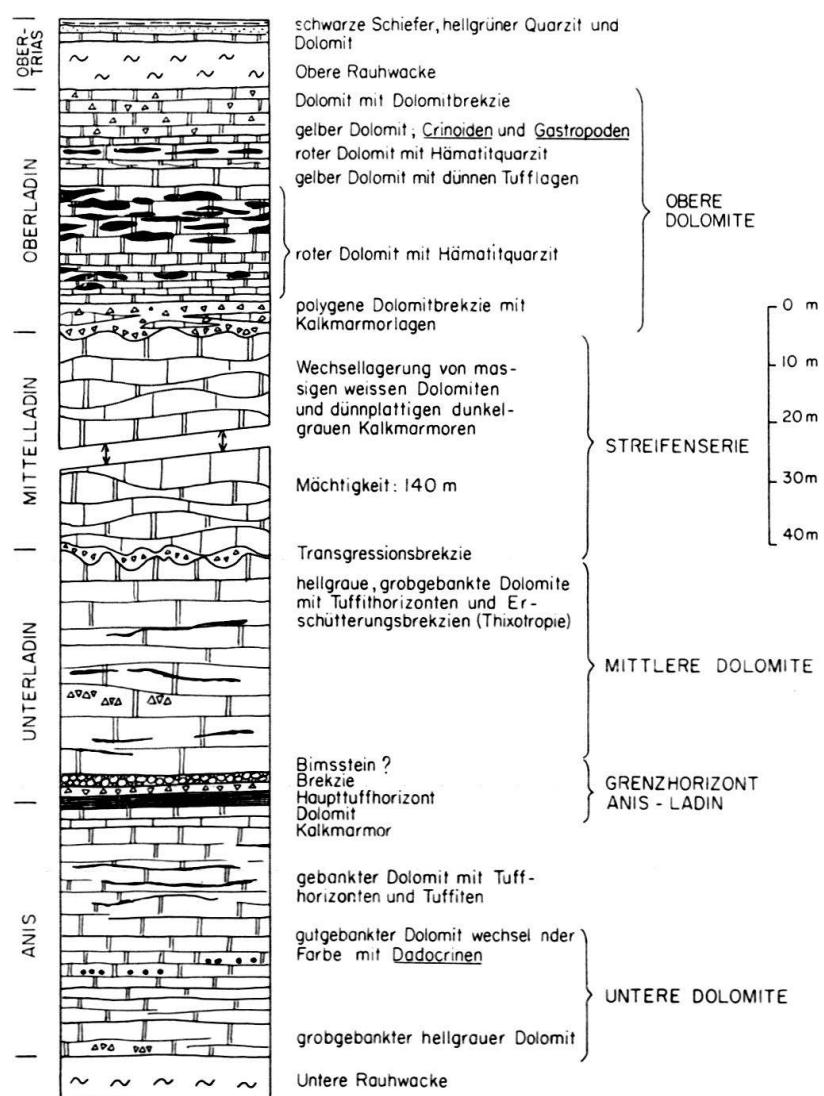


Fig. 3a. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Weissberg-Decke. Trias.

Die Weissberg-Decke

Einführung

Im hinteren Avers schaltet sich, etwas oberhalb der Ortschaft Juf (2126 m), zwischen den Oberhalbsteiner Flyschschiefern und den Averser Bündnerschiefern plötzlich ein geringmächtiges Kalkmarmorband ein. Es handelt sich hier um das südlichste Vorkommen der Weissberg-Decke (Bandfluh-Schuppe) in unserem Untersuchungsgebiet. Von Juf an lässt sich das Kalkmarmorband schräg durch die Grashänge der östlichen Talseite hinauf in die Bandfluh (2538 m) hinein verfolgen. Die Mächtigkeit beträgt bis dahin nirgends mehr als 20 m. Erst jenseits des Tälis bildet das Band eine 110 m hohe Felswand unterhalb des Punktes 2706, welcher von den Averser Bauern als «Kleiner Weissberg» bezeichnet wird. Bereits an der Bandfluh wird das Hangende nicht mehr vom Flysch, sondern von den mesozoischen Schichtgliedern der Weissberg-Schuppe gebildet, welche am Averser Weissberg eine Mächtigkeit von über 1000 m erreichen. Verfolgen wir die Decke weiter gegen N, so wird diese in der oberen

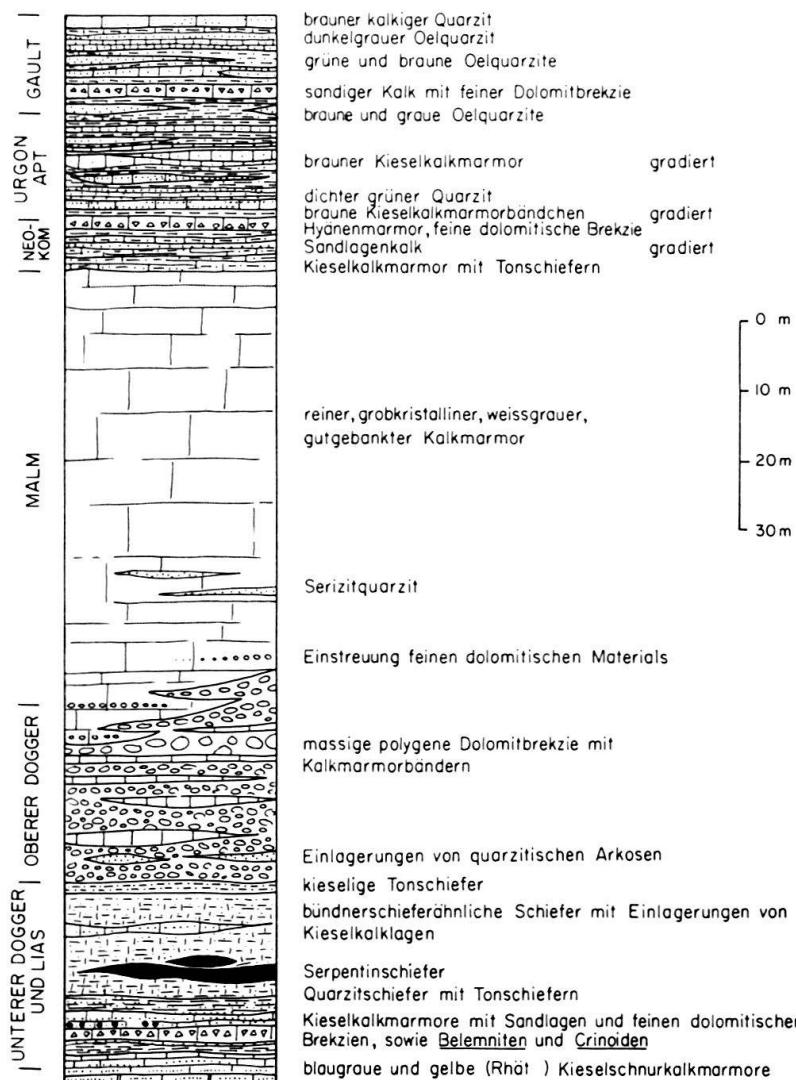


Fig. 3b. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Weissberg-Decke. Jura–Kreide.

Val Starlera, in der Gegend der Fuorcla Curtegns, wieder stark ausgedünnt. Die Gesamtmächtigkeit beträgt dort stellenweise nicht mehr als 80 m. Dagegen schwilkt die Decke am Piz Alv (2854 m) wieder an und bildet von dort gegen das Schmorrasjoch den Schmorrasgrat und die Hänge der Alp Schmorras. Besonders schön erkennt man, dass am Schmorrasgrat die Decke in einige grössere Boudins aufgelöst ist, und zwar am Piz Alv, P. 2643, P. 2622 und Piz Settember (2727 m).

Viel mächtiger als die untere Bandfluhschuppe der Weissberg-Decke ist deren obere oder Weissberg-Schuppe. Diese letzte baut alle eben genannten Gipfel auf, welche die wichtigste und auffallendste Gebirgsgruppe zwischen dem Avers, Schams und Oberhalbstein bilden.

DIE BANDFLUH-SCHUPPE (verkehrtliegend)

Fragliche Kreide

Es besteht, wie bereits auf S. 172 erwähnt wurde, die Möglichkeit, dass gewisse Anteile der Averser Bündnerschiefer der Alp Moos und oberen Val Starlera, nämlich diejenigen, welche wir als Obere Bündnerschiefer ausgeschieden haben, der Bandfluhschuppe angehören. Siehe für die Besprechung der Lithologie dieser fraglichen Kreide S. 172.

Kalkmarmor (Malm?)

Die Bandfluhschuppe baut sich im Avers hauptsächlich aus einem ziemlich reinen, dichten, fein- bis zuckerkörnigen Kalkmarmor auf, welcher in der Anwitterung weiss, hellgrau, honiggelb oder rosa erscheint. Die Rosafärbung wird durch das Vorkommen von Haematit im Kalkmarmor verursacht und beschränkt sich lediglich auf die Anwitterungsfläche. Die Graufärbung, in dunkleren und helleren Tönen dürfte andererseits auch auf das sekundär angehäufte, graphitische Pigment zurückzuführen sein. Die Marmore sind im dm-Bereich gebankt und selten plattig.

Im Dünnschliff bildet der rekristallisierte, grobkristalline Kalzit den Hauptgemengteil (98 Vol.-%). Daneben treten einige akzessorische Minerale auf (2 Vol.-%), unter diesen am häufigsten der Quarz. Die ursprünglich detritischen Quarzkörper sind ebenso rekristallisiert, kataklastisch und undulös. Serizit und Chlorit sind in kleinen Nestern angehäuft. Der sekundäre Albit ist frisch und idiomorph. Das Gestein ist epimetamorph (Anhäufung von Unreinheiten und Neubildung verschiedener Minerale).

Fossilien wurden in diesen Schichten nicht gefunden. Trotz der Anwendung verschiedener Untersuchungsmethoden wie Ätzung, Anschliff und Dünnschliff hat das Gestein auch keine Mikrofossilien geliefert.

Am Saletschajoch schalten sich in die Kalkmarmore zwei 10 cm mächtige Bänder von hellgrauem, leicht grünlichem Serizitquarzit-Phyllit ein. Im Dünnschliff wird der Hauptgemengteil von grobkristallinem, undulösem Quarz gebildet, der Nebengemengteil von in der Schieferungsrichtung orientiertem Serizit. Akzessorisch vertreten sind: Chlorit, Apatit, grosse saussuritisierte Körner von Plagioklas und schliesslich Neubildungen von idiomorphen Karbonatrhomboedern.

Trias

Das für unser Untersuchungsgebiet vollständigste Profil durch die Bandfluh-Schuppe bietet der Unterbau des Piz Alv am Saletschajoch.

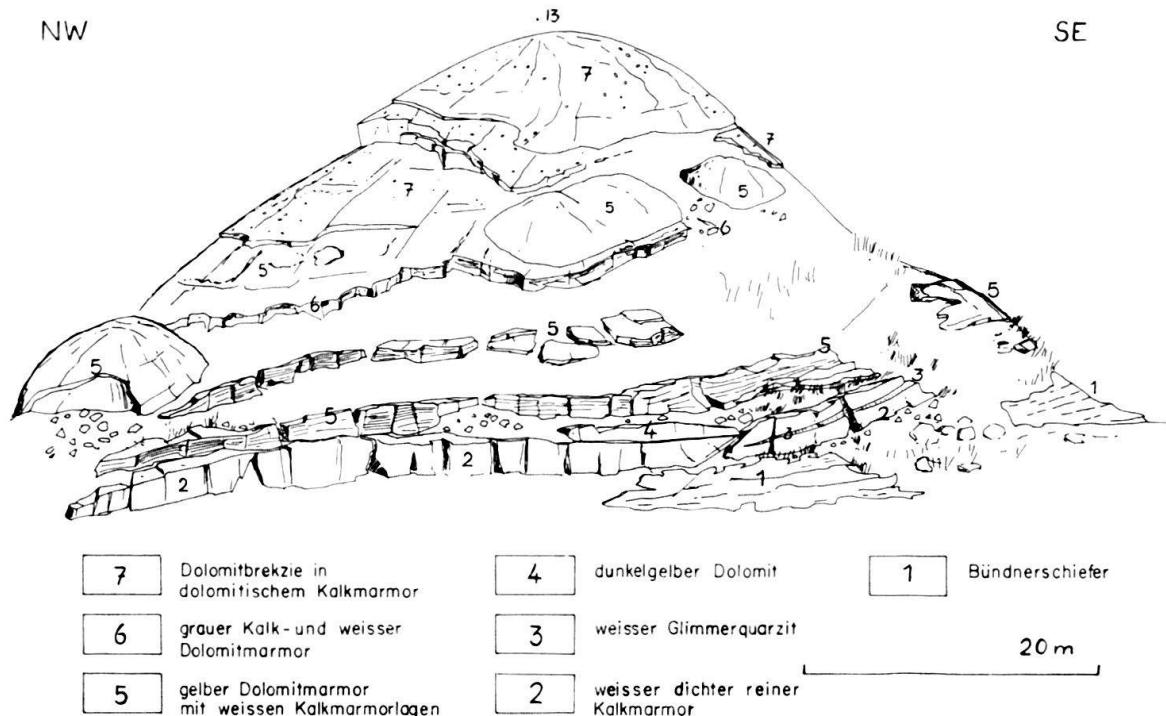


Fig. 4. Erosionstaschen (Unteres Oberladin) und Transgression des Malm am Saletschajoch.

Auf den Bündnerschiefern erkennt man in Fig. 4 die Marmore des Malm (?) mit einem darin eingelagerten quarzitischen Horizont. Sie grenzen mit einer scharfen, leicht gewellten Fläche an die dunkelgelben Dolomite und dolomitischen Kalkmarmore der Trias im Hangenden. Bei der Besprechung der Trias der Weissberg-Schuppe werden wir sehen, dass es sich hier um das untere Oberladin handeln muss. Da Anzeichen irgendwelcher Bewegung oder Einschaltungen von Schiefern oder Rauhwacke an dieser Fläche fehlen, deuten wir diese als die Transgressionsfläche des Malm (?) auf der oberen Mitteltrias. Diese Transgression verläuft schief. Verfolgen wir die Kalkmarmore gegen NW, am Signal P. 2674,4 vorbei (Fig. 14), bis auf den Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch, so stellen wir fest, dass dort der Malm an einer Stelle (P. 2720) stratigraphisch auf (tektonisch unter) den Schichten des Mittelladins (Streifenserie) liegt.

Die unteren (stratigraphisch oberen) gelben Dolomite bilden zusammen mit deren Hangendem ebenfalls eine transgressive Serie. Dieses Hangende besteht aus einer Wechsellagerung von grauen Kalkmarmoren und weissen Dolomiten, die im oberen Teil (strat. unten) brekziöse Einstreuungen von grauen dolomitischen Komponenten in den Kalkmarmoren enthalten. Die Komponenten variieren im Durchmesser von 0,5–4 cm und sind z.T. gestreckt. Die triadischen Schichten bilden mehrere geschlossene halbkugelförmige Körper mit Radien von 1–20 m und erinnern an eine Rundhöckerlandschaft. Es handelt sich in Wirklichkeit aber um ein verkehrtes Ero-

sionstaschenniveau des oberen Mittelladins, auf welches das Oberladin transgrediert. Die weichen, schiefrigen, dolomitischen Kalke des Mittelladins fehlen teils aus tektonischen, teils vielleicht auch aus Verwitterungsgründen. Heute übriggeblieben sind die halbkugelartigen, brekziösen Ausfüllungen der ehemaligen Taschen.

Hier sind wir zugleich am nördlichsten Auftreten der Bandfluh-Schuppe. Der Malm biegt sich mit den spärlichen Triasresten auf dessen Rücken an diesem Grat steil hinauf. Wir finden ihn in normaler Lage wieder auf dem Schmorrasgrat und Averser Weissberg und werden dort noch eingehender, besonders auch bezüglich des Alters, auf ihn zurückkommen.

DIE WEISSBERG-SCHUPPE (normalliegend)

Untere Rauhwacke

Lagerung

Am Fusse der Südwand des Äusseren Weissberges erheben sich über den grauen Dolomitschutthalden die hellgrau bis weiss anwitternden Felsen der mittleren Trias. Sie bieten uns ein sehr vollständiges und vor allem ein zum grössten Teil ungestörtes Profil, dessen unterste Schichten von einer Rauhwacke gebildet werden (Koord. 759,5/150,9). Diese stellt das älteste Gestein der Weissberg-Decke dar und ist schlecht aufgeschlossen zwischen dem verkehrten Malm und der (mittleren?) Trias der Bandfluh-Schuppe einerseits und der normalliegenden, unteren Mittelrias der Weissberg-

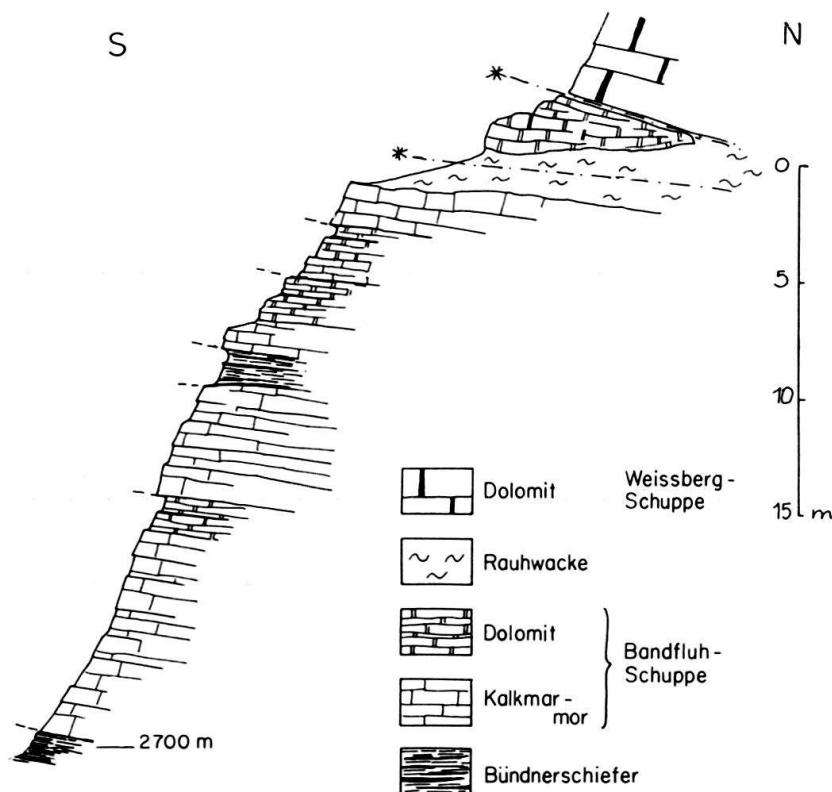


Fig. 5. Verschuppungen der Bandfluh-Schuppe oberhalb Cresta mit den Bündnerschiefern im Liegenden.

Schuppe anderseits. So finden wir die Rauhwacke etwas unterhalb des Weissberg-Westgrates, gegen das Plattenhorn (2762 m). Sie ist dort mit den Kalkmarmoren im Liegenden stark verschuppt. Die Grenze zum Hangenden ist tektonisch. Wie aus Fig. 5 hervorgeht, liegt unmittelbar über der hier rot anwitternden Rauhwacke eine Linse von gelbem, zerquetschtem Dolomit mit hellgrünen, chloritischen Zwischenlagen. Diese gehört der Lithologie nach der Trias der Bandfluh-Schuppe an und stößt mit einem scharfen Kontakt an die hellgraue, anisischen Dolomite. Die Rauhwacke hat in diesem Bereich als Abscherungs- und Gleithorizont der Weissberg-Decke funktioniert. Es ist wahrscheinlich, dass deren Kontakt mit den Dolomiten im Hangenden primär stratigraphisch, jedoch sekundär tektonisch aktiviert ist.

Alter

Die Rauhwacke kommt im allgemeinen in tektonisch gestörter Lagerung vor, liegt aber immerhin deutlich unter dem Niveau mit *Dadocrinus* (?). Es dürfte sich daher um die «untere», oberskythische Rauhwacke handeln. Ähnliche Rauhwacken sind im Penninikum der Westalpen weit verbreitet (siehe z. B. F. ELLENBERGER, 1958). Dagegen fehlen in den Schamser Decken Anzeichen einer «mittleren» Rauhwacke, etwa an der Grenze Anis–Ladin.

Anis

Untere Dolomite

Die Schichtfolge setzt sich unmittelbar über der Rauhwacke fort mit einem 6 m mächtigen grauen bis weissgrauen Dolomit. Das Gestein ist z. T. voll von kleinen, gelben Pünktchen (Durchmesser bis 1 mm), welche hauptsächlich in den helleren Gesteinspartien auftreten. Neben solchen Pünktchen gibt es in der gleichen Größenordnung auch Stäbchen. Diese von einigen Autoren als «*Bactryllum keuperinum*» bezeichneten Gebilde sind als Pseudomorphosen nach einzelnen Gipskristallen zu betrachten (ELLENBERGER, 1958, S. 168). Der Dolomit ist dicht, feinkörnig und grobgebaut. 2 m über seiner Untergrenze schaltet sich eine durchschnittlich 20 cm mächtige Brekzie ein, die allmählich aus dem umgebenden Gestein hervorgeht. Die Brekzie ist äusserst monogen aufgebaut aus hellgrauen, groben, sehr eckigen (Rundungsklasse 1,³) Dolomitkomponenten mit einem Durchmesser von 1–5 cm. Das oft feinbrekziöse Bindemittel ist ebenso hellgrau und rein dolomitisch. Die Bildung dieser Brekzie könnte durch seismische Erschütterung in einer bereits festen Schicht über einem noch nicht konsolidierten Schlamm erklärt werden. GENGE (1958) weist in diesem Zusammenhang darauf hin, dass man eine relativ rasche Erstarrung des Schlammes annehmen muss, da die Bruchstücke der zerrütteten Schicht nie völlig in der flüssigen Masse abgesunken sind. Diese Erscheinung der Verflüssigung und Erstarrung von plastischen Massen durch Schütteln nennt T. PÉTERFI (1927) Thixotropie.

Eingehende Untersuchungen von BOSWELL (1949) an rezenten Sedimenten haben gezeigt, dass auch ältere Ablagerungen, besonders dolomitische Gesteine, thixotrope Eigenschaften gehabt haben müssen. Eine andere Möglichkeit erwähnen M. GIGNOUX

³) Im folgenden werden die Rundungsklassen immer nach W. C. KRUMBEIN (1941) bezeichnet.

und M. AVNIMELECH (1937). Mit Volumenänderungen verbundene Stoffwanderungen während der Diagenese sollen ein Zerbrechen («éclatement») des Sedimentes verursacht haben. Die Brekzie besteht dadurch aus monogenen, sehr eckigen Komponenten und erinnert an ein Puzzle. Durch Zusammensetzen der Bruchstücke könnte man das ursprüngliche Gestein rekonstruieren.

Über diesen Untereren Dolomiten folgt ein 4 m mächtiger, grobgebankter Dolomit bis Dolomitmarmor, dessen Anwitterungsfarbe streifenweise im cm- bis dm-Bereich wechselt. Die Farben variieren von weissgrau, hellgrau, hellbeigegrau bis bläulich-grau. Dieser Farbwechsel vollzieht sich meistens senkrecht zur vermutlichen Schichtfläche und zur Bankung, ohne dass irgendeine gleichzeitige Änderung in der Lithologie zu beobachten ist. In der steilen Nordwand des Äusseren Weissberges (Koord. 759,7/151,4) wurden im gleichen stratigraphischen Niveau Farbwechsel beobachtet, welche schief zur Bankung verlaufen (Winkel 20°). Daneben treten auch in diesem Horizont Erschütterungsbrekzien auf. Die Färbung dürfte durch feinverteiltes sekundäres Erz parallel an einem Clivage verursacht sein, wobei auch die Metamorphose eine Rolle spielte, indem die dunkleren Dolomite weniger metamorph sind als die helleren. Darüber legt sich eine 10 m mächtige Abfolge von grauen und blaugrauen dichten Dolomitmarmoren, mit mehreren dünnen Crinoidenhorizonten. Der Marmor ist voll von Neubildungen eines idiomorphen Albits mit einer bis 5 mm langen c-Achse und von kleinen, autigenen Quarzkristallen. Ausserdem ist das Gestein öfters von sehr feinen, gelblichen Quarzschnürchen durchzogen.

Fossilien sind wegen der Metamorphose leider nur sehr schlecht erhalten und nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Die sich sehr schön gegen den weissen Dolomit abzeichnenden schwarzen, ebenso dolomitischen, runden Crinoidenstielglieder dürften der Gattung *Dadocrinus* angehören (siehe Fig. 6). Der Durchmesser der Glieder beträgt 2–5 mm; das Verhältnis der Höhe zum Durchmesser 1:3 bis 1:4; die Gelenkflächen sind am Rande grobgestrahlt. Bei den noch am besten erhaltenen Stücken erkennt man im Anschliff einen 5sternigen Zentralkanal. Daneben treten grössere (bis 6 mm Durchmesser), seckige Stielglieder auf, welche vielleicht der Gattung *Enocrinus* angehören könnten.

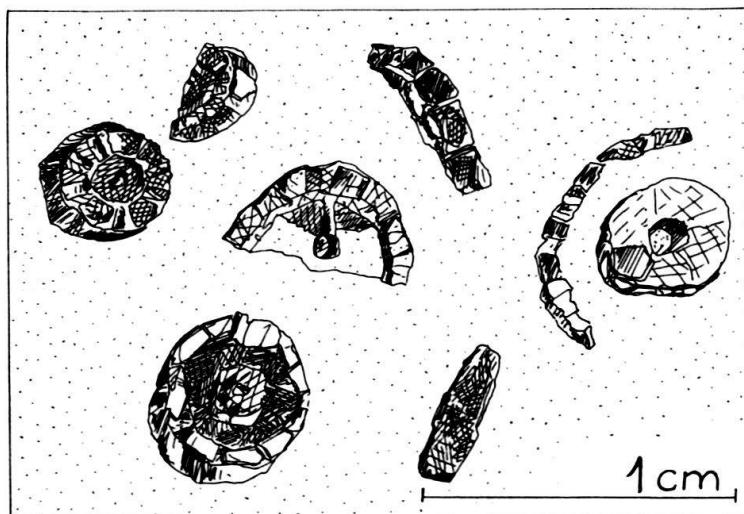


Fig. 6. Herausgewitterte Crinoidenstielglieder in den Untereren Dolomiten. Erklärung im Text.

Im ganzen lassen sich drei solche Crinoidenhorizonte feststellen, welche nicht mächtiger als 0,2 m werden.

Tuffhorizonte und Tuffite

Über die etwa 20 m hohe Felsstufe der hellgrauen Unteren Dolomite legt sich mit einer scharfen Grenze ein 1,5 m mächtiger braungrauer, zuckerkröpfiger, dichter Dolomit. Das Gestein unterscheidet sich von seinem Liegenden nicht nur in der Anwitterungsfarbe, sondern auch durch einen plötzlich auftretenden geringen Gehalt an sehr feinen Glimmerblättchen.

Darüber folgen einige dm dunkelgelben Dolomits mit äusserst schlecht erhaltenen Crinoidenstielgliedern, vielen Quarzschnürchen und Neubildungen von Quarzkristallen. Gegen oben wird dieser Dolomit von einem 0,5 cm dicken, hellgrünen Tuffhorizont begrenzt. Im Dünnschliff unterscheidet man in diesem Tuff von oben nach unten:

5. 1 mm Überwiegend Erz (Pyrit).
4. 1 mm Ein von oben nach unten von 80 Vol.-% bis 20 Vol.-% abnehmender Gehalt an feinverteiltem Pyrit in einer sehr feinen, dichten Grundmasse aus Quarz und Serizit.
3. 1 mm Eine oben feine, gegen unten gröbere Masse aus Muskovit und Quarz mit akzessorischem Apatit, Zirkon und sehr kleinen Pyritwürfeln (15 μ).
2. 0,5 mm Ein Bändchen aus nur Muskovit, übergehend in:
1. 1 mm Ein feinkristallines Gemisch von 80 Vol.-% Karbonat-(Dolomit-)kristallen, Durchmesser 60 μ , 10% Muskovit (45 μ) und 10% undulösem Quarz (15 μ).

Ein steiles Clavage im Dolomit, unmittelbar unter dem Tuffhorizont, deutet darauf hin, dass der Tuff nicht ungestört geblieben ist. Außerdem fehlt in diesem Niveau der Tuff an verschiedenen Stellen, offenbar aus tektonischen Gründen. Es ist daher kaum zu bezweifeln, dass kleinere Transversalbewegungen, mit dem glimmerreichen Tuff als Gleithorizont, stattgefunden haben müssen. Daher ist es nicht mehr möglich, etwas über die ursprüngliche Mächtigkeit des Tuffs auszusagen.

Im Dünnschliff wurde mehrmals beobachtet, wie die Quarzkristalle sekundär zu grösseren Quarzmassen (50 μ dicke Quarzbänder) zusammengewachsen sind. Ebenso ist das feinverteilte Erz zu grossen Kristallen umkristallisiert. Über diesem Horizont folgen mit scharfen Grenzen zuerst wieder der gelbe, dann der braune Dolomit, der sich auf den Anwitterungsflächen staubig anfühlt. Bei dieser insgesamt etwa 2 m mächtigen, symmetrischen Abfolge «braun–gelb–Tuff–gelb–braun» handelt es sich um die zeitlich vor und nach sowie während der eigentlichen Tuffablagerung gebildeten Tuffite⁴⁾. Es kommt aber dabei öfters vor, dass nur die älteren, unteren Tuffite gebildet wurden, die oberen dagegen fehlen. Der Quarz- und Serizitgehalt nimmt von beiden Seiten gegen den Tuffhorizont zu. Auf den oberen braunen Dolomit dieser Abfolge legt sich ein 1 m mächtiges Band eines dichten, hellweissen Dolomits, dessen Hangende ein braungrauer Dolomit der nächsten Abfolge bildet.

Diesmal sind bereits im gelben Dolomit sehr dünne Tuffhäutchen mit Serizit und Chlorit sowie kleine Pyritpentagondodekaeder ausgebildet. Unmittelbar über dem eigentlichen Tuff folgt ein 2 m dicker, schlecht gebankter, bräunlichgelber Dolomit; dann wieder ein gelbes Band und schliesslich der sogenannte Haupttuffhorizont. Wir

⁴⁾ Als Tuffite bezeichnet O. MÜGGE (1893) Gesteine, welche aus einer Vermischung von sedimentärem und vulkanogenem Material bestehen.

befinden uns hier, wie wir im folgenden Abschnitt sehen werden, an der Grenze zwischen Anis und Ladin. Da es aber auch an dieser Stelle Anzeichen einer späteren Bewegung gibt, wird die Schichtreihe des Haupttuffhorizontes günstiger am Piz Alv studiert, wo sie ungestörter vorzuliegen scheint.

Alter

Zum Alter dieser unteren Dolomite, Tuffhorizonte und Tuffite ist zu bemerken, dass diese Schichtfolge zwischen den dem Oberskyth zugeschriebenen Rauhwacken und dem Haupttuffhorizont der Grenze Anis–Ladin gelegen ist. Damit ist die ganze Abfolge in das Anis zu stellen, wobei es uns aber nicht möglich sein wird, mit Sicherheit etwas genaueres über das Alter auszusagen. Falls es sich bei den kleinen Crinoidenstielgliedern tatsächlich um *Dadocrinus (gracilis) ?* handeln sollte, so wären die betreffenden Schichten in Analogie mit dem Vorkommen in den Südalpen und in den Westalpen (F. ELLENBERGER, 1958 und J. GALLI, 1964) in das untere Anisian zu stellen. Ob auch das obere und mittlere sowie das allerunterste Anis lückenlos vertreten sind, können wir nicht entscheiden; auf jeden Fall ist die gegenüber Briançonnais-Profilen sehr geringe Mächtigkeit des Anis bemerkenswert.

Grenzhorizont Anis–Ladin; Haupttuffhorizont

Lithologie

Beim Grenzhorizont handelt es sich um ein sehr charakteristisches Schichtglied, welches jedoch durch Übergänge mit den Dolomiten im Liegenden und Hangenden verbunden ist. Wir werden uns auf eine lithologische Beschreibung des Profils beschränken und dabei versuchen, auf die wichtigsten Schichtglieder näher einzugehen. Vom Piz Alv (2854 m) dem Westgrat entlang hinuntersteigend, durchquert man von 2710–2700 m das folgende Profil:

8. Hellgraue, dichte, grobgebankte Dolomite mit verschiedenen gelben tuffitischen Hori-zonten («Mittlere Dolomite», Ladin).
7. 2 m Graubrauner, schlechtgebankter dolomitischer Tuffit.
6. 4 m Grauer, leicht gelblicher dolomitischer Tuffit mit netzartigen, flaserigen Bimssteinen.
5. 1 m Grobe, relativ polygene Dolomitbrekzie mit dolomitischem Bindemittel.
4. 2 cm Grüner, stark verschieferter Tuff.
3. 2 m Gelber, dolomitischer Tuffit mit wenigen dunkelgrauen, schlechterhaltenen, kleinen Crinoidenstielgliedern aus Kalzit.
2. 1 m Dunkelgraue Kalkmarmorbank.
1. Hellgraue Dolomite (Anis).

Das untere, etwa 1 m mächtige Kalkmarmorband wird gegen S allmählich dolomitisch und ist z. B. am Alv-Südgrat oberhalb des Saletschajoches nicht mehr von den umgebenden Dolomiten zu unterscheiden. Die Brekzien, welche unmittelbar über dem Tuffniveau folgen, sind Zeugen einer gewissen Bodenunruhe des Ablagerungsraumes; es kann sich nicht um eine Transgressionsbrekzie handeln, weil die Komponenten äusserst eckig sind (Rundungsklasse 1–2). Die Entstehung dieser Brekzien könnte auch hier auf eine lokale seismische Tätigkeit zurückgeführt werden. Anschliessend erfolgte eine Rekristallisation des Schlammes zwischen den heterogenen Bruchstücken. Der darüberliegende Tuffit führt flaserige, zum Teil nesterartige Kieselkonkre-

tionen. Es sind keine dichten, herauswitternden Silexknauer- oder knöllchen, wie sie z. B. von F. ELLENBERGER (1958), E. GENGE (1958) und J. GALLI (1964) im oberen Anis des Briançonnais beschrieben werden. Eher sind es schwammartig verwitternde, löcherige, faustgrosse Massen aus Quarz, Muskovit und Haematit. Die kleinen Löcher sind ausgefüllt mit Karbonat. Löst man im Dünnschliff das Karbonat heraus, so lässt sich eine blasenartige Struktur des Quarz und Muskovits feststellen (siehe Fig. 7). Es dürfte sich dabei um Bimsstein handeln, dessen instabile Glasanteile unter Erhaltung der Blasenstruktur in Quarz und Serizit umgewandelt sind. Dabei sind besonders die Serizitblättchen kreisförmig orientiert geblieben. Der Dolomit ist später in die Hohlräume eingedrungen. In den freundlicherweise von Herrn J. NEHER als Vergleichsmaterial zur Verfügung gestellten Dünnschliffen von tektonisch ungestörten Bimssteinen aus dem gleichen stratigraphischen Niveau in den Splügener Kalkbergen liessen sich die gleichen Strukturen feststellen. Die Blasen sind z. T. auch längsgestreckt bis eiförmig. Diese Ausbildung kann durch die tektonische Beanspruchung des Gesteins verursacht sein, auf welche der undulöse Quarz und das flaserige, boudinierte Vorkommen im Dolomit hinweisen. Es wurden jedoch in einem ebenso freundlicherweise von Herrn W. SENNHAUSER zur Verfügung gestellten subrezenten Bimsstein aus Ischia sehr ähnliche gestreckte primäre Strukturen beobachtet, welche als eine Art Fliesstrukturen zu deuten oder auch auf Kompaktion zurückzuführen sind.

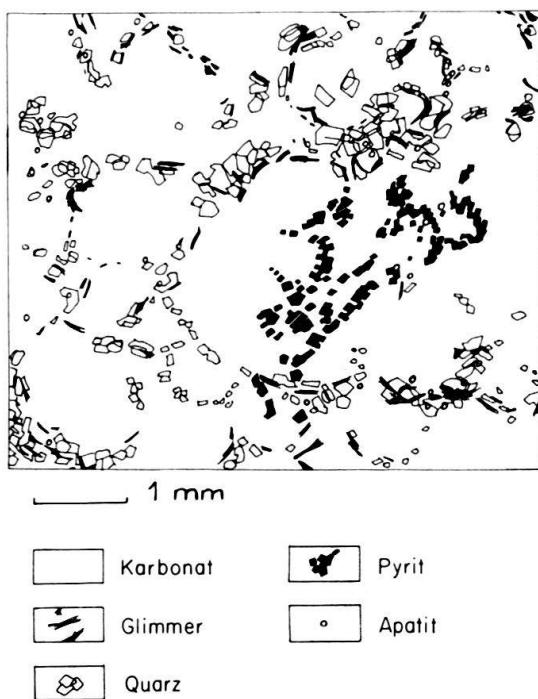


Fig. 7. Dünnschliff eines Bimssteines des Grenzhorizontes Anis-Ladin.

Alter

Im Grenzhorizont fehlen, abgesehen von den unbestimmbaren Crinoidenstielgliedern in den gelben Tuffiten, sichere Fossilien. Dagegen bildet diese lithologisch sehr eigenartige und in den monotonen Dolomiten durch die Kalkbänder, Brekzien und

Bimssteine auffallende Schichtfolge ein brauchbares Leitniveau. Es hat sich daher als möglich erwiesen, den Grenzhorizont in der Trias der Splügener Kalkberge, wo sie stellenweise ungestört und nicht metamorph vorliegt, mit diesem gleichzustellen. Es ist Herrn NEHER (mündliche Mitteilung) gelungen, eine den Horizont sicher festlegende Fauna aus diesen Schichten zu sammeln (*Encrinus liliiformis*, andere Echinodermen, Gastropoden, Diploporen und Wirbeltierreste). Bei den von J. VON PIA (briefliche Mitteilung an Herrn NEHER) bestimmten Diploporen handelt es sich um: «...*D. spec.*, cf. *D. philosophi* an *D. uniserialis* sowie *D. spec.*, cf. *D. annulatissima* an *D. uniserialis*., beide oberstes Anis...».

Es ist uns nur aus lithologischen Vergleichen mit den besser fossilbelegten und aus dem gleichen penninischen Ablagerungsraum stammenden Splügener Kalkbergen möglich gewesen, etwas über das Alter unserer Schichten auszusagen. Wir stützen uns dabei gerne auf die sehr genauen Untersuchungen von Herrn J. NEHER. Es sei ihm an dieser Stelle herzlich gedankt für die freundliche Art und Weise, womit er mich immer Einblick in seine Aufnahme nehmen liess.

Ladin

Mittlere Dolomite

Während der verschieferte, serizitische Tuff des Grenzhorizonts eine von spärlichem Gras bewachsene Verflachung über der steilen Wand des anisischen Dolomits bildet, erhebt sich auch darüber eine ebenso steile Wände bildende und gesteinsmässig ausserordentlich ähnliche Serie der Mittleren Dolomite des unteren Ladin. Sie erreichen in der Südwand des Äusseren Weissberges eine Mächtigkeit von 50 m und gehen überall ohne scharfe Grenze aus den Tuffiten des Grenzhorizontes hervor. Sie setzen sich hauptsächlich aus monotonen, massigen, grobgebankten, hellgelblichen bis aschgrauen, dichten Dolomiten bis Dolomitmarmoren zusammen. Ebenso treten, wie bei den Unteren Dolomiten, in mehreren Horizonten Thixotropiebrekzien auf. Es wurden auch sehr vereinzelte eckige Bruchstücke beobachtet, welche plötzlich im Dolomit auftreten können (zum Beispiel etwa auf 2690 m in der kleinen Wand südlich der Weissbergscharte). Ein solches Bruchstück ist immer ein wenig dunkler als das umgebende grobkörnigere Gestein. Nach E. E. L. DIXON und A. VAUGHAN (1911) und A. WOOD (1941) handelt es sich hier möglicherweise um eine Pseudobrekzie. Die Bildung der «Pseudofragmente» wird erklärt durch die Rekristallisation einer gewissen Menge Aragonit des ursprünglichen Kalkschlamms unter gleichzeitiger Konkretionierung des rekristallisierten Materials. Die Matrix sei dabei immer grobkörniger als die Komponente, und das Karbonat der Matrix kann dabei ganz oder teilweise aus Kalzit oder aus Dolomit bestehen. Die Dolomitisation der Pseudobrekzie sei sekundär.

Besonders in die unteren 15 m dieser Mittleren Dolomite schalten sich in unregelmässigen Abständen von 1–5 m einige (höchstens 6) sehr geringmächtige tuffitische Horizonte ein. Der Dolomitmarmor wird an diesen Stellen auf etwa 2 dm gelb und führt feine Albit- und Pyritkristalle. Oft ist das Gestein von einem Netzwerk von scharfen, feinen Quarzadern durchsetzt. Findet man mit grosser Mühe Anzeichen eines dazugehörigen Tuffhorizonts, so sind das oft nur wenige mm dicke, nicht kontinuierliche, hellgrüne serizitische und leicht metamorph-chloritische Schieferchen. Jedoch ist diese blassgelbe Streifung für die Mittleren Dolomite typisch.

Es bilden sich zuoberst in diesem Dolomit tiefe, dolinenartige Erosionstaschen mit einem Durchmesser von 10–50 m. Das Gestein ist hier fast weiss ausgebildet und voll von mm-grossen, sehr hellgelben Pünktchen und Stäbchen, wie wir sie bereits in den anisischen Schichten kennengelernt haben.

Fossilien wurden in den meistens marmorisierten Mittleren Dolomiten nicht gefunden. Zwar gibt es an verschiedenen Stellen Vorkommen von gelblichen dolomischen diploporenähnlichen Gebilden, welche leicht aus dem Gestein herauswittern, bei welchen es aber nicht einmal sicher ist, ob es sich überhaupt um Fossilreste handelt.

«Streifenserie»

a) Transgression der Streifenserie

Der Name «Streifenserie» wurde von STAUB 1958 eingeführt. Die Serie wird charakterisiert durch eine Wechsellagerung von sehr dunkelgrauen dolomitischen Kalken mit weissen Dolomiten. Sie transgrediert mit einer basalen Kalkbank auf die sehr schönen und deutlichen Erosionstaschen der Mittleren Dolomite. Es bilden sich dabei in den Taschen stellenweise Brekzien von Dolomitgerölle im Kalk. Die Brekzien sind recht polygen und bestehen meistens aus kleinen (bis 2 cm Durchmesser), ziemlich eckigen (Rundungsklasse 5) Komponenten aus verschiedenfarbigem Dolomit. Das Bindemittel ist immer der Kalk oder Kalkmarmor, welcher das unterste Schichtglied der bis 140 m mächtigen, höchstens achtfachen Wechsellagerung der Streifenserie bilden.

Die Serie ist stark tektonisiert, wobei das plastische Verhalten der Kalkmarmore gegenüber dem Dolomit auffällt. In einer früheren Streckungsphase wurde der Dolomit in grössere Boudins aufgelöst, welche vom Kalkmarmor umgeben wurden. Eine spätere Stauchung hat jedoch die ganze Serie so sehr in sich gefaltet, dass es heute nicht mehr überall möglich ist, die einzelnen ursprünglichen Lagen auseinanderzulesen, wie z. B. in der Westwand des Äusseren Weissberges.

b) Lithologie

Die Kalkmarmore sind dünnplattig und sehr «fossil». Sie wittern in steilen Wänden und, von weitem gesehen, sehr dunkelgrau an, von nahem aber erkennt man, dass sie besonders an flachen Stellen über 2600 m in einen hellgrauen Kalkstaub zerfallen.

Im Dünnschliff zeigt sich durch Färbung mit Haematoxylin ihr Dolomitgehalt. Dieser wechselt stark von 10–40 Vol.-%. Dazu tritt sehr oft eine Wechsellagerung mit reinem Dolomit im mm-Bereich auf, welche durch Stresswirkung in eine ophthalmitische Brekzie umgewandelt ist (siehe Fig. 8). Es dürfte sich ursprünglich um einen Stromatit⁵⁾ gehandelt haben. Die Begrenzung zwischen dem Kalk und Dolomit ist ziemlich scharf, aber unregelmässig. Wahrscheinlich war der Kalk von Dolomitschnüren durchsetzt. Daneben treten auch einzelne Dolomitaggregate auf (siehe Fig. 8). Durch Metamorphose entstand eine Pseudobrekzie aus linsenartigem Dolomit in

⁵⁾ Über die Anwendung der Nomenklatur von P. NIGGLI (1948) auf Dolomitgesteine siehe A. SOMM (1965).

relativ plastischem rekristallisiertem Kalkmarmor. Infolgedessen kann wenig über die Dolomitisierung ausgesagt werden; sicher ist sie prämetamorph. Vielleicht darf man immerhin zwei Phasen unterscheiden:

1. Bildung des feinkörnigen Dolomits und 2. spätere Durchsetzung des Kalkes mit grobkörnigerem Dolomit.



Fig. 8. Anschliff eines in eine ophthalmitische Brekzie umgewandelten Stromatis der Streifenserie (Mittel-Ladin).

Das postmetamorphe Clavage ist ausgefüllt mit Kalzit und manifestiert sich nur im starren Dolomit, was schön aus Fig. 8 hervorgeht. Im Dünnschliff ist der grobkristalline Kalzit meistens unorientiert. Orientierter Kalzit tritt in rheomorphen Marmoren mit dünnen Zwischenlagen von Dolomit auf, welch letzterer sich z. T. recht starr verhält (besonders die kleineren Körner).

Bei fortschreitender Metamorphose der Kalke nimmt die dunkle Färbung ab. Am Ostgrat des Piz Alv enthält der Marmor bereits Neubildungen von idiomorphen Serizit- und Chloritblättchen und ist damit als alpin-epimetamorph zu bezeichnen. Gleichzeitig wird die Farbe der sonst so dunklen Kalke hellgrau. Auffallend hell ist auch der Ausläufer der metamorphen Streifenserie unterhalb des Inneren Weissberges und an der Bandfluh oberhalb Cresta. Hier handelt es sich ausschliesslich um dichte, massive, grobgebankte Kalk- und Dolomitmarmore.

V. STREIFF (1939) beschreibt am Piz Gurschus in diesem Niveau «Korallenkalke», welche auch am Schmorrasgrat (P. 2692) aufgefunden wurden. In mehreren senkrecht aufeinander orientierten Anschliffen lässt sich jedoch erkennen, dass es sich bei die-

sen «Korallen» um dunkelgraue bis schwarze, mehr oder weniger kugelige oder kurzsäulige, grobkristalline Kalzitgebilde mit einem Durchmesser von etwa 2 mm handelt, welche in einem weissen oder hellgrauen dolomitischen Kalkmarmor eingelagert sind. Die Abgrenzung zum umgebenden Gestein ist unscharf und wird durch die Abnahme der Korngrösse von 0,4 mm auf 0,2 mm und die der Pigmentierung bedingt. Falls man diese Gebilde überhaupt als Fossilien deuten möchte, kann es sich hierbei, dem Habitus nach, nicht um Korallen, sondern höchstens um äusserst schlecht erhaltene Crinoidenstielglieder handeln. Genau die gleiche Feststellung kann übrigens auch für die von J. CADISCH (1941) signalisierten «Korallen» aus dem Pontiskalk des Val d'Anniviers gemacht werden (Beobachtung von F. ELLENBERGER; nach mündlicher Mitteilung von Prof. R. TRÜMPY).

Die Dolomite der Streifenserie sind monoton hellgrau bis weiss, dicht und schlecht gebankt. Oft sind sie von gelben Quarzadern durchzogen. Auch in diesen Dolomiten sind Erschütterungsbrekzien beobachtet worden. Die Grenze zu den dolomitischen Kalkmarmoren ist scharf.

c) Alter

Das Alter der Streifenserie kann nicht mit Fossilien belegt werden. Durchaus ähnliche Ablagerungen bilden in den Préalpes medianes die «gebänderten Kalke» von E. GENGE (1957) sowie die schwarzen Kalke und weissen Dolomite bei G. BOTTERON (1961). Die Serien werden von beiden Autoren in das untere und mittlere Ladin gestellt.

Die Mittleren Dolomite im Liegenden betrachten wir als Unterladin, weil sie allmählich aus dem Grenzhorizont Anis–Ladin hervorgehen. Wir wissen nicht, wie gross der zeitliche Unterbruch ist, welcher dem Erosionstascheniveau auf diesen Dolomiten zugerechnet werden muss. Wir stellen die Streifenserie in das mittlere Ladinian, ohne dass wir sichere Beweise für diese Zuordnung anführen können.

Obere Dolomite; Oberladin (bis Untercarn?)

a) Transgression der Oberen Dolomite

Auf dem hohen, flach gegen E abtauchenden Rücken (P. 2692) der Streifenserie zwischen Piz Alv und Fuorcla Cotschna findet man stellenweise tiefe Taschen mit einem Durchmesser von 10–20 m (z. B. bei P. 2680, P. 2619 und P. 2647). Es handelt sich um Erosionstaschen, welche mit einer der Streifenserie lithologisch völlig fremden, transgressiven Serie ausgefüllt sind. Eine ganz ähnliche, jedoch nur eher leicht gewellte, alte Oberfläche der Streifenserie erkennen wir oberhalb Cresta auf dem «Band» zwischen Büel (P. 2569), im Täli und dem Kleinen Weissberg (P. 2706). Hier transgressieren die Oberen Dolomite mit einer groben, ziemlich polygenen Brekzie von hauptsächlich hell- und dunkelgrauen, gelben und weissen Dolomitkomponenten und wenigen grauen Kalkkomponenten. Über die ursprüngliche Rundung der Komponenten kann man wenig bei den uns bekannten Vorkommen der Brekzie aussagen, da das Gestein immer im Verhältnis von 1:2 bis 1:6 gestreckt ist. Es fehlen rote dolomitische Komponenten sowie Kristallingerölle. Das durchwegs dolomitische Bindemittel ist oft feinbrekziös. Es treten dazu vereinzelte dichte braune Quarzit- oder Silexlinsen auf.

Am schönsten sind die bereits auf S. 177 beschriebenen verkehrten Negative der ehemaligen Erosionstaschen am Saletschajoch (Fig. 4) in der auf dem transgressiven Malm gelegenen Trias der Bandfluh-Schuppe. Die Brekzie, welche dort die Taschen füllte, hat einen Streckungsgrad von 1:6, führt weniger Komponenten als die oben beschriebene und enthält viele Zwischenlagen von Dolomit und dolomitischem Kalkmarmor. Ebenso schwach brekziös sind die darübergelegenen Transgressionsbrekzien der Weissberg-Schuppe am Piz Alv.

b) Lithologie

1. Averser Weissberg: Die Oberen Dolomite des Avers verlaufen als eine schmale Zone vom «Band» unter der Weissbergscharte hindurch bis auf den südlichen Vorgipfel des Äusseren Weissberges. Die polygene Basisbrekzie wird etwa 2 m mächtig. Es schalten sich darin mehrere, einige dm dicke Bänke aus gelbem Dolomit oder dunkelgrauem Kalkmarmor ein. Darüber legt sich mit einem scharfen, wahrscheinlich stratigraphischen Kontakt die folgende Schichtreihe (von unten nach oben):

1. 1,5 m Gelblichweisser Dolomitmarmor.
2. 1 m Sehr dunkelgrauer Kalkmarmor.
3. 5 m Dunkelgelb anwitternder, im Bruch sehr hellgrauer Dolomitmarmor mit sehr schlecht erhaltenen, einige mm grossen, weissen Gastropoden und Crinoidenstielgliedern sowie äusserst fraglichen unbestimmbaren Kalkalgen. Dazu treten Einschaltungen von hellgrünem, kieseligem, verschieferterem Tuff auf. Sie enthalten viele glänzende Pyritpentagondodekaeder.

Das Hangende der Oberen Dolomite bildet in diesem sowie in anderen Profilen immer eine Rauhwacke.

2. Piz Alv: Die unteren Felsen des Piz Alv, 1,5 km SSW der Hütte Alp Schmorras (Koord. 758,3/155,4) bieten uns zwischen den beiden Rauhwacken westlich P. 2617 und westlich P. 2643 ein zweites Profil durch die Oberen Dolomite (siehe Fig. 9).

Die heutige beträchtliche Mächtigkeit ist allerdings tektonisch bedingt, weil die Schichten in eine grosse S-Falte gelegt sind. Am wenigsten ausgewalzt ist dabei der verkehrte Mittelschenkel. Von W nach E oder stratigraphisch von oben nach unten unterscheiden wir:

11. 8 m Dunkelgrauer bis roter, grobgebankter Dolomitmarmor und hellgrüne, chloritische Schieferchen. Brekziöse Einstreuungen von hellgrauen Dolomitkomponenten in den roten Dolomiten. Auf Rissen und feinen Adern befindet sich Quarz, begleitet von Serizit.
10. 2,5 m Gelber, gebankter Dolomitmarmor.
9. 3 m Roter Dolomitmarmor mit dunkelbraunen Quarzitflasern, welche sandig anwittern.
8. 2 m Hellgelber, schiefriger Dolomitmarmor mit Zwischenlagen von hellgrünen Schiefern (metamorpher Dolomitmergel).
7. 4,5 m Roter und grauer zuckerkörniger Dolomitmarmor.
6. 11 m Dunkelgelber, grobgebankter Dolomit mit vielen Quarzschnüren und blauschwarzen Erzlagen sowie bläulichweissen und grünen, dichten Quarzitknauern, welche bis 40 cm lang werden. Dazu Einschaltungen von grünen, tuffitischen (?) Chlorit-Serizit-Schieferchen.
5. 2,5 m Dunkelgelber, plattiger Dolomitmarmor.
4. 5 m Dichter, grobgebankter, gelber, z. T. roter Dolomitmarmor mit dünnen, gegen unten dickeren (8 cm) Flasern von fast schwarzem, quarzitischem Erz.

- 3. 2 m Ein bläulichweisses Kalkmarmorband mit Einstreuung von wenigen Dolomitkomponenten.
- 2. 2 m Gelblichgrauer Dolomit mit monogenen Erschütterungsbrekzien.
- 1. 8 m Relativ polygene, sehr schlecht gebankte Dolomitbrekzie in Dolomit und dolomitischem Kalkmarmor. Die Farben der Dolomitgerölle wechseln zwischen hellgelb, grau, hellgrau und bläulichgrau. Es fehlen in dieser Basisbrekzie rote Dolomitgerölle. Dazu stellen sich mehrfach Zwischenlagen von Dolomit und dunkelgrauem Kalkmarmor ein.

Das Liegende wird von der Streifenserie des Piz Alv gebildet. Gesamtmächtigkeit des Profils: 50,5 m.

3. Schmorrasgrat: An dem von V. STREIFF (1939) mit «Piz Schmorras» bezeichneten Punkt 2622 am Schmorrasgrat zwischen Fuorcla Cotschna und Piz Settember finden wir das nördlichste Vorkommen der Oberen Dolomite in unserem Untersuchungsgebiet. Es steht dort eine 20 m mächtige ähnliche Verkehrtsserie an, wie sie bereits vom Piz Alv beschrieben wurde. Auf eine jüngere jurassische polygene Dolomitbrekzie in reinem Kalkmarmor legt sich mit einer scharfen Grenze ein 2 m mächtiger gelber Dolomit ohne Erz. Das Gestein ist von feinen Adern mit Quarz und Serizit durchzogen. Der Quarzgehalt nimmt gegen oben zu. Dazu beginnt eine bis zum Gipfel (P. 2622) reichende 18 m mächtige Abfolge von rotem und orangefarbenem Dolomit, der in verschiedenen Niveaus monogene Dolomitbrekzien aus hellgrauen Dolomitbruchstücken in einem roten, feinbrekziösen, dolomitischen Bindemittel enthält. Sehr häufig treten dm-dicke Lagen und Linsen von schwarzrotem bis blutrottem Erz und hellrotem Quarzit auf.

Das Erz wurde von K. STUCKY (1960) beschrieben. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Serizit und Haematit. Der wichtigste Nebengemengteil ist Apatit. Makroskopisch sollen die Gesteine Radiolarit oder Silex zum Verwechseln ähnlich sein. Es handelt sich ausschliesslich um Haematitquarzite und serizitreiche Haematitquarzitphyllite mit einem sehr geringen Gehalt an Mangan und Phosphor (0,07% bzw. 0,33%). O. WILHELM (1922) deutet diese Erze als spätalpine epigenetische Bildungen. H. HUTTENLOCHER (1934) zieht eine syngenetisch-sedimentäre Deutung vor. K. STUCKY bringt die Haematitquarzite des Schmorrasgrats genetisch mit den gleichaltrigen Tuffablagerungen in Verband und erwähnt die Möglichkeit, die Erze von einem magmatischen Erzlieferanten herzubeziehen.

Im Oberladin und Untercarn sind Eisenvererzungen neben Bleiglanz- und Zinkblendevorkommen auch in den Ostalpen weit verbreitet. So zeugt zum Beispiel der alte Bergbau am Ofenpass von reichen Eisenerzhorizonten im Wettersteindolomit (Ladin) und in den Raiblerschichten (Carn) (D. SCHLÄPFER, 1960). Aus den gleichen stratigraphischen Niveaus beschreiben auch E. ESCHER (1935) und P. KELLERHALS (1962) Pb-Zn-Erzlagerstätten bei Scarl.

Die rote Farbe der Dolomite beschränkt sich auf die Anwitterungsschicht, wo das Fe oberflächlich oxydiert worden ist. Im Bruch ist das Gestein grau; das Eisen ist offenbar grossenteils in den Dolomitkristallen enthalten.

c) Alter

Die grünen Schiefer, welche am Averser Weissberg und Piz Alv in den Dolomiten der beschriebenen Profile aufgefunden wurden, zeigen im Dünnschliff neben Serizit

und Chlorit sehr fein verteilten Quarz und Pyrit. Es könnte sich der Struktur und dem Mineralbestand nach, wie im Anis-Ladin-Grenzhorizont, auch hier um tuffogene Ablagerungen handeln. Sie treten immer nur schlierenweise im marmorisierten Gestein auf und bilden keine zusammenhängenden Lagen mehr. Im gleichen stratigraphischen Niveau werden von Herrn J. NEHER (freundliche mündliche Mitteilung) in den Splügener Kalkbergen Diploporen, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Dentalien gefunden. Ebenso beschreibt er dort Tuffe, Eisenerze und Haematitquarzite.

Bei den von E. GASCHE für Herrn NEHER bestimmten Diploporen handelt es sich um: «...*D. annulata* var. *debilis* (vorherrschend) und *D. annulata*, beide oberes Ladin...» (briefliche Mitteilung an Herrn NEHER). In den analogen jedoch ostalpinen erzreichen Ablagerungen am Ofenpass (D. SCHLÄPFER, 1960) treten gerade im «Untercarn» braungelbe und rote eisenimprägnierte Dolomite und Brekzien auf, was uns vermuten lässt, dass es sich auch bei den roten Dolomiten und Brekzien der Weissberg-Schuppe bereits um Untercarn handeln könnte. K. KARAGOUNIS (1962) stellt jedoch das Untercarn SCHLÄPFERS in das Oberladin.

Obertrias

Tektonische Bedeutung

V. STREIFF (1939) trennt im Bereich der mehr oder weniger evaporitischen Obertrias unsere Weissberg-Decke in zwei tektonisch selbständige Einheiten auf, und zwar in eine untere «Gurschus-Kalkberg-Zone» und eine obere «Marmorzone» (entspricht der «Tschera-Zone» STREIFFS 1962). Diese Trennung trifft in seinem Untersuchungsgebiet des Ostschemas sicher zu. Am Averser Weissberg liegen jedoch die beiden Einheiten noch, wie ursprünglich, aufeinander und sind nur höchstens um einen geringen Betrag verschoben. Erst nördlich vom Schmorrasjoch haben sich die jüngeren Schichten von den älteren getrennt. Wir werden aber noch eingehender auf die grösseren tektonischen Zusammenhänge zurückkommen müssen.

Lithologie

Die Obertrias der Weissberg-Decke besteht hauptsächlich aus Rauhwacke. Stellenweise führt diese einige nicht zusammenhängende Linsen von Dolomit und papierdünnen, rotbraunen und grünen serizitischen Quarzitphylliten und Quarziten. Da die Rauhwacke überall das Abscherungsniveau darstellt, sind die stratigraphischen Kontakte im Liegenden und Hangenden nicht erhalten geblieben. Das obertriadische Alter geht erstens aus der allerdings gestörten Lage zwischen dem Oberladin und dem fossilbelegten Lias, zweitens aus der für die Obertrias typischen Vergesellschaftung der verschiedenen Gesteinsarten hervor.

a) Rauhwacke und Dolomit

Die Rauhwacke besteht aus einem sehr löcherigen, porösen Gefüge von Kalzit und Dolomit. Die Farbe wechselt je nach Fe-Gehalt zwischen Grau, Gelb und Orange. Oft ist die Rauhwacke tektonisiert und durchsetzt von groben Kalzit- und Quarzadern.

Der daneben auftretende, spärliche, dunkelgelbe Dolomit ist marmorisiert und enthält ausgequetschte grüne, quarzitische und serizitische Chloritschieferchen. Der Dolomit bildet in der umgebenden Rauhwacke meistens boudinartige Blöcke.

b) Quarzit und Quarzitphyllit

Südlich von Fuorcla Curtegns am Punkt 2671 und 1 km östlich vom Saletsjoch treten mit den Rauhwacken vergesellschaftete, weisse serizitische Quarzite auf. Es handelt sich nur um vereinzelte Vorkommen von massigeren Quarzitlinsen neben den weichen, hellgrünen Serizit-Quarzit-Phylliten. Sie enthalten hauptsächlich Quarz und Glimmer sowie akzessorischen Chlorit. Wir stellen diese quarzitische Ablagerung aus lithologischen Gründen in das Niveau der «Quartenschiefer» der oberen Trias und damit in den Keuper.

c) Fragliches Rhät

R. STAUB (1958) gibt in seiner Weissberg-Kalkberg-Zone der mittleren Schamser Decken ein «wenig mächtiges» Rhät an, das aufgebaut sei aus:

Schwarzen Kössener Schiefern,
Lumachellen,
Dolomiten,
Brekzien,
Kalkschiefern in Engadiner Fazies.

Eine Vergesellschaftung von schwarzen Schiefern und Kalkschiefern mit den Rauhwacken ist tatsächlich vorhanden; diese ist jedoch kaum primär stratigraphisch (vgl. Fig. 9). Erst in und über den Belemnitesandkalken des wenig darüber gelegenen Lias stellen sich die gleichen Schiefer in sicherem stratigraphischem Verband ein. Die Lumachelle von R. STAUB wurde in der Weissberg-Decke nicht gefunden, erst in der nächsthöheren Gelbhorn-Decke.

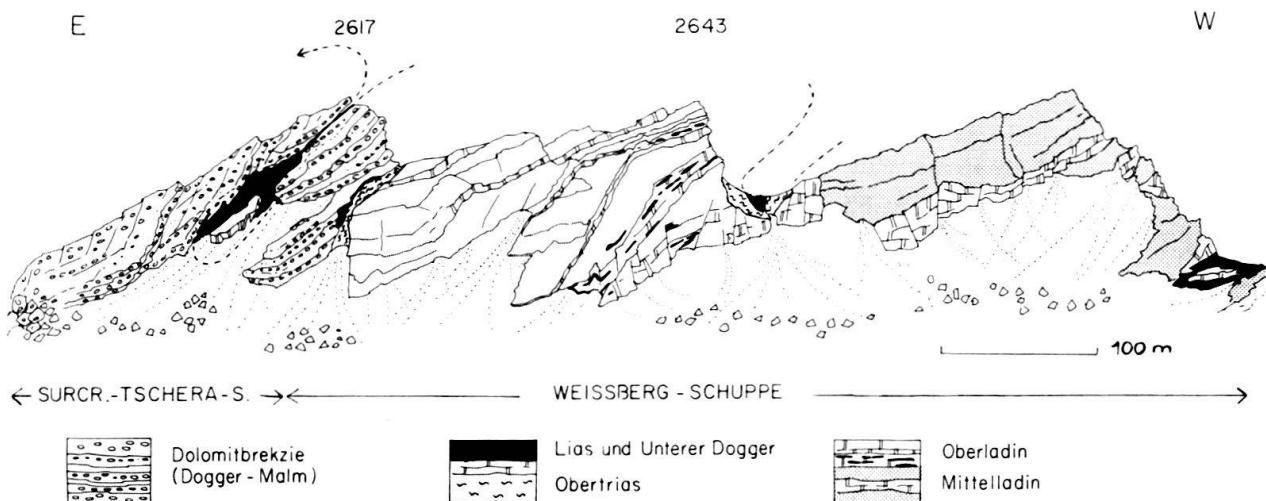


Fig. 9. Ansichtskizze der Felsgruppe östlich der Fuorcla Cotschna.

Die einzigen Schichten, welche man möglicherweise in das Rhät stellen dürfte, sind die Kieselschnur-Dolomitmarmore in der obersten Val Gronda (2690 m) bei der Fuorcla Curtegns und am Schmorrasjoch auf dem Nordabfall des Piz Settember. Es handelt sich an diesen beiden Stellen um einige Meter mächtige, dichte, grobkörnige, plattige, sehr hellgelbe Dolomitmarmore im cm- bis dm-Bereich, wechsellarnd mit weissen, 1–2 mm dicken, schnurgeraden Quarzitlagen. Das Liegende bildet überall die Rauhwacke. Mit einer scharfen Grenze liegen auf den Sandlagendolomiten die Sandlagenkalke des Lias, welche analog ausgebildet sind.

Wir haben keinen eigentlichen Anlass, die unteren Sandlagengesteine auf Grund der wahrscheinlich sekundären Dolomitisierung als Rhät zu betrachten, und werden die ganze, sonst einheitliche Abfolge in den Lias stellen.

Unterer Jura (Lias und unterer Dogger)

Lithologie

Wie die Rauhwacke der oberen Trias bildet auch die sehr tonschieferreiche Abfolge des unteren Jura eine meistens schlecht aufgeschlossene Serie. Entweder ist sie als STAUBS (1954) «Zwischenschuppe mit Flyschband» am Averser Weissberg ausgequetscht und unter den massigen, mächtigen Marmoren des Mittleren Weissberges verfältelt oder sie bildet weiter nördlich die Sackungen und Rutschungen der Alp Schmorras.

Wir fassen als unteren Jura diejenigen Schichten zusammen, die im Liegenden von Rauhwacke und Dolomit und im Hangenden von Brekzien und Marmoren begrenzt werden.

Der Bach, welcher vom Schmorrasjoch gegen E in die Aua da Schmorras fliesst, bietet uns das folgende Profil: (Koord. 758,9/157,4 bis 759,6/157,1; vgl. auch Fig. 10)

- | | |
|-----------|--|
| 8. 15 m | Dunkelgraue bis fast schwarze bündnerschieferähnliche Serie von kalkigen Tonphylliten und dünnen, plattigen, braunen Kieselkalkmarmorbändchen sowie grauen quarzischen Tonphylliten und weissen Quarzlinsen.
Die Mächtigkeit dieser sehr versackten und verschuppten Abfolge lässt sich nicht mit Sicherheit angeben. |
| 7. 2 m | Dünnpflattiger, dichter, grüner Quarzit mit Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefern. Im Dünnschliff kommt als Nebengemengteil stark zersetzer Feldspat vor und akzessorisch Chlorit, Serizit, Apatit und Pyrit. Der Quarz tritt sowohl in der Grundmasse als auch in grösseren Einzelkörnern auf. |
| 6. 2,5 m | Schlecht gebankter, grauer, kieseliger Kalkmarmor mit Serizit und Einstreuungen von groben, brekziösen Komponenten aus vorwiegend grauem und dunkelgelbem Dolomit. Gegen oben nimmt der Durchmesser der Komponenten ab (bis 2 mm). Die Dolomitgerölle sind z. T. gestreckt und täuschen Dolomitlagen und -linsen vor. |
| 5. 2 m | Blaugrauer, platter Sandlagenkalk mit schliefen, braunen, herauswitternden Sandlagen. An dem Strässchen vor der Hütte (P.2274) geht dieser in einen Kieselschnurkalkmarmor mit weissen, dünnen Quarzschnüren über. |
| 4. 0,5 m | (Obertrias) Hellgelbe «fissile» Dolomitmarmore mit einzelnen weissgrauen Kalkmarmorlagen. |
| 3. 0,5 m | Gelber Dolomitmarmor. |
| 2. 0,2 m | Hellgrüne, quarzitische Chloritschiefer. |
| 1. 8(?) m | Rauhwacke. |

Die Gesamtmächtigkeit des unteren Jura beträgt schätzungsweise 20 m. Eine grosse EW-Verwerfung, welche genau durch das Schmorrasjoch zieht, schneidet das

Profil gegen oben ab. Die bündnerschieferähnlichen Serien des unteren Jura der Weissberg-Schuppe stossen dort unmittelbar gegen die Averser Bündnerschiefer der Alp Moos.

Ein zweites Profil finden wir 500 m NE des ersten, in einem Bach, der von Lai dallas Bleis gegen Alp Nova hinunterfliesst (Koord. 759,5/157,6 bis 159,7/157,3). Das Hangende wird von Kalkphylliten, Quarziten und Hyänenmarmoren gebildet, welche für die Kreide der Tscherazone von V. STREIFF (1962) typisch sind und welche mit einem tektonischen Kontakt den Schiefern des unteren Jura aufliegen. Von oben nach unten unterscheiden wir:

9. 0,3 m Dunkelgrauer, sandiger Kieselkalk.
8. 2,5 m Bündnerschieferähnliche, dunkelgraue, kalkige Tonschiefer mit dünnplattigen, grauen Kieselkalkmarmorböndchen.
7. 0,4 m Dunkelgrauer, gutgebankter, sandiger Kieselkalk.
6. 0,2 m Dunkelgrauer, kalkiger Tonschiefer.
5. 0,8 m Feingebänderter Grünschiefer. V. STREIFF (1939, S. 163) beschreibt dieses Vorkommen bei den Ophiolithen der Marmorzone.
4. 2 m Dunkelgraue, bündnerschieferähnliche, kalkige Tonschiefer.
3. 6 m Dickbankige, dunkelgraue Kieselschnurkalkmarmore mit groben, weissen Quarzlinsen, Sandlagen und hellgrünen, silbrigen Chlorit-Serizit-Lagen sowie vereinzelten Einstreuungen von sehr feinem (Durchmesser bis 1 mm) detritischem, dolomitischem Material. Dazu treten in diesen Marmoren mehrfach Lagen von einer etwas gröberen Dolomitbrekzie auf. Die ausschliesslich dolomitischen Komponenten sind eckig und erreichen einen Durchmesser von 5 mm. Das Bindemittel ist hellgrauer bis weisser, serizitischer Kalkmarmor. Das Gestein ist von schwarzen, meistens schlecht erhaltenen Crinoidenstielgliedern und zerbrochenen Belemniten aus grobkristallinem Kalzit durchsetzt.
2. 11 m Graue und dunkelgraue Kalk-Ton-Phyllite mit Zwischenlagen von reinem, schwarzem und hellgrauem Tonschiefer. Schlecht aufgeschlossen und vielleicht tektonisch repetiert.
1. 1,5 m Graue Sandlagenkalke mit Einlagerungen von schwarzen Tonschieferschmitzen. Schutt (2080 m ü. M.).

Auch dieses Profil ist, wie das vorhergehende, idealisiert und zusammengesetzt aus den verschiedenen, sich durch Flexuren und Verschuppungen wiederholenden, im Bach aufgeschlossenen Schichten. Die schönste zusammenhängende Abfolge ist auf Fig. 10 dargestellt.

Wie im letzten Profil treten auch auf der Alp Schmorras Ophiolithe auf, und zwar in den Anrisse zwischen den Alphütten und der Fuorcla Cotschna. Die Lagerungsverhältnisse sind nirgends sehr deutlich. Es handelt sich dort ausschliesslich um Serpentinschiefer, welche als seitlich begrenzte, linsenartige Massen (Durchmesser 20–100 m) in den dunkelgrauen Kalk-Ton-Phylliten des unteren Jura zu sitzen scheinen. Die Grenze der Ophiolithe mit den Kalkschiefern ist nicht scharf, und die letzteren sind in der Kontaktzone mit Faserserpentin durchsetzt. Es wurde dabei ein gewisses Ausbleichen des umgebenden Gesteins beobachtet.

Das Grüngestein selbst ist von feinen Rissen durchsetzt, welche mit Talk- und Asbestlagen ausgefüllt sind. Es treten daneben auch meterdicke, reine, weisse Asbestlagen auf (2310 m, 500 m SSW der Hütten).

Der Dünnschliff bietet das folgende Bild:

Hauptgemengteil: Chrysotil; Nebengemengteil: Talk und akzessorisch Magnetit, welcher in einem sehr feinen Netzwerk den ganzen Schliff durchsetzt, sowie Chromspinell in gelbbraunen eckigen Körnern (Auflicht). Das Gefüge ist äusserst filzig. Das Mengenverhältnis von Talk und Serpentin wechselt stark.

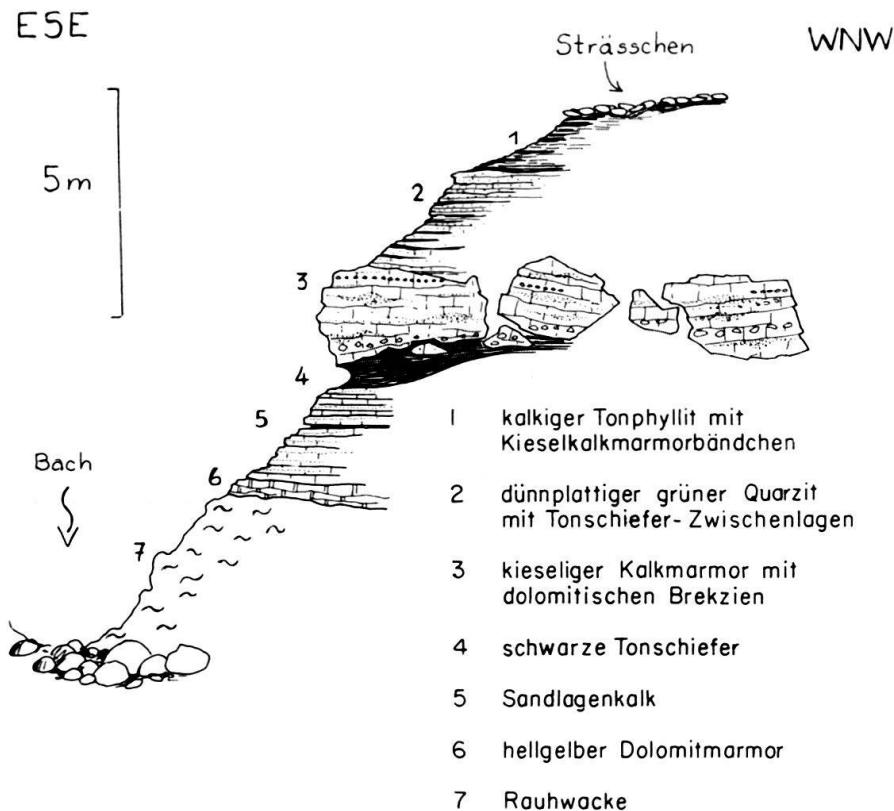


Fig. 10. Obertrias-Lias-Profil bei den Hütten der Alp Schmorras.

Die Sandlagenkalke und bündnerschieferähnlichen Schiefer des unteren Jura lassen sich von der Alp Schmorras gegen Süden lückenlos verfolgen. Durch einen Bruch um 100 m gegen oben versetzt erscheinen sie, tektonisch äusserst ausgedünnt, in der Felsgruppe südlich der Fuorcla Cotschna (Fig. 9). Von dort ziehen sie, immer mit mächtiger Rauhwacke vergesellschaftet, durch die Hänge der Saletscha auf den Grat zwischen Schmorras und Val Starlera hinauf.

1 km östlich des Saletschajoches stehen südlich unterhalb dieses Grates, von oben nach unten, folgende Schichten an:

7. 5 m Braungraue Kalk-Ton-Phyllite.
6. 1,5 m Gelbe Rauhwacke und dunkelgelber Dolomit.
5. 2 m Plattiger, toniger Kieselkalkmarmor mit feinen Dolomiteinstreuungen. Im Dünnschliff wird die Grundmasse von feinkristallinem, orientiertem Kalzit mit dunklen Tonschlieren gebildet. Darin sind die folgenden Komponenten eingelagert:
 - a) Feinkristalline, konglomeratische dunkelgelbe Dolomitkomponenten (Rundungsklasse 6). Es gibt 2 Korngrössenbereiche: der Durchmesser schwankt einerseits zwischen 2 und 3 mm, andererseits zwischen 0,4 und 0,2 mm. Zum Teil sind die Dolomitkomponenten in der Schieferungsrichtung längsgestreckt.
 - b) Grobkristalline Kieselkalkkomponenten mit sehr feinem detritischem Quarz.
 - c) Detritischer Quarz, meistens undulös und kataklastisch. Durchmesser von 0,2–2 mm.
 - d) Detritische saussuritisierte Plagioklaskörner. Durchmesser etwa 0,2 mm.
4. 0,7 m Hellgrüner, grobkristalliner Serizitquarzit (Keuper?).
3. 0,2 m Gelber Dolomit und graue Rauhwacke.
2. 2 m Dunkelgraue Kalk-Ton-Phyllite.
1. 5 m Rauhwacke.

Die dreimal auftretende Rauhwacke weist auf die S-Falte hin, welche wir auch etwas nördlicher an der Fuorcla Coschna, auf Fig. 9, erkennen.

Alter

Aus den Belemnitenvorkommen in den Sandlagenkalken dürfen wir mit Sicherheit auf ein posttriadisches Alter dieser Schichten schliessen. V. STREIFF (1939) stellt die Ton- und Kalkschiefer in Rhät bis Lias und bezeichnet die Brekzien seiner Marmorzone als typisch für den Lias. Die bündnerschieferähnlichen Schiefer, welche wir in allen Profilen als oberstes Schichtglied angetroffen haben, dürften jedoch bereits z. T. dem Dogger angehören. Im Hangenden folgt im Untersuchungsgebiet zunächst die polygene massive Dolomitbrekzie im Kalkmarmor an der Basis einer mächtigen reinen Kalkmarmorwand des Mittleren Weissberges. Diese Brekzien werden wir im nächsten Abschnitt in Analogie mit der Vizanbrekzie (V. STREIFF, 1939) in den oberen Dogger stellen. Damit dürfte die beschriebene Serie dem Lias und unteren Dogger angehören. Die darin auftretenden Grüngesteine dürften jünger sein als die umgebenden Serien, d. h. jünger als unterer Dogger. Diese möglicherweise an alten Bruchrändern der ehemaligen, abgesunkenen Taspin-Schwelle V. STREIFFS (1939) emporgedrungenen, spärlichen Ophiolithe sind sehr wahrscheinlich gleichen Alters wie diejenigen der Platta-Decke. Da jedoch die Bruchränder durch die transgressive Brekzienplatte des oberen Doggers gegen oben «abgeschlossen» waren und vielleicht auch der Druck des ultrabasischen Magmas in diesem Bereich der Geosynklinale nicht ausreichend gewesen sein dürfte, blieben die Serpentinmassen in den Schiefern des unteren Jura stecken. Andererseits ist die Möglichkeit, dass es sich hierbei um primär in die Schiefer eingelagertes Grüngestein handelt, nicht ausgeschlossen.

Oberer Jura (oberer Dogger und Malm)

Lithologie

Wegen der späteren Zerreissung der Gelbhorn-Decke finden wir heute nur noch zwei, allerdings mächtige Vorkommen des oberen Jura in unserem Untersuchungsgebiet, nämlich dasjenige des Mittleren Weissberges und dasjenige zwischen Piz Alv und Fuorcla Cotschna.

a) Profil an der Fuorcla Cotschna (Koord. 758,3/155,4 bis 758,2/155,4)

Siehe Fig. 9. Gehen wir vom Punkt 2617 die steile Wand gegen W zum Pässlein hinunter, so durchqueren wir von oben nach unten das folgende normalstratigraphische Profil:

- 5. 16 m Sehr kalkmarmorreiche, hellgraue, relativ feinbrekziöse, gebankte, polygene Brekzie aus nur dolomitischen Komponenten von hell- und dunkelgelber, grauer und bläulich-weißer Farbe und wechselndem Durchmesser (1–3 cm und 0,2–0,5 mm). Gegen unten wird die Brekzie größer. Das reichliche kalkige Bindemittel führt Pyrit und Chlorit.
- 4. 6 m Braungelbe bis dunkelgelbe, grobgebankte polygene Dolomitbrekzie mit einer grossen Dichte an Gerölle und sehr wenig, kaum erkennbarem, marmorisiertem, kalkigem Bindemittel. Dazu schalten sich stellenweise wenige braune, grobsandige Quarzitflasern und -nester ein.

3. 1,2 m Hellgraues bis fast weisses Kalkmarmorband mit Einstreuungen sehr feinen dolomischen Materials.
2. 4 m Dolomitbrekzie in (reichlichem) Kalkmarmor, wie Nr. 5.
1. 0,2 m Papierdünne, bräunlich-schwarze, kieselige Tonschiefer (unterer Dogger?).

Die Gesamtmächtigkeit beträgt 27 m. Sämtliche Dolomitkomponenten sind relativ gut gerundet und entsprechen der Rundungsklasse 4–5. Das Hangende dieses Profils wird von der gleichen, jedoch verkehrten, synkinal darüber gefalteten Serie gebildet, welche der Gelbhorn-Decke angehört (Surcrunas-Tschera-Schuppe).

b. Profil am Mittleren Weissberg (Koord. 760,1/151,0)

Die folgende Schichtfolge lässt sich vom Punkt 2981 hinunter gegen die Weissberg-Scharte aufnehmen:

6. 60 m Gutgebankter, reiner, grobkristalliner, hellgrauer Kalkmarmor, Typus Bandfluh-Schuppe. Mit scharfer Grenze übergehend in:
5. 18 m Plattige, verwalzte, polygene Brekzie von gelben, weissgrauen und beigegrauen Dolomitkomponenten in hellgrauem Kalkmarmor. Sie ist intensiv von schichtparallelen, bis 1,5 m dicken, weissen, grauen, gelben oder rosa Kalkmarmorbändern durchzogen. Häufig führen diese Erz (Pyrit) sowie Serizit. Bei der Streckung der Brekzie lässt sich eine ausgesprochene selektive Deformation feststellen, indem der Kalkmarmor völlig verschmiert wird, während die Dolomitgerölle «nur» gestreckt werden mit einem Streckungsgrad von 1:6. Die Elongation liegt in der Richtung SW–NE.
4. 2 m Schlecht gebankter, massiger, grobkristalliner, hellgrauer Kalkmarmor mit Einstreuungen von nur feinen Dolomitkomponenten (Durchmesser bis 4 mm).
3. 8 m Die gleichen Brekzien wie unter 5. Sie bilden die Gendarmen am Grat unmittelbar westlich der Weissberg-Scharte. Sehr schön erkennt man dort von weitem die weissen Kalkmarmorbänder. In diesen Brekzien sind an 2 Stellen längsgestreckte, linsenartige, quarzitische Arkosen eingelagert. Im Dünnschliff erkennt man eine Grundmasse aus feinen Quarzkristallen (Durchmesser 0,02 mm) und kleinen Serizitschüppchen. Die folgenden Komponenten sind darin eingelagert:
 - a) Quarz in gröberen, eckigen Körnern (Durchmesser 0,2–0,4 mm, Rundungsklasse 2), undulös und kataklastisch.
 - b) Orthoklas, stark kaolinisiert (Durchmesser 0,4 mm).
 - c) Glimmer.
 Akzessorisch vertreten sind Chlorit, Apatit und Pyrit.
2. 0,8 m Schwarze, kieselige Tonschiefer (unterer Dogger?).
1. 2,5 m Gelbe Rauhwacke.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 90 m.

Dieses Profil am Mittleren Weissberg zeigt erstens eine Wechsellagerung der Brekzien mit dem Kalkmarmor, zweitens aber auch eine Mächtigkeitsabnahme der Brekzien gegenüber den Verhältnissen an der Fuorcla Cotschna. Sehen wir uns dazu die Verhältnisse weiter gegen SE an, in der Südwand des Inneren Weissberges, dann treten dort die Brekzien noch mehr zurück.

Über dem «Band» ob Cresta erhebt sich eine steile Kalkmarmorwand, an deren Fuss wir die folgende Schichtreihe aufgenommen haben. (Profil unter dem Inneren Weissberg (Koord. 761,0/149,6), von oben nach unten):

8. 80 m Grobgebankter, reiner, grobkristalliner, hellgrauer Kalkmarmor, übergehend in:
7. 2 m Grobgebankten Kalkmarmor mit Einstreuungen von sehr feinen, eckigen Dolomitkomponenten.

- | | | |
|----|-------|--|
| 6. | 0,8 m | Dünnpflattiger, weisser Serizit-Kalkmarmor. |
| 5. | 2,5 m | Schlecht gebankte, gelbgraue, polygene Dolomitbrekzie mit stellenweise sehr grober Schüttung von einzelnen, metergrossen, gelben Dolomitblöcken. |
| 4. | 1 m | Schlecht gebankte, massige, feine, polygene Dolomitbrekzie. |
| 3. | 2 m | Gutgebankter, grauer, reiner Kalkmarmor. |
| 2. | 5 m | Schlechtgebankte, massige, ziemlich feine Dolomitbrekzie mit wenigen Bruchstücken in reichlichem Kalkmarmor. |
| | 4 m | Schutt. |
| 1. | 2 m | Sandige Tonschiefer (Lias-Dogger). |

Gesamtmächtigkeit: etwa 95 m.

Alter

Die Brekzien zeigen, in allen 3 Profilen, eine ausserordentliche Ähnlichkeit mit der von V. STREIFF eingehend beschriebenen Taspinite- oder Vizanbrekzie der Alp Taspin oder des Piz Vizan (Westschams). Nur existiert ein grosser und wichtiger Unterschied zwischen diesen und unserer Brekzie, nämlich das Fehlen der eigentlichen Taspinitegneisgerölle in unseren Schichten. Wir haben hier offenbar mit einer anderen, nach unserer Deutung ursprünglich nördlicheren Schüttung zu tun. Die unteren Brekzien, z. B. am Profil des Inneren Weissbergs, stellen wir, in Analogie mit V. STREIFF (1939) (siehe S. 195) in den oberen Dogger, die höhere Brekzie (Fuorcla Cotschna) sowie die mächtigen Kalkmarmore in den Malm.

Kreide

Einführung

Die Kreide der Weissberg-Decke entspricht jener der Tscherazone V. STREIFFS (1962) und ist vom gleichen Autor (1939) ausführlich beschrieben worden. Die Schichten, welche unter anderem am Piz la Tschera und bei Pignieu in stratigraphischem Verband mit den Kalkmarmoren des Malm studiert werden können, haben sich südlich vom Gurschusjoch endgültig von ihrer Unterlage getrennt.

In unserem Untersuchungsgebiet liegen die Ablagerungen der Kreide eigentlich nur zwischen den beiden im vorhergehenden beschriebenen Vorkommen des Malm: das Liegende besteht aus unterjurassischen Schiefern.

Lithologie

Die Kreide an der Fuorcla Curtegns

Das weitaus vollständigste Profil der Ablagerungen der Kreide lässt sich an der Westseite der Fuorcla Curtegns (2658 m) zwischen P. 2694 und P. 2671 aufnehmen (Koord. 760,6/152,1 und 760,3/151,8). Stratigraphisch durchquert man von oben nach unten:

- | | | |
|-----|-------|--|
| 25. | 1 m | Brauner, kalkiger Quarzit; stark gefältelt im Kern der grösseren Falte (siehe oben) als oberstes Schichtglied der Weissberg-Decke. |
| 24. | 0,8 m | Braune, schiefrige, z. T. gradierte Kieselkalke. |
| 23. | 1 m | Dunkelgrauer Ölquarzit mit schwarzen Tonhäutchen. |
| 22. | 2 m | Serie von schwarzen Tonschiefern und dünnplattigen, braunen Kieselkalkmarmorböndchen. |
| 21. | 2 m | Braungraue, sandige Tonschiefer. |

20. 4 m Sehr dunkelgrauer, massiger, grobgebankter, sandiger Kalkmarmor mit Einstreuungen feinen dolomitischen Materials und vielen schwarzen Kalzitkriställchen. Es ist an sich denkbar, dass diese Kalzitkriställchen Fossilreste darstellen, doch wurden keine sicheren organischen Strukturen gefunden.
19. 1 m Braune, kieselige Kalk-Ton-Schiefer.
18. 0,4 m Brauner, kalkig-sandiger Quarzit mit Tonschieferchen.
17. 1,2 m Hellbraune bis graue Kalk-Ton-Schiefer.
16. 0,8 m Dichter brauner Ölquarzit.
15. 1 m Schiefriger Kieselkalk.
14. 0,8 m Braune, kieselige Kalk-Ton-Schiefer mit weissen Quarzlinsen.
13. 2 m Braune und blaugraue dünnplattige Kieselkalkmarmorbändchen in dunkelgrauen, bündnerschieferartigen Tonschiefern. Dazu brauner, gradierter Kieselschnurkalkmarmor.
12. 0,2 m Dichter grüner Ölquarzit mit schwarzen Tonbelägen.
11. 1 m Braungraue, sandige Kieselkalkschieferchen.
10. 1,7 m Hellgrauer, plattiger, chloritischer Kalkmarmor mit dünnen, kieseligen, serizitischen Zwischenlagen und Linsen (Hyänenmarmor, V. STREIFF, 1939).
9. 0,4 m Braune, kalkige Tonschiefer.
8. 1,2 m Feine Dolomitbrekzie in sandigem Kalk. Gelbe und hellgraue Dolomitkomponenten mit einem Durchmesser von 0,1–1 cm.
7. 1 m Braune und dunkelgraue, bündnerschieferähnliche, kieselige Kalk-Ton-Schiefer.
6. 1 m Brauner, gradierter Sandlagenkalk.
5. 0,4 m Dichter, grüner, plattiger Quarzit mit sehr dünnen schwarzen Tonhäutchen.
4. 0,8 m Graue, sandige Tonschiefer mit dunkelgrauen, plattigen Kalkmarmorbändchen.
3. 5 m Wechselleagerung von plattigen, braunen Kieselkalkschieferchen und kieseligen Tonschiefern.
2. 1 m Braungraue, sandig-tonige Kalkschiefer.
1. Schwarze Tonschiefer und Rauhwacke.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 29,3 m.

Die Quarzite (Nr. 23, 18, 16, 12) lassen sich im Streichen nie sehr weit verfolgen. Es sind eher bis 20 m lange Linsen, welche sich ablösen und in verschiedenen Niveaus in den Schiefern auftreten.

Vergleiche der Kreideschiefer mit der Marmorzone V. STREIFFS (1939, S. 61) bezüglich der Lithologie und des Alters.

V. STREIFF (1939) vergleicht seine Kreideserie mit der Tasnaserie in der Umgebung von Ardez (nach J. CADISCH, 1932) und neuerdings (1962) mit der Kreide der Zähnjeflüh (Sulzfluh-Decke). Einen Vergleich der verschiedenen Schichtreihen geben wir in Tab. 2.

Charakter der Kreide der Weissberg-Schuppe

Das von der Fuorcla Curtegns beschriebene Profil kann man als eine etwa 30 m mächtige zyklische Abfolge mit Gross- und Kleinzyklen auffassen. Grosszyklen bilden unter anderem die beiden Brekzienhorizonte oder auch die mehrfach mit den Schieferlagen abwechselnden Quarzite. Kleinzyklen wären zum Beispiel die im cm-Bereich auftretenden Tonbeläge in den Quarziten oder die Sandlagen in den Kieselkalken.

Der allgemeine Aspekt dieser Kreide ist der eines sandig-kalkigen Bündnerschiefers oder der eines Präflysches. Es wurde in den sandigen Kalkmarmoren des Profils eine allerdings schlecht erhaltene gradierte Schichtung beobachtet.

Tasna-Decke in der Umgebung von Ardez J. CADISCH (1932)	Kreide der Weissberg-Schuppe an der Fuorcla Curtegns. Pignieu V. STREIFF (1939)	Kreide der Tschera-Zone bei Pignieu V. STREIFF (1962)	Kreideserie an der Zähnjefluh (Sulzfluhs-Decke) V. STREIFF (1962)
Graue, seltener bunte Mergelkalke.	—	? Grüne, tonige Kalke, ähnlich Hyänenmarmor.	OBER-KREIDE
Schwarze und grüne Schiefer, grüne Quarzite und Ölquarzite, Sandsteine und feine Brekzien.	Schwarze und braune Schiefer, grüne und braune Ölquarzite, Kieselkalke und feine Brekzien.	Schwarze Tonschiefer, grüne und dunkle Quarzite, z.T. Ölquarzite, Kieselkalke, feine Brekzien.	GAULT
Tristelschichten: Crinoidenkalke, z.T. mit Einstreuung dolomitischen Materials.	Feine Brekzien in sandigen Kalken.	Dunkle, seltener helle massive Kalke mit Einstreuung dolomitischen Materials.	URGON APT
Tonschiefer, schiefriige Sandsteine und Sandkalke, Kieselkalke.	Dunkle Tonschiefer, sandige Schiefer und Kieselkalke.	Tonschiefer, tonige Kalkschiefer, z.T. kieselige Kalke.	NEOKOM

Tab. 2. Stratigraphische Vergleichstabelle verschiedener penninischer Kreideschichtreihen, unter Benützung der Aufnahmen von J. CADISCH und V. STREIFF. Siehe auch die ähnliche Tabelle der Gelbhorn-Decke, Tab. 4.

Die Gelbhorn-Decke

Einführung

Wie aus dem geologischen Überblick (S. 166) hervorgeht, besteht die Gelbhorn-Decke aus der unteren, verkehrtsliegenden Surcrunas-Tschera-Schuppe (entspricht oberer Tschera-Zone und Surcrunas-Zone von V. STREIFF, 1939) und der oberen normalen Tiefencastler Schuppe (entspricht der Gelbhorn-Zone von F. SCHMID, 1965). Am Inneren Weissberg hängt die Surcrunas-Tschera-Schuppe unmittelbar mit der Weissberg-Schuppe zusammen, indem die obertriadischen und jurassischen Schichten dieser letzteren in einer schönen Falte hinaufbiegen und sich in einer gegen SW geöffneten Synklinale übereinander legen. Daher werden sich in der Schichtreihe viele Analogien mit derjenigen der Weissberg-Schuppe bieten, so dass wir uns bei der Besprechung z. T. kurz fassen können. Die antiklinal als «Sandwich» zusammengelegte Gelbhorn-Decke führt im Kern hauptsächlich obertriadische Gipse und Rauhwacken, welche ursprünglich, abgesehen von den komplizierten Verhältnissen im Bereich der ehemaligen Taspinitschwelle, den Abscherungshorizont der ganzen Decke gebildet haben. Da es schwierig ist, diese plastische Masse der einen oder anderen Schuppe zuzuordnen, werden wir uns bei der Besprechung der Stratigraphie zuerst mit dem Deckenkern, dann mit der Surcrunas-Tschera- und schliesslich mit der Tiefencastler Schuppe befassen.

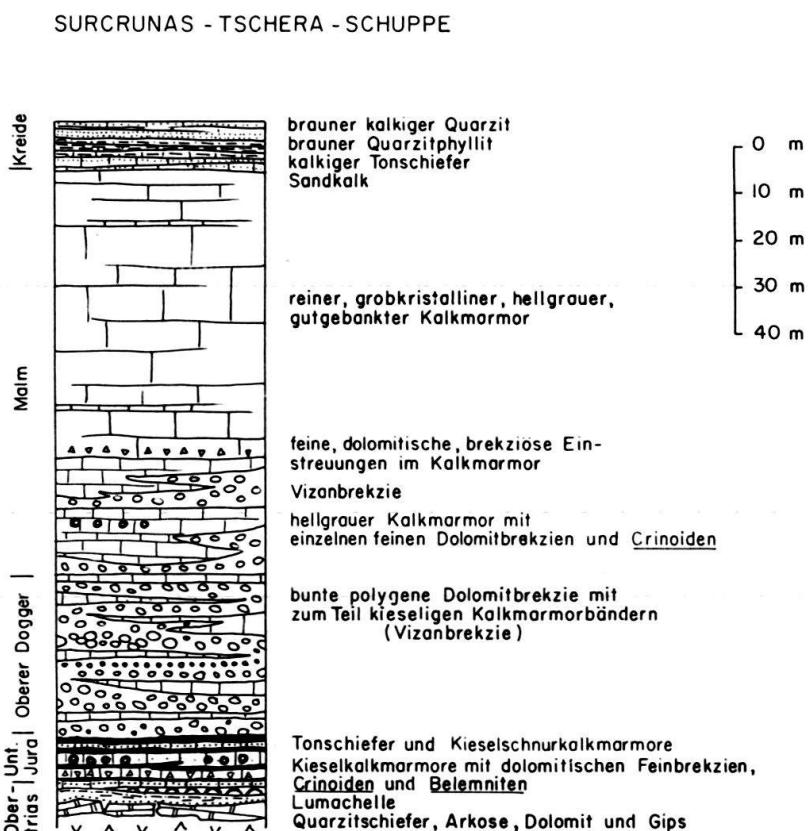


Fig. 11a. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Gelbhorn-Decke. Surcrunas-Tschera-Schuppe.

DIE OBERTRIAS IM KERN DER GELBHORN-DECKE

Avers

Auf dem flachen Rücken zwischen dem Gipfel des Inneren Weissbergs (P. 2948) und P. 3002 stehen spärliche obertriadische Schichten an, die mit den unterjurassischen Schiefern in einer gegen NW offenen Synform unter die Vizanbrekzie des P. 2948 eingefaltet sind. Es lassen sich dort nur 3 Gesteinsarten unterscheiden (vgl. Weissberg-Decke, S. 190).

Rauhwacke

Die dunkelgelbe Rauhwacke ist stark tektonisiert und enthält Bruchstücke von jüngeren Liasschiefern und reinen Kalkmarmoren.

Arkose

Neben und in den Rauhwacken treten dichte, grüne, quarzitische Arkosen auf. Sie enthalten z. T. schwarze Tonhäutchen. Im Dünnschliff sieht das Gestein folgendermassen aus:

TIEFENCASTLER SCHUPPE

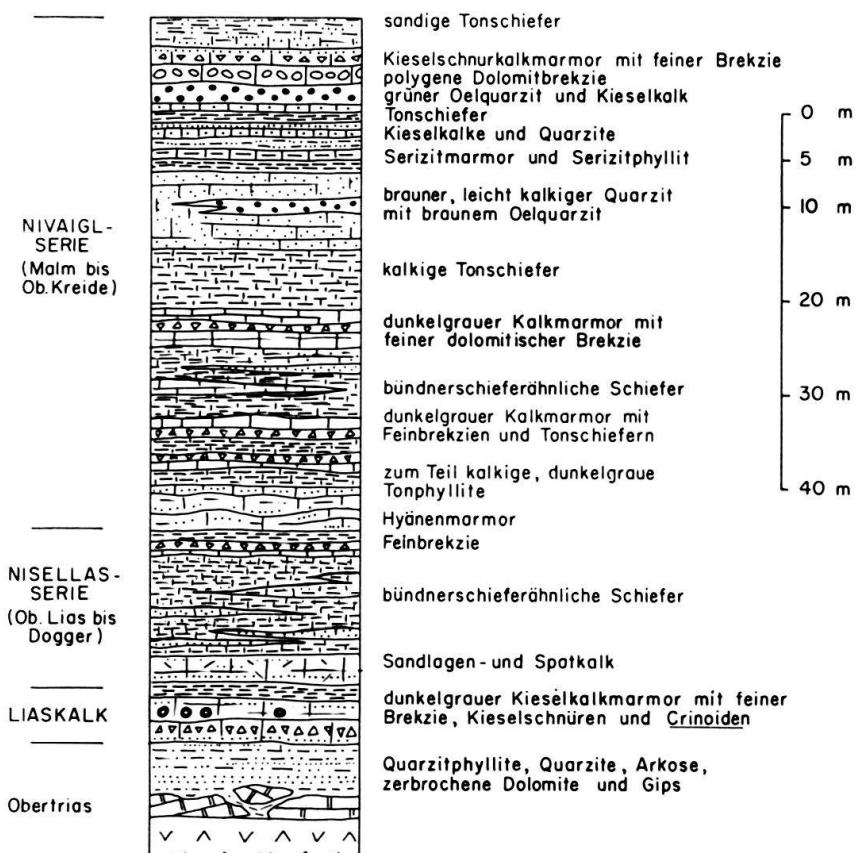


Fig. 11 b. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Gelbhorn-Decke. Tiefencastler Schuppe.

Hauptgemengteile: detritischer Quarz, leicht undulös, schlecht gerundet sowie Serizit in Schnüren und Lagen, z.T. mit Chlorit. Dazu stark kaolinisierte, meistens gut gerundete Körner von Albit. Akzessorisch treten Apatit und Pyrit auf. Der Quarz tritt sowohl in der Grundmasse als auch in grösseren Individuen auf.

Eine ähnliche quarzitische Arkose haben wir bereits in der Obertrias der Weissberg-Schuppe, S. 191, beschrieben. R. STAUB (1954) betrachtet dieses Vorkommen als Kristallin und ordnet es tektonisch einem eingespiessten Keil der Arblatschflyschecke zu. Abgesehen von dünnen Tonschieferlagen hat das Gestein tatsächlich das Aussehen eines grünen Kristallins. Erst im Dünnschliff erkennt man den detritischen Charakter der Komponenten. Da wir diese Obertrias mit den begleitenden jüngeren Schichten über Tälifurka, Fuorcla Curtegns bis zur Crestota ins Oberhalbstein verfolgen können, handelt es sich hierbei mit Sicherheit um eine tektonisch wesentlich tiefere Einheit als die Arblatschflyschecke (und zwar um die Gelbhorn-Decke).

Dolomit

Die Rauhwacken enthalten in grösseren Boudins aufgelösten, stark marmorisierten Dolomit. Im Dünnschliff erkennt man in der feinkörnigen, kristallinen, dolomitischen Grundmasse sehr wenige Einsprenglinge von relativ frischem Quarz (3 Vol. %) und leicht trübem Albit (2 Vol. %). Daneben treten im Gestein Adern mit Quarz, Serizit und Kalzit auf. Der Dolomit ist mit grünen, quarzitischen, serizitischen, verschieferten Schmitzen und Flasern vergesellschaftet.

Tälifurka (2822 m)

Das grösste Vorkommen der Obertrias der Gelbhorn-Decke in unserem Untersuchungsgebiet ist ohne Zweifel der Gips an der Tälifurka. An dessen Basis liegt ein sehr geringmächtiger (2 dm), beige-grauer Dolomit mit einigen hellgrünen Schieferchen. Der Gips steigt heute noch aktiv auf, möglicherweise wegen plastischen Fließens unter Belastung durch höhere Einheiten (Plattagruppe) und Hydrierung von Anhydrit in der Tiefe, und bildet domartige Gebilde in den Schutthalde nördlich der Tälifurka. Das Gestein ist weiss bis sehr hellgrau, mit einem zuckerkörnigen Gefüge. Es zeigt eine feine Bänderung, welche jeweils parallel zu den Rändern des Doms aufgewölbt ist. Außerdem führt der Gips, besonders in dessen unteren Partien, viele eckige, bunte Dolomitbruchstückchen (Durchmesser bis 1 cm).

Fuorcla Curtegns (2658 m)

Etwas nördlich der Tälifurka bildet der weiche Gips den nächsten Passübergang und zwar zwischen Val Curtegns und Val Gronda (Val Faller). Wir finden hier mit ihm auch die quarzitische Arkose und den Dolomit des Inneren Weissbergs wieder. Wie aus Fig. 12 hervorgeht, beschreibt die Obertrias mit ihren charakteristischen Gesteinen auch hier eine S-Falte und ist, wie am Inneren Weissberg, synkinal unter die fast völlig verkümmerte Vizanbrekzie eingefaltet (vgl. auch Fig. 9 Fuorcla Cotschna, wo wir die gleiche synklinale Falte links unter P. 2617 erkennen).

Der Quarz wird hier z. T. recht grob und sehr hellgrau und ist als ein reiner Serizit-(Chlorit-)Quarz zu betrachten. Er lässt sich mit dem Vorkommen von ober-

triadischem, d. h. Keuper-Quarzit südlich von Fuorcla Curtegns (P. 2671) vergleichen (S. 191). Von Fuorcla Curtegns lässt sich die Rauhwacke mit wenigen Dolomitresten gegen N verfolgen. Sie ist aber sehr ausgedünnt und nirgends mehr als einige m mächtig. Erst im NW der Alp Nova schwellt sie wieder plötzlich an und bildet die von V. STREIFF (1939) beschriebene grosse Gipsmasse zwischen Crestota und Plaun la Botta. R. STAUB (1919) verbindet den Gips und Dolomit der Tälifurka über Piz Mezz und Malmiguer durch den Westhang der Curverkette mit dem Gips an der Bahnhofstrasse von Tiefencastel (siehe F. SCHMID, 1965).

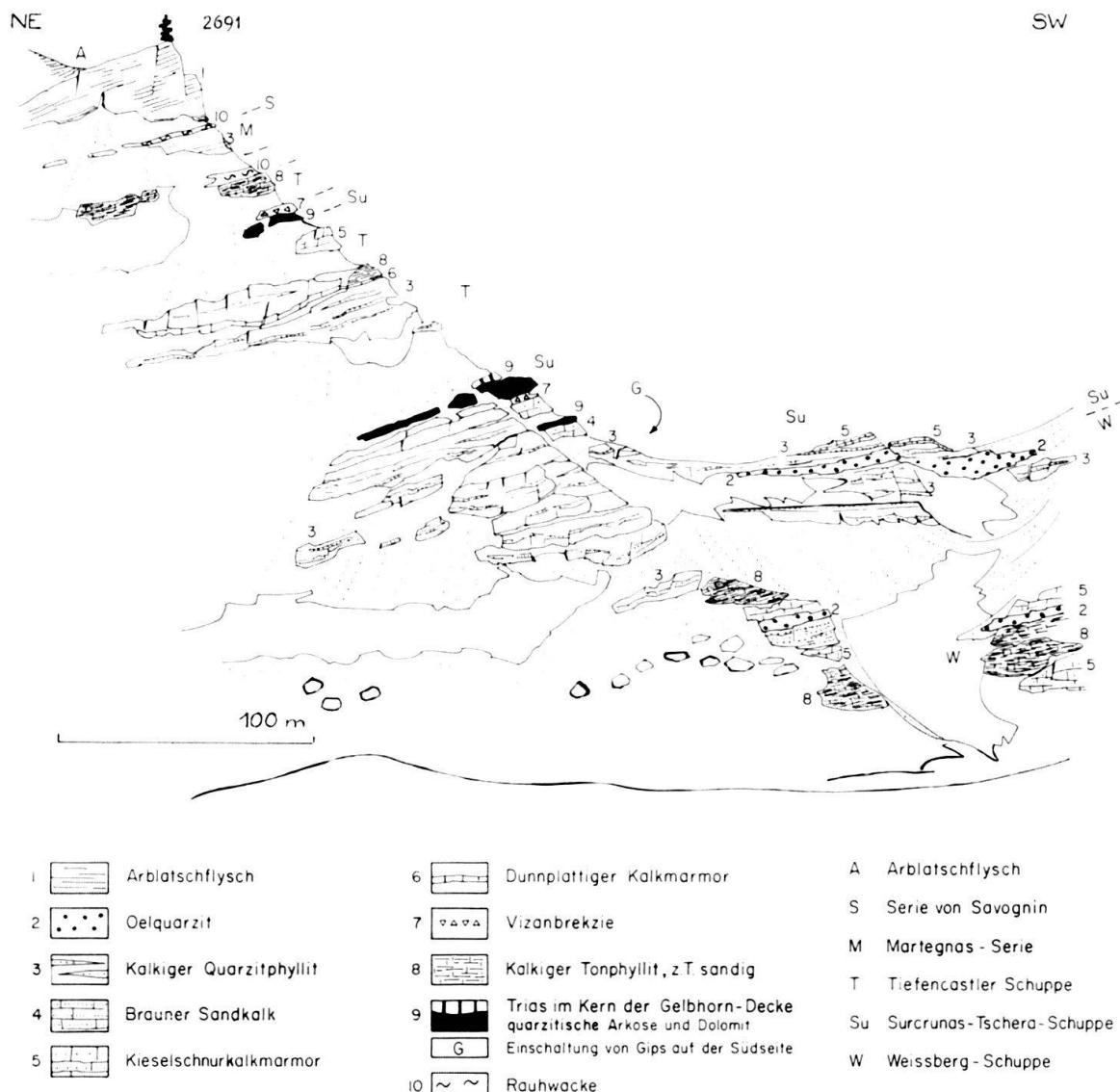


Fig. 12. Ansichtskizze der Fuorcla Curtegns. Blick gegen SE.

Fragliches Rhät

Bei der Besprechung des Lias der Surcrunas-Tschera-Schuppe der Gelbhorn-Decke (Surcrunas-Zone STREIFFS) werden wir an der Alp Nova auf eine Lumachelle stossen (S. 205), welche möglicherweise in das Rhät zu stellen ist. Es fehlen aber

jegliche Leitfossilien, und wir können uns nicht mit Sicherheit über das Alter aussprechen.

DIE SURCRUNAS-TSCHERA-SCHUPPE (verkehrtsliegend)

Einführung

Die Surcrunas-Tschera-Schuppe entspricht der Serie von Taspin-Bavugls, Crestota und Surcrunas sowie dem oberen Teil der Tschera-Zone von V. STREIFF (1939) und ist von ihm bereits eingehend, besonders was die Vizan- oder Taspinitbrekzie anbetrifft, beschrieben worden. Wir werden in unseren Profilen am Inneren Weissberg, an der Fuorcla Curtegns und Alp Nova erkennen, wie sehr die Mächtigkeit dieser Schuppe südlich vom Gurschusjoch abgenommen hat und wie die Serie ausserdem durch spätere tektonische Vorgänge z. T. völlig ausgewalzt und unterbrochen ist.

Unterer Jura

Innerer Weissberg (2948 m)

Zwischen dem Inneren Weissberg und der Tälifurka fallen sofort die braunen Kalke und Schiefer zwischen den sonst sehr weissen Kalkmarmoren des Täli auf (Koord. 761,1/150,1). In verkehrter Lage liegen dort, nur in einem etwa 200 m langen Aufschluss, die Schichten des unteren Jura auf den jüngeren brekziösen Kalkmarmoren und Brekzien und bieten uns von unten (strat. oben) nach oben (strat. unten) das folgende Profil:

- 7. 2,5 m Braungraue, grobsandige, verschieferte Kieselkalkmarmore mit flaserartig angeordneten Sandlagen, übergehend in:
- 6. 0,1 m Schwarze, leicht kalkige Tonschiefer.
- 5. 5 m Grobgebankter, massiger, gelbbrauner, sandiger Kieselkalkmarmor mit kleinen, weissen Crinoiden und grossen Bruchstücken von schwarzen Belemniten (Durchmesser bis 1 cm, Länge bis 6 cm).
Im Dünnschliff erkennt man eine sehr feinkristalline Grundmasse aus vorwiegend Kalzit, mit untergeordnetem (5 Vol.-%) Quarz in ebenso feinen Kristallen (Durchmesser bis 0,02 mm). Darin eingelagert sind:
 - a) Bis 2 mm grosse, einheitliche Kalzitkristalle, meistens geometrisch regelmässig, polygonal begrenzt, bilateral symmetrisch erscheinend, mit z. T. einer ausgesprochen feinen Siebstruktur. In günstigen Schliffen wurden auch Zentralkanäle beobachtet. Es handelt sich bei diesem Kalzit daher ohne Zweifel um Reste von Echinodermen. Die Siebstruktur wird verursacht durch die Durchdringung der Skelettelemente mit organischer Substanz.
 - b) Eckige, relativ frische, detritische Quarzkörner mit einem Durchmesser von bis 0,3 mm.
 Das Gestein ist von feinen Rissen und Adern, welche mit Quarz und Kalzit ausgefüllt sind, durchzogen.
- 4. 0,01 m Schwarze, reine Tonschiefer.
- 3. 2 m Wie Nr. 5, jedoch mit Einschaltungen von feinen, dolomitischen, brekziösen Komponenten, mit einem Durchmesser von etwa 1–7 mm. Die Brekzie ist hauptsächlich in zwei, einige cm dicken, schichtparallelen Lagen eingeordnet; nur selten trifft man daneben ein gelbes oder hellgraues Dolomitbruchstückchen im Gestein.
- 2. 0,1 m Braune, kalkige Tonschiefer mit vereinzelten Pyritpentagonododekaedern.

1. 1,2 m Dunkelgrauer, bräunlicher Kieselkalkmarmor mit weissen Kieselschnüren und braunen Sandlagen.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 11 m.

Fuorcla Curtegns

Die charakteristischen, grosse Belemniten führenden Sandkalke finden wir ein wenig nördlich der Fuorcla Curtegns wieder, auf der Höhe des Starlerapasses im Bachbett der oberen Val Curtegns (Koord. 760,6/153,5). Die Schichten sind sehr marmorisiert und liegen den hellen Kalkmarmoren vom Typ Innerer Weissberg auf. Wir unterscheiden stratigraphisch von oben nach unten:

- a) Rote Kalke und Echinodermenbrekzie mit Pentacrinen, etwa 1,5 m mächtig. Das sehr spärliche, kalzitische Bindemittel der Brekzie ist in der Anwitterung dunkelrot, im Bruch eher hellgelb. Die Kristallfläche der Crinoiden ist hellrot und hat einen Durchmesser von höchstens 3 mm.
- b) Bräunlichgrauer, plattiger, z. T. verschieferter Kieselkalk mit spindelförmigen Kieselschnüren und Sandlagen. Die Mächtigkeit beträgt 2 m. Das Gestein enthält grosse (bis 15 cm lange und 2 cm dicke) zerbrochene Belemniten und kleine, weisse Crinoiden. Die Belemniten sind stellenweise in grosser Zahl vorhanden.
- c) Dunkler, sandiger Kieselkalk, einige dm mächtig.

Diese für das Schams, Avers und Oberhalbstein ausserordentlich fossilreiche Serie der Gelbhorn-Decke entspricht der von WELTER, MEYER, WILHELM und STREIFF ausführlich beschriebenen Liasfolge der Crestota-Serie auf Plaun la Botta. Jene Autoren stellen diese Schichten in den mittleren Lias (Pliensbachian), der durch reiche Faunenvergesellschaftung belegt ist. Unser Vorkommen an der Fuorcla Curtegns ist mit seinen sehr grossen Belemniten (*Passaloteuthis?*) auch sicher nicht älter als Mittellias. Somit schliessen wir uns gerne der Datierung der älteren Autoren an. Eine Aufzählung der bis jetzt in diesem Horizont gefundenen und bestimmten Fossilien findet man bei V. STREIFF (1939, S. 77).

Alp Nova

Am rechten Ufer der Aua da Schmorras stehen auf 2060 m, über den Hütten von der Alp Nova, wiederum die Sandlagenkalke und Kieselschnurmarmore des Lias an. Zwischen ihnen und den darüberliegenden Rauhwacken und Dolomiten schaltet sich eine 3 cm dicke Lumachelle ein. Diese ist stark marmorisiert und konnte nur an einer Stelle aufgeschlossen gefunden werden. Die Bank scheint hauptsächlich aus 2 cm grossen Terebrateln aufgebaut zu sein. V. STREIFF erwähnt Lumachellen im Hangenden (strat. Liegenden) seines «blauen» Liaskalkes der Crestota-Serie und stellt sie in den Lias. Dem stratigraphischen Niveau nach dürfte es sich hier auch um Rhät handeln. Es fehlt jedoch ein eindeutiges Rhätfossil, wie z. B. die von MEYER (1909) beschriebene *Myophoria postera* QU.

Oberer Jura (Dogger und Malm)

Der weitaus mächtigste Teil der Surcrunas-Tschera-Schuppe wird von den Kalkmarmoren und Brekzien des oberen Jura gebildet, welche in der Ausbildung grösstenteils dem oberen Dogger und Malm der Weissberg-Decke gleichen. Am schönsten lassen sich die Verhältnisse am Inneren Weissberg studieren, wo die Serien noch in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit vorliegen dürften, während sie sonst in unserem Untersuchungsgebiet meistens fehlen oder tektonisch stark ausgedünnt sind.

Profil am Inneren Weissberg (2948 m), Koord. 761,0/149,7, von oben nach unten (strat. von unten nach oben):

5. 40 m Die Gipfelplatte des Inneren Weissbergs wird von einer bis 40 m mächtigen Abfolge von Dolomitbrekzie und Kalkmarmor gebildet. Die Brekzie setzt sich aus den folgenden Komponenten zusammen:
- a) Dolomitkomponenten von weisser, hellgrauer, blaugrauer, gelber und roter Farbe, mit und ohne gelben Pünktchen und Stäbchen (S. 179), stellenweise mit frischem Quarz und Albit.
 - b) Kalkmarmorkomponenten, welche durch die selektive Deformation ausgewalzt und verschmiert worden sind und sich nur selten von kalkigen Bindemitteln unterscheiden lassen. Sie sind z. T. kieselig. Als Farben herrschen Hellgrau und Weiss vor.
 - c) Quarzit in wenigen, massigen, hellgrünen, linsenartig ausgezogenen Komponenten.
 - d) Serizitschiefer. Es handelt sich um sehr ausgewalzte und zwischen den anderen Komponenten zerquetschte «Bruchstücke» von möglicherweise kristallinem Material.
- Das Bindemittel wechselt ebenfalls von rein kalkig bis sandig, oder kieselig-kalkig und gleichzeitig von weiss zu braungrau.
- Die Packungsdichte der Komponenten ist grösseren Schwankungen unterworfen. Bald scheint das Bindemittel völlig zu fehlen, bald schalten sich reine, weisse Kalkmarmorbänder ein, mit nur ganz wenigen Einstreuungen dolomitischen Materials. Die Übergänge zwischen den Brekzien und den Kalkmarmorbändern können dabei sehr rasch, aber auch ganz allmählich stattfinden.
- Vergleichen wir diese Brekzie mit der Vizanbrekzie V. STREIFFS (1939) (Surcrunas-Zone), welche im gleichen tektonischen und stratigraphischen Niveau im Ostschams auftritt, so stellen wir auch dort, an der Stelle, wo sie den obenbeschriebenen Liasschichten aufliegt, einen ausgesprochenen Mangel an Taspinit-Gneis-Gerölle fest. Die eigentliche «Taspinitbrekzie» stellt sich erst wenig nördlicher, ursprünglich interner, ein, wo die Schüttung des kristallinen Materials sich offenbar nur auf den steilen Nordrand der Taspinitschwelle beschränkte. Im Gegensatz zu der allerdings sehr ähnlich ausgebildeten Dogger-Malm-Brekzie der Weissberg-Decke (siehe S. 196), entspricht diese gleichaltrige Brekzie der Gelbhorn-Decke völlig der Brekzie der Surcrunas-Zone. Deswegen werden wir sie im folgenden auch mit dem Ausdruck «Vizanbrekzie» bezeichnen.
4. 10 m Plattiger, hellgrauer bis stellenweise schneeweißer, dichter, grobkristalliner Kalkmarmor mit sehr vereinzelten, eckigen Dolomitbruchstücken und weissen, kleinen Crinoidenstielgliedern (Durchmesser bis 3 mm). Der Marmor wittert z. T. «fossil» (in Clivageplättchen) an und führt schwarze, runde Kalzitgebilde von der Größenordnung einiger mm, die als Echinodermenreste gedeutet werden könnten.
3. 10–2 m In der Mächtigkeit schwankende, z. T. fast auskeilende und sich mit dem Liegenden verfingernde Vizanbrekzie. Die Brekzie ist gestreckt und ziemlich grobgebankt und enthält wesentlich mehr hellgraue Kalkmarmor als Komponenten. Sie entspricht jedoch der Brekzie der Nr. 5. Sie geht ziemlich rasch über in:
2. 5–1 m Plattiger, «fossil» Kalkmarmor, mit Einstreuungen von feinen, meistens sehr eckigen, dolomitischen Komponenten, allmählich übergehend in:
1. 70 m Reine, dichte, grobgebankte, grobkristalline Kalkmarmore von bläulichweisser, hellgelber oder honiggelber Farbe. Sie liegen den ebenso etwa 80 m mächtigen, analogen Kalkmarmoren der Weissberg-Decke auf und bilden mit ihnen die steile Südwand des Mittleren und Inneren Weissbergs.

Alter

Hier verweisen wir auf die Stratigraphie der Weissberg-Schuppe (S. 197). Wir stellen die Vizanbrekzie, deren Schüttung wahrscheinlich nach dem unteren Dogger einsetzte, in den oberen Dogger und Malm. Im Malm geht sie seitlich in eine reine Kalkfazies über, welche die mächtigen Kalkmarmore des Weissbergs bildet.

Kreide

Die Kreide liegt überall jener der Weissberg-Schuppe auf. Sie ist nur wesentlich weniger vollständig als die letztere. Unter gleichzeitiger tektonischer Repetierung (Fuorcla Curtegns, Fig. 12), ist sie stellenweise auf einige Meter ausgedünnt. Sie erstreckt sich von der oberen Val Gronda bis auf die Saletscha in der oberen Val Schmorras und ist geographisch gegen N und S durch den Malm begrenzt. Die untersten, jüngsten Schichten sind die braunen kalkigen Quarzite, die im dm-Bereich mit dichten grünen Quarziten und wenigen Tonschiefern abwechseln. Diese Abfolge, welche z. B. die einzige 40 m hohe Steilstufe am Grat westlich vom Saletschajoch bildet (P. 2726), ist sehr stark gefaltet, wobei sich das unterschiedliche Verhalten der plastischen und starren Schichtglieder schön beobachten lässt. Wir sind hier im Kern der grossen Umbiegung zwischen der Weissberg- und der Gelbhorn-Decke. Über diese Quarzite legen sich graue und braune Quarzphyllite mit braunen, dünnplattigen Kieselkalkzwischenlagen und Tonschiefern. Die ursprüngliche Mächtigkeit dieser stark wechselnden Abfolge lässt sich, aus tektonischen Gründen, nicht bestimmen; die heutige beträgt etwa 5–10 m. Gegen oben ist die Kreide durch die Belemnitesandkalke des Lias begrenzt.

Für die allgemeine Ausbildung und das Alter dieser Schichten verweisen wir auf die Besprechung der Weissberg-Schuppe (S. 197).

DIE TIEFENCASTLER SCHUPPE (normalliegend)

Ablagerungsraum

Die Gelbhorn-Decke wird zum grössten Teil durch die Tiefencastler Schuppe vertreten, welche der Gelbhorn-Zone F. SCHMIDS (1965) entspricht. Im Gegensatz zu der Vizanbrekzie und den dazu gehörenden Schichten sind die jurassischen Serien der Gelbhorn-Zone – nach der von uns als wahrscheinlich betrachteten tektonischen Deutung – südlich von der Taspinitschwelle abgelagert worden. Der Südabfall der Schwelle muss wesentlich sanfter als der Nordrand gewesen sein, denn wir finden zur Lias- und Doggerzeit nur sehr geringe und feine Brekzienschüttungen in der sonst im allgemeinen sehr bündnerschieferähnlichen Abfolge. Erst im Gebiet von Tiefencastel schalten sich wieder grobe Brekzien ein. Wir müssen trotzdem eine wesentlich grössere Tiefe annehmen als jene nördlich der Schwelle. Davon zeugen der tonschieferreiche untere Jura und der «kalkarme» Malm. In der unteren Kreide war die Taspinitschwelle so tief abgesunken, dass wir keinen Unterschied mehr machen können zwischen der Schichtfolge der Weissberg-Decke und derjenigen der Gelbhorn-Decke.

Vergleich mit der Gelbhorn-Zone SCHMIDS

F. SCHMID (1965) teilt im Bereich von Tiefencastel die Gelbhorn-Zone auf in:

Gelbhorn-Zone	{ Flysch Nivaigl-Serie Nisellas-Serie (mit Brekzie von Tiefencastel) Liaskalke Triadische Schichten
---------------	---

Die Mächtigkeit dieser Abfolge nimmt von über 400 m gegen S stark ab, und wir messen an der Saletscha, im obersten Val Nandrò, nur noch etwa 70 m. Wir werden, uns lediglich auf lithologische Vergleiche stützend, versuchen, die Gliederung SCHMIDS auch in unserer Schichtfolge beizubehalten. Dazu benützen wir die Tab. 3.

Die Nisellas-Serie SCHMIDS entspricht der «Dogger-Zone» H. JÄCKLIS (1941). SCHMID lehnt den Ausdruck «Dogger-Zone» ab, da damit die Serie zeitlich zu genau eingestuft wäre. Es ist nicht ausgeschlossen, dass der untere Teil der Nisellas-Serie (Tonschiefer) noch dem Lias angehört.

Der Name Nivaigl-Serie wurde von T. GLASER (1926) eingeführt; die Obrist-Zone von H. JÄCKLI (1941) ist ihr mehr oder weniger synonym. Obwohl die tektonische Deutung der Nivaigl-Serie bei T. GLASER eine andere war (siehe F. SCHMID, 1965), wurde der Ausdruck von allen späteren Autoren übernommen.

Wir werden bei der Beschreibung der Profile die Gliederung SCHMIDS jeweils andeuten. Die Schichtfolgen sind jedoch gestört, da an vielen Ton- und Serizitschiefer-

F. SCHMID (Tiefencastel), 1965		Alp Nova, Saletscha	
	Flysch	Sandsteine, Mergelkalke, Tonschiefer	
NIVAIGL-SERIE	Obere Kreide	Kieselkalke, Serizitmarmore, grüne und braune Quarzite, polygene Brekzien	Sandige Tonschiefer, Kieselkalke, grüner Quarzit und polygene Brekzien
	Mittlere Kreide	Kieselkalke, Serizitmarmore und grüner Quarzit	Kieselkalke und Serizitmarmore
	Neokom (Tristel)	Brauner Quarzit, Tonschiefer, Feinbrekzie, Spatkalke	Brauner Quarzit, Tonschiefer, Feinbrekzie
	Malm?		Hyänenmarmor
NISELLAS-SERIE	Lias-Dogger	Tonschiefer, tonige Kalkschiefer, kieselige Kalke, Sandsteine und Tiefencastler Brekzie	Tonschiefer, tonige Kalkschiefer, kieselige Kalke, Brekzien und Sandsteine
	Liaskalke		Liaskalke

Tab. 3. Lithologisch-stratigraphische Vergleichstabelle der Gelbhorn-Zone SCHMIDS mit der Tiefencastler Schuppe.

horizonten sicher interne Verschiebungen stattgefunden haben müssen, welche eine Verdünnung der Serie zur Folge hatten. Die geringe Mächtigkeit ist ohne Zweifel nicht nur primär stratigraphisch.

Bargias

Bei der kleinen Brücke über die Aua da Schmorras, unterhalb Bargias (Alp Nova), steht unmittelbar über dem gelben obertriadischen Dolomit das folgende geringmächtige Profil an (siehe Fig. 13):

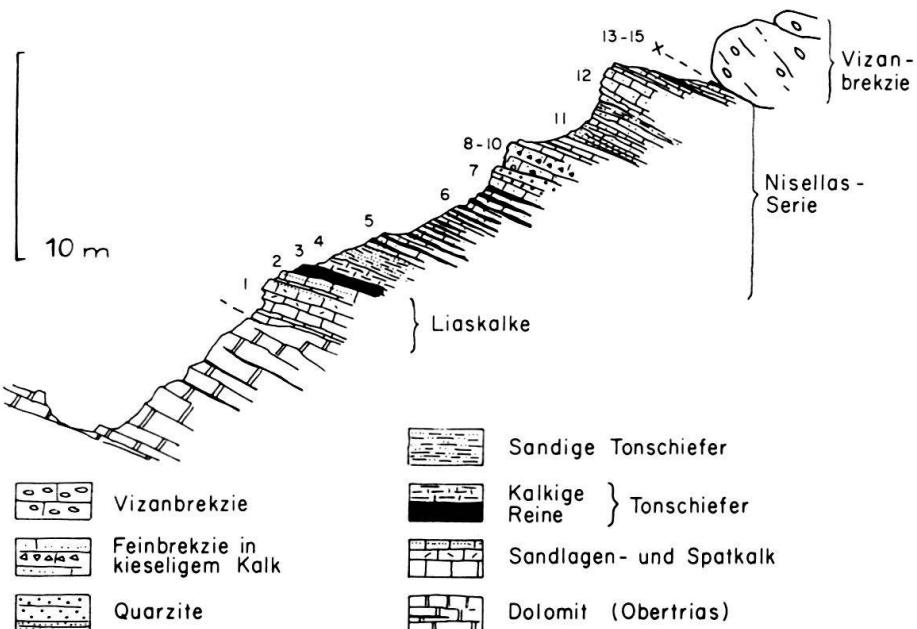


Fig. 13. Tiefencastler Schuppe bei Bargias (Alp Nova). Die Nummern entsprechen der Profilbeschreibung im Text.

I. Liaskalke

1. 2 m Dunkelgraue, leicht kieselige, plattige bis gebankte Kalkmarmore. Sie bilden eine kleine Steilstufe. Es treten häufig schwarze Crinoiden auf, welche dem Gestein stellenweise das Aussehen eines Spatkalkes verleihen. Gegen oben schalten sich einige sehr dünne, weisse Kieselschnüre ein. Es handelt sich hier um das Äquivalent des von MEYER, STREIFF und anderen Autoren beschriebenen, reichlich fossilbelegten Liaskalkes des Plaun la Botta. Wie bei F. SCHMID sind jedoch auch hier die Schichten wesentlich fossilärmer. Mit scharfer Grenze liegen darauf:

II. Nisellas-Serie

2. 0,7 m Dunkelgraue bis schwarzglänzende Tonschiefer.
3. 0,3 m Braune, kalkige Tonschiefer.
4. 2 m Papierdünne, hellgraue und leicht grünliche Quarzit-Serizit-Schiefer, im cm- bis dm-Bereich wechselnd mit grauen Tonschiefern.
5. 3 m Kieselige Kalkmarmorböndchen, mit grauen Tonschieferlagen abwechselnd.
6. 0,2 m Sandiger Kalkmarmor.
7. 0,2 m Dichter, dunkelgrauer Quarzit.
8. 0,3 m Feine Dolomitbrekzie in einem grauen, sandigen Kalkmarmor. Die sehr kleinen (bis 4 mm) eckigen Komponenten sind gelb, dunkelgelb oder ocker.
9. 0,9 m Dunkelgrauer, schlechtgebankter Kalkmarmor mit silbergrauen, chloritischen Tonschiefern.

10. 0,4 m Wiederum eine feine, dolomitische Brekzie in bräunlichgrauem Kieselkalkmarmor.
11. 0,5 m Grauer, leicht verschieferter Quarzit mit wenig Serizit.
12. 2 m Hellgrauer, grobgebankter, kieseliger Kalkmarmor.
13. 0,1 m Dunkler Tonschiefer.
14. 1,2 m Gebankter, brauner, z. T. sehr sandiger Kieselkalk.
15. 0-0,1 m Dunkelgraue Tonschieferflaser.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 19 m.

Die Schichtfolge wird gegen oben von grossen versackten Massen der Vizanbrekzie abgeschnitten, welche aus den Hängen des Padasch hinuntergekommen sind und auf welchen die untersten Hütten der Alp Bargias gebaut sind.

Saletscha

In den verschiedenen Bachanrissen, den Hütten der Alp Schmorras gegenüber, lassen sich mehrere Profile aufnehmen, welche intern z. T. verschuppt sind und schon auf 100 m Distanz grosse Unterschiede in der Schichtfolge zeigen. Wir werden aus den vielen Aufnahmen ein möglichst ungestörtes Normalprofil zusammenstellen: (Koord. 759,4/155,8 und 759,3/155,5); Profil von unten nach oben:

1. 10 m Gips.

I. Liaskalke

2. 0,8 m Dunkelgraue, kalkige Tonschiefer.
3. 2 m Dunkelgrauer Kalkmarmor mit schwarzen Kalzittäfelchen; z. T. spätig. Dazu mehrere Zwischenschaltungen von dunkelgrauen Tonschiefern.
4. 4,2 m Dunkelgrauer Kalkmarmor mit wenigen detritischen Dolomitkomponenten (Durchmesser 0,5–4 mm) und weissen Kalzitadern; z. T. spätig.
5. 1,8 m Heller, gebankter Kalkmarmor, mit hellgelben Dolomitschnüren (stark ausgezogene Dolomitkomponenten?).

II. Nisellas-Serie

6. 2 m Dunkelgraue Kalk-Ton-Phyllite mit Kieselkalkmarmorbändchen.
7. 1,5 m Kalkiger Sandlagenquarzit und Kieselkalkmarmore.
8. 13 m Eine Serie von blauschwarzen Tonschiefern und dunkelgrauen, feinplattigen Kalkmarmorbändchen, welche selten bräunlich anwittern. Es schalten sich dazwischen weisse Quarzitschnüre und -linsen. Die ganze Abfolge hat einen ausgesprochenen Büdnerschieferaspekt.

III. Nivaigl-Serie

9. 5 m Gutgebankter, hellbräunlichgrauer Hyänenmarmor mit braunen, sandig-serizitischen Belägen auf den Schichtflächen.
10. 3 m Braune, serizitische Kieselkalkschiefer.
11. 2,8 m Dunkelgraue, z. T. kieselige Kalk-Ton-Phyllite.
12. 6 m Gutgebankter, dunkelgrauer bis grauer, wenn nass, tiefschwarzer Kalkmarmor mit feinen, weissen Kalzitadern und Einstreuungen von seltenen, sehr kleinen, hellen Dolomitkomponenten (Durchmesser 0,1–2 mm).
13. 4,5 m Bündnerschieferähnliche Abfolge von Tonschiefern, Kalkphylliten, Kieselkalkmarmorbändchen und Quarzlinsen.
14. 4 m Gutgebankter, dunkelgrauer, kieseliger Kalkmarmor mit Einstreuungen von sehr hellgrauen sowie orangen Dolomitkomponenten, wie Nr. 12 und Nr. 4.
15. 7 m Dunkelgraue Tonschiefer und hellgraue, z. T. leicht grünliche, chloritische Kalkmarmorschifer, im cm-Bereich wechselnd.

16. 9 m Hellgrüne, dichte, massive und dünnplattige Quarzite mit Quarzitbrekzien (Brekzien von bis 2 cm grossen, braunen Quarzitkomponenten in einer leicht kalkigen, sandigen Grundmasse); im dm-Bereich wechseltlagernd mit hellgrünen Serizit-Quarzit-Schiefern. Silberne bis hellgrüne Serizitschiefer.
18. 0,6 m Weisser, dünnplattiger Serizitmarmor.
19. 0,2 m Weisser Serizitquarzit.
20. 5,6 m Wechseltlagerung im dm-Bereich von braunem, leicht kalkigem Quarzit und grauen, kieseligen Kalkmarmorbändchen, mit dunkelgrauem, kalkigem Tonschiefer.
21. 0,4 m Dichter, grüner Ölquarzit.
22. 2 m Grobgebakter, hellgrauer, leicht gelblicher Kalkmarmor mit einer gröberen, polygenen Dolomitbrekzie (Durchmesser der Komponenten bis 2 cm).
23. 0,1 m Grüne, leicht chloritische Quarztschiefer.
24. 0,4 m Brauner, sandiger Kieselschnurmarmor mit Einstreuungen von reichlichem, dolomitischem Material (eckige Bruchstücke von weissem, gelbem und hellgrauem Dolomit). Das Bindemittel ist leicht serizitisch.
25. 0,1 m Hellgraue, sandige Tonschiefer.
26. 0,2 m Dünnplattiger, grüner, dichter Quarzit mit schwarzen Tonhäutchen.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 77 m.

Fuorcla Curtegns und Tälifurka

Wie aus Fig. 12 hervorgeht, ist der Normalschenkel der Gelbhorn-Decke an der Fuorcla Curtegns ausserordentlich reduziert und nur noch durch einige Späne unterhalb P. 2691 vertreten.

Lithologisch handelt es sich um braune und graue Quarzphyllite, mit dünnen, braunen Kieselkalkzwischenlagen und Tonbelägen. Die Wechseltlagerung ist sehr intensiv, z. T. im cm-Bereich, für die Tonbeläge im mm-Bereich. Daneben tritt auch ein dünnplattiger bis schiefriger, braungrauer Kieselkalkmarmor auf, mit grauen oder schwarzen Tonschiefern und sandigen Lagen.

An der Tälifurka steht über dem Gips das folgende, nur einige m mächtige Profil an:

1. 0,4 m Schwarzer Tonphyllit.
2. 2,5 m Grober, kalkiger Quarzsandstein, mit feinen brekziösen Einstreuungen dolomitischen sowie kalkigen Materials, mit dm-dicken Einschaltungen von hellgrauen und dunkleren Kalkmarmorbändern.
3. 0,2 m Hellgrüne, leicht chloritische, quarzitische Schiefer.
4. 0,1 m Dichter, grüner Quarzit.
5. 0,2 m Blaugrauer, dichter, gebakter Kalkmarmor mit feinen dolomitischen Einstreuungen.
6. 0,3 m Dunkelgrauer Kalkmarmor mit feinen (0,2–3 mm) brekziösen Komponenten von gelbem Dolomit, Quarzit und Kalk. R. STAUB (1919) vergleicht diese Brekzie mit der von Tiefencastel, welche nach F. SCHMID (1965) zu den Brekzien der Nisellas-Serie gehört. Es ist durchaus möglich, dass wir hier mit der Nisellas-Serie zu tun haben, obwohl es sich vielleicht, in Anbetracht des «mächtigen» Quarzites, eher um ein südlichstes Vorkommen der Nivaigl-Serie handeln dürfte. Bei diesen wenigen, isolierten Schuppen an der Tälifurka lässt sich nur feststellen, dass sie eindeutig über dem Gips liegen und den jüngeren mesozoischen Serien der Gelbhorn-Decke angehören.

Das Hangende wird von hellbraunen Kalk-Tonschiefern und Quarzitphylliten des Täligrates gebildet, welche nach W. H. ZIEGLER (1956) dem Arblatschflysch angehören.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 3,7 m.

Unmittelbar südlich der Tälifurka werden auch diese letzten Reste der Gelbhorn-Zone SCHMIDS vom Arblatschflysch abgeschnitten. Ebenso verschwindet der Gips. Im Avers ist die Gelbhorn-Zone fraglich und, falls vorhanden, nur sehr geringmächtig in einer Kalkschiefer-Serie von einigen m Mächtigkeit vertreten; so z. B. an den Bandseen oberhalb der Bandfluh im Täli. Es kann sich bei diesen Schiefer- und Rauhwackenlinsen jedoch auch um das südlichste uns bekannte Vorkommen der Serie von Savognin handeln. Das Hangende bildet auch dort überall der Arblatschflysch des Täligrates.

Vergleich mit Jura und Kreide der Weissberg-Schuppe

Die Ablagerungen des Jura der Weissberg-Schuppe lassen sich kaum mit denjenigen der Tiefencastler Schuppe vergleichen. Sie sind mit ihren relativ mächtigen Kieselschnurkalkmarmoren, groben polygenen Dolomitbrekzien und reinen Kalken Zeugen eines im allgemeinen untiernen und z. T. ruhigen Wassers. Die auffallend tonschieferreichen Lias-Dogger-Profile, welche wir in der Tiefencastler Schuppe beschrieben haben, deuten dagegen auf einen tieferen, in allmählicher Subsidenz begriffenen Ablagerungsraum hin (siehe S. 232).

Demgegenüber sind die Kreideschichtfolgen der Weissberg-, Surcrunas-Tschera- und Tiefencastler Schuppe ausserordentlich analog ausgebildet. Wie aus Tab. 4 hervorgeht, lassen diese sich gut korrelieren, wobei die Mächtigkeit in der Tiefencastler Schuppe (besonders jeweils die der Tonschieferhorizonte) deutlich grösser

Weissberg-Schuppe		Tiefencastler Schuppe
Kalkiger Quarzit, brauner Kieselkalk, grüner Ölquarzit, kieselige Tonschiefer, Kalkmarmor, Feinbrekzien und brauner Ölquarzit. Kieselkalke und kalkige Tonschiefer.	GAULT	Kieselkalk, Feinbrekzie, Quarzschiefer, Kalkmarmor, polygene Brekzie und grüner Ölquarzit. Quarzschiefer, kieselige Tonschiefer, Serizitquarzit, Serizitmarmor und Serizitschiefer.
Kalkige Quarzite und Quarzschiefer, Hyänenmarmor und Tonschiefer.	URGON APT	Kalkige braune Quarzite und serizitische Quarzschiefer, kalkige Tonschiefer mit Kalkmarmorböndchen.
Feinbrekzie, Tonschiefer mit Kieselkalkmarmorböndchen, kalkiger Quarzit, Tonschiefer mit Kalkmarmorböndern und plattiger, brauner Kieselkalk mit kieseligen Tonschiefern.	NEOKOM	Kieseliger Kalkmarmor, Feinbrekzie, bündnerschieferähnliche Schiefer, Kalkmarmor mit Feinbrekzien, kieselige Kalk-Ton-Schiefer und braune Kieselkalkschiefer.
	MALM?	Hyänenmarmor.

Tab. 4. Lithologische Vergleiche und Korrelation der Kreideablagerungen der Weissberg-Schuppe (links) und Tiefencastler Schuppe (rechts).

wird als diejenige der Weissberg-Schuppe. Offenbar ist die Taspinitschwelle, welche bis in den Malm hinein eine scharfe Trennung zwischen zwei verschiedenen Ablagerungsräumen bildet, seit Beginn der Kreide abgesunken. Die Ablagerungen der Weissberg- und Tiefencastler Schuppe setzen sich von jetzt an in einem grösseren Trog ab, wobei die Meerestiefe vom Bereich der Weissberg-Schuppe gegen denjenigen der Tiefencastler Schuppe zunimmt.

Die Martegnas-Serie

Einführung

Während die von V. STREIFF (1939) und W. H. ZIEGLER (1956) bereits ausführlich beschriebene Martegnas-Serie am Piz Martegnas in der Val Nandrò eine grosse Mächtigkeit erreicht, dünnst sie sich gegen Alp Curtegns rasch aus. Sie tritt dort bei der kleinen Brücke in unser Untersuchungsgebiet und manifestiert sich lediglich als ein 10 m mächtiger Gabbro (STREIFF, S. 139). In den Westhängen des Piz Murtèr (2718 m) zieht die Martegnas-Serie im Liegenden des Arblatschflysches oder stellenweise der Serie von Savognin gegen S. In den Bachanrisse der Saletscha sind meistens einige dm Serpentin oder Asbestschiefer aufgeschlossen, welche vergesellschaftet sind mit schiefrigen und dünnplattigen Quarziten, hellgrauen und grünlichen Chlorit-serpentinschiefern, Dolomitbrekzien und einigen m Hyänenmarmoren. In der Gegend des Starlerapasses fehlen die Vorkommen von Ophiolithen und irgendwelche Anzeichen einer Martegnas-Serie überhaupt. Wir finden dagegen an der Fuorcla Curtegns und am SW-Grat des Piz Cagniel (P. 2795) die letzten und südlichsten Aufschlüsse dieser Serie (siehe unten), welche dort plötzlich auszuzeigen scheint, wie ZIEGLER (1956) das auch auf seinem tektonischen Kärtchen dargestellt hat. Das Liegende der Martegnas-Serie wird überall von den Quarziten und Kalkschiefern der Gelbhorn-Zone gebildet. Deswegen ist eine Verbindung der Martegnas-Serie mit der ophiolithführenden Tschera-Zone der Weissberg-Decke, wie dies von F. SCHMID (1965) vorsichtig als Möglichkeit angedeutet wurde, ausgeschlossen. Eher möchten wir sie mit V. STREIFF (1939 und 1962), W. H. ZIEGLER (1956) und R. STAUB (1958) südlich oder im südlichen Teil der Gelbhorn-Zone beheimaten.

Profil an der Fuorcla Curtegns

Bei P. 2795, SW-Grat des Piz Cagniel (Koord. 761,2/152,3), schaltet sich zwischen dem Arblatschflysch und der Gelbhorn-Zone die folgende Schichtreihe ein (von oben nach unten):

10. Hellgrauer, leicht kalkiger Quarzitschiefer des Arblatschflysches.
9. 0,9 m Grüner Serpentin.
8. 3 m Dunkelgrauer Tonschiefer mit weissen Quarz- und Kalzitadern.
7. 4 m Hellgrauer, gebankter, leicht serizitischer Kalkmarmor mit wenig Quarz und idiomorphem Pyrit.
6. 4 m Verschieferetes, grünliches Kristallin mit feinem Serizit auf den S-Flächen und Einstreuungen von klarem Sandquarz. Das Gestein ist der verschiefereten Rofnaporphyrvarietät am Plattenhorn (Seite 168) sehr ähnlich.

5. 3 m Brauner gebankter Kieselkalk.
4. 0,8 m Bündnerschieferähnlicher Kalk-Ton-Schiefer.
3. 0,8 m Grüner Serpentin und Asbestschiefer.
2. 0,2 m Dunkelgrauer Tonschiefer.
1. Leicht kalkiger brauner Quarzit der Gelbhorn-Zone.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 17 m.

Vergleichen wir das Profil mit den von V. STREIFF in der Martegnas-Serie beschriebenen Gesteinstypen, so stellen wir viele Analogien fest. Der Dolomit und die Brekzien fehlen an der Fuorcla Curtegns, treten jedoch an der Saletscha vergesellschaftet mit Grünschiefern auf. Es lässt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob die eben beschriebenen braunen Kieselkalke und Tonschiefer im unteren Teil des Profils (Nr. 5, 4 und 2) verschuppt sind und bereits der Gelbhorn-Zone des Liegenden angehören. Alle Kontakte sind scharf und möglicherweise tektonisch.

Die Serie von Savognin

Die von V. STREIFF (1939) als Basis der «oberen Flyschschuppe» betrachtete und von W. H. ZIEGLER (1956) an der Basis des Arblatschflysches beschriebene Serie von Savognin wurde von R. STAUB (1926 und 1946) in Analogie mit der Martegnas-Serie als ein Span der Platta-Decke im Oberhalbsteiner Flysch gedeutet. Das vollständigste und am wenigsten gestörte Profil dieser Serie wurde von ZIEGLER bei Parseiras aufgenommen (Typusprofil, 1956, S. 30, Fig. 5). Dabei deutet er den hellgrauen zerklüfteten Dolomit als Hauptdolomit und bezeichnet diesen in der Legende als Malm. Diese sowohl für das Oberpenninikum wie auch für das Unterostalpin ein wenig merkwürdige Stratigraphie beruht wahrscheinlich auf einem Druckfehler. Er lässt die Serie in der Val Tuorsch, südlich von Malmigiur, endgültig zwischen den Mergelkalken der Rudnal-Serie (Arblatschflysch) oben und der Martegnas-Serie unten auskeilen. Am Nordfuss der Murtèr (2718 m) ist jedoch zwischen Alp Nova und Alp Curtegns unmittelbar im Hangenden des Gabbros der Martegnas-Serie eine grössere Menge Gips aufgeschlossen, welche von ZIEGLER irrtümlicherweise als Rudnal-Serie bezeichnet worden ist (tekt. Kärtchen, geol. Profil Tafel II, Fig. 1). Es dürfte sich hier aber, der Lithologie und tektonischen Stellung wegen, um die Serie von Savognin handeln. Dieser Gips lässt sich als ein schmales Rauhwackeband dem rechten Ufer der Aua da Schmorras entlang gegen S verfolgen, wo er in den verschiedenen Bachanrisse der Saletscha aufgeschlossen ist. Neben Rauhwacke findet man über den Grünschiefern, Quarziten und Hyänenmarmoren der Martegnas-Serie auch linsenartig auftretenden, einige m mächtigen gelben und hellgrauen Dolomit und hellen Kalkmarmor mit Einstreuung von dolomitischem Material. So z. B. am folgenden Profil von 2280–2260 m (Saletscha):

(oben) Arblatschflysch

7. Dünnpflattiger bis schiefriger, silbergrauer, leicht kalkiger Quarzit.

Serie von Savognin

6. 4 m Hellgrauer gebankter Kalkmarmor mit polygener Dolomitbrekzie. Dieses Glied fehlt im Typusprofil bei Parseiras.
5. 1 m Gelber, z. T. rötlicher, verschieferter Dolomit.

4. 3 m Gelbe und aschgraue Rauhwacke.

Martegnas-Serie

3. 1 m Dunkelgrauer Kalkmarmor.
2. 2 m Hellgrauer Chlorit-Serizit-Schiefer, dünnplattiger Quarzit und Hyänenmarmorbänderchen.
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, Tscheischorner 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–Tschora–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 Belemnitesandkalke 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 Versetzungen 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 Porphyrr 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 Arblatschflysch 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 eingefallen. 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 verkehrtsliegenden 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 Zackenfalten 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 hängen im E, auf der oberen Alp Schmorras,

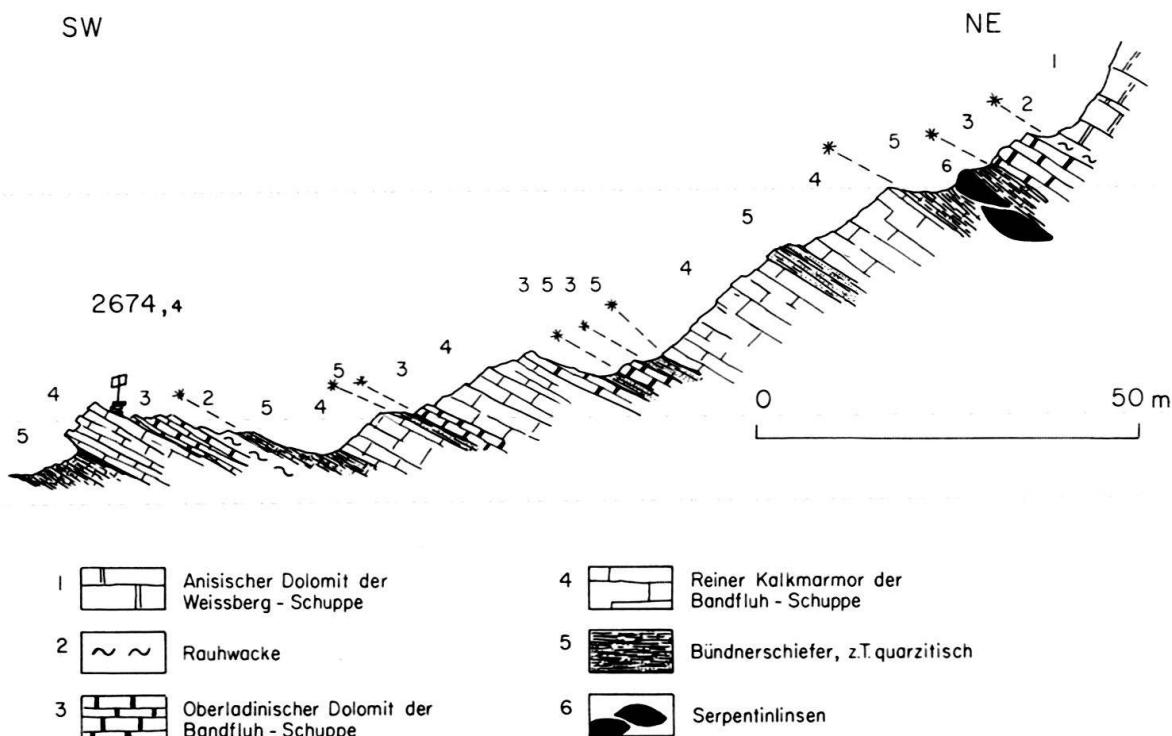


Fig. 14. Repetitionen in der Bandfluh-Schuppe am Südfuss des Piz Alv.

Weissberg-Schuppe und Surcrunas-Tschera-Schuppe mittels einer synkinalen Falte zusammen, und auch hier erkennen wir sowohl in deren unteren Normalschenkel wie auch oberen Verkehrschenkel 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 Alv südgrat 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 synkinal 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)

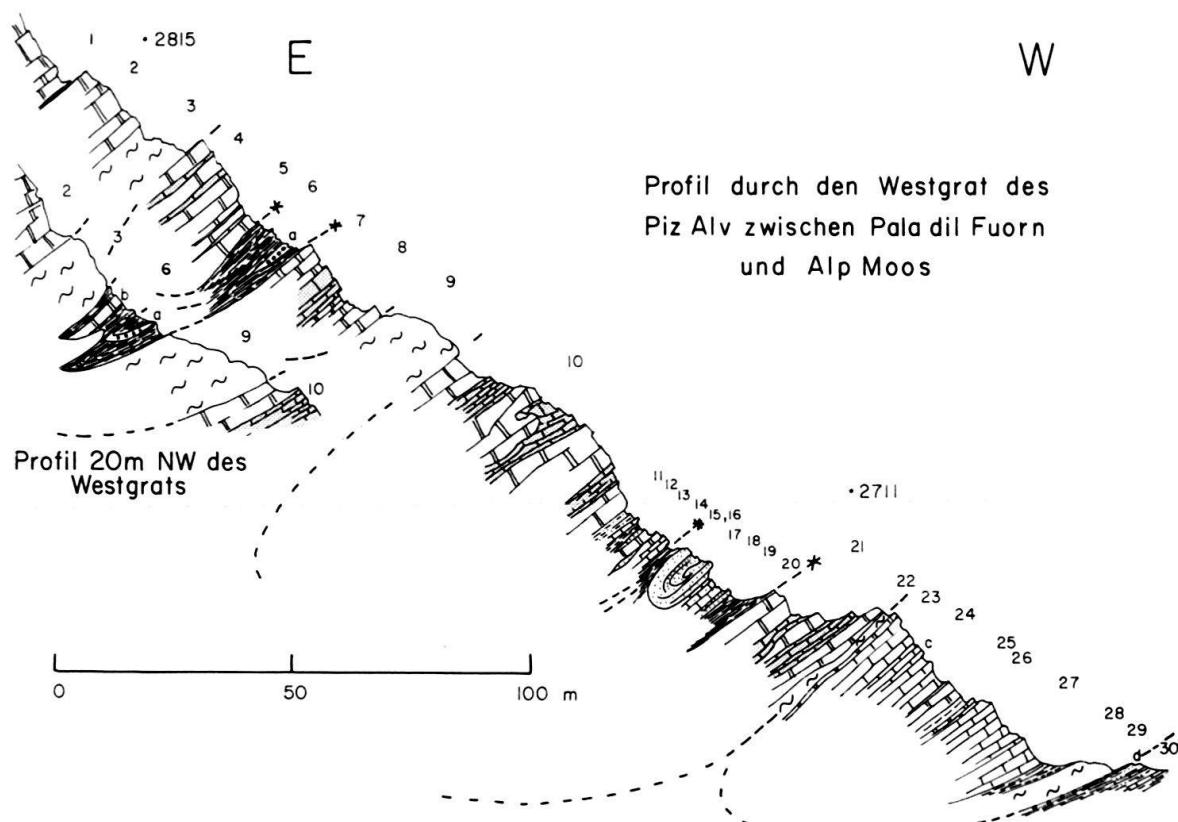


Fig. 15. Profil durch den Westgrat des Piz Alv, zwischen Pala dil Fuorn und Alp Moos.

- | | | |
|---|---|--|
| 1. Tuffithorizont | { | Weissberg-Decke
(Weissberg-Schuppe) |
| 2. Unterer Dolomit | | |
| 3. Rauhwacke | | |
| 4. Grauer Kalkmarmor und Dolomit, ophthalm. Brekzie | { | Weissberg-Schuppe |
| 5. Roter Dolomit | | |
| 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 | { | Bündnerschiefer mit
Oberriasbasis |
| 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 | { | Weissberg-Schuppe |
| 20. Chlorit-Serizit-Karbonat-Phyllit | | |
| 21. Streifenserie | | |
| 22. Rauhwacke | | |

23. Verschieferter Dolomit	{	Weissberg-Decke (Bandfluh-Schuppe)
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		
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 handelt. 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 Rofnaporphyrr 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 Curtegn 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 Vordringen der Weissberg-Decke auf den Bündnerschiefern, unter Bildung der verkehrtsliegenden 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 wurzelwürtigen 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 hineinanderliegenden 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 Fuorela Cotschna) im Bereich des Weissberges und Piz Alv erhalten blieb. Im Gebiet des Gurschus und der Tschera schob sich die Gelbhorn-Decke mit ihrer verkehrtsliegenden 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 verkehrtsliegenden 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» abgesichert ist; sie ist im oberen evaporitischen Niveau der Trias abgesichert 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. GANSER, 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 Oberadin (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 darf 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-Tschora-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 Synkinalverbindung 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 Hängenden 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 Dadocrinien und lagunäre Bildungen mit Gipsseudomorphosen 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 Tropes 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.

NW	SE										
Tälifurka (Bargias) (Alp Nova) Bandseen											
Juf Juppa Bandfluh Täli (Saletschajoch) Kleiner Weissberg											
Äusserer Weissberg Weissbergscharte Mittlerer Weissberg											
Innerer Weissberg (Fuorcia Curtegns)											
	<table border="1"> <tr> <td>Bandfluhschuppe</td> <td>Weissberg-Schuppe</td> <td>Surcrunas – Tscheraschuppe</td> <td>Tiefencastler Schuppe</td> <td>Martegnash-Zone</td> </tr> <tr> <td>Averser Bündnerschiefer</td> <td>Weissberg-Decke</td> <td>Gelbhorn-Decke</td> <td>Flysch-Decke</td> <td></td> </tr> </table>	Bandfluhschuppe	Weissberg-Schuppe	Surcrunas – Tscheraschuppe	Tiefencastler Schuppe	Martegnash-Zone	Averser Bündnerschiefer	Weissberg-Decke	Gelbhorn-Decke	Flysch-Decke	
Bandfluhschuppe	Weissberg-Schuppe	Surcrunas – Tscheraschuppe	Tiefencastler Schuppe	Martegnash-Zone							
Averser Bündnerschiefer	Weissberg-Decke	Gelbhorn-Decke	Flysch-Decke								
	<table border="1"> <tr> <td>Suretta-Kristallin</td> <td>Margna-Kristallin</td> <td>Taspinit</td> <td>Sella-Kristallin</td> </tr> <tr> <td>Averser Bündnerschiefer-trog</td> <td>Weissberg-Scholle</td> <td>Weissberg – Gelbhorn Senke</td> <td>Gelbhorn-Scholle (Taspinit-Schwelle)</td> </tr> </table>	Suretta-Kristallin	Margna-Kristallin	Taspinit	Sella-Kristallin	Averser Bündnerschiefer-trog	Weissberg-Scholle	Weissberg – Gelbhorn Senke	Gelbhorn-Scholle (Taspinit-Schwelle)		
Suretta-Kristallin	Margna-Kristallin	Taspinit	Sella-Kristallin								
Averser Bündnerschiefer-trog	Weissberg-Scholle	Weissberg – Gelbhorn Senke	Gelbhorn-Scholle (Taspinit-Schwelle)								
MITTELPENNINIKUM	OBERPENNINIKUM										
	HOCHPENNINIKUM										

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 ungefährnen 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 Taspinibrekzie, «Surcrunas»-Schüttung). Die Taspinitschwelle wird dabei weiter östlich ebenfalls über den Meerespiegel gehoben, wobei die Erosion stellenweise bis auf das Kristallin hinuntergreift (Transgression der Taspinibrekzie 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 nerisch-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, Ton-schiefern 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» Bündnerschiefetrogs 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.

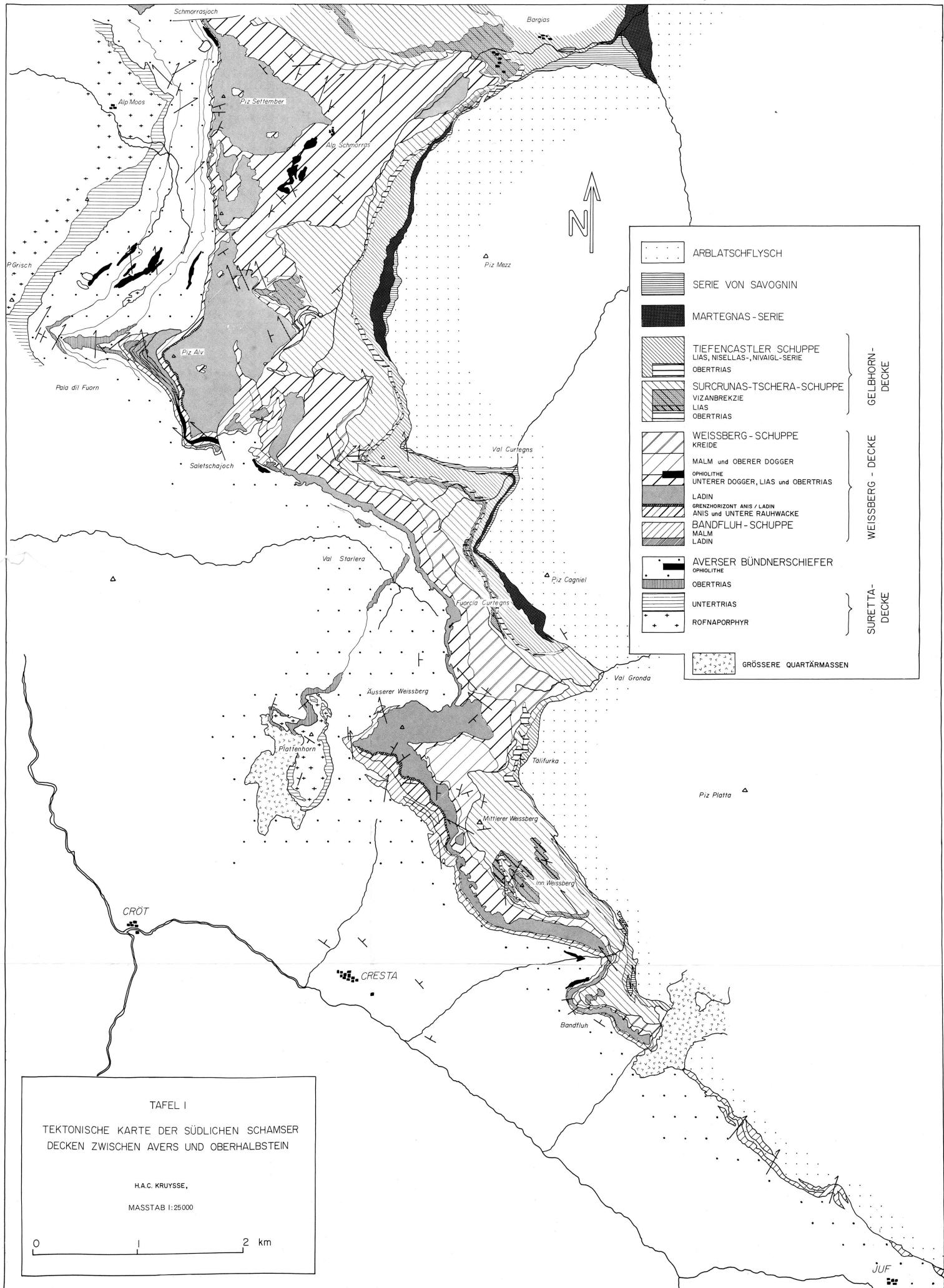
- CORNELIUS, H. P. (1927), *Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen*, Zentralbl. Min. etc., Abt. B 4.
- DEBELMAS, J. (1952), *Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaulent, au sud de Briançon près d'Argentière (Hautes-Alpes)*, Trav. lab. géol. Grenoble 30.
- (1955), *Les zones subbriançonnaises et briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes)*, Mém. carte géol. France.
- DIXON, E. E. L., and VAUGHAN, A. (1911), *The Carboniferous Succession in Gower*, Quart. J. Geol. Soc. London 67, 507–611.
- ELLENBERGER, F. (1958), *Etude géologique du pays de Vanoise*, Mém. Carte géol. France.
- ESCHER V.D. LINTH, A., und STUDER, B. (1839), *Geologische Beschreibung von Mittelbünden*, N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Natw. 3.
- ESCHER, E. (1934), *Erzlagerstätten der oberen penninischen und der ostalpinen Decken Graubündens*, Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 18.
- GALLI, J. (1964), *Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boulliagna (Haut Val d'Acceglie, Italie)*, D. E. S., Ronéotypé, Paris.
- GANSSER, A. (1937), *Der Nordrand der Tambo-Decke*, Schw. miner. petrogr. Mitt. 18.
- GENGE, E. (1958), *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)*, Eclogae geol. Helv. 51/1.
- GIGNOUX, M., und AVNIMELECH, M. (1937), *Genèse de roches sédimentaires bréchoïdes par «intrusion et éclatement»*, Bull. Soc. géol. France, 5^e Sér. 7.
- GRÜNENFELDER, M. (1956), *Petrographie des Rofnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzungen*, Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 35.
- HAUG, E. (1925), *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales*, Bull. Soc. géol. France 25/3.
- HEIM, ALB. (1891), *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*, Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
- (1916–1922), *Geologie der Schweiz*, Leipzig, Tauchnitz.
- HÜGI, TH. (1945), *Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Farbmethoden*, Schw. miner. petrogr. Mitt. 25.
- HUTTENLOCHER, H. (1934), *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*, Schw. miner. petrogr. Mitt. 14.
- JÄCKLI, H. (1941), *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*, Eclogae geol. Helv. 34/1.
- KARAGOUNIS, K. (1962), *Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweiz. Nationalpark (Gr.)*, Ergebni. wissensch. Untersuchungen im schw. Nationalpark 7 [NF] 48.
- KELLERHALS, P. (1962), *Neue Beobachtungen in den aufgelassenen Pb-Zn-Bergwerken von S-charl (Unterengadin)*, Eclogae geol. Helv. 55/2, 468–475.
- KRUMBEIN, W. C. (1941), *Measurement and Geological Significance of Shape and Roundness of Sedimentary Particles*, J. Sed. Petr. 11/2.
- MEYER, H. (1909), *Geologische Untersuchungen am Nordostrand des Surettamassivs im südlichen Graubünden*, Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 17.
- MEYER, H., und WELTER, O. (1910), *Zur Geologie des südlichen Graubündens*, M.-Ber. Dt. geol. Ges. 62/1.
- MICHARD, A. (1960), *Sur la variété des processus de genèse dolomitique*, C.R. Acad. Sc. 251, 3025.
- MÜGGE, O. (1893), *Untersuchungen über die Lenneprophyre in Westfalen und den angrenzenden Gebieten*, N. Jb. Min., B.B. 8, 535–721.
- NIGGLI, E. (1956), *Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen*, Schw. miner. petrogr. Mitt. 36/2.
- NIGGLI, P. (1948), *Gesteine und Minerallagerstätten*, Birkhäuser, Basel.
- PÉTERFI, T. (1927), *Die Abhebung der Befruchtungsmembrane bei Seeigeliern*, Arch. Entw. Mech. Org. 112, pp. 660–695.
- RÜETSCHI, G. (1903), *Zur Kenntnis des Rofnagesteins*, Eclogae geol. Helv. 8/1.
- SCHLÄPFER, D. (1960), *Der Bergbau am Ofenpass*, Ergebni. wissensch. Untersuchungen im schw. Nationalpark 7 [NF] 1.
- SITTER, L. U. DE (1956), *Structural Geology*, McGraw-Hill, London.
- SOMM, A. (1965), *Zur Geologie der westl. Quarternals-Gruppe im schw. Nationalpark (Graubünden)*, Ergebni. wissensch. Untersuchungen im schw. Nationalpark, H. 52.

- STAUB, R. (1919), *Über das Längsprofil Graubündens*, Vjschr. naturf. Ges. Zürich 64.
- (1919), *Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein*, Eclogae geol. Helv. 15.
 - (1920), *Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens*, Eclogae geol. Helv. 16/1.
 - (1922), *Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen*, Schw. miner. petrogr. Mitt. 2.
 - (1924), *Der Bau der Alpen*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 52.
 - (1934), *Exkursion Nr. 97: Andeer-Avers-Piz Scalotta-Bivio*, Geol. Führer Schweiz, 14., Wepf, Basel.
 - (1937), *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. 1. Teil*, Vjschr. naturf. Ges. Zürich 82/3, 4.
 - (1938), *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*, Eclogae geol. Helv. 31/2.
 - (1958), *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 103.
- STOFFEL, J. R. (1937), *Das Hochtal Avers (Graubünden)*, Graph. Anstalt, Zofingen.
- STRECKEISEN, A., und NIGGLI, E. (1958), *Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen*, Schw. miner. petrogr. Mitt. 38.
- STREIFF, V. (1939), *Geologische Untersuchungen im Ostschams*, Diss. Univ. Zürich.
- (1962), *Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken*, Eclogae geol. Helv. 55/1.
- STROHBACH, H. (1965), *Der mittlere Abschnitt der Tambo-Decke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung; geologische, petrographische und morphologische Untersuchungen und Betrachtungen zwischen Mesocco und Campodolcino*, Diss. Univ. Zürich.
- STUCKY, K. (1960), *Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Val Ferrera*, Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie 37.
- TRÜMPY, R. (1954), *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*, Eclogae geol. Helv. 47, 315–360.
- (1958), *Remarks on the Preorogenic History of the Alps*, Geologie en Mijnbouw [NS] 20/10, 340–352.
- WILHELM, O. (1933), *Geologie der Landschaft Schams (Graubünden)*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 64.
- WINKLER, H. G. F. (1965), *Die Genese der Metamorphen Gesteine*, Springer, Berlin.
- WOOD, A. (1941), «*Algal Dust*» and the Finer Grained Varieties of Carboniferous Limestone, Geol. Mag. 78, 192–200.
- ZIEGLER, W. H. (1956), *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*, Eclogae geol. Helv. 49/1.
- ZURFLÜH, E. (1961), *Zur Geologie des Monte Spluga*, Diss. Zürich.
- ZYNDEL, F. (1912), *Über den Gebirgsbau Mittelbündens*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 41.
- (1913), *Kurze Mitteilung über die Bündnerschiefer-Region des Schams und Avers*, Eclogae geol. Helv. 12.

Geologische Karten

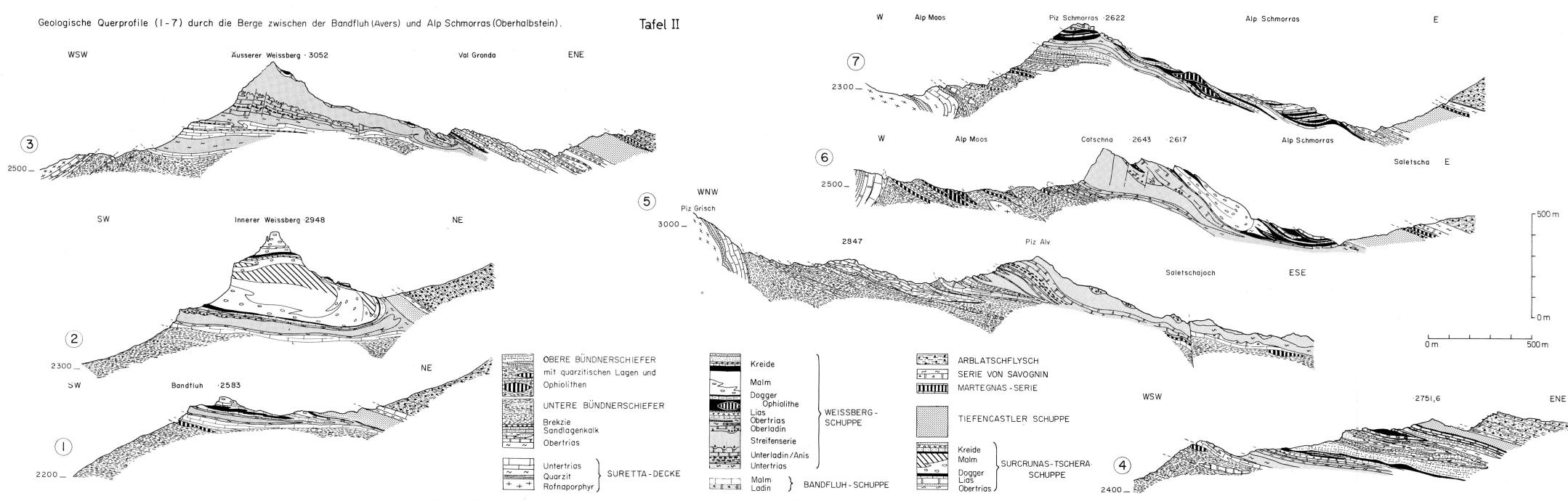
- STAUB, R. (1926), *Geologische Karte des Avers*, 1:50000, Schweiz. geol. Komm., Spezialkarte 97.
- (1958), *Tektonische Karte der Schamserdecken und ihrer Umgebung*, 1:50000, in R. STAUB (1958), Taf. 1.
- WILHELM, O. (1929), *Geologische Karte der Landschaft Schams*, 1:50000, mit Profilen 1:100000, Schweiz. geol. Komm., Spezialkarten 114 A, 114 B.

Manuskript eingegangen am 25. Juli 1966.

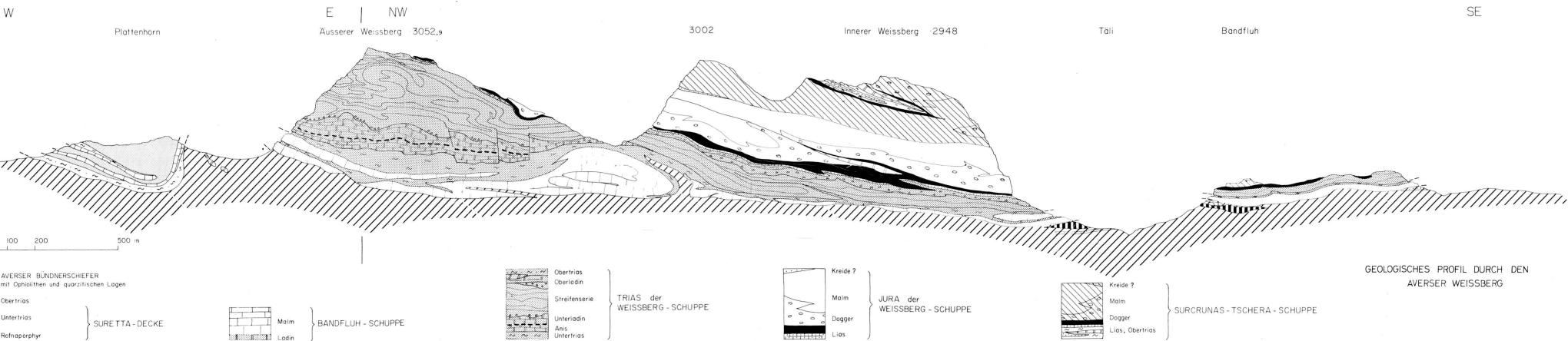


Geologische Querprofile (1-7) durch die Berge zwischen der Bandfluh (Avers) und Alp Schmorras (Oberhalbstein).

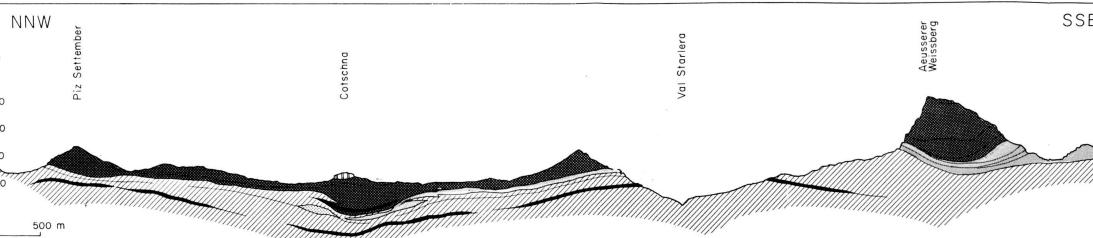
Tafel II



(8)



(9)



(10)

