

SCHWEIZERISCHE
GEOLOGISCHE KOMMISSION

ORGAN DER
SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

COMMISSION GÉOLOGIQUE
SUISSE

ORGANE DE LA
SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES

Geologischer Atlas
der Schweiz

1: 25 000

Atlas géologique
de la Suisse

1: 25 000

Blatt :

1235 Andeer

mit Anhängsel von Blatt 1215 Thuis und 1234 Vals

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 56)

Erläuterungen

verfasst von

V. STREIFF †, H. JÄCKLI und J. NEHER

Mit 7 Textfiguren, 4 Tabellen und 4 Tafelbeilagen

1976

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern

En commission chez:
Kümmerly & Frey S.A.
Editions géographiques, Berne

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Blatt Nr. 56 *Andeer* des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000» umfasst den Hauptteil des bereits auf der heute vergriffenen geologischen Karte 1:50 000 von WILHELM (1929) dargestellten, geologisch sehr komplexen Gebietes der Schamser Decken. Schon kurz nach Erscheinen jenes Blattes erfolgten in den dreissiger Jahren – unter Leitung von Prof. R. Staub (Zürich) – geologische Neuaufnahmen durch drei seiner Doktoranden; diese Unterlagen bildeten den Ausgangspunkt für das Zustandekommen von Blatt *Andeer*.

J. Neher begann nach Abschluss seines Diploms in den Jahren 1932–1941 im Gebiet der Splügener Kalkberge zu kartieren. Als Mitarbeiter der Geologischen Kommission setzte er in den Jahren 1942–1966 seine Arbeit fort.

V. Streiff weilte nach Beendigung seiner Studien (1939) für kurze Zeit im Ausland. In den Kriegsjahren 1942–1944 widmete er sich, im Auftrage der Geologischen Kommission, der Weiterführung der geologischen Aufnahme des Ostschams. Nach längerer Landesabwesenheit bewarb er sich 1963 erneut um einen Kartierungsauftrag und schloss 1967 seine Untersuchungen ab.

H. Jäckli, der Bearbeiter des nördlichen Westschams (Beverin-Gebiet), schloss 1941 sein Studium ab. Als Mitarbeiter der Geologischen Kommission vervollständigte und erweiterte er in den Jahren 1944–1967 seine Aufnahmen.

Die Autoren verwendeten zu Beginn ihrer Tätigkeit als kartographische Unterlagen vorerst Vergrösserungen der Siegfriedkarte und später der Landeskarte 1:50 000, ferner photogrammetrische Kurvenkarten. Mit der Herausgabe der Landeskarte im Maßstab 1:25 000 ergab sich die Notwendigkeit, umfangreiche Revisionen auszuführen, denn eine direkte Übertragung der Kartierung auf die wesentlich genauere Topographie liess sich in vielen Fällen nicht durchführen. Aus zeitlichen Gründen war es allerdings nicht möglich, alle früher kartierten Gebiete nochmals zu überarbeiten. Allfällige Unstimmigkeiten auf dem Kartenblatt sind diesem Umstand zuzuschreiben.

Das Kartenoriginal – von V. Streiff minutiös zusammengezeichnet – wurde im Frühjahr 1968 dem Büro der Geologischen Kommission vorgelegt und konnte im Spätherbst desselben Jahres der Firma Orell Füssli abgeliefert werden. Die teilweise äusserst komplizierten geologischen Verhältnisse und die laufend neu zu berücksichtigenden Korrekturen stellten an die kartographische Bearbeitung hohe Anforderungen

und verzögerten die Fertigstellung dieses Blattes. Im Januar 1971 lag der Probedruck vor, und Ende 1971 erfolgte der Auflagedruck.

Die ursprüngliche Absicht, den Erläuterungstext in knapper Form zu publizieren und eine ausführliche Beschreibung des geologisch sehr anspruchsvollen Gebietes in den «Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz» zu geben, wurde aus diversen Gründen fallengelassen und somit ein etwas umfangreicheres Erläuterungsheft in Kauf genommen. Da auf dem Atlasblatt selbst für eine tektonische Kartenskizze kein genügender Raum zur Verfügung stand, musste den Erläuterungen eine entsprechende Farbtafel beigelegt werden.

Gegen Ende 1972 erkrankte Viktor Streiff an einem schweren Leiden. Mit allen ihm noch geliebten Kräften stellte er in den folgenden Monaten seinen Manuskriptanteil fertig, übergab uns – vorbildlich geordnet – sämtliche Unterlagen, die seine Kartierungen im Bündnerland betrafen, und starb am 12. Juni 1973. H. Jäckli übernahm in der Folge die Koordination der Erläuterungstexte. Mancherlei Verzögerungen und umfangreiche textliche Umarbeitungen durch das Büro der Geologischen Kommission waren die Ursache dafür, dass das Erläuterungsheft erst anfangs 1976 erscheint.

Die Geologische Kommission spricht ihren langjährigen Mitarbeitern für diese sorgfältig ausgeführte Arbeit ihren besten Dank aus.

Basel, im Herbst 1975

Für die Schweizerische Geologische Kommission
Der Präsident:
Prof. Dr. *W. Nabholz*

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Geologischen Kommission	2
Einleitung	5
Stratigraphie	7
Adula-Decke (Tomül-Lappen) (von H. J.)	7
Bündnerschiefer (Jura - Mittelkreide)	7
Flysch (? Oberkreide - ? Eocaen)	9
Arua-Bruschhorn-Schuppe (von H. J.)	10
Kristallin	10
Trias	11
Jura (?)	12
Schamser Decken	13
Kristalline Schubspäne (von J. N. und V. St.)	13
Gurschus-Kalkberg-Decke (von J. N.)	13
Trias	13
Synsedimentäre Tektonik	19
Vulkanische Tuffe	19
Vererzungen	21
Gelbhorn-Decke (von V. St.)	21
Kristallin	22
Trias - Lias	22
Dogger	27
Nivaigl-Serie (? oberer Dogger - Oberkreide)	29
Obrist-Serie (Malm - ? Mittelkreide)	33
Grobklastische Fazies (Dogger - ? Kreide)	34
Flysch (Oberkreide - Eocaen)	37
Tschera-Decke (von V. St.)	39
Paläozoikum	39
Trias	40
Lias - Dogger	41
Malm	43
Kreide	44
Suretta-Decke (von V. St.)	46
Rofna-Kristallin	46
Permo-Trias	50
Jura - (?) Kreide	52
Curvér- und Martegnas-Serien (Platta-Decke s.l.) (von V. St.)	54
Ophiolithe (Oberjura - Kreide)	54
Flysch (? oberste Kreide - Eocaen)	58
Martegnas-Zug	58
Kristallin	58
Trias	59
Jura - (?) Kreide	60
Curvér-Serie	63
Trias	65
Jura - Kreide	65

Ela-(Aela-)Decke (von V.St.)	68
Trias	68
Lias	69
Quartär (von H.J.)	69
Moränen	69
Schotter, Alluvionen	71
Kolluvialer Schutt und Auffüllungen	72
Tektonik	75
1. Adula-Decke (Tomül-Lappen) (von H.J.)	75
2. Areua-Bruschghorn-Schuppe (von H.J.)	76
3. Suretta-Decke (von V.St.)	77
4. Schamser Decken (von V.St.)	78
a) Gelbhorn-Decke	79
b) Tschera-Decke	84
c) Gurschus-Kalkberg-Decke	86
5. Curvér- und Martegnas-Serien (Platta-Decke s.l.) (von V.St.)	87
a) Martegnas-Zug	87
b) Oberer Flyschzug	89
c) Curvér-Serie	89
6. Ela-(Aela-)Decke (von V.St.)	90
7. Verschiedenes	90
Verwerfungen und Brüche	90
Atektonische Verwerfungsstrukturen	92
Ergänzende Bemerkungen	92
Nachwort von V. Streiff [†]	93
Mineralische Rohstoffe (von H.J.)	95
Hydrogeologie (von H.J.)	97
Literaturverzeichnis	102
Kartenverzeichnis	105

EINLEITUNG

Blatt Andeer reicht im Westen bis über die Wasserscheide zum Safiental, umfasst im Süden den östlichen Teil des Rheinwalds mit Sufers, die im Suretta-Kristallin eingeschnittene Rofaschlucht und das nördlichste Ferreratal mit Ausserferrera und enthält im Osten schliesslich noch den Grenzgrat zum Oberhalbstein mit dem Piz Curvér als markantem Gipfel. In der Blattmitte liegt das Schams (Schons), die rund 5 km lange, S-N gerichtete Talweitung, die nach Norden durch die Schieferschlucht der Via Mala vom Domleschg getrennt wird. Als Folge des nach Osten gerichteten allgemeinen Axialgefälles aller tektonischer Elemente ergibt sich eine ausgesprochene Asymmetrie der beiden Talflanken: die linke, westliche Flanke ist relativ sanft, moränenbedeckt,

die Wasserscheide zum Safiental am Gelbhorn und Bruschhorn wird erst nach rund 10 km erreicht; die rechte, östliche Talflanke mit ihren Wänden über der Talsohle ist wesentlich steiler, und die Wasserscheide zum Oberhalbstein am Piz Curvér liegt näher.

Die tektonischen Einheiten beidseits des Schams werden seit ZYNDEL (1912) den Schamser Decken zugeordnet, Elementen mit für penninische Gebiete ungewöhnlicher Fazies der Sedimente und bis heute umstrittener grosstektonischer Stellung.

Auf Blatt Andeer werden nun die «Schamser Decken» an ihrer Typuslokalität, im Schams, dargestellt. Ihre tiefpenninische Unterlage, die Bündnerschiefer der Adula-Decke, reicht im Westen und Norden noch auf das Blattgebiet. Und ihr hochpenninisches Hangendes, die ophiolithführenden Schiefer der Platta-Decke, die Flyschmassen des Oberhalbsteins und die ostalpine Klippe des Piz Toissa, stellt die Umrandung im Osten dar. Im Süden schliesslich erscheint das mittelpenninische Element des Suretta-Kristallins. Dazwischen werden beidseits des Schams die Berge mit ihrer relativ einheitlichen Gipfflur auf 2900–3050 m von den Schamser Decken gebildet, die im penninischen Faziesgebiet leicht als Fremdkörper empfunden werden können. Denn da erscheint nun die sehr mächtige, reich gegliederte mittlere Trias in den Splügener Kalkbergen und am Gurschus, oder die eigenartige, polymikte Taspinitbreccie auf beiden Talflanken, deren Ausbildung in der Umgebung der tiefmeerischen Schieferfazies fremd wirkt.

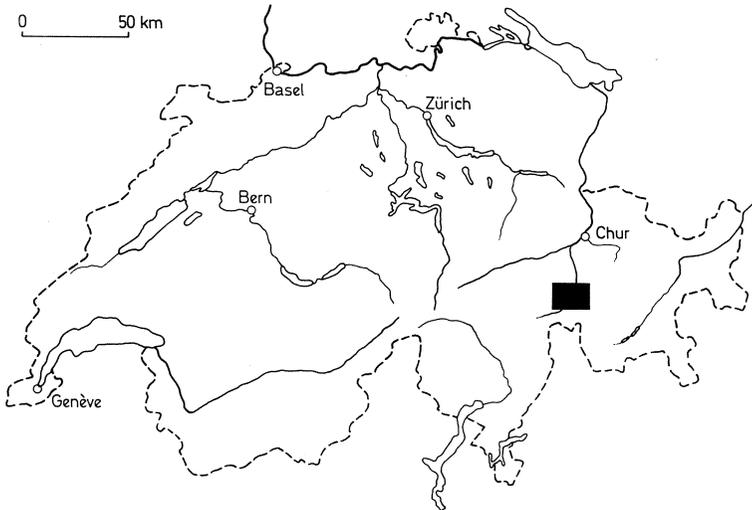


Fig. 1: Lage des Atlasblattes Andeer.

Die «Herkunft» der Schamser Decken, ihre paläogeographische und tektonische Beheimatung, kann auf Blatt Andeer nicht erkannt werden; diese Entscheidung ist in den südlich anschliessenden Gebieten zu treffen.

Die Verbindung zwischen West- und Ostschams – obschon von den Alluvionen der Talsohle bedeckt – darf dagegen als weitgehend gesichert betrachtet werden.

Der mit wenig Ausnahmen notorische Mangel an bestimmbar leitfossilien zwingt allerdings, mit einer Gliederung der Sedimente auf lithologischer Grundlage vorlieb zu nehmen; sichere paläontologische Altersdatierungen sind nur in wenigen Fällen möglich.

STRATIGRAPHIE

ADULA-DECKE (TOMÜL-LAPPEN)

(von H. Jäckli)

Bündnerschiefer (Jura – Mittelkreide)

S_B **Bärenhorn-Schiefer (? Lias)**

Von WILKENS (1920) benannt nach dem Bärenhorn im hintersten Safiental. Synonym von KOPP (1925) und WILHELM (1933) als «Tomülschiefer», von JÄCKLI (1941) als «Schistes lustrés s. str.» bezeichnet.

Es sind vorherrschend graublaue, pigmentreiche, tonreiche bis tonarme Kalkschiefer; die Tonhäute sind stark serizitisiert. Untergeordnet treten auch kalkhaltige, meist quarzreiche Tonschiefer auf. Ihr Alter dürfte vermutlich dem mittleren bis oberen Lias entsprechen. Fossilien fehlen.

Die Mächtigkeit beträgt ca. 800 m, davon sind auf Blatt Andeer ca. 500 m aufgeschlossen. Sie bilden die älteste Partie der auf dem Kartenblatt dargestellten Bündnerschiefer der Adula-Decke und bauen in der NW-Ecke des Blattes die tiefsten Hänge des mittleren Safientales auf.

O **Ophiolithe (Prasinite)**

Als konkordante Einlagerungen treten in den Bärenhorn-Schiefern dunkelgrüne Chloritschiefer, hellgrüne epidotreiche Prasinite, gelegentlich mit rötlichen Epidotknollen, und feingebänderte Mischgesteine von Prasiniten und Kalkschiefern auf.

Die Mächtigkeit des Hauptlagers beträgt ca. 20–50 m, darüber und darunter erscheinen zahlreiche dünne Apophysen von dm- bis m-Dicke. Am Kontakt zu den Kalkschiefern treten cm- bis dm-dicke, weisse bis hellgraue, leicht verschieferte Kontaktmarmore auf.

S_{Nt} Nolla-Tonschiefer (? Dogger)

Von JÄCKLI et al. (1938) und JÄCKLI (1941) benannt nach dem Wildbach «Nolla» nördlich des Piz Beverin.

Es sind vorwiegend schwarze, glänzende Tonschiefer, meist kalkarm bis fast kalkfrei; in den höheren Partien häufig mit zwischengelagerten geringmächtigen Bänklein von *Sandsteinen*.

Diese Serie, die eine Mächtigkeit von etwa 400 m aufweist und im Gebiet Safiental–Carnusatal–Nollatobel vorkommt, bildet eine morphologische Depressionszone [z. B. Glaspas N des Piz Beverin (Blatt Thusis), Alp Vereina und Alp Verduš über dem Safiental (NW Blattecke)]. Die Nolla-Tonschiefer neigen zu tiefgründigen Rutschungen, besonders im Carnusa- und im Nollatobel. Ihr Alter dürfte mittlerer Jura (?) sein.

S_{Nk} Nolla-Kalkschiefer (? Malm)

Benennung analog zu den Nolla-Tonschiefern (siehe oben).

Es handelt sich um graue, tonarme, grobschieferige bis grobbankige Kalkschiefer.

Im Safiental (NW Blattecke) setzen Nolla-Kalkschiefer über einer sekundären Bewegungsfläche längs einer scharfen Linie mit einer kalkreichen Zone ein (*grobbankige Kalkschiefer*); darüber folgt eine *tonreichere Partie* und erst dann in grosser Mächtigkeit wieder tonarme, wandbildende Kalkschiefer. Die Begrenzung ist im Nollatobel und in der Via Mala weniger scharf.

Die Nolla-Kalkschiefer, die altersmässig vermutlich dem oberen Jura (?) entsprechen dürften, bilden eine morphologische Härtezone mit steilen Wänden im Safiental und am Piz Beverin. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 450 m.

Vorkommen: Stutzalp oberhalb Splügen (SW Blattecke) – Safienberg – Safiental – Carnusatal – Basis des Beverin – Nollatobel – mittlere Via Mala.

Massiger Kalk («*Safierkalk*»): Im hintersten Safiental und über dem Stutzbach (SW Blattecke) schalten sich in den obersten Partien helle, etwas marmorisierte, grobbankige Kalke («*Safierkalk*», STAUB 1937) von 10–20 m Mächtigkeit ein, die nordwärts nicht weiter verfolgt werden können.

S_{Ca} Carnusa-Schiefer (? Kreide)

Neuer Terminus nach dem Carnusahorn (743.70/167.65/2777 m), WSW des Piz Beverin. Ältere Bezeichnung: «Gruppe der Saferbreccien und Saferquarzite», JÄCKLI 1941.

Es sind quarzreichere Schiefer mit wechselndem Kalkgehalt, mit stark verschieferten, feinkörnigen *Quarziten*, verschieferten *Sandsteinen* und *Sandkalken*, selten mit feinen *Breccien*, aber häufig mit dünnen Lagen schwarzer *Tonphyllite* vergesellschaftet. Das Alter der Carnusa-Schiefer ist vermutlich Unter- bis Mittelkreide. Ihre Mächtigkeit beträgt 200–300 m, im Carnusatobel wegen tektonischen Repetitionen bis 400 m.

Vorkommen: Wände unter dem Wisshorn, Bodenhorn, Gelbhorn und Bruschgorn im Safiental, Grat nördlich Bruschgorn mit Typuslokalität Carnusahorn, hinterste Partie des Carnusatobels in charakteristischer quarzitreicher Ausbildung. Von hier nach Osten über Beverin bis in die südliche Via Mala atypischer ausgebildet, mit undeutlicher Liegendgrenze. Als stratigraphische Fenster bei Vallatscha (östlich Alp Anarosa) und oberhalb und unterhalb Tgatscha im mittleren Fundogntobel (SW von Wergenstein), ferner im Steilertobel hinter Sufers (747.20/160.37).

Flysch (? Oberkreide – ? Eocaen)

f_A Flysch der Adula-Decke

Der Flysch unterscheidet sich von den liegenden Bündnerschiefern durch eine unruhigere Sedimentation *sandig-toniger Kalkschiefer* mit reich häufigen Einlagerungen von Breccien und Sandsteinen.

Die lithologische Gliederung ist die folgende (von unten nach oben):

a) «*Hauptkonglomerat*»: Der Flysch setzt mit einem basalen, groben, kalkigen Transgressionskonglomerat von 0–40 m Mächtigkeit ein. Die Grundmasse ist ein hell anwitternder, sandiger Kalk. Die Komponenten bestehen vorherrschend aus Kalken, untergeordnet aus Kalkbreccien, Sandsteinen und Quarziten, selten aus Dolomitbreccien und Dolomiten. Kristallin und Ophiolithe fehlen.

b) *Kalkreiche Schiefer, Kalkbänke*: Über tonigen, atypischen Kalkschiefern folgen regelmässig tonarme, grobbankige bis grobblinsige Kalkschiefer, morphologisch eine Steilstufe bildend.

c) *Breccien*: In verschiedenen Horizonten des Flysches treten häufig feinkörnige Breccien meist geringer Mächtigkeit auf, die auf der Karte

nicht speziell ausgeschieden wurden. Eine Ausnahme macht eine lokal sehr mächtige, grobe Breccie 1 km nördlich Sufers, deren Komponenten aus Kalken, Dolomiten und sehr untergeordnet auch aus Kristallin bestehen und Durchmesser bis einige Dezimeter erreichen können.

d) *Sandsteine*: Den Abschluss nach oben bilden üblicherweise feinkörnige, quarzitische, stark verschieferte Sandsteine, oft an sog. «Ruchberg-Sandsteine» des Prätigau-Flysches erinnernd.

Als Alter des Flysches wird Oberkreide bis unterstes Eocaen vermutet, konnte aber bisher nicht durch Fossilien belegt werden. Seine Mächtigkeit beträgt 150–200 m.

Der Liegendkontakt ist als sekundärer Bewegungshorizont ausgebildet. An der Basis des Flysches erscheinen «basale Linsen» fremder Gesteine: graugrüne *Epidot-Serizitschiefer* als epimetamorphe *Tuffite* [an der NW-Kante des Piz Beverin, am Weg von Lohn nach Val Baselgia auf Kote 1510 m, in der Vallatscha oberhalb Danis (747.3/164.9)]; *Kristallinkonglomerate* im Carnusa (745.6/167.4); dunkle *Dolomitbreccien* in der W-Wand des Piz Beverin (am Beverinweg).

Zudem ist das «Hauptkonglomerat» häufig mit den liegenden Carnusa-Schiefen verschuppt.

AREUA – BRUSCHGHORN-SCHUPPE

(von H. Jäckli)

VON GANSSER (1937) benannt nach Areua-Alp, südlich von Nufenen, und von JÄCKLI (1941) nach dem Bruschghorn, 743/166/3056 m.

Es handelt sich um eine mechanisch zu Linsen und Schuppen sehr uneinheitlicher Mächtigkeit ausgewalzte tektonische Einheit, die stratigraphisch höchst reliktsch und unzusammenhängend wirkt und Kristallin, verschiedene Glieder der Trias und jurassische Bündnerschiefer enthalten kann. Von Süden gegen Norden ist eine deutliche, tektonisch bedingte Mächtigkeitsabnahme zu erkennen.

Kristallin

GO_A Areua-Burgruinen-Gneis

Als kristalline Basis erscheint ein saurer, quarzreicher Alkalifeldspatgneis, der in grösseren Vorkommen eine normale Verschieferung

zeigt, in kleinen Schuppen und Linsen aber zu intensiver Mylonitisierung neigt.

Vorkommen: Hügel der Burgruine Splügen (Typuslokalität, 745.35/157.98) und östlich anschliessende Felsterrasse bei Ober- und Unter-Rüti; Steilertobel nördlich Sufers (747.45/159.85/1480 m); Alp Anarosa (744.63/165.25/2380 m); Clops, 1 km SW von Wergenstein (749.87/165.20/1700 m); in der Brusghorn-Westwand (742.95/166.10/3010 m); Beverin-Westwand (746.35/168.25/2700 m).

Amphibolit

Als kleiner isolierter Aufschluss wurde ein mässig ausgewalzter Amphibolit am Südabhang 500 m SE des Zwölfihorns gefunden (750.45/169.50/2160 m).

Trias

Heller Dolomit

Als sehr charakteristisches Gestein der Trias der Brusghorn-Schuppe ist ein heller Dolomit zu nennen, der ockerfarbig anwittert, im Bruch hellgelb erscheint und weniger quarzreich als der Dolomit der Gelbhorn-Decke ist. Er ist schlecht geschichtet, zeigt hohen Albitgehalt und wechsellagert gelegentlich mit grünen Tonschiefern. Die Vorkommen sind im SW häufiger und mächtiger, z. B. in der Westflanke von Gelbhorn und Brusghorn, und werden nach NE seltener oder fehlen über lange Strecken ganz. Das grösste Vorkommen im Ostschams liegt über Samest Sut (755.5/169.7/1800 m).

Gips

Ein kleines Gipsvorkommen von 2–4 m Mächtigkeit ist in der Wand 500 m E des Brusghorn-Gipfels aufgeschlossen.

t' **Rauhacke**

In der Area-Brusghorn-Schuppe erreichen die Rauhacken stets nur wenige Meter Mächtigkeit, sind somit nie so mächtig wie in der Gelbhorn-Decke. Selten sind sie vergesellschaftet mit weissen, stark verschieferten, sehr feinkörnigen Sericitquarziten.

Grüne Tonphyllite und Chloritschiefer

Fahle, gelbliche bis blassgrüne Tonphyllite, oft mit anderen Gesteinsgliedern verschuppt, und hellgrün–dunkelgrün geflammte Chlorit-

schiefer mit knolligen Quarz-Kluftfüllungen, oft begleitet von dunkelbraunen, feinkörnigen Sandsteinen, erreichen meist nur Mächtigkeiten von 1–2 m, lassen sich aber in der Regel über grosse Distanzen verfolgen.

Jura (?)

O Ophiolithe

Dünne Linsen von Serpentin, gelegentlich von Talkschiefer begleitet, werden als mesozoische Ophiolithe betrachtet. Ein 250 m langer, rund 1–3 m mächtiger Serpentinzug quert das Wissbachtobel westlich Sufers auf 1700 m, ein anderes Vorkommen liegt im Oberhofwald WNW von Sufers auf 1750 m, mehrere kleinere Schüppchen im Chneu oberhalb Splügen (743.7/158.7/1980 m).

S Dunkle Tonphyllite und Marmore

Als jüngste Glieder der Areua–Bruschhorn-Schuppe erscheinen tonige *Bündnerschiefer*, oft begleitet von weissen, massigen *Marmoren* oder gelblich-grünlichen *Sericitmarmoren*. In grösserer Mächtigkeit sind diese Gesteine nur im südlichen Teil des Kartenblattes aufgeschlossen, nämlich im Rheinwald W des Lai da Vons, im Wissbachtobel und seinen benachbarten Flanken W von Sufers und, intensiv mit Flysch verschuppt, über dem Stutzbach (SW Blattecke); im Schams schliesslich bei Clugin, vor der Stirn des Suretta-Kristallins.

Der Liegendkontakt der Areua–Bruschhorn-Schuppe entspricht einer Hauptüberschiebung über den Flysch der Adula-Decke; er ist meist deutlich und scharf ausgebildet. Dagegen ist der Hangendkontakt oft undeutlicher; Verschuppungen und Verfaltungen mit dem Verkehrt-schenkel der Gelbhorn-Decke, besonders mit den Tonschiefern des Doggers und des Flysches, sind häufig, weshalb die Abgrenzung der Bündnerschiefer der Areua–Bruschhorn-Schuppe gegen ähnlich aussehende Schiefer der Gelbhorn-Decke oft schwierig und unsicher ist.

SCHAMSER DECKEN

KRISTALLINE SCHUBSPÄNE

(von J. Neher und V. Streiff)

GO Vorwiegend feinkörnige Gneise

Als grösstes Vorkommen sind die Gneise am Nolla (N des Gurschus) zu nennen. Obschon eng mit der Gurschus–Kalkberg-Zone verknüpft, handelt es sich vermutlich grösstenteils um aus dem stratigraphischen Verband gerissene Schubspäne des Unterbaus der Tschera-Decke. Linsen und dünne Züge dieses abgesicherten Kristallins sind vielfach mit den Sedimenten stark verfaltet und gepresst.

Auch im Bereich der Splügener Kalkberge finden sich in den enggepressten, zwischen den Schuppen der Gurschus–Kalkberg-Decke eingewalzten Elementen der Tschera-Decke entsprechende Gneislamellen. So lassen sich zum Beispiel in der Überschiebungszone, welche die Teurihorn-Schuppe nordwärts begrenzt, verschiedene kleine Gneisspäne erkennen (744.75/160.60; auf der Karte zu einer einzigen Scholle zusammengefasst).

Diese stark geschieferten Gneise sind vorwiegend *feinkörnig* (bis mittelkörnig) und lassen sich von gewissen Varietäten des Rofna-Kristallins kaum unterscheiden. Vereinzelt auftretende *grobkörnige* Typen sehen dem «Taspinit» (vgl. S. 22) ähnlich.

GURSCHUS–KALKBERG-DECKE

(von J. Neher)

Benannt nach dem Piz digl Gurschus (Pt. 2880), östlich oberhalb Ausserfer-rera (am südlichen Blattrand) und den Splügener Kalkbergen (im SW Blattvier-tel). Ältere Synonyme: *Splügener Kalkberge–Gurschus–Weissbergzone* (WILHELM 1933); *Gurschus–Kalkberg-Zone* (STREIFF 1939).

Trias

Die etwa 600 m mächtige Sedimentserie der Gurschus–Kalkberg-Decke erscheint – beim Betrachten der Splügener Kalkberge und des Gurschus aus der Ferne – als eine grob in drei Abschnitte unterteilbare Abfolge (vgl. Fig. 2). Unten finden sich 200 m massiger Dolomit, dessen

untere Hälfte dunkel und die obere hell gefärbt ist. Darüber folgt eine Wechsellagerung von 200 m aus dunklem Kalkmarmor und weissem Dolomit. Die oberste Partie besteht aus etwa 200 m dunklem Kalkmarmor, der von wenigen hellen Dolomitbändern durchzogen ist und sowohl im obersten als auch im untersten Teil gelbliche bis rote Dolomitlagen führt. Die Mächtigkeit des Profils unterliegt – teilweise wohl wegen tektonischer Beeinflussung – starken Schwankungen. Am Piz Calandari misst die Abfolge nur etwa 50 m.

Das vollständigste und klassische Profil der Gurschus-Kalkberg-Serie liegt in den Splügener Kalkbergen, in der Mulde zwischen Wiss-horn und Teurihorn (auf der Karte mit «Teuri» angegeben), im folgen-den als Teuri-Mulde bezeichnet. Das Profil liegt hier verkehrt und ist stark verfaltet.

t_q Quarzit

Die vereinzelt geringmächtigen Quarzitlagen stehen meist in Kontakt mit Kristallinlamellen. Möglicherweise gehören diese Vorkom-men zur Tschera-Decke.

t_r Rauhwanke

Die Gesteine der Gurschus-Kalkberg-Decke zeigen nirgends eine Verbindung mit der kristallinen Unterlage. Sie grenzen mit Bewegungs-flächen an eine gelbbraune, feine bis grobe, stark durchbewegte Rauh-wanke. Diese führt stellenweise meist kleine (Ø höchstens 5 cm) Gerölle, welche zur Hauptsache aus karbonatischem Material, selten aus Gneis (ähnlich Rofna-Kristallin) bestehen. Es ist ungewiss, ob Teile dieser Rauhwanke stratigraphisch überhaupt zum Gurschus-Kalkberg-Profil gehören.

t₂₋₃ Mittlere Trias im allg.

Insbesondere in den weniger steilen Gebieten nördlich und östlich des Gurschus lässt sich eine Gliederung der Mitteltrias nicht durchfüh-ren.

t₂₀ Graue Dolomite (Anisien)¹⁾

Die dunkeln Dolomite, die den tiefsten Schichtkomplex (d. h. die untersten 100 m der mächtigen Trias-Serie) bilden, sind in der Teuri-

¹⁾ Die neuesten Untersuchungen des Autors haben ergeben, dass die Serie dieser «grauen Dolomite» mit grösster Wahrscheinlichkeit den *gesamten Bereich des Anisien* umfasst (auf der Kartenlegende als «Oberanisien» bezeichnet).

Mulde am vollständigsten erhalten und lassen sich in drei 30–40 m mächtige Abschnitte unterteilen (vgl. Fig. 2). An anderen Lokalitäten ist aber meist nur der oberste Teil vorhanden, da die unteren Partien entweder abgeschert oder aber nur rudimentär ausgebildet sind.

Der *unterste Drittel*, ein toniger, dunkelgrauer Dolomit, ist meist dünngebankt und manchmal etwas sandig. An seiner Basis treten dunkle, feindetritische, oft rostig anwitternde Quarzite (bis 2 m mächtig) auf, die nicht selten von bläulichen Marmoren (bis 1 m mächtig) begleitet werden. Dunkelgraue Dolomithbreccien – teilweise mit Tuffen vermengt – bilden den oberen Abschluss. Die Tuffe bestehen aus bräunlichen bis grünlichen, kryptokristallinen, fein laminierten Quarziten sowie aus sericitischen Lagen (max. bis 2 m mächtig). Auch dünnere Marmorlagen lassen sich in diesem Teil beobachten.

Der *mittlere Abschnitt* besteht ausschliesslich aus hellem bis weissem, gut gebanktem Dolomit, der stellenweise hämatitische Adern enthält; in deren Umgebung ist der Dolomit wolzig rot gefärbt (metasomatische Vererzung). Der obere Abschluss dieser Serie wird durch eine Transgressionsfläche gebildet: fossile Karren und bis 10 m tiefe Rinnen sind mit einem weissen bis bläulichen, laminierten Marmor ausgefüllt. Auch Breccien, sericitische und quarzitische Tuffe sind vorhanden.

Der *obere Drittel* der «grauen Dolomite» ist am häufigsten erhalten. Etwa in der Mitte dieses dünn- bis dickbankigen, grauen, oft feinlaminierten Dolomits findet sich eine 50 cm dicke Bank mit Kalkalgen-Knollen, kleinen Brachiopoden und Crinoiden-Resten (u. a. Kelch eines *Encrinus liliiformis* SCHLOTH).

Über dieser Crinoidenschicht folgt eine etwa 30 cm dicke, hellgraue, leicht metamorphe Bimsstein-Lage, die orange anwittert. Der Porenraum des Gesteins ist mit Dolomit ausgefüllt. Nach Weglösen des Karbonats sinkt das Gewicht auf einen Drittel des Ausgangsmaterials.

Etwa 12 m höher, nahe dem Übergang zu den hellen, unterladinischen Dolomiten, findet sich eine bemerkenswerte Zone: Über einer (?) Emersionsfläche lagern verschiedenartige Sedimente von unterschiedlicher Mächtigkeit (max. bis 3 m): Karbonate, Tuffite, reine Tuffe, sandiges bis quarzitisches Material, Fein- und Grobbreccien (\emptyset der Komponenten bis 30 cm). Ferner lassen sich auch Gerölleinschlüsse und feinooidische Gesteine (z. T. silifiziert; mit *Ammodiscus* und *Glomospira*) beobachten. Ausser unbestimmbaren Resten von Crinoiden und Muscheln treten noch gut erhaltene Relikte von Fischen und Reptilien auf. Prof. B. Peyer hatte in verdankenswerter Weise die Sichtung und Bestimmung dieses Fossilmaterials übernommen.

- Fische: 1 Rückenflosse eines Hybodontiden, 2 *Hybodus*-Zähne, 1 *Acrodus*-Zahn, Ganoidschuppen.
- Reptilien: 2 Nothosauriden-Wirbel, 2 Thoracalwirbel der Gattung *Nothosaurus*, verschiedene Nothosauriden-Zähne (max. Grösse bis 2 cm) und viele Knochenreste.

Das Untersuchungsergebnis fasste er wie folgt zusammen: «Die vorliegenden Vertebratenreste aus den Splügener Kalkbergen reichen für eine genauere Altersbestimmung nicht aus. In der germanischen

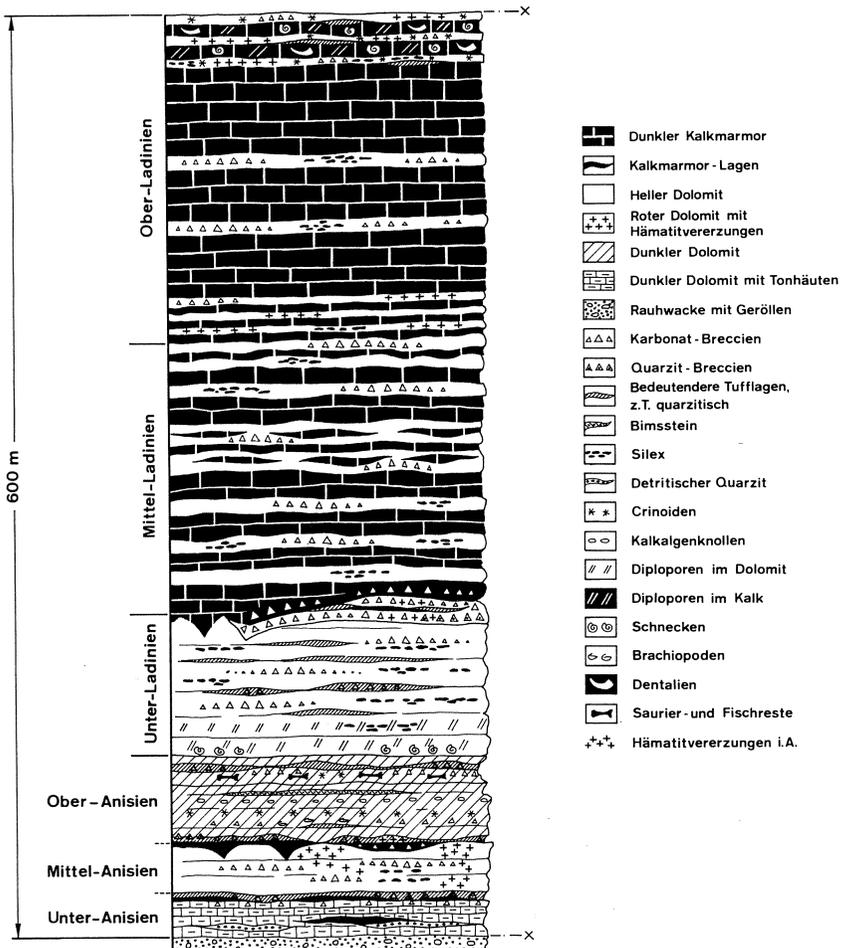


Fig. 2: Triasprofil des Gurschus und der Splügener Kalkberge.

Trias ist eine gleichartige Fossilvergesellschaftung vom Wellenkalk bis zur Lettenkohle ohne weiteres möglich, ebenso im Gebiet des Monte San Giorgio vom Grenzbitumen-Horizont der anisischen Stufe bis fast zu den Raibler Schichten.»

Alter der «grauen Dolomite» (vgl. Fig. 2): Die lithologische Abfolge des unteren Drittels (fossilieer) mit hohem Tongehalt, mit detritischen Quarziten und sandigen Partien zeigt starke Anklänge an die «Buntsandstein-Fazies» – eine Ausbildung, wie sie etwa in den Punt-la-Drossa-Schichten der Fuorn-Formation (DÖSSEGER 1974) der Unterengadiner Dolomiten anzutreffen ist – und könnte altersmässig dem unteren Anisien entsprechen.

Die darüberliegenden, hellen Dolomite (? mittleres Anisien) enthalten keine Fossilien, und auch die Crinoiden–Brachiopoden-Schicht im oberen Abschnitt lässt sich nicht näher datieren. Hingegen weist der Fisch- und Saurierreste führende Horizont mit seinen Tuff- und Breccienlagen starke Ähnlichkeit mit der Grenzbitumen-Zone der Südalpen auf (= oberstes Anisien).

t_{3u} Heller Dolomit (unteres Ladinien)

Es folgt eine Serie von vorwiegend hellgrauen, meist weiss anwitternden, fein bis grob gebankten Dolomiten, an deren Basis gelegentlich bis zu 5 mm grosse Gastropoden (unbestimmbar) zu beobachten sind. Etwa 30 m über dem oberanisischen, Fisch- und Saurierreste führenden Horizont findet sich eine 3–5 m mächtige Zone mit Diploporen. Das seinerzeit von F. Zyndel und später vom Autor gesammelte Material (Vorkommen: Südseite des Wisshorns, Teuri-Mulde, Gurschus) wurde von J. von Pia untersucht. Von diesen schlecht erhaltenen Fossilien liessen sich mit einiger Sicherheit bestimmen: *Diplopora* cf. *annulatissima*, *Diplopora uniserialis* sowie *Diplopora* cf. *philosophi* – eine Vergesellschaftung, die nach neueren Erkenntnissen wohl am ehesten auf ein unterladinisches Alter hinweist. Diese Einstufung würde dann gut mit der Altersdatierung des tieferliegenden Saurier-Horizontes (vgl. S.16) übereinstimmen.

Den oberen Abschluss dieser hellen Dolomitzone bildet eine Transgressionsfläche mit ausgeprägtem Erosionsrelief. Karrenbildungen und bis 30 m tief eingeschnittene, fossile Erosionsrinnen sind beispielsweise in den östlich und westlich gerichteten Felswänden des Steilerhorns zu erkennen. Die Transgressionsfläche wird überlagert von vorwiegend detritischem Material von variabler Mächtigkeit (0–25 m) – verschiedenartige Breccien, Karbonate, Tuffe, ferner tonige, sandige sowie verkieselte und vererzte Lagen. Vorkommen: im Zentrum der Teuri-Mulde

(wechselvolle Ausbildung), am Grat zwischen Teurihorn und Rundhorn (beträchtliche Mächtigkeit; Komponenten bis 1 m \varnothing), am Piz Calandari (in verkehrter Lagerung; mit gerundeten Komponenten).

Die dolomitischen Breccien in den unteren Partien enthalten vereinzelt Tuffquarzite, die ähnlich wie eine Kristallinbreccie aussehen können. Weiter oben lassen sich in den Dolomit- und Marmorlagen nicht selten monomikte (intraformationelle) Breccien, die z. T. stark mit Hämatit vererzt sind, erkennen.

t_{3m} Streifenserie (? mittleres Ladinien)

Über die unregelmässige Erosionsfläche mit ihren assoziierten, vorwiegend detritischen Ablagerungen (vgl. S. 17) transgrediert ein dunkler Kalkmarmor, der die Rinnen und Unebenheiten seiner Unterlage ausfüllt (Fig. 2). An seiner Basis ist gelegentlich eine monomikte Breccie mit weissem, dolomitischem Bindemittel zu erkennen.

Dieser dunkle Kalkmarmor, der mit weissen Dolomitbändern wechsellagert und somit im Gelände oft recht auffällig ist, bildet den etwa 200 m mächtigen mittleren Abschnitt des Gurschus-Kalkberg-Profils. Besonders typisch erscheint diese «Streifenserie» in der Ostwand des Alperschällihorns, ferner im Felsriegel nördlich des Steilerhorns sowie im stark verfalteten südlichen Gipfelaufbau des Teurihorns. Die Mächtigkeiten der einzelnen Bänder schwanken stark (zwischen 5 m und 30 m); der Kalkmarmor kann auch linsenförmig auftreten.

Für eine altersmässige Zuweisung der «Streifenserie» ins Mittelladinien liegen keine direkten Hinweise vor. Ausser einem Wirbelfortsatz eines Nothosauriden, der im dunkeln Kalkmarmor eingebettet war, konnten in dieser Schichtfolge lediglich zahlreiche, kleine Problematika festgestellt werden.

Im Dolomit sind öfters kleine, authigene Albite zu finden, die ausnahmsweise eine Grösse von 5 mm erreichen können.

t_{3o} Bunte Dolomite, dunkle Kalkmarmore (ob. Ladinien)

Der obere Drittel des Gurschus-Kalkberg-Profils (etwa 200 m mächtig) besteht in seiner Hauptmasse aus dunkeln Kalkmarmoren, denen nur einige wenige, geringmächtige Dolomitbänke eingelagert sind. Nur in der unteren Partie – die ohne scharfe Grenze aus der «Streifenserie» hervorgeht – und zuoberst kann man einen je etwa 30 m mächtigen Abschnitt erkennen, in dem die Kalkmarmore von hellgelben, orangen und roten Dolomitbändern durchsetzt sind (vgl. Fig. 2). Die Übergänge Dolomit-Kalk können scharf sein oder aber auch allmählich erfolgen (z. T. schlierig). Die Kalkmarmore enthalten oft einen variablen Anteil an Dolomit.

Im oberen Teil der Serie sind einige Fossilien vorhanden: Die Dolomite führen – neben Problematika – kleine, gerollte Crinoiden-Stielglieder, und in den Kalkmarmoren sind dolomitisierte, äusserst schlecht erhaltene (zerbrochene) Molluskenschalen (unbestimmbare Gastropoden, Dentalien) erkennbar. Ausserdem liessen sich aus dem Marmor Diploporenreste herauslösen, die Herr Dr. E. Gasche (Basel) – dem an dieser Stelle für seine Mithilfe bestens gedankt sei – als *Diplopora annulata* var. *debilis* und *Diplopora annulata* bestimmte (nach E. Gasche: oberes Ladinien).

Die mächtige Sedimentabfolge des Gurschus–Kalkberg-Profiles scheint somit nur anisische und ladinische Anteile zu umfassen und schliesst mit Schichten des oberen Ladinien ab.

Synsedimentäre Tektonik

Im ursprünglichen Sedimentationsgebiet der mitteltriadischen Gurschus–Kalkberg-Serie müssen zur Zeit ihrer Ablagerung bedeutende tektonische Bewegungen stattgefunden haben: Im Profil verschiedentlich auftretende Transgressionshorizonte, die bisweilen ausgeprägte, tief zerfurchte Erosionsflächen überlagern, zeugen von syngenetischen Hebungen und Senkungen. Häufig findet man ferner zerrissene und übereinandergeschobene Schichten sowie mono- und polymikte Breccien.

Vulkanische Tuffe

Die ganze mitteltriadische Abfolge ist von unzähligen Tuff- und Tuffitlagen durchsetzt, die bei der vorgängigen Beschreibung nicht im einzelnen erwähnt wurden. Ihre Mächtigkeiten variieren von feinsten Lamellen bis zu 2 m dicken Lagen. Möglicherweise bestehen zwischen ihnen und der Dolomitisierung des umgebenden Gesteins, ferner der Anwesenheit von authigen gebildeten Albiten, Mikroklinen, Quarzen und Silexausscheidungen gewisse genetische Beziehungen. Untersuchungen haben ergeben, dass es sich bei den epimetamorphen Tuffrelikten um sehr feine Aschentuffe handeln muss; vermutlich waren sie teilweise glasig, worauf der Bimsstein-Horizont im oberen Teil der anisischen Dolomite hinweist. Das feine Aschenmaterial stammt voraussichtlich aus grösserer Entfernung. Kristalltuffe wurden nicht festgestellt.

Die dünnen Tufflagen bestehen zur Hauptsache aus einem Gemenge von Serizit, Quarz und etwas Feldspat. Bei mächtigeren Tuffvorkommen können es kryptokristalline Quarzite mit Übergängen zu Serizitschiefern sein.

Reine Tuffe sind nicht häufig anzutreffen: Sie sind dunkelgrün, sehr dicht, karbonatfrei und gehen gegen die Schichtränder hin in braune Tuffite über. Gemäss röntgenographischen Untersuchungen – in verdankenswerter Weise von Herrn Prof. Dr. W. Epprecht durchgeführt – handelt es sich um einen quarzführenden Serizitschiefer. Im Dünnschliff ist eine äusserst feine Serizitmasse zu erkennen. Die Serizitblättchen sowie die begleitenden Quarzkörner sind durchschnittlich 0,01 mm lang; ähnliche Dimensionen lassen sich bei Zirkonen (stengelige Ausbildung oder als gekreuzte Zwillinge) und mit diesen vergesellschafteten Rutilen feststellen. Etwas grösser sind gelpappte Biotitblättchen (0,03 mm) sowie die authigen gebildeten Albite und idiomorphen Turmaline (0,02–0,05 mm).

Reines Tuffmaterial aus der Gurschus–Kalkberg-Serie zeigt einen auffällig ähnlichen Chemismus (u. a. hoher Kalium-Anteil) wie anisisch-ladinische vulkanische Tuffe des Briançonnais und der Tessiner Kalkalpen (vgl. Tab. 1). Diese weitgehende Übereinstimmung – bereits von CABY & GALLI (1964) erkannt – lässt sich auch bezüglich Alter und Lagerung feststellen. Hingegen weisen die \pm gleichaltrigen Tuffe der Buchensteiner Schichten (Ostalpen) einen unterschiedlichen Chemismus auf.

Tabelle 1: *Analysen von drei Aschentuffen*

	A	B	C
SiO ₂	56,79	58,50	71,33
Al ₂ O ₃	18,32	17,47	11,16
Fe ₂ O ₃	4,27	4,49	
FeO	0,81	0,92	2,30
MnO		0,03	0,02
MgO	1,17	3,04	0,64
CaO	4,32	0,94	1,22
Na ₂ O	0,46	1,47	1,21
K ₂ O	8,75	8,12	9,39
P ₂ O ₅	0,20	0,25	0,08
TiO ₂	0,91	0,75	0,18
H ₂ O ⁺	3,97	3,25	1,16
H ₂ O ⁻	0,00	0,18	1,48
CO ₂	0,00	0,51	0,00
S ₂		0,13	
	99,97	100,05	100,17

	si	al	fm	c	alk	k	mg
A	210	39,9	21,1	17,1	21,9	0,93	0,32
B	219	38,8	32,7	3,83	24,8	0,78	0,52
C	404	37,0	15,0	7,5	40,5	0,84	0,52

Analysen:

A = Briançonnais No. 6 (M. Patureau)

B = Gurschus-Splügener Kalkberg (J. Jakob)

C = Tessiner Kalkalpen (J. Jakob)

Vererzungen

Wie bereits erwähnt (S.15 und 18; vgl. auch Fig. 2), kommen im Gurschus-Kalkberg-Profil Zonen mit rosa- und rotgefärbten Dolomiten vor. Diese Verfärbung – in den anisischen Dolomiten häufig wolkenförmig verbreitet, im oberen Ladinien hingegen eher schichtparallel – kann über längere Strecken verfolgbar sein. Stellenweise wird das Gestein auch von feinen, roten Klüften durchsetzt.

Im Dünnschliff lässt sich erkennen, dass die Rotfärbung durch Hämatit (feine Plättchen $< 5\mu$ oder Aggregate von max. 15μ) verursacht wird, der entweder gleichmässig verteilt oder aber in dunkeln Flecken angereichert sein kann. Feine Klüfte und Haarrisse führen, neben Serizit, Quarz und gelegentlich Turmalin und Rutil, reichlich Hämatit.

Grössere Klüfte und Breccien mit feinschuppigem, hämatitischem Bindemittel konnten an einer, allerdings schlecht aufgeschlossenen Stelle in der Teurimulde (743.260/160.615) festgestellt werden. Dieses Bindemittel besteht vorwiegend aus feinkörnigem Hämatit (Korngrösse bis 0,015 mm) und enthält grünen Stilpnomelan.

Pyrit ist überall vertreten – insbesondere in den Tufflagen. Als weitere, nur in Spuren vorhandene, kluftgebundene Erzminerale sind zu nennen: Cerussit (Westseite der Pizzas d'Anarosa), Bleiglanz, Zinkblende und Fahlerz mit Azurit und Malachit.

Die Kluftminerale sind, entsprechend der Art ihrer Vergesellschaftung und ihres Auftretens, als hydrothermale Bildungen zu deuten.

Da die Trias-Abfolgen der Gurschus-Kalkberg- und der Suretta-Decke verschiedenen Sedimentationsräumen entstammen, ist nicht anzunehmen, dass die in beiden Gebieten vorhandenen Vererzungen genetisch in irgendeinem Zusammenhang stehen.

GELBHORN-DECKE

(von V. Streiff)

Von WILHELM (1933) benannt nach dem Gelbhorn, Pt. 3035.9, am Westrand von Blatt Andeer gelegen. Der Begriff wurde von STREIFF (1962) neu gefasst. Älteres Synonym: *Surcrunas-Zone* (STREIFF 1939).

Die Gelbhorn-Decke erweist sich als eine zusammengelegte Deckfalte, bei der die ältesten Gesteine – in der Regel Obertrias – den Deckenkern bilden. Nur lokal finden sich auf der Ostseite des Hinterrheins ältere Formationen.

Kristallin

GO_T Grober Gneis, «Taspinit»

Dieses von ALB. HEIM (1891) nach der Alp Taspin (heute Taspegn, 756.5/166.2) benannte Gestein bildet W dieser Lokalität eine bis zu 120 m mächtige Linse, die ein Gebiet von etwa 2 km² einnimmt. Es handelt sich um einen grobkörnigen epimetamorphen Gneis, der alpin aus einem porphyrischen Granit hervorgegangen ist. Hauptbestandteile sind: Bis zu 5 cm grosser Orthoklas, saurer Plagioklas, Quarz sowie grosse flaserige Blätter von grünlichem, phengitischem Hellglimmer, die dem Gestein die auffallend grüne Farbe geben. Die Feldspäte sind meist mehr oder weniger zersetzt.¹⁾

Konglomeratartiger Gneis

Bei Taspegn geht der «Taspinit» gegen oben mit unscharfer Grenze in einen Gneis über, der undeutlich konglomeratische bis brecciöse Struktur erkennen lässt. Deutlicher ausgebildet ist diese Struktur SSE von Bavugls (755.3/163.0), wo das ganze Gneisvorkommen anscheinend aus diesem Gestein besteht, der liegende Orthogneis also fehlt.

Das Gestein enthält nur «Taspinit»-Material, andere Komponenten fehlen vollständig. Es handelt sich vermutlich um das Dach des «Taspinit»-Kristallins, das bei der prätriadischen Erosion zerrüttet und z. T. an Ort und Stelle aufgearbeitet wurde. Die Mächtigkeit dürfte maximal etwa 30 m betragen.

Trias – Lias

Weisser Quarzit

Auf den Konglomeratgneisen liegt ein weisser, massiger und reiner Quarzit, der auf Taspegn bis zu 3 m anschwellen kann, oberhalb Bavugls aber kaum einen halben Meter erreicht. Dieses fein- bis mittelkörnige Gestein gehört mit grösster Wahrscheinlichkeit der unteren Trias an.

t Mitteltrias im allg.

Es folgt eine Serie von Dolomiten, Kalken und Kalkmarmoren, die faziell stark an die Mitteltrias der Gurschus-Kalkberg-Decke erinnert. Unter den *Dolomiten* finden sich hell- bis dunkelgraue, gelbe und lokal

¹⁾ Prof. E. Wenk und Dr. R. Wetzel (Mineral.-petrogr. Institut, Basel) konnten in einer von V. Streiff aufgesammelten Gesteinsprobe aus diesem Gebiet eindeutig *Stilpnomelan* bestimmen.

auch rote Typen; die *Kalke* und *Marmore* sind meist hell-graublau bis weiss. Zu diesen Karbonaten gesellen sich stellenweise dünne, tonige bis mergelige Lagen und Einstreuungen von *Breccien*. Die Serie erreicht bei Gandus N von Taspegn (756.4/167.3) etwa 80 m; um Taspegn selbst und oberhalb Bavugls werden 30 m nicht überschritten.

Auf Grund ihrer stratigraphischen Lage und in Analogie zur Gurschus-Kalkberg-Decke dürfte diese Serie sehr wahrscheinlich dem Anisien und Ladinien angehören, doch sind die Profile zu stark gestört und die Gesteinsfolge zu stark reduziert, als dass eine Gliederung möglich wäre.

W des Hinterrheins finden sich NE von Curtginatsch (746.5/165.7) und im Mathoner Tobel (750.0/166.7; auf der Karte nicht ausgeschieden) Vorkommen eines massigen, grauen Dolomits, der bis zu 10 m erreicht. Dieses Gestein ist nach JÄCKLI (1941, S. 52 und Fig. 21) das älteste Glied der Gelbhorn-Decke im Westschams, d. h. *älter* als die Rauhwaacke t_4 . Es entspricht vermutlich der Mitteltrias-Serie von Taspegn und Bavugls.

t_4 Rauhwaacke (Carnien)

Die Rauhwaacke bildet in der Regel den Kern der Gelbhorn-Deckfalte. Bald ist sie stark ausgedünnt, bald schwillt sie kissenartig zu beträchtlicher Dicke an, so dass es schwer hält, die ursprüngliche Mächtigkeit dieses Horizontes abzuschätzen. Das Gestein ist gelbbraun und löcherig; es enthält tektonisch eingewalzte Komponenten, die von Zentimetergrösse bis zu mehreren m^3 gehen können. Die meisten dieser Gesteine stammen aus der Gelbhorn-Decke; daneben kommen aber auch Linsen von Kristallin- und Sedimentgesteinen vor, die in der Gelbhorn-Decke nicht bekannt sind. H. Jäckli hat die wichtigsten dieser Fremdgesteins-Linsen auf Alp Tumpriv im nördlichen Westschams kartiert.

Die flächenhaft grössten Vorkommen der Rauhwaacke finden sich in der Gegend des Westschams, wo die Formation eine etwa 3 km^2 grosse Hochfläche bildet. Zwischen Runal und der Beverin-Südflanke nimmt die Rauhwaacke eine weitere Fläche von ca. $\frac{1}{2} \text{ km}^2$ ein; daneben finden sich kleinere Vorkommen am Gelbhorn, auf dem Gipfel des Piz Tuf, W von Wergenstein und im Mathoner Tobel. Im südlichen Westschams ist die Rauhwaacke gut entwickelt auf Alp Anarosa; von dort lässt sie sich in isolierten Aufschlüssen rund um die Splügener Kalkberge herum bis gegen Sufers hinunter verfolgen.

E des Hinterrheins finden sich grössere Vorkommen hauptsächlich auf der südlichen Blatthälfte, so namentlich bei Plan la Botta – Plan Neaza (756.4/161.1), sowie im hinteren Talkessel von Val Carschung

und SE des Piz Cartas. N der Alp Neaza lässt sich die Formation als beinahe zusammenhängendes, schmales Band gegen Taspegn und von da gegen Nasch–Spégnet, N des Reischenbachs, verfolgen.

Das Alter der Rauhawacke ist mit grösster Wahrscheinlichkeit carnisch.

Gips (Carnien)

Der Gips der Gelbhorn-Decke kommt immer mit der Rauhawacke zusammen vor, in der er bis zu 50 m mächtige Linsen bildet. Im Ostschams finden sich grössere Vorkommen an der Basis des Piz Cartas, auf Plan la Botta (wo auch noch etwas Anhydrit vorkommt), bei Plan Palé (SW Taspegn) und bei Nasch (755.5/168.0). Besonders auf Plan la Botta – Plan Neaza haben sich grosse Einsturztrichter gebildet. W des Hinterrheins tritt der Gips am Grat zwischen Gelbhorn und Muttolta (743.4/164.0) und am Grat N des Runal (746.3/167.1) auf.

Der Gips ist zweifellos gleichaltrig wie die Rauhawacke.

Hämatitischer Sandstein

Auf Plan Neaza (756.3/161.1 etc.) finden sich kleinere Vorkommen eines massigen, sehr feinkörnigen Sandsteins, der eine graugrüne Farbe aufweist und Nester von Hämatitschüppchen führt. Im Bachanriss W der Alphütten Neaza (756.3/162.7) schaltet sich dieses Gestein zwischen die Rauhawacke und den jüngeren Dolomit ein. Es dürfte sich deshalb um ein stratigraphisches Niveau handeln, das im Dach der Rauhawacke abgelagert wurde und noch von carnischem Alter ist. Dieser Sandstein ist auf Alp Tumpriv im Weschsams (748.0/165.5) in grösseren und kleineren Blöcken oder Linsen in die Rauhawacke eingewalzt.

t₅ Heller Dolomit (Norien)

Stratigraphisch über der Rauhawacke – diese infolge ihrer Kernlage vielfach beidseitig begleitend – folgt ein blonder, gut gebankter Dolomit, der orange-gelb bis staubig-gelb anwittert und von einem Netzwerk von Quarzadern durchsetzt ist. Das Gestein erinnert etwas an den helvetischen Rötidolomit und wurde von älteren Autoren auch so benannt. Stratigraphisch sind diese Dolomite jedoch nicht identisch, da der Dolomit hier die Rauhawacke überlagert, die bei Taspegn und Bavugls ihrerseits auf der älteren Karbonatserie (vermutlich Mitteltrias) liegt. Das Alter des Dolomits ist daher sehr wahrscheinlich Norien.

In der Gegend von Solis–Stürvis, knapp E von Blatt Andeer, soll der Dolomit nach OTT (1925) 60 m erreichen; SCHMID (1965) bezeichnet diese Mächtigkeitsangabe aber als stark übersetzt. Auf Blatt Andeer erreicht der Horizont maximal 30 m.

Der Dolomit begleitet – stellenweise stark ausgedünnt – die Rauh-
wacke von Mulanga (im SE des Blattes) bis N des Reischenbachs. W des
Hinterrheins ist die Formation gut ausgebildet am Gelbhorn, dem sie
den Namen gegeben hat; ferner bildet sie eine grosse, zusammenhän-
gende Schichtplatte vom Piz Tuf nach E und NE. Am Beverin-Südgrat
baut das Gestein den Kern der Antiklinalumbiegung auf und tritt in
analoger Stellung im Mathoner Tobel und bei der Kirche Mathon
wieder auf. Der Dolomit begleitet die Rauh-
wacke rund um die Splüger-
ner Kalkberge; er ist am Tschainghel Mellen (748.5/162.0) wieder
mächtig entwickelt.

Bunte Schiefer (? oberstes Norien)

In der obersten Partie des Dolomites beginnen sich dünne Zwi-
schenlagen von bunten Schiefen einzustellen, und es kommt zu einer
Wechselagerung zwischen Dolomit und diesen Schiefen. Letztere er-
weisen sich teilweise als Dolomitmergel, zum grösseren Teil als Ton-
schiefer. Ihre Farbe variiert von weinrot zu blassgelb und hellgrün, oft
auch fleckig. Besonders die grünen Varietäten sind serizitisch und
vielfach stark quarzhaltig. Lokal findet sich im basalen Teil dieser
Schiefer ein Dolomit-Konglomerat mit bunter, toniger Grundmasse.

Dieser Schieferhorizont erreicht stellenweise bis zu 15 m; er ist aber
öfters stark reduziert und z. T. vollständig ausgequetscht. Er gehört wohl
noch ins Norien, wahrscheinlich den oberen Teil dieser Stufe vertretend.

r Lumachellen etc. (Rhät)

Das durch Fossilien belegte Rhät setzt sich aus einer wechselvollen
Kombination von folgenden Gesteinstypen zusammen:

- Schwarze bis graue, rostbraun anwitternde Tonschiefer, besonders
an der Basis der Formation auftretend.
- Staubig graubraun anwitternde, im Bruch dunkelblaue Lumachel-
len und dunkle, mehr oder weniger dolomitische Kalke.
- Dunkel-blaugraue, ockerbraun bis oliv anwitternde und z. T. ooli-
thische Dolomite.
- Knollige, graubraune Mergel.

Das Rhät, das höchstens 10 m Mächtigkeit erreicht, ist nur in
wenigen Profilen gut ausgebildet – vielfach nur durch einzelne Schicht-
glieder vertreten, oft nur in Spuren angedeutet oder vollständig fehlend.
Im Otschams finden sich repräsentative Rhät-Vorkommen besonders
auf Plan la Botta (756.6/161.6), in der Gegend des Val Freida (SE-Ecke
des Blattes) und im Muttner Grossbach (757.8/170.0); im Westschams
namentlich am Tschainghel Mellen (NW des Lai da Vons) und S der

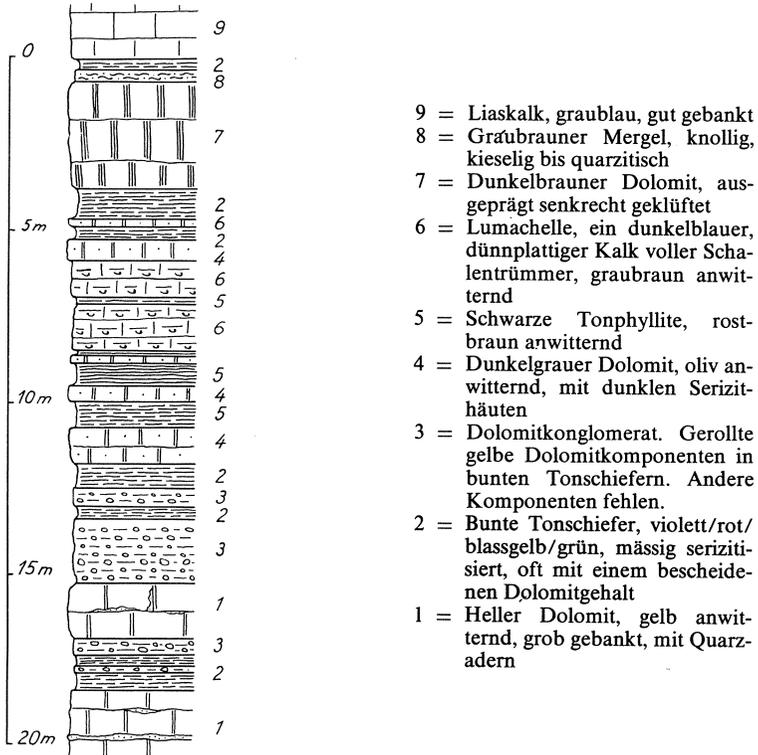


Fig. 3: Lithologisches Detailprofil durch die obere Trias der Gelbhorn-Decke am Beverin-Südwestgrat.

Alp Anarosa. Auch im Gebiet zwischen Gelbhorn und Piz Beverin lassen sich stellenweise komplette Profile erkennen (vgl. Fig.3), doch wurde in dieser Gegend das Rhät zusammen mit den bunten Schiefern der Obertrias kartiert.

I Lias (vorw. Kalke)

Der untere Teil des Lias besteht aus reinen, blaugrauen *Kalken*, die meist gut gebankt sind. Gegen oben wird die Bankung etwas schlechter, und es stellen sich in den Kalken Kieselschnüre ein, die hell herauswittern. Lokal treten bei Spunda sur Ses (S des Piz Curvér), an der Basis dieser Kieselschnurkalke, rote Crinoidenkalke und rot geflammte Kalke vom Typus des Steinsberger Lias auf.

Der obere Teil des Lias – dünn-schichtige, sandige *Kalkschiefer*, die braun anwittern – wurden auf der Karte nur im Beverin- und Gelbhorn-gebiet ausgeschieden.

Die untere Partie der Formation, die als morphologische Härtekannte hervortritt, ist stellenweise sehr fossilreich und hat Ammoniten des Pliensbachien und Domerien geliefert. Die höheren Kalkschiefer sind nur lokal fossilführend; in ihnen wurden N des Piz Cartas (Ostschams), neben Belemniten, Ammoniten des Oberlias gefunden.

Der Lias erreicht in der Gegend von Stürvis (knapp E von Blatt Andeer) an die 100 m; auf Blatt Andeer wurden an einigen Stellen ca. 60 m gemessen. Meist ist die Formation aber mehr oder weniger ausgedünnt. Die obere, schiefrige Partie macht im allgemeinen etwa $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ der Gesamtmächtigkeit aus.

Im Ostschams ist der Lias des Liegendschenkels nur an einigen Lokalitäten erhalten, so namentlich in der Gegend Val Freida–Cartas–Val Carschung (SE-Ecke des Blattes). Der Lias des Hangendschenkels hingegen lässt sich sowohl in dieser südlichen Gegend, wie auch im zentralen und nördlichen Ostschams in zerrissenen, einzelnen Aufschlüssen feststellen. Im Felskopf Tschainghels digl Biechler, N des Reischenbachs, zeigt die Formation eine klare, nach N gerichtete Antiklinalumbiegung und sticht dann S des Reischenbachs gegen Zillis hinunter.

Dieselbe Umbiegung ist W des Hinterrheins am Beverin-Südwestgrat erkennbar, während die Formation am Piz Tarantschun und auf Runal steil gegen S fällt. Zwischen Piz Tuf und Alp Anarosa sowie am Gelbhorn zeigt der Lias schön aufgeschlossene, fossilführende Schichtflächen. E der Alp Anarosa ist die Formation mit der Obertrias stark verfaltet; von dort lassen sich einzelne Lias-Vorkommen, teils dem Liegend-, teils dem Hangendschenkel angehörend, rund um die Splügener Kalkberge herum verfolgen.

Dogger

i_s Nisellas-Serie (vorw. Tonschiefer)

Von SCHMID (1965) benannt nach einer Lokalität an der Albula, S von Alvaschein bei Tiefencastel (auf der Landeskarte nicht vermerkt).

Im Ostschams folgt über dem Lias des Gelbhorn-Hangendschenkels eine Gesteinsfolge, die sich um die frontale Antiklinalumbiegung herum verfolgen lässt und die damit im Westschams unter den Lias des Liegendschenkels zu liegen kommt.

Die Serie hat sedimentologisch den Charakter einer Flysch-Ablagerung; sie ist zum grossen Teil aus dunkelgrauen bis beinahe schwarzen, dünn-schichtigen *Tonschiefern* aufgebaut. In diese Tonschiefer eingelagert finden sich folgende Gesteine:

- Mehr oder weniger sandige *Kalkschiefer* bis unreine *Kalke*, z. T. etwas marmorisiert.
- *Dolomit-/Kalkbreccien* mit Komponenten von mm-Grösse bis etwa 5 cm. Quarzgerölle kommen vor, doch fehlen Kristallin-Komponenten.
- *Kristallinbreccien* bis *-konglomerate*, die neben Sedimentgeröllen (unter denen ein sandiger Marmor besonders häufig vertreten ist) auch Kristallin enthalten und deren Bindemittel aus hellgrüner Arkose besteht. Die oft gut gerundeten Gerölle erreichen bis zu 30 cm Durchmesser. Wechsellagernd mit den groben Lagen stellen sich Bänder von grobkörniger, grüner Arkose ein, die oft wie epimetamorpher Granit aussehen.
- In verschiedenen Horizonten finden sich in den Tonschiefern auch gewöhnliche, meist etwas unreine *Sandsteine* von mittlerer Korngrösse.

Diese inkompetente Gesteinsfolge hat sich an den meisten Stellen vom liegenden Lias gelöst und ist auf diesem geglitten. In einigen Profilen des Westschams ist aber der ursprüngliche Kontakt noch erhalten geblieben und ein Übergang aus den Lias-Kalkschiefern erkennbar. Das Alter der Serie ist deshalb aller Wahrscheinlichkeit nach Dogger.

Die Nisellas-Serie erreicht an der Typus-Lokalität (NW Tiefencastel) mit gut 200 m ihre grösste Mächtigkeit. Im Ostschams können stellenweise bis zu 120 m, im Westschams bis zu 100 m gemessen werden.

Die Serie zieht beinahe ununterbrochen von der SE-Ecke bis gegen die Nordgrenze von Blatt Andeer bei Samest, E der Viamala. Gute Aufschlüsse finden sich besonders unterhalb Crom, auf der Westseite des Muttner Horns, sowie NE dieses Berges, vor allem am Stürviser Tschuggen.

Im nördlichen Westschams sind grosse Flächen mit versackten Massen der Nisellas-Serie bedeckt. Im Beverin-Gebiet gleicht die Formation die disharmonische Faltung zwischen den kompetenten Liaskalken und der ebenso kompetenten Obrist-Serie aus, wobei die Mächtigkeit stark schwankt. Am Brusshorn misst die Serie etwa 100 m, am Gelbhorn noch 30 bis 50 m. Rund um die Splügener Kalkberge ist die Formation stark ausgedünnt und schlecht aufgeschlossen; nach Überqueren des Hinterrheins in der Gegend von Sufers ist sie wieder gut entwickelt und in einigen Erosionsrinnen des Görwaldes gut aufgeschlossen.

Nivaigl-Serie (? oberer Dogger – Oberkreide)

Von GLASER (1926) nach der Lokalität Nivaigl, NW von Alvaschein, benannt. Auf der Landeskarte als «Nivagl» bezeichnet.

Über der Nisellas-Serie folgt im Gelbhorn-Hangendschenkel des Ostschams eine Folge von vorwiegend karbonatischen Gesteinen mit untergeordneten klastischen Einschaltungen. Da in der ganzen Serie bisher keinerlei Fossilien gefunden wurden, basiert die stratigraphische Gliederung auf Vergleichen mit analogen Gesteinsfolgen anderer Gebiete, deren Alter gesichert ist.

Die Serie setzt sich, von unten nach oben, aus folgenden Formationen bzw. Gliedern zusammen:

Untere Kalke und Feinbreccien

Kalkiger Horizont, bestehend aus dunkeln Kalkschiefern und Kalcken, die stellenweise Feinbreccien enthalten. Durch Übergang mit der liegenden Nisellas-Serie verbunden; normale Lagerung auch durch das «graded bedding» von Feinbreccien angedeutet. Nur lokal gut ausgebildet, so namentlich unterhalb Crom, W des Muttner Horns.

Unterer Kieselkalk

Kalke, in denen die kieselige Materie teils fein verteilt, teils in Form von Bändern oder Linsen angereichert ist. Im letzteren Falle ist das Gestein vom liasischen Kieselschnurkalk kaum zu unterscheiden. Wenig mächtig; am besten ausgebildet unterhalb Crom (W des Muttner Horns).

i_q Unterer Quarzit (? oberer Dogger)

Übergang in einen plattigen, graubraunen bis graugrünen Sandstein bis Quarzit, der rostbraun anwittert und eine ausgesprochene Klüftung aufweist. Im unteren Teil kalkhaltig, mit gelegentlichen Feinbreccien, die stellenweise ebenfalls normales «graded bedding» zeigen. Gegen oben Abnahme des Kalkgehalts. Chloritführend; vermutlich ursprünglich glaukonitischer Sandstein. Im Dach der Formation massiger, grüner Quarzit, sog. «Ölquarzit»; meist in Linsen zerrissen und mit schwarzen Tonschiefern wechsellagernd. Maximalmächtigkeit des ganzen Quarzithorizontes etwa 40 m.

i_m Unterer Sericitmarmor (? Malm)

Dünnschichtiger, im Bruch grünlicher bis gelblicher Marmor; auf den Schichtflächen hellgrüner bis silbergrauer Sericit. Enthält ziemlich

viel Quarz und akzessorisch Albit. An einigen Stellen rot gefärbt durch Hämatitschüppchen, die in mm-grossen Aggregaten angesammelt sind. Mächtigkeit bis zu etwa 30 m, gelbbraun anwitternde Felswände bildend. Lithologisch entspricht das Gestein dem «Hyänenmarmor» von H. P. Cornelius (metamorpher Aptychenkalk), für den Malm-Alter angenommen wird. Sollte dieses Alter auch für unseren Unteren Sericitmarmor zutreffen, was vermutet wird, so dürften die vorher besprochenen Einheiten (Unterer Quarzit etc.) noch dem Dogger angehören.

i-c_N Tonige Kalkschiefer (? «Neokom»)

Durch Übergang aus dem Sericitmarmor hervorgehend, indem die Sericitbeläge allmählich dunkelgrauen Tonhäuten Platz machen. Ebenfalls dünn-schichtig und meist ziemlich sandig; Tongehalt höher als beim Sericitmarmor. Maximalmächtigkeit etwa 40 m, Alter vermutlich «Neokom».

Dieser erste Sedimentations-Grosszyklus, der vom oberen Dogger bis in die Unterkreide zu gehen scheint, wird im Ostschams von einem zweiten, beinahe identischen Zyklus abgelöst, der die Mittel- und Oberkreide umfassen dürfte.

Obere Kalke und Feinbreccien (? Tristelschichten)

Diese obere Folge der Nivaigl-Serie beginnt wiederum mit dickbankigen, hellen bis dunkeln Kalken, die Feinbreccien enthalten. In Analogie zu den Tristelschichten des Rätikons und des Unterengadins wurden sie ins Urgo-Aptien gestellt.

Oberer Kieselkalk mit Kristallinbreccie

In ähnlicher Ausbildung wie der Untere Kieselkalk; auch hier wiederum typische Kieselschnurkalke.

Kristallinbreccie: Eng mit dem Kieselkalk verknüpft ist eine grobe Kristallinbreccie (bis -konglomerat), die oft einen einzigen Horizont bildet, stellenweise jedoch 2–3 Lagen aufweist. Die auffälligsten Bestandteile sind grüne Gneiskomponenten, die meist 10–30 cm gross sind, z.T. aber 1 m erreichen können. Vielfach sind sie zu Linsen und Schmitzen ausgewalzt, so dass man stellenweise beinahe den Eindruck eines laminierten Gneiszuges erhält. Das Gestein hat eine grosse Ähnlichkeit mit den Kristallinbreccien der Nisellas-Serie. Hierher gehört die schon von OTT (1925) bei Sur Coual (759.3/169.7) kartierte Breccie, die aber dort stark laminiert und schwer erkennbar ist. Bedeutend schöner

Strässchen nach
Alp Neaza, Pt. 2195

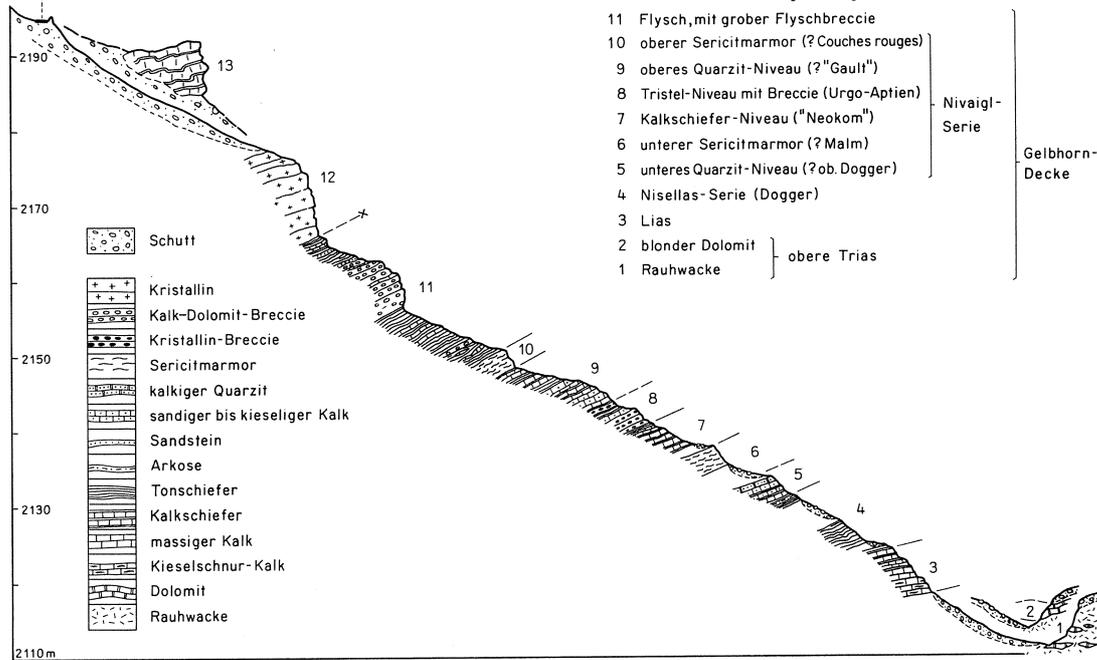


Fig. 4: Profil durch die Nivaigl-Serie NW der Alp Neaza (756.0/163.1).

ausgebildet ist sie auf der Westseite des Muttner Horns, so namentlich in der Gegend von Spinatscha–Gandus, wo sie lokal bis zu 10 m Mächtigkeit erreicht. Dieses Glied sowie auch die kieseligen Kalke dürften noch dem Tristel-Niveau zuzuordnen sein.

c_q Oberer Quarzit (? «Gault»)

Beginnend mit plattigen, unten meist noch kalkigen Quarziten; nach oben schliesst die Serie mit massigen, dunkelgrünen «Ölquarziten» und schwarzen Tonphylliten ab. Die Mächtigkeit dürfte etwa 30 m erreichen. Altersmässig entspricht der Obere Quarzit – in Analogie zum Rätikon und Unterengadin – vermutlich dem «Gault».

Quarzit mit Ophiolith: Bei Filir in der hinteren Alp da Stierva findet sich ein isoliertes Paket von Nivaigl-Gesteinen (758.85/167.20), zwischen Flysch und Curvér-Serie eingeklemmt. Diese Serie enthält einen Quarzit von ca. 15 m Mächtigkeit. Er unterscheidet sich von den üblichen Nivaigl-Quarziten dadurch, dass er lagenweise neben dem – normal vorkommenden – Chlorit viel Albit enthält, so dass das Bild eines feinkörnigen Diabases entsteht. Da in der Gelbhorn-Decke Ophiolithe unbekannt sind, ist wohl anzunehmen, dass dieses Material aus der hangenden Curvér-Serie stammt und tektonisch mit dem Quarzit verknüpft wurde.

c_m Oberer Sericitmarmor (? Couches rouges)

Als oberster Horizont der Nivaigl-Serie tritt im Ostschams ein Oberer Sericitmarmor auf. Es ist wiederum ein dünnschichtiger Kalkmarmor mit grünen Sericitbelägen, der bis zu 50 m mächtig wird und gelbbraun anwittert. Besonders auf der Strecke Gandus – Crom – Muttner Alp bildet er eindruckliche Felswände. Im obersten Teil der Formation stellen sich vielfach Lagen von schwarzem Tonschiefer und gelegentlich auch von bläulichen Kalken ein. Diese Wechsellagerung leitet über zu den reinen, dunklen Tonschiefern des Flysches. Eindeutige Übergänge sind besonders in einigen Profilen zwischen Gandus und Alp Taspegn (757/167). Es besteht deshalb wohl kein Zweifel, dass der Obere Sericitmarmor in die Oberkreide zu stellen ist; der Autor betrachtet diese Formation als metamorphes Äquivalent der Couches rouges.

Damit scheint die Nivaigl-Serie aus einer Gesteinsfolge zu bestehen, die – allem Anschein nach lückenlos – vom oberen Dogger bis in die Oberkreide reicht und in zwei Grosszyklen gegliedert ist. Diese Gliederung lässt sich praktisch in allen Profilen E und W des Muttner

Horns, auf der Strecke Gandus – Alp Taspegn und auch in der Gegend der Alp Neaza beobachten. Von dort gegen S tritt die Nivaigl-Serie nur noch in einzelnen Gliedern auf. Da sich die Gesteine des unteren und oberen Zyklus lithologisch gleichen, lässt sich im S sowie in den von Taspegn gegen Schischesa (757.5/168.5) ziehenden Schuppen die Zugehörigkeit zu einem der beiden Zyklen nicht ausmachen.

Obrist-Serie (Malm – ? Mittelkreide)

Von JÄCKLI (1941) benannt nach Alp Obrist, ESE des Piz Beverin (heutige Bezeichnung auf der Landeskarte: Alp digl Oberst).

Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass die Obrist-Serie die westliche Fortsetzung der Nivaigl-Serie darstellt. Sowohl die tektonische Lage als auch die Lithologie der auftretenden Formationen sind identisch. Ein eigener Name drängt sich aber für die W des Hinterrheins gelegene Serie auf, weil diese eine von der Nivaigl-Serie abweichende Abfolge zeigt.

Nach JÄCKLI gliedert sich die – über der Nisellas-Serie folgende – Obrist-Serie von unten nach oben folgendermassen:

i_m Unterer Sericitmarmor (? Malm)

Diese Serie mit grünlichen Marmoren (älterer «Hyänenmarmor») ist identisch mit dem Unteren Sericitmarmor der Nivaigl-Abfolge. Ausser den Marmoren kommen noch atypische Kalkschiefer und feinkbankige, linsige Kalke vor.

Am besten entwickelt ist sie in der Ost- und Westwand des Piz Beverin – den Kern der Antiklinalumbiegung bildend. Ihre Mächtigkeit erreicht dort bis zu 50 m, unterhalb der Alp Tumpriv etwas weniger. Gegen S dünnt sie rasch aus und ist beidseits des Fundogn-Tobels (E der Alp Anarosa) nur noch in reduzierten Linsen vorhanden.

Altersmässig dürften die Marmore dem (? oberen) Malm angehören, während ein zwischen ihnen und den Quarziten liegender grauer Kalkschieferhorizont vermutlich untere Kreide repräsentiert.

Massiger Quarzit

Dunkel-olivgrüne, massige «Ölquarzite» sind mit schwarzen, kalkfreien Tonphylliten vergesellschaftet. Während die Quarzite am Piz Beverin stark angehäuft sind und gegen 10 m mächtig sein dürften, können in anderen Profilen – meist in reduzierter Mächtigkeit – die Tonschiefer überwiegen.

i-c_q Plattiger Quarzit (? Gault)

Es folgen dunkle, plattige Sandsteine und bräunliche Quarzite, gut gebankt und mit ausgesprochener orthogonaler Klüftung; nach oben kalkreicher werdend, lokal mit feinen brecciösen Einlagerungen. Ihre Mächtigkeit erreicht in der Gipfelpartie des Piz Beverin rund 50 m, gegen S wird sie geringer.

i-c_o Kalkschiefer

In verschiedenen Horizonten der Obrist-Serie treten graue, atypische Kalkschiefer auf – oft in Verbindung mit Tonschiefern oder linsigen Kalcken.

Helle Kalke und Feinbreccien (? Mittelkreide)

Grobbankige, schwach marmorisierte Kalke, hell anwitternd; mit deutlichem Sandgehalt; in der untersten Partie mit Einschaltungen von feinen Breccien. Die Mächtigkeit beträgt 5–15 m. Am Beveringipfel und am Beverin Pintg sind sie gut aufgeschlossen; am Beverin-Ostgrat und am Einshorn erscheinen sie in grossen Paketen versackt.

Alter: vermutlich Mittelkreide. Geringmächtige Kalkschiefer im Dach der «Hellen Kalke» sind möglicherweise turonen Alters.

c_m Oberer Sericitmarmor

JÄCKLI (1941) betrachtet dieses Schichtglied als normalstratigraphische Einschaltung innerhalb des Gelbhorn-Flysches (vgl. S. 37).

Ein *Vergleich* zwischen *Obrist-* und *Nivaigl-Serie* zeigt folgende grosse Unterschiede: Die Obrist-Serie ist bedeutend einfacher gegliedert; verschiedene Formationen, so namentlich der Untere Quarzit und Teile der Unterkreide scheinen zu fehlen. Die «Hellen Kalke und Feinbreccien» (Tristel ?) liegen über dem Quarzitniveau (Gault ?); innerhalb der Quarzite ist die Abfolge umgekehrt wie in der Nivaigl-Serie, d. h. «Ölquarzit» unten, plattiger Quarzit oben. Diese Verschiedenheiten können nicht allein stratigraphisch bedingt sein; zweifellos sind tektonische Komplikationen verantwortlich, die wir aber bisher nicht entwirren konnten.

Grobklastische Fazies (Dogger – ? Kreide)

Völlig anders ausgebildet als die wohlgegliederte Folge der Niselas–Nivaigl-Serien sind die postliasischen Gesteine, die im Ostschams

den Liegendschenkel der Gelbhorn-Deckfalte bilden (dort also verkehrt liegen), im Westschams hingegen den normal liegenden Hangendschenkel aufbauen. Es handelt sich um eine bis zu 250 m mächtige Breccien-Serie, in der Einschaltungen anderer Gesteinstypen nur eine untergeordnete Rolle spielen.

i_s Tonschiefer (Dogger)

In einigen Profilen des südlichen Ostschams beginnt die Serie mit 1–3 m eines schwarzen Tonschiefers, der stratigraphisch auf den Oberlias folgt (wegen der verkehrten Lagerung diesen unterlagernd). Gleichartige, an die Nisellas-Serie erinnernde Tonschiefer finden sich in analoger Stellung auch im Westschams, namentlich bei Muttolta (WSW der Alp Anarosa). Dann setzt unvermittelt eine grobe Breccienschüttung ein.

i_T Taspinit-(Vizan-)Breccie (Dogger – ? Kreide)

N des Piz Cartas (Lokalität «Surcrunas» der Siegfried-Karte; SE-Blattecke) machen sich kleinere Gerölleinstreuungen bereits in den höchsten Kalkschiefern des Oberlias bemerkbar – bevor die eigentliche Grobschüttung beginnt. In den südlichen Profilen des Ostschams ist die Zusammensetzung der Breccie zunächst rein sedimentär; bald aber stellen sich Kristallin-Komponenten ein, die mit dem Gneis von Taspogn (= «Taspinit») identisch sind. Die Breccienserie wird deshalb nach ALB. HEIM (1891) *Taspinitbreccie* genannt; die ebenfalls verwendete Bezeichnung *Vizan-Breccie* (nach dem Piz Vizan, W von Andeer) ist ein Synonym.

Während in den südlichen Gebieten des Ostschams die Abfolge lückenlos erscheint, transgrediert die Breccie weiter nördlich schräg über die Lias-Obertrias-Folge und greift bei Bavugls (755.0/163.5) und Taspogn auch auf die ältere Trias und die Gneisbasis hinunter. Eindrückliche Transgressionskontakte lassen sich besonders in der Gegend Colmet (758.3/161.1) – Sur Carungas (758.3/159.3), ferner oberhalb Bavugls und W der Alp Taspogn beobachten. Die z.T. bedeutenden Schichtlücken zeugen von ausgeprägten Bewegungen – vermutlich hauptsächlich vertikalen Blockverstellungen – an der Lias-Dogger-Grenze, mit nachfolgender starker Erosion.

Diese Transgression auf ganz verschiedene Gesteine bewirkte eine äusserst heterogene Zusammensetzung der Breccie und damit auch starke laterale Wechsel der einzelnen Horizonte. So überwiegt z.B. der Anteil an Kristallin-Komponenten bei Taspogn, während weiter südlich – wo die Breccie auf Lias-Obertrias aufliegt – Gesteine dieser Stufen vorherrschen. Dies deutet auf lokale Aufarbeitung mit geringem Transport, was auch unterstrichen wird durch die meist eckige Form der

Komponenten sowie durch das Vorkommen von metergrossen Blöcken. Neben den bereits erwähnten Gesteinen der Gelbhorn-Serie spielen Gerölle der Gurschus-Kalkberg-Trias eine grosse Rolle. Das Bindemittel ist teils kalkig, teils sandig.

Die ganze Breccienserie (inkl. des Arkose-Horizontes, siehe unten) erreicht im Querschnitt Alp Neaza-Plattas-Alp Lambegn (wenig E des Piz la Tschera) mit gut 250 m ihre grösste Mächtigkeit. An anderen Stellen können gelegentlich noch etwa 150–200 m gemessen werden; vielfach ist die Formation aber kaum 50 m mächtig und stellenweise bis auf wenige Meter reduziert. Primäre Mächtigkeitsschwankungen können eine Rolle spielen, der Hauptgrund der starken Reduktion ist aber zweifellos tektonischer Natur. Es ist bezeichnend, dass in der Gegend der grössten Mächtigkeit, E des Piz la Tschera, die Breccie massig ist und die Komponenten wenig Deformation erkennen lassen, während in reduzierten Profilen die Gerölle Streckungen von 1:5 bis 1:8 aufweisen. Die Formation zieht lückenlos von der SE-Ecke der Karte bis zum Reischenbach, wo sie nordwärts einfallend gegen Reischen hinunterstreicht. Auf der W-Seite des Hinterrheins bildet die Breccie den Hangendschenkel der Gelbhorn-Deckfalte. Sie ist besonders gut ausgebildet am Piz Vizan und auf Muttolta (744/164) und lässt sich – meist reduziert – in vielen Aufschlüssen rund um die Splügener Kalkberge herum verfolgen.

Die Breccienschüttung setzt zweifellos an der Grenze Lias–Dogger ein; der Hauptanteil der Formation dürfte dem Dogger angehören. Ob auch noch der Malm und eventuell Kreide darin enthalten sind, ist fraglich. Bis heute sind in der Taspinitbreccie noch keine postliasischen Komponenten mit Sicherheit nachgewiesen.

Marmorzüge: In der mittleren Partie der Taspinitbreccie schalten sich – besonders vom Piz la Tschera südwärts – zwischen den grobdetrithischen Horizonten feinsandige, sandig-glimmerige Kalke und stellenweise auch reine Kalkmarmore ein (nur im Ostschams ausgeschieden).

Sandsteine, Arkosen: Das stratigraphisch jüngste Glied ist ein bis zu 50 m mächtiger Horizont, der sich aus Arkosen, dünnbankigen Sandsteinen und millimeterdünnen Zwischenlagen von dunkeln Tonphylliten zusammensetzt (nur im Ostschams ausgeschieden). Er lässt sich als konstantes Band im Liegenden der Breccienfolge (verkehrt liegend!) von der SE-Ecke des Blattes bis gegen den Reischenbach verfolgen.

Schiefer und Breccien: In einigen Profilen des Ostschams stellen sich zwischen den eben genannten Arkosen und den tektonisch darunterliegenden Formationen der Tschera-Decke Späne eines Gesteins ein,

dessen Zugehörigkeit unsicher ist. Es sind meist Kalkschiefer, die stark laminierte Gerölle eines «taspinitartigen» Kristallins und z. T. ganze Züge von gneisführender Breccie einschliessen. Es handelt sich bei diesen Spänen vermutlich um eine tektonische Vermengung von Tschera-Gliedern mit Teilen der Taspinitbreccie.

Flysch (Oberkreide – Eocaen)

c_m **Oberer Sericitmarmor** (? Couches rouges)

Nach JÄCKLI (1941) geht im Westschams die Obrist-Serie nach oben ohne scharfe Grenze in eine typische Flyschzone (Gelbhorn-Flysch) über. Über basalen, wenige Meter mächtigen, schwarzen Flysch-Tonschiefern, die verschiedenartige Einlagerungen enthalten können, folgt der «Obere Sericitmarmor» (jüngerer «Hyänenmarmor»). JÄCKLI (1941, S. 87) betrachtet diesen Marmor als normalstratigraphische Einschaltung innerhalb von Flyschschiefern – entsprechend wurde er auf der Kartenlegende von der Obrist-Serie abgetrennt.

Es handelt sich um grünliche, sericitreiche Marmorschiefer, die etwas sandig sein können. Vorkommen: hauptsächlich am Piz Beverin – in dessen Nordwand ein 10–20 m mächtiges, hell anwitterndes Band bildend.

f_G **Gelbhorn-Flysch, Muttnerhorn-Flysch** und vermutlich **Flysch höherer Einheiten**

Wie bereits erwähnt (vgl. S. 32), geht der Obere Sericitmarmor der Nivaigl-Serie (als Äquivalent der Couches rouges interpretiert) in der Gegend von Gandus–Taspegn (757/167) in den darüberliegenden Flysch über. Solche Übergänge lassen sich auch auf der Alp Neaza beobachten; am Piz Beverin herrschen ähnliche Verhältnisse. Es kann deshalb wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass dieses Flyschband («unterer Flyschzug») stratigraphisch mit der Gelbhorn-Decke verbunden ist, es sich also um *Gelbhorn-Flysch* handelt. Dieses schmale Band lässt sich – unter dem Martegnas-Zug liegend – bis nach Cartas (SE-Ecke des Blattes, 760.0/159.5) verfolgen. Möglicherweise, aber nicht sicher, gehört auch der *Flysch des Muttner Horns* zur Gelbhorn-Decke (vgl. S. 83 und 84).

Über dem Martegnas-Zug folgt eine *höhere Flysch-Einheit* («oberer Flyschzug»), die als Band von beträchtlicher Mächtigkeit unter dem Piz Curvér durchzieht (vgl. auch S. 58). Die tektonische Zugehörigkeit dieses Flysches wird später (vgl. S. 89) ausführlicher diskutiert – vermutlich

handelt es sich um Bildungen einer höheren Decke, also südlicherer Provenienz (Platta-Flysch, ? Arblatsch-Flysch).

Lithologisch weisen diese verschiedenen Flysch-Einheiten gegenseitig teils grosse Ähnlichkeit, teils aber auch gewisse Unterschiede auf. Folgende Gesteinstypen können unterschieden werden:

Vorwiegend tonige Flyschschiefer: Dunkelgraue bis schwarze, blättrige Schiefer, oft reine Tonphyllite (besonders in den basalen Partien des Flysches), durch Einlagerung von dünnen, kalkigen Lagen stellenweise in dunkle, kalkige Tonschiefer übergehend. Gelegentlich auch Einschaltungen von dünnen, sandigen Lagen. Dieser Gesteinstypus, in dem das tonige Material vorherrscht, bildet den Hauptbestandteil des Flysches.

Kalkbänke: Meist unreine, tonige und teils etwas sandige, dunkle Kalke, oft glimmerführend (besonders auf den Schichtflächen). Diese Gesteine wurden nur dort ausgeschieden, wo sie als auffällige Bänke in Erscheinung treten.

Breccien: Massiges, harte Bänke bildendes Gestein, das meist mit scharfer Grenze unvermittelt über z. T. kalkigen Tonschiefern einsetzt und mehrere Meter Dicke erreichen kann. Es setzt sich aus Kalken und Dolomiten zusammen, wobei erstere überwiegen; Quarzgerölle kommen vor, während Kristallin fehlt. Die Rundung der Komponenten ist sehr unterschiedlich; die Sortierung ist schlecht (sehr kleine bis dezimetergrosse Komponenten). Das eher spärliche Bindemittel ist ein sandiger und glimmerreicher Kalk. Die Breccie zeigt eine gelbbraune Anwitterungsfarbe.

Sandsteine: Folgende zwei Haupttypen können beobachtet werden:

1. Massige, meterdicke harte Bänke bildende Sandsteine vom Typus Ruchberg-Sandstein, meist kalkfrei, graugrün anwitternd. Sie sind im allgemeinen grob- bis mittelkörnig und zeigen oft ein deutliches «graded bedding» – an der Basis mit eckigen Quarzkomponenten von Zentimetergrösse beginnend.
2. Dünnbankigere, vielfach glimmerige Sandsteine; die einzelnen Lagen voneinander getrennt durch z. T. kalkige Tonschiefer. Sie sind meist feinkörnig und lassen kein «graded bedding» erkennen. Das Bindemittel ist oft kalkig, die Anwitterungsfarbe im allgemeinen grau bis graubraun.

Diese verschiedenen Typen von Flyschgesteinen verteilen sich folgendermassen auf die einzelnen Flysch-Einheiten:

- *Gelbhorn-Flysch*: Tonschiefer und Breccien; Sandsteine und Kalke sehr untergeordnet.
- *Muttnerhorn-Flysch*: Tonschiefer und Sandsteine, etwas Kalkschiefer; keine Breccien.
- *Oberer Flyschzug*: Tonschiefer und Sandsteine, Kalke stellenweise gut ausgebildet; keine Breccien.

Im Westschams kommt – abgesehen vom Flysch der Adula-Decke – nur der erstgenannte Gelbhorn-Flysch vor; dieser geht stratigraphisch aus der Obrist-Serie hervor. Der Gegenschinkel der Gelbhorn-Deckfalte, dem die grobklastische Taspinitbreccie angehört, besitzt keine Flyschhülle.

TSCHERA-DECKE

(von V. Streiff)

Von STREIFF (1962) benannt nach dem Piz la Tschera, Pt. 2627.4 (SE von Andeer). Entspricht der tektonisch «höheren Serie» der *Marmor-Zone* (STREIFF 1939).

Paläozoikum

GO Vorwiegend feinkörnige Gneise

Von der Unterlage losgerissene Gneis-Schubspäne, die tektonisch wohl grösstenteils mit der Tschera-Decke in Verbindung stehen. Auf der Kartenlegende als «Kristallin der Schamser Decken im allgem.» ausgedrückt (Beschreibung siehe S. 13).

? Karbon (auf der Karte nicht ausgedrückt)

Im oberen Steilertal (S der Pizzas d'Anarosa, 744.1/161.9) findet sich auf etwa 2500 m Höhe eine kleine, in Rauhwacke eingebettete Gneislamelle. Das graugrüne Kristallin geht – ohne scharfe Begrenzung – in eine dunkle bis schwarze Masse über, die als kieselig, quarzitisches, tonig bis kohlig zu bezeichnen ist. Sie enthält konglomeratische Einschlüsse (Ø bis zu 5 cm) und glänzt stellenweise wie Anthrazit.

Die helleren Randpartien sind (im Dünnschliff) ähnlich den quarzitischen, tuffogenen Gesteinen der Randzone des Suretta-Kristallins. Gegen das schwarze, tonig-kohlige Material hin nehmen Sericit und dunkle Gemengteile (z. T. Graphitoid und Pyrit) zu.

Trias

Die ältere Folge der Tschera-Decke (Trias bis Dogger) ist meist stark tektonisiert, der Verband gestört, die einzelnen Horizonte miteinander verschuppt und oft ausgewalzt. Die stratigraphische Position der verschiedenen Formationen und Glieder kann deshalb nur mutmasslich angegeben werden. Die Gliederung der Trias erfolgt in Anlehnung an die Schichtserie der Gelbhorn-Decke, zu der eine ziemlich grosse Ähnlichkeit besteht; das Alter der gesamten, eher rudimentären Tschera-Trias dürfte Carnien bis Norien sein.

Gips

Das grösste Gips-Vorkommen der Tschera-Decke findet sich auf Wasserboden (N des Gurschus), wo es eine Linse von ca. 30 m Mächtigkeit in der Rauhacke bildet. Auch die versackte Rauhacke NNE von Clugin enthält eine grössere Gipsmasse, während an anderen Orten höchstens Spuren von Gips die carnische Rauhacke begleiten.

t₄ Rauhacke (Carnien)

Dieses Gestein zeigt die übliche Ausbildung, wie wir sie schon aus der Gelbhorn-Decke beschrieben haben. Einschlüsse von fremdem Material sind auch hier häufig, die Komponenten sind aber fast ausnahmslos klein. Neben Kalk- und Dolomitbrocken kommen hauptsächlich Fetzen eines grünen Tonphyllits vor.

Grössere Rauhacke-Vorkommen finden sich über dem Nolla-Kristallin in der Gegend des Wasserboden (N des Gurschus) und in der Piz la Tschera-Westwand; kleinere Aufschlüsse oberhalb Pignia.

Westlich des Hinterrheins tritt die Rauhacke hauptsächlich an tektonischen Gleithorizonten auf – einerseits die Grenze zwischen der Tschera- und der Gurschus-Kalkberg-Decke bildend, andererseits auch Verschuppungen innerhalb der Tschera-Decke markierend. Ein grösseres Rauhacke-Vorkommen, das wahrscheinlich zur Tschera-Decke gehört, liegt versackt am Abhang zum Rhein, NNE von Clugin.

Das Alter der Rauhacke ist vermutlich Carnien.

t₄₋₅ Dolomit; Obertrias im allg.

Am häufigsten tritt ein heller, gelb anwitternder Dolomit auf, der an den obertriadischen Dolomit der Gelbhorn-Decke erinnert. Oft ist er durch Tektonisierung stark brecciös. Grössere Vorkommen sind in der Antiklinalzone von Savegna oberhalb Pignia aufgeschlossen

(754.4/165.3), wo das Gestein lokal etwa 10 m mächtig ist. Weitere Aufschlüsse, meist geringmächtig, finden sich in den basalen Elementen der Tschera-Decke, so im Val Freida (SE-Ecke des Blattes), im Wasserboden und vom Piz la Tschera nordwärts.

Im südlichen Westschams ist der Dolomit aufgeschlossen im Perfliser Tobel zwischen Sufers und Lai da Vons sowie an der neuen Strasse NE von Promischur, NW von Andeer. In allen anderen Profilen ist der Dolomit sehr stark laminiert.

Das Alter dieses Dolomites ist vermutlich Norien. Lokal finden sich im Ostschams dunkel-blaugraue, braun anwitternde Dolomitfetzen, die meist in die jurassischen Schiefer eingeschuppt sind. Es könnte sich dabei um Rhät handeln.

Gelegentlich wird der Dolomit von einem weissen bis gelblichen *Kalkmarmor* begleitet, dessen stratigraphische Position indessen nicht sicher ist.

Bunte Schiefer (? oberstes Norien)

Dieses Glied besteht aus grünen bis gelblichen, selten auch violetten Tonphylliten, stellenweise begleitet von brauner, sandiger Rauhwalke und gelegentlich von hellen Quarzitschmitzen. Es ist ein wenigmächtiges, höchstens 2 m erreichendes, inkompetentes Niveau, das als Gleithorizont für die darüberfolgenden Gesteine gedient hat, meist aber auch vom liegenden Dolomit losgerissen ist.

Vorkommen – meist begleitet von anderen Triasgliedern – finden sich bei Savegna (754.4/165.4), ferner in der Tschera-Westwand und auf Wasserboden (757.5/159.6). Im Westschams konnte das Glied in den eng laminierten Triaszügen nicht ausgeschieden werden (mit dem Dolomit zusammengefasst).

Lias – Dogger

S_T Kalkige und tonige Schiefer (Bündnerschiefer)

Die direkt über der Trias folgenden Gesteine sind ebenfalls stark gestört, so dass kein durchgehendes Profil aufgenommen werden kann. Es handelt sich vorwiegend um graue, stellenweise auch graugrüne, meist etwas sandige Kalkschiefer und dunkle Tonschiefer. Dazu gesellen sich lokal kieselige Kalke und Bänderkalke, doch fehlen massige Kalke, wie sie im Lias der Gelbhorn-Decke vorkommen.

Diese Serie dürfte wohl dem Unteren und Mittleren Jura angehören; ob die Breccienhorizonte (siehe unten) in den Lias zu stellen sind oder in den Dogger – wie man in Analogie zur Stratigraphie der

Gelbhorn-Decke anzunehmen geneigt wäre – ist wegen der starken Verknüpfung des ganzen Komplexes nicht eindeutig zu beurteilen.

Die Mächtigkeit der Serie dürfte zwischen 50 und 100 m liegen. Die grössten Vorkommen finden sich in den Hängen unterhalb Platta Granda–Savegna (SE von Zillis) und oberhalb Pignia; dünnere Bänder lassen sich durch den Piz la Tschera bis gegen das Val Freida (SE-Ecke des Blattes) verfolgen. Stellenweise fehlt das Niveau vollständig. Im Westschams (Splügener Kalkberge) sind die tektonischen Komplikationen innerhalb der Tschera-Decke derart, dass diese jurassischen Schiefer nicht mit Sicherheit ausgeschieden werden konnten; sie sind dort in derselben Farbe wie die «Neokom»-Kalkschiefer dargestellt.

Breccien: Weitverbreitet sind Einlagerungen von meist flaserigen Breccien, in der Regel verschieferte und schlecht erkennbare Lagen in den Kalkschiefern bildend. Lokal aber auch als massige, bis zu 10 m mächtige Linsen auftretend (z. B. bei Savegna, 754.4/165.4).

O Serpentin; Ophiolithe im allg.

Vorwiegend Chloritschiefer, die gelegentlich von spärlichen Mengen Talkschiefer, Serpentin, Ophicalcit und variolithischer Lava begleitet werden. Diese Chloritschiefer bilden oft eine dünne (max. 50 cm mächtige) Lage und scheinen – bisweilen mit dem Radiolarit vergesellschaftet – mindestens teilweise stratigraphisch zwischen dem Sericitmarmor und den «Neokom»-Schiefern zu liegen. Am Kontakt zum Sericitmarmor tritt gelegentlich Ophicalcit auf.

Hauptverbreitung: Im Westschams, in der unter dem Piz Calandari liegenden Tschera-Schuppe, ferner in den Sattelzonen zwischen Steilerhorn–Alperschällhorn–Pizzas d’Anarosa usw. (auf der Karte sind nicht alle Vorkommen angegeben).

Ein dichter, dunkelgrüner Serpentin steht in der Bachrunse des oberen Steilertales, auf etwa 2440 m Höhe (744.2/161.9), an.

δβ Diabas

Als einziges Ophiolithvorkommen, das sich innerhalb des Kartenblattes im Ostschams findet, ist ein mehrere Meter mächtiger Diabas zu nennen. Das graugrüne Gestein, das randlich stark verschiefert ist, liegt bei Savegna (NE von Pignia) in jurassischen Schiefnern.

Malm

i_m **Weisser Marmor (? Malm)**

Über der inkompetenten Folge von Trias bis Dogger folgt der weisse Marmor als erste kompetente Formation der Tschera-Decke. Er wird bis etwa 130 m mächtig und bildet senkrechte, hell-bläulichgrau anwitternde Wände, die schon vom Tal aus deutlich erkennbar sind. Im Bruch ist der Marmor meist reinweiss, gelegentlich aber leicht bläulich getönt, wobei dann auch eine Bänderung festzustellen ist. Stellenweise zeigt das Gestein eine mehr oder weniger deutliche Bankung, vielfach ist diese aber verwischt durch eine ausgesprochene Klüftung, die den Marmor zerhackt.

Östlich des Hinterrheins lässt sich der Marmor in den steilen Felswänden zwischen Zillis und Pignia in mehreren übereinanderliegenden (tektonisch repetierten) Bändern in den Piz la Tschera und von da weiter bis ins Val Freida (SE Blattecke) verfolgen. Westlich des Hinterrheins finden sich mächtige Anhäufungen von Marmor hauptsächlich an der Basis des Teuri- und des Steilerhorns. Dünnere Züge ziehen unter und zwischen den Einheiten der Gurschus-Kalkberg-Decke hindurch.

i **Sericitmarmor (? Tithon)**

Über dem weissen Marmor liegt – meist mit scharfer Grenze, lokal aber durch Übergänge aus diesem hervorgehend – ein bis zu 50 m mächtiger Sericitmarmor. Es ist ein dünnschichtiger, leicht grünlicher bis gelblicher, lokal auch roter Kalkmarmor, wie er auch in der Nivaigl- oder Obrist-Serie vorkommt. Die Schichtflächen werden von hellgrünem Sericit gebildet; die steilen Wände wittern gelbbraun an.

Im Ostschams begleitet der Sericitmarmor den weissen Marmor von Zillis bis an die SE-Ecke des Blattes. Im Westschams treten grössere Vorkommen besonders NE und E unterhalb Promischur (W von Andeer) auf, ferner längs des Kontaktes mit der Suretta-Decke beim Lai da Vons. Dünnere Züge begleiten den weissen Marmor zwischen und unter Gurschus-Kalkberg-Einheiten.

Wo das Gestein im Normalverband auftritt, handelt es sich vermutlich um obersten Malm (Tithon). In einigen Profilen des Ostschams treten aber Linsen und Züge von Sericitmarmor auch *über* dem obersten Quarzit-Niveau (? «Gault») auf. Diese Vorkommen könnten möglicherweise die *Oberkreide* (Couches rouges) vertreten, wie wir dies aus der Gelbhorn-Decke kennen. Die Profile sind aber tektonisch zu stark gestört, um diese Frage mit Sicherheit zu entscheiden.

An stark beanspruchten Stellen kann der Sericitmarmor lokal in ein gneisartiges, grünes Gestein übergehen, das aus Sericit, Quarz und Albit besteht und praktisch kalkfrei ist.

i, Radiolarit (? Tithon)

Dieses Gestein kommt nur im Westschams vor; es ist dort auf die Gegend rund um den Piz Calandari, d. h. auf die höchsten Schuppen der Tschera-Decke, beschränkt. Es handelt sich um grösstenteils tiefviolette bis dunkelgrüne, stellenweise fein gebänderte Radiolarite, wobei die Rotfärbung durch feine Hämatitschüppchen, die Grünfärbung durch Chlorit bedingt ist. Diese Gesteine liegen in einer Chloritschiefer-Zone, die sich stratigraphisch zwischen den Sericitmarmor und die hangenden Kalkschiefer (Neokom) einschaltet. Die Radiolarite könnten daher noch dem Tithon angehören (nach Angaben von J. Neher).

Kreide

c Graue, tonige Kalkschiefer (? «Neokom»)

Wie in der Nivaigl-Serie geht dieses Gestein aus dem Sericitmarmor hervor, indem die grünen Sericitbeläge von grauen Tonbelägen abgelöst werden. Gegen oben nehmen im allgemeinen die tonigen Lagen an Bedeutung zu. Die maximale Mächtigkeit dürfte etwa 50 m betragen. Da das Gestein gleich gelbbraun anwittert wie der Sericitmarmor, bildet es mit diesem zusammen Wände, die auf Distanz als einheitliche Formation erscheinen.

Das Alter dieses Gesteins ist vermutlich «Neokom». Sowohl im Ost- wie im Westschams begleitet es in der Regel den Sericitmarmor; es kann aber stellenweise fehlen.

Helle Kalke mit Feinbreccien (? Tristelschichten)

Nach einer etwas weicheren Stufe, bedingt durch die obersten, tonigeren Partien der liegenden Kalkschiefer, folgen dickbankige Kalke mit hellgrauer Anwitterungsfarbe. In verschiedenen Horizonten finden sich Einlagerungen von feinbrecciösen Kalken. Diese sind im frischen Bruch kaum erkennbar; in leicht angewittertem Zustand erscheinen 1–3 mm grosse Komponenten, hauptsächlich von gelbem Dolomit. Es handelt sich um Gesteine, die in der Nivaigl-Serie in derselben Ausbildung auftreten und die wir wiederum, in Analogie zu den Tristelkalken des Rätikons, ins Urgo-Aptien stellen.

Der Horizont ist gut ausgebildet in einigen Profilen zwischen Piz la Tschera und Ruegna Granda (754.5/165.0) sowie E der Furcletta digl Gurschus (758.1/158.7). Die Mächtigkeit ist meist gering – maximal etwa 5 m – in manchen Profilen ist der Horizont nur schlecht oder gar nicht ausgebildet. Im Westschams tritt das Gestein an verschiedenen Stellen auf, am besten entwickelt W des Piz Vizan.

Massige Breccie mit Kristallinkomponenten

Dieser Horizont ist nur geringmächtig (höchstens 20–40 cm) und wurde u. a. in den Wänden NE oberhalb Lambegn (755.7/161.2) und E oberhalb Pignia, ferner bei Promischur (750.2/164.3) festgestellt. Die grobe Breccie besteht hauptsächlich aus Kalk- bzw. Marmor-komponenten und stark ausgewalzten Kristallingeröllen (\varnothing bis zu 20 cm).

Die stratigraphische Position dieses Horizontes ist unsicher; in manchen Fällen überlagert die Breccie direkt den weissen Marmor, andernorts scheint sie aber auch in einem höheren Niveau aufzutreten. Es ist nicht klar, ob es sich um eine Breccienschüttung in die normale Folge der Tschera-Sedimente oder eventuell um eine Transgressionsbreccie mit Schichtlücke innerhalb der Tschera-Serie handelt.

c₆₋₇ Massiger bis plattiger Quarzit («Gault»)

Im unteren Teil dieser Formation herrschen dunkle, kieselige bis sandige Kalke vor. Diese gehen gegen oben in kalkige, braune Quarzite und schliesslich in kalkfreie, braungrüne bis grüne Quarzite über. Alle diese Gesteine zeigen eine ausgesprochen plattige Bankung (im Dezimeterbereich) und eine starke Klüftung. Gelegentlich finden sich Einstreuungen von feinen Breccien. Der oberste Abschnitt – nicht überall gut ausgebildet – besteht aus massigen, meist zu Linsen zerrissenen «Ölquarziten», begleitet von schwarzen Tonphylliten.

Genau dieselben Gesteine und dieselbe Reihenfolge haben wir bereits in der Nivaigl-Serie angetroffen (während in der Obrist-Serie die Abfolge umgekehrt erscheint) und wir zögern auch hier nicht, diese Quarzit-Formation in den «Gault» zu stellen.

Der ganze Komplex erreicht etwa 40 m und bildet rostbraun anwitternde Felswände. Im Ostschams ist es die konstanteste Formation der Tschera-Decke, die sich – in tektonisch repetierten Zügen (wie die übrigen Formationen) – von Zillis bis zum Val Freida (SE-Ecke des Blattes) verfolgen lässt. Im Westschams ist der Quarzit-Horizont ebenfalls weitverbreitet; am stärksten vertreten W des Piz Vizan und N des Lai da Vons sowie W oberhalb Andeer und Clugin, ferner S des Fundogn-Tobels (751/165).

c. Oberkreide-Breccien in Tonschiefern etc.

In der Tschera-Schuppe, die unter dem Piz Calandari (Westschams) liegt, findet sich über dem Radiolarit eine Masse aus schwarzen Tonschiefern, tonigen Kalkschiefern, Kieselkalken, dunkelgrünen Quarziten und feinen Breccien. Dieser Komplex ist so stark verschuppt, dass eine stratigraphische Gliederung unmöglich ist, doch entsprechen die einzelnen Gesteine weitgehend den verschiedenen Horizonten der *Unter-* und *Mittelkreide*. Es scheint nun aber, dass daneben lithologisch gleichbeschaffene, jüngere Schichten mit eingeschuppt sind, die bis heute nicht genau abgegrenzt werden konnten. Am W-Ausläufer des Piz Calandari (747.0/162.4) findet sich, hart unter der Überschiebung der Gurschus-Kalkberg-Decke, eine feine Breccie, die mit den übrigen Tschera-Gesteinen im Verband ist. Diese Breccie führt nicht sehr gut erhaltene Mikrofossilien, die von verschiedenen Spezialisten als nicht genauer bestimmbare Arten von *Globotruncana* angesprochen wurden. Es scheint daher möglich, dass die jüngsten Schichten der Tschera-Decke bis in die Oberkreide reichen (Angaben nach J. Neher).

SURETTA-DECKE

(von V. Streiff)

Benannt nach dem Surettahorn (Pt.3027.0), östlich des Splügenpasses gelegen.

Von den vielen tektonischen Einheiten, die auf Blatt Andeer vorkommen, ist die Suretta-Decke das einzige Element, das einen mächtigen Kristallkern aufweist. Dieser Deckenkern nimmt den zentralen Teil der südlichen Blatthälfte ein, d.h. ungefähr das Gebiet Sufers – Pignia (NE Andeer) – Cresta oberhalb Ausserferrera. Der Kern erscheint vollständig von Suretta-Sedimenten umhüllt, die an der Decken-Unterseite und an der Stirn allerdings sehr geringmächtig sind und bisweilen ganz aussetzen, an der Decken-Oberseite gegen S stark an Mächtigkeit zunehmen.

Rofna-Kristallin

Benannt nach der Rofna- oder Rofla-Schlucht südlich von Andeer.

Zur Entstehung der Rofna-Masse: Nach Ansicht der meisten Geologen handelt es sich beim Rofna-Kristallin um einen paläozoischen Granitporphyr, der in geringer Tiefe auskristallisierte und der alpin

mehr oder weniger stark überprägt wurde. Ob sich die Augengneise bereits primär bildeten – möglicherweise im Kern des Intrusivkörpers – oder ihre Entstehung einer Rekristallisation während der hercynischen Faltungsphase verdanken, lässt sich nicht mit Sicherheit beantworten. Fest steht, dass zum mindesten ein Teil der Rofna-Masse von hercynischen Bewegungen erfasst wurde, worauf es zur Denudation und der nachfolgenden Ablagerung von lokalen Verrucano-Konglomeraten und der Trias kam (STREIFF 1939).

Die chemischen Analysen der verschiedenen Rofna-Typen weichen, trotz der grossen strukturellen Unterschiede, kaum voneinander ab. Sie besitzen – nach der Einteilung von P. Niggli – alle einen engadinitgranitischen Chemismus, was ihren gemeinsamen Ursprung unterstreicht. Nur der aphanitische Typus zeigt einen höheren SiO_2 -Wert und einen Alkalien-Überschuss.

Zerfallsalter von Mineralien und Gesteinen bestätigen das oben gesagte (HANSON et al. 1969). U/Pb-Bestimmungen an Zirkonen ergaben für alle untersuchten Gesteine (einzig der aphanitische Typus war in diesen Untersuchungen nicht eingeschlossen) Alter von etwa 350 bis 330 Mio. Jahren (ungefähr Beginn des Karbons), welche sehr wohl der «mise en place» des Gesteins entsprechen dürfte. Die jüngsten Rb/Sr-Daten zeigten Mineralalter zwischen 32 und 14 Mio. Jahren, also alpine Daten. Dazwischen aber liegen Hinweise für weitere Ereignisse bei etwa 200 Mio. Jahren und auf Grund von Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen bei 110 Mio. Jahren. Das erstere dieser Alter mag als bedeutungsloses Mischalter angesehen werden, da nichts darauf hindeutet, dass sich zu diesem Zeitpunkt (gegen Ende der Trias) irgendwelche tektonische Ereignisse abspielten. Dagegen betrachtet M. Grünenfelder das zweite Datum (110 Mio. Jahre) als Hauptphase für die Rekristallisation des Rofna-Kristallins, während welcher namentlich der Phengit gebildet worden wäre. Die späteren alpinen Phasen hätten dann die Rofna-Masse nur noch geringfügig überprägt. Da sowohl die liegenden, wie die hangenden tektonischen Einheiten postkretazisch zusammengeschoben sind, fällt es schwer, für die Suretta-Decke – als Sonderfall – eine frühkretazische Hauptphase (im Aptien-Albien) anzunehmen. Es sei auch darauf hingewiesen, dass in anderen penninischen Gebieten das Alter des Phengits mit 36–38 Mio. Jahren bestimmt wurde (penninische Hauptphase). Andererseits muss allerdings erwähnt werden, dass sich die Suretta-Decke in einer Beziehung tatsächlich als Sonderfall zu erweisen scheint: Sie besitzt – als einzige tektonische Grosseinheit dieser Region – keine Flyschbedeckung.

Das auf Blatt Andeer dargestellte Suretta-Kristallin besteht aus der sog. *Rofna-Masse*, einem Gneiskomplex, der in neuerer Zeit von GRÜ-

NENFELDER (1956) petrographisch untersucht, kartiert und beschrieben wurde. Seine Kartierungen wurden in unsere Karte bestmöglichst eingepasst, wobei folgende Gesteinstypen ausgeschieden wurden:

GO_R Massiger Rofna-Gneis

Dieser Typus baut vor allem die beidseitigen Talhänge der Rofla-Schlucht auf. Es ist ein körniges, graugrünes Gestein, das sich aus einer Grundmasse von Alkalifeldspat, Quarz und phengitischem Serizit zusammensetzt, in die Porphyroklasten von Mikroklinperthit und Quarz in ungefähr gleicher Menge eingesprengt sind. Kleine, hauptsächlich aus Chlorit bestehende Fetzen weisen auf ursprünglich vorhandenen Biotit hin; primäre Plagioklase sind saussuritisiert.

Strukturell fallen besonders Mörtelkränze auf, die die Einsprenglinge umgeben. Die Textur ist richtungslos bis undeutlich schiefbrig, wobei die schwache Schieferung meist makroskopisch besser erkennbar ist, als im Dünnschliff.

Es handelt sich sehr wahrscheinlich um einen ursprünglichen Granitporphyr, der nur schwach umgewandelt wurde. In den Schwarzhörnern (Blatt Splügenpass) findet sich ein noch grösserer Komplex von grauem, beinahe unverändertem Granitporphyr («Rofnaporphyr»), der eine bedeutend feinere Grundmasse aufweist und noch primäre Einsprenglinge von Biotit und Hornblende enthält. Dieser Typus kommt in einzelnen Linsen auch noch innerhalb von Blatt Andeer vor, so namentlich in der Rofla-Schlucht und SW von Bärenburg. Diese Vorkommen erreichen aber nie eine grössere Bedeutung; sie wurden deshalb mit dem massigen Rofna-Gneis zusammen kartiert.

Augengneis

Dieses Gestein findet sich auf Blatt Andeer hauptsächlich im vordersten Lappen des Rofna-Fächers, wo es zwischen Pignia und Alp Lambegn (755.4/160.7) mit über 1000 m Mächtigkeit den Sockel des Piz la Tschera bildet.

Auffälligstes Merkmal dieses Typus sind bis zu 5 cm grosse, idiomorphe Alkalifeldspat-Kristalle (Mikroklinperthit). Der Quarz tritt demgegenüber sowohl grösser- wie mengenmässig zurück; er bildet meist Linsen von 1–2 cm Länge. Phengitischer Serizit umflasert diese Einsprenglinge. Das Gestein ist oft von einer mehr oder weniger starken Kataklaste erfasst, wobei die Alkalifeldspäte zerbrochen und z. T. albitisiert, die Quarze zu Mörtelquarz zerrissen wurden. Durch lagenförmige Anordnung des Serizits entsteht eine Schieferung, die mehr oder weniger ausgeprägt sein kann.

Geschieferter Rofna-Gneis

Es handelt sich bei diesem Typus um Gneise, die durch stärkere Durchbewegung aus dem «massigen Rofna-Gneis» hervorgegangen sind. GRÜNENFELDER (1956) unterschied in dieser Gruppe zwischen Lagengneisen und Flasergneisen; diese beiden ähnlichen Typen wurden unter dem obigen Titel zusammengefasst.

Die grünen Gesteine haben denselben Mineralbestand wie die «massigen Rofna-Gneise» (Quarz, Alkalifeldspat, Phengit, daneben neugebildeter Albit), doch lässt sich kaum mehr eine Grundmasse erkennen, da einerseits die grösseren Mineralien stark zertrümmert, andererseits die ursprüngliche, feine Grundmasse durch Rekristallisation bedeutend gröber wurde.

Die gut ausgeprägte Schieferung kommt durch eine Wechsellagerung von hellen Gemengteilen (Quarz, Feldspat) und Glimmerlagen (Phengit) zustande, die bald parallellagig, bald flachlinsig-flaserig sein kann. Dieser Gesteinstypus ist auf Blatt Andeer weitverbreitet.

Kleingefältelter Rofna-Gneis

Dieser Typus entspricht dem Gestein, das früher von GRÜNENFELDER (1956) und STREIFF (1939) als Serizitgneis bis -schiefer bezeichnet wurde. Er kommt in den am intensivsten beanspruchten Zonen vor; auf Blatt Andeer wurde er nur SE des Sufner Sees ausgeschieden.

Das Gestein weist eine ausserordentliche Lamination auf; es entsteht ein phyllitartiger Gneis, bei dem der Glimmer (Phengit) stark überwiegt. Quarz ist noch deutlich makroskopisch, Alkalifeldspat nur unter dem Mikroskop zu erkennen. Diese Phengitgneise sind oft intensiv gefältelt.

Aphanitische Randfazies

Auf der Westseite der Rofna-Masse tritt stellenweise ein Typus auf, der von GRÜNENFELDER (1956) als Tuffit angesprochen wird. Es handelt sich um ein feinbankiges, weisses bis hellgrünes Gestein, das sich zwischen die Normaltypen des Rofna-Gneises und die umhüllende Trias schiebt – also den Rofna-Kern ummantelt – und kaum 50 m mächtig wird.

Im Dünnschliff erkennt man ein submikroskopisch feines Grundgewebe von Quarz und Feldspat, das dünne Lagen bildet, die durch Serizit voneinander getrennt sind. Als Einsprenglinge finden sich Quarz und Alkalifeldspäte, meist stark kataklastisch verformt. Das Gestein ist – seiner Lage entsprechend – stark tektonisiert.

Diese Tuffite sind nach GRÜNENFELDER durch Übergänge mit den normalen Rofna-Typen verbunden.

Permo-Trias

p Konglomerat bis konglomeratischer Quarzit (? Verrucano)

Auf Salegn, S des Piz la Tschera, werden die – dort steilgestellten – Augengneisplatten des Rofna-Kristallins von einem bis zu 20 m mächtigen Konglomerat diskordant überlagert. Das Gestein besteht aus einer graugrünen bis saftgrünen Grundmasse, in die gut gerundete, milchig-weiße Quarzgerölle von 1 bis 10 cm Ø eingebettet sind. Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als ein Gefüge von äusserst feinem Quarz und Sericit zu ungefähr gleichen Teilen, dem untergeordnet millimetergrosse Quarz- und Orthoklaskörner beigemischt sind. Die Geröllgrösse nimmt in den oberen Partien des Konglomerates ab, und das Gestein geht stellenweise in eine grobe, graugrüne Arkose über.

Im nördlichsten Sedimentkeil des Rofna-Fächers, der im Tal der Aua Granda gegen den Averser Rhein hinunterzieht, findet sich in analoger Lage ein ähnliches Gestein. Während aber beim Vorkommen von Salegn die Grundmasse bis zu 50% des Gesteinsvolumens ausmacht, tritt sie im Aua Granda-Keil mehr oder weniger stark zurück, so dass es stellenweise zu einem fast reinen Quarzkonglomerat oder einem konglomeratischen Quarzit kommt.

Beide Vorkommen liegen als linsige Züge zwischen dem Rofna-Kristallin und den tafeligen Quarziten der Triasbasis. Sowohl ihrer Lage nach als auch faziell lassen sie sich am ehesten mit Verrucano vergleichen; ihr Alter ist vermutlich Perm.

t_q Weisser Tafelquarzit

Über den zwei lokalen Verrucano-Linsen, andernorts direkt auf dem Suretta-Kristallin liegend, folgt ein tafeliger Quarzit, der als Triasbasis betrachtet werden muss. Das Gestein ist im Bruch meist reinweiss; auf den Schichtflächen findet sich grünlicher bis silbriger Sericit, der eine ausgezeichnete Spaltbarkeit bewirkt. Dieser rostbraun anwitternde Quarzit, der im Avers bis zu 30 m mächtig werden kann, erreicht im frontalen Rofna-Fächer auf Blatt Adeer nur wenige Meter; oft ist er auf einige Dezimeter reduziert und stellenweise fehlt er – vermutlich tektonisch – ganz. Dies gilt vor allem für den mächtigen, asymmetrischen Triaskeil von Cresta-Ausserferrera, der einen stark entwickelten Nordschenkel aufweist, dessen Südschenkel aber abgeschürft ist.

Der Quarzit zeigt bei Salegn (754.6/161.0) Vererzungs-Spuren; im Quarzit von Gruoba-Traversa, W des Averser Rheins, finden sich die früher abgebauten Kupfer- und Silbervorkommen (siehe p. 96).

Karbonatische Trias

Über dem Basisquarzit folgt eine Serie karbonatischer Gesteine, die mehrere 100 m erreichen kann. Sie setzt sich zusammen aus Dolomiten, Kalken, Marmoren und Rauhacken. Fossilien fehlen, und da die tektonischen Komplikationen im frontalen Teil der Suretta-Decke vielenorts beträchtlich sind, lässt sich eine stratigraphische Gliederung nicht mit Sicherheit durchführen. Die Kartierung ist daher eine rein lithologische, wobei auf der Ostseite des Averser Rheins folgende Gesteinstypen ausgeschieden wurden:

t_r Rauhacke. Es handelt sich um eine gewöhnliche, gelbbraun- bis orangefarbene Rauhacke, gelb bis grau anwitternd und meist löcherig. Gips wurde an der Oberfläche nicht beobachtet, hingegen durchfuhr der Druckstollen Bärenburg–Thusis an der Suretta-Stirn eine ziemlich mächtige Gipslinse. Die grösseren Vorkommen, die z. T. hohe, senkrechte Wände bilden, gehören mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Carnien an. Es ist aber nicht auszuschliessen, dass lokal geringmächtige Rauhacken auch in einem tieferen Trias-Niveau auftreten können.

Kalkschiefer. Nahe der Triasbasis, vom Tafelquarzit nur durch wenige Meter eines meist gelblichen, sandigen und schiefrigen Dolomits getrennt, stellt sich in einigen Profilen ein Kalkschiefer-Band ein, das stark an Bündnerschiefer erinnert. Diese sog. «Unteren Bündnerschiefer» sind in der Gegend von Innerferrera (Blatt Splügenpass) gut ausgebildet. Auf Blatt Andeer wurden sie nur im Sedimentkeil von Cresta–Ausserferrera mit Sicherheit festgestellt. WILHELM hatte seinerzeit diese Gesteine auf der Nordseite der Mulde als jurassische Bündnerschiefer kartiert.

t Helle Dolomite; Kalk- und Marmorzüge. Der Hauptteil der Trias besteht aus einer Wechsellagerung von Dolomiten und Kalken, wobei das Mengenverhältnis etwa 1:1 sein dürfte. Die *Dolomite* sind vorwiegend hell (gelblich bis hellgrau) und meist ebenso anwitternd. Reinweisse, z. T. zuckerkörnige Dolomite oder Dolomitmarmore sind stark untergeordnet. Der kalkige Anteil setzt sich zusammen aus graublauen bis hellgrauen, meist dünnschichtigen *Kalken* und aus massigen, weissen bis leicht gelblichen oder bläulichen *Marmoren*.

Brecciöser Dolomit, Dolomitbreccie. Hauptsächlich in den Hängen S der Alp Lambegn (755.5/160.7) und auf der Alp Tobel (755.5/160.2) steht eine Anzahl grösserer und kleinerer Vorkommen einer flaserigen Dolomitbreccie an. Die Verknüpfung mit brecciösen

Dolomiten, die ihrerseits z.T. in gewöhnliche Dolomite übergehen, macht es wahrscheinlich, dass es sich um triadische Gesteine handelt. Auch da, wo den Breccien kalkige Komponenten beigemischt sind, scheint das Bindemittel vorwiegend dolomitisch-sandig zu sein.

r **Grauer Quarzit (? Rhät)**

In der gleichen Gegend der Alp Tobel finden sich isolierte Vorkommen eines grauen Quarzits oder Sandsteins. Dieser unterscheidet sich in seiner Farbe deutlich von den weissen Quarziten der Triasbasis. Seiner Lage nach – wenig unterhalb der Bündnerschiefer – dürfte es sich um ein Niveau der obersten Trias oder des untersten Jura handeln, also möglicherweise um einen Rhät-Sandstein.

Jura – (?) Kreide

Plattiger Marmor, Bänderkalk

Im Gebiet der Alphütten Lambegn (755.5/160.6) überlagert ein weisser, plattiger Marmor, der nach oben gebändert wird und in einen dunkelblauen Kalk übergeht, die nachfolgend beschriebene Kalk–Dolomitbreccie. Die ganze Serie liegt hier offensichtlich *verkehrt*, denn während die Breccie in den Hang S der Alp Lambegn hineinsticht und nicht wieder auftaucht, erscheint der blaue Kalk nochmals in einem südlichen Seitenbach der Aua Granda, wo er von eindeutigen Triasgesteinen (Dolomit, Rauhacke) überlagert wird.

Massige Kalk–Dolomitbreccie

Unmittelbar E der Alphütten Lambegn steht eine gut 30 m mächtige Kalk–Dolomitbreccie an, die morphologisch einen auffällenden Riegel bildet. Diese Serie, die von plattigem Marmor überlagert wird, liegt stratigraphisch *verkehrt* (vgl. oben). Die kompakte Breccie hat eine gewisse Ähnlichkeit mit der Taspinitbreccie, doch fehlen ihr Kristallin- und Quarzitkomponenten vollständig. Die Gerölle, die bis zu 30 cm Ø erreichen und teils eckig, teils gerundet sind, bestehen lediglich aus verschiedenartigen Kalken und Dolomiten. Unter den letzteren fehlen typische Vertreter der Kalkberg-Trias (wie beispielsweise die roten Dolomite des Oberladinien). Altersmässig dürfte es sich bei dieser Breccie um Lias handeln.

Eine ähnliche Breccie – wenn auch geringmächtiger und mit kleineren Komponenten – findet sich zwischen Trias und Bündnerschiefern am Westfuss des Piz digl Gurschus (755.85/158.50).

Während früher die *tektonische Stellung des Komplexes von Lambegn* ungeklärt war – WILHELM rechnete ihn zu seiner Gelbhorn-Decke, die Breccie selbst als Taspinitbreccie betrachtend – scheint seine Zugehörigkeit zur Suretta-Decke heute gesichert. Denn nicht nur liegt diese Serie deutlich unter dem basalen Kristallinzug der Tschera-Decke (Nolla-Kristallin), sondern ihre Trias-Vorkommen lassen sich in fast ununterbrochenen Aufschlüssen bis gegen Alp Tobel – Alp Andies (755.2/159.3) verfolgen, wo sie zweifellos unter die Bündnerschiefer der Suretta-Decke hineinziehen. Diese Serie kann daher als ein Element der Suretta-Stirn betrachtet werden, das von dieser abgeschert und nach rückwärts gestülpt wurde.

S_A «Averser Schiefer» (Bündnerschiefer)

Die Bündnerschiefer der Suretta-Decke, die im Avers ihre grösste Verbreitung und mächtigste Entwicklung finden, sind auf Blatt Andeer auf das Gebiet zwischen Alp Lambegn im N und dem Pass da Schmorras (Südrand des Blattes, 758/158) beschränkt, wo sie durchwegs unter der Basis der Gurschus-Kalkberg-Decke liegen. Während sich im südlichen Teil des Rofna-Fächers – S des Piz Grisch (Blatt Splügenpass) – die Bündnerschiefer am Aufbau der Sedimentkeile beteiligen, ist dies im nördlichen Abschnitt, auf Blatt Andeer, nicht der Fall; die Keile sind hier durchwegs frei von Bündnerschiefern. Die besten Aufschlüsse der «Averser Schiefer» finden sich in der Gegend N und NE (Val Freida) des Pass da Schmorras. Es handelt sich hier in der Regel um mehr oder weniger sandige Kalkschiefer mit rauher Oberfläche und meist brauner Anwitterungsfarbe. Sie sind durchwegs dunkel gefärbt durch Beimengung von graphitischem Pigment und von toniger Substanz. Neubildungen von Sericit und Albit sind häufig. Reine Kalke oder Marmore fehlen. Durch Zurücktreten des Kalkanteils kommt es zu tonreichen Kalkschiefern und schliesslich zu kalkfreien Tonphylliten von grauer bis schwarzer, gelegentlich auch grünlicher Farbe.

Kieselige bis quarzitische Lagen. Sie sind etwa meterdick und finden sich N des Pass da Schmorras in den Bündnerschiefern eingelagert. Diese Züge bestehen aus einer vielfach sehr dünnschichtigen Wechsellagerung von äusserst feinem Quarzmaterial und mm-dicken, meist sericitisierten Tonlagen. Stellenweise sind auch etwas dickere, bis dm-dicke, weisse oder leicht grünliche Quarzitbänder von feinstem Korn eingelagert. Das Aussehen dieser Kieselschiefer erinnert an Radiolarit, doch fehlen die typischen roten Varietäten.

P **Prasinite; Grünschiefer im allg.**

In derselben Gegend, N des Pass da Schmorras (SE-Ecke des Blattes), enthalten die Bündnerschiefer zuweilen Einlagerungen von Ophiolithen. *Grünschiefer* sind durch einige, meist kleine und geringmächtige Züge vertreten; der grösste Aufschluss findet sich im Halbfenster des Val Freida (759.0/158.4). In den meisten Fällen handelt es sich um graugrüne Gesteine, die sich als Chlorit-Albitschiefer oder Chlorit-Albit-Epidotschiefer erweisen. Auf den Schichtflächen weisen sie gelegentlich violette bis weinrote Tönungen auf. Eigentliche *Prasinite* mit poikiloblastischer Struktur, wie sie in den südlicheren Teilen der Suretta-Decke auftreten, kommen auf Blatt Andeer (Gebiet Pass da Schmorras – Val Freida) nur sehr untergeordnet vor.

O_s **Serpentinit**

Ein einzelner, längerer Serpentinit-Zug und mehrere kleine, linsige Einlagerungen kommen in der bereits genannten Gegend N des Pass da Schmorras (SE-Ecke des Blattes) vor. Das dunkelgrüne Gestein ist stark tektonisiert.

CURVÉR- UND MARTEGNAS-SERIEN (PLATTA-DECKE S.L.)

(von V. Streiff)

Ophiolithe (Oberjura – Kreide)

Da sich die Ophiolithe des Martegnas-Zuges petrographisch nicht von jenen der Curvér-Serie unterscheiden, werden sie im folgenden gemeinsam beschrieben.

Martegnas-Zug. Diese Serie ist reich an Ophiolithen, die besonders im Süden (Piz Bovs – Martegnas, 760.0/160.5), ferner bei Spunda sur Ses (S des Piz Curvér) sowie bei Palé (NE-Ecke des Blattes, 759.9/168.9) zu grösserer Mächtigkeit angehäuft sind. Vielfach treten die Grüngesteine zusammen mit der Aptychenkalk-Radiolaritgruppe auf, mit welcher Primärkontakte beobachtet wurden. Daneben kommen sie auch in den (? jüngeren) Bündnerschiefern vor, doch sind hier die Kontakte meist tektonisch gestört.

Curvér-Serie. Im Unterbau des Curvér-Komplexes, d. h. in der als kretazisch betrachteten Schiefermasse und im «Basisband» (= stratigra-

phisch jüngste Teile der Abfolge, da verkehrt liegend) sind Ophiolithe äusserst selten anzutreffen. In den höheren Schuppen hingegen sind Grünschistene stark vertreten. Auch hier ist häufig eine Assoziierung mit Aptychenkalk bzw. Radiolarit festzustellen.

O₁ Talkschiefer, Ophicalcit

Talkschiefer treten hauptsächlich in der Curvér-Serie, Ophicalcite im Martegnas-Zug auf. Es handelt sich durchwegs um kleine Vorkommen, die meist an Serpentin gebunden sind, aus dem sie randlich hervorgehen.

O₂ Serpentin

Diese ultrabasischen Intrusiva finden sich sowohl in der Curvér-Serie als auch im Martegnas-Zug. Mengenmässig treten sie gegenüber den basischen Ophiolithen zurück; sie können aber Linsen von beträchtlicher Mächtigkeit bilden. Viele Vorkommen, besonders in der Curvér-Serie, sind ausserordentlich stark verruschelt, so dass die Serpentinmasse in unzählige dunkelgrüne bis beinahe schwarze Scherben zerfällt und vielfach grössere kahle Schutthalden bildet. Die Kontakte zu den Nebengesteinen scheinen in der Regel immer tektonisch zu sein. Die mikroskopisch untersuchten Gesteine erwiesen sich durchwegs als Chrysotil-Serpentinite, in denen z. T. noch Pseudomorphosen nach Augit und Diallag zu erkennen waren. Unbedeutende Vorkommen von Chloritschiefern wurden gleich wie Serpentin kartiert.

$\gamma\alpha$ Gabbro, Plagioklasfels

Gabbros sind im Martegnas-Zug recht häufig, so besonders am Grat Piz Bovs – Martegnas (760.0/160.6) und ferner auf Spunda sur Ses (757.7/162.1). Es handelt sich fast durchwegs um Diallag-Gabbros von vorwiegend grobem bis sehr grobem Korn, wobei die einzelnen Diallag-Kristalle Kantenlängen bis zu 5 cm erreichen. Feinere Typen kommen nur untergeordnet vor. Neben kaum tektonisierten, beinahe massigen Gabbros finden sich alle Übergänge zu schiefrigen Flaser-gabbros. Die Plagioklase sind meist stark zersetzt, so dass oft nur noch eine hellgrüne Saussuritmasse vorliegt, die mikroskopisch kaum zu diagnostizieren ist. Bei stärkerer Rekristallisation lassen sich Albit, Chlorit (evtl. Pumpellyit) und Epidot oder Klinozoisit erkennen. Andererseits wurden in weniger stark umgewandelten Gabbros noch Relikte der ursprünglichen Plagioklase gefunden, die als Andesin bis Labrador bestimmt werden konnten (STREIFF 1939).

Ein *Plagioklasfels* wurde in der Curvér-Serie, in der NE-Flanke des Curvér Pintg da Taspegn, gefunden. Das Gestein besteht zum weitaus grössten Teil aus Feldspatleisten, die als Albit bestimmt werden konnten. Daneben tritt nur noch spärlicher Chlorit auf.

O Diabas; Grünschiefer im allg.

In dieser Gruppe sind Ophiolithe zusammengefasst, die nicht ohne weiteres als Ergussgesteine angesprochen werden können. Es sind einerseits mehr oder weniger grobkörnige Diabase, in denen Einsprenglinge bereits makroskopisch erkannt werden. Diese erweisen sich als Hornblende, seltener Augit, sowie als zersetzte Feldspatleisten, zu denen meist Neubildungen von Albit, Chlorit und Epidot kommen. Diese relativ seltenen Gesteine dürften ursprünglich grossteils Lagergänge gewesen sein.

Andererseits wurden in derselben Farbe sämtliche basischen Ophiolithe kartiert, die so stark überprägt sind, dass über ihre ursprüngliche Struktur nichts mehr ausgesagt werden kann. Es sind dies die Grünschiefer, die meist eine ausgesprochene Bänderung aufweisen, oft besonders auffällig gemacht durch reine, gelbgrüne Epidotlagen. Petrographisch handelt es sich fast durchwegs um Albit-Chlorit-Epidotschiefer, wobei diese Hauptgemengteile mengenmässig allerdings beträchtlich schwanken können. Strahlstein, Titanit und Calcit beteiligen sich gelegentlich. Einzelne solche Grünschiefer finden sich in der Curvér-Serie; ihre Hauptverbreitung ist aber im Martegnas-Zug, in dem die meisten Erguss- oder Ganggesteine stark umgeprägt wurden.

δβ' Pillowlava, Spilit

Unter dieser Bezeichnung sind alle basischen Ophiolithe zusammengefasst, die sich durch ihre Struktur deutlich als Effusivgesteine zu erkennen geben. Die charakteristischsten Typen dieser Gruppe sind die Pillowlaven, die sich besonders gut auf der E- und SE-Seite des Curvér Pintg da Taspegn studieren lassen. Die Pillows dieser Gesteine variieren zwischen 20 und 60 cm Durchmesser; die Packung ist im allgemeinen eher locker. Während im grössten Vorkommen (E des Curvér Pintg da Taspegn) die Pillows nur wenig deformiert, d. h. noch einigermaßen rund bis leicht elliptisch sind, zeigen die meisten anderen Aufschlüsse eine mehr oder weniger starke Auswalzung dieser Gebilde bis zum Verhältnis von 1:8. Trotz dieser Deformation lassen sich die Pillows noch erkennen durch den dunkeln Saum – mit eingesprengten hellen Variolen – und den heller getönten Kern. Variolen und der Hauptteil des hellen Kerns bestehen vorwiegend aus feinstem Feldspat, meist Oligoklas, in sphärolithischer Anordnung. Dazu gesellen sich Titanmineralien,

wenig Chlorit, gelegentlich etwas Sericit und vermutlich Pumpellyit. Der dunkelgrüne bis fast schwarze Saum hingegen ist ausgesprochen feldspatarm und setzt sich beinahe nur aus Chlorit (evtl. noch Pumpellyit) zusammen – begleitet von Titanmineralien und gelegentlich Hämatit. Dieser Hämatit bewirkt vielenorts eine intensive Rotfärbung des Gesteines.

Ophiolithe, die nur noch sporadisch Variolen aufweisen, führen zum zweiten Typus dieser Gruppe über, zu den äusserst feinkörnigen, makroskopisch dichten Laven mit spilitischem oder basaltischem Chemismus. Sie sind von matt-graugrüner Farbe und meist etwas fleckig. Diese Gesteine zeigen als Hauptbestandteil radial- oder divergentstrahligen Plagioklas (Oligoklas bis Oligoklasalbit), daneben ein kaum definierbares Grundgewebe von Feldspat, Chlorit, möglicherweise Pumpellyit und Titanmineralien.

Die Gesteine dieser Gruppe sind fast ausschliesslich auf die oberen Schuppen der Curvér-Serie beschränkt; im Martegnas-Zug kommen sie gut ausgebildet nur E des Martegnas-Gipfels – besonders am Crap Farreras – vor, d. h. bereits auf Blatt Savognin. Bei dem bei Plan la Botta ausgedehnten Vorkommen (756.3/161.5) handelt es sich um ein schwach geschiefertes Grüngestein, das noch deutlich spilitische Struktur erkennen lässt.

O_b Ophiolithbreccie

Zwei Vorkommen von Ophiolithbreccie sind mir aus der Curvér-Serie, eines aus dem Martegnas-Zug bekannt. Bei den ersteren handelt es sich um einige Meter mächtige Breccien im Dache von Pillowlaven E des Curvér Pintg da Taspegn. Die eckigen Komponenten bestehen durchwegs aus Pillow-Bruchstücken, die in einer dunkelroten, aus Chlorit, Hämatit und Calcit zusammengesetzten Grundmasse schwimmen.

Das Vorkommen des Martegnas-Zuges liegt auf Spunda sur Ses (757.6/162.2). Hier handelt es sich um eine Breccie, die aus einem Grünschiefer hervorgeht, der seinerseits zwischen zwei Gabbrozügen eingeklemt ist. Diese Breccie setzt sich aus verschiedenen Ophiolithkomponenten zusammen; neben feinkörnigen Diabasen kommen auch Gabbro-Bruchstücke vor. Sie schwimmen in einer heterogenen Grundmasse, die neben den üblichen Mineralien eines Grünschiefers ziemlich viel Calcit enthält. Es dürfte sich bei diesem Gestein um eine tektonische Ophiolithbreccie handeln.

Flysch (? oberste Kreide – Eocaen)

Der mächtige «obere Flyschzug» («Obere Flyschschuppe», STREIFF 1939), zwischen Martegnas- und Curvér-Serie gelegen, lässt sich im NE auf Blatt Andeer von der Alp da Stierva (Stürvis) als breites Band südwärts und um den Piz Curvér herum verfolgen. Auf dem Atlasblatt ist dieser Flysch mit derselben Farbe bezeichnet wie der Gelbhorn-Flysch. Von V. Streiff im Anschluss an die Kartierung von Blatt Andeer ausgeführte Untersuchungen auf dem benachbarten Blatt Savognin haben aber eindeutig ergeben, dass der «obere Flyschzug» als *Platta-Flysch* (? Arblatsch-Flysch, Präsanzer Flysch) zu interpretieren ist (vgl. S. 89 und tektonische Übersicht, Tafel I).

Für die lithologische Beschreibung des Flysches sei auf S. 37 dieses Heftes und für die Fossilfunde (insbesondere Nummuliten) auf ZIEGLER (1956, S. 26) verwiesen.

MARTEGNAS-ZUG

Von STREIFF (1939) nach dem Martegnas-Gipfel, Pt. 2670.5 m, unmittelbar östlich von Blatt Andeer gelegen, benannt.

Der Martegnas-Zug lässt sich als \pm zusammenhängendes Band von Martegnas – Piz Bovs über Alp Foppa, dann westlich um die Curvér-Gruppe herum bis auf die Alp da Stierva (Stürvis) verfolgen. Er umfasst eine Gesteinsfolge, die vom Kristallin bis in den Oberjura, möglicherweise sogar bis in die Kreide reicht.

Kristallin

GO_M Schieferiger Sericitgneis

Es handelt sich um ein Gestein, das äusserst stark geschiefert ist und sich dadurch leicht in mm-dicke Platten spalten lässt. Die feine Grundmasse, die sich aus Quarz, Sericit und Albit zusammensetzt, enthält 2–3 mm grosse Einsprenglinge von klarem bis bläulichem Quarz und perthitischem Orthoklas. Auf den vielen Gleitflächen ist Sericit lagig angereichert. Mineralbestand und Struktur scheinen für einen stark verschieferten Quarzporphyr zu sprechen.

Dieses Kristallin bildet an vielen Stellen die Basis des Martegnas-Zuges, der liegenden Flyschserie mit eindeutig tektonischem Kontakt aufgeschoben. Seine Mächtigkeit kann bis maximal 30 m anschwellen;

meist beträgt sie aber nur 1–3 m und fehlt stellenweise ganz. Da der Martegnas-Zug sehr stark in sich selbst gefaltet und verschuppt ist, tritt das Gestein zuweilen auch in höherer Lage in den Martegnas-Sedimenten auf.

Die besten Aufschlüsse finden sich am Piz Bovs (759.7/160.5), ferner im Gebiet Spunda sur Ses – Plan la Botta – Alp Neaza (S und SW des Piz Curvér) sowie S der Alp Taspegn. Weiter nördlich wurden keine Kristallinvorkommen beobachtet.

Trias

Quarzit

N von Plan Schumanet (W des Piz Neaza) wird das Martegnas-Kristallin durch einen weissen, rostig anwitternden Quarzit von 2–3 m Mächtigkeit überlagert. Es ist ein tafeliger Quarzit von mittlerer bis grober Korngrösse, mit Sericitbelägen auf den Schichtflächen. Sowohl das Aussehen als auch die Lagerung sprechen für einen basalen Trias-Quarzit. Auch an anderen Lokalitäten finden sich gelegentlich Schmitzen oder kleine, meist nicht kartierbare Vorkommen dieses Quarzits, z. T. das Kristallin, z. T. andere Triasglieder begleitend.

t Dolomit

Dolomit tritt im Martegnas-Zug ziemlich häufig auf; es handelt sich indessen meistens um geringmächtige Züge oder Linsen. Lithologisch können zwei Haupttypen unterschieden werden, die aber auf der Karte nicht gesondert ausgeschieden wurden.

Bei der ersten Varietät handelt es sich um einen gelb bis orange anwitternden, im Bruch hell-bläulichgrauen Dolomit, der meist stark von Klüften (oft durch Quarz ausgeheilt) durchsetzt ist. Dieser Dolomit-typus kommt vielfach mit Kristallin oder mit Quarzitschmitzen zusammen vor; er dürfte deshalb der Mitteltrias angehören. Hie und da sind weisse bis gelbliche Marmorbänder mit diesem Dolomit vergesellschaftet. Er ist am besten in der Gegend SW und S des Piz Curvér entwickelt.

Der zweite Typus ist ein hell- bis dunkelgrau anwitternder, im Bruch meist hellgrauer, massiger Dolomit (bis zu 15 m mächtig). Er ist fast immer von hellen Haarrissen kreuz und quer durchzogen und erinnert stark an ostalpinen Hauptdolomit. Dieses Glied, das N der Alp da Stierva (Scalottas, NE-Ecke des Blattes) am besten entwickelt ist, scheint die Obertrias zu vertreten. Dieser Dolomit ist im Hangenden stellenweise von Schmitzen eines bunten, meist grünen Tonschiefers begleitet.

Dolomitreccie. Insbesondere die gelblichen Dolomittypen werden gelegentlich von Linsen einer dolomitischen Breccie begleitet. Ein derartiges Gestein findet sich – in Bündnerschiefer eingeschuppt – beispielsweise bei Scalottas, N der Alp da Stierva (758.60/169.46).

Bei dem auf der Karte als Trias-Dolomitreccie angegebenen Vorkommen bei Plan Bi (757.05/162.20) handelt es sich um ein grob-brecciöses, vorwiegend aus Dolomitkomponenten bestehendes Gestein, dessen Bindemittel nach oben immer kalkiger wird – schliesslich geht es in Marmor (siehe unten) über. Das Alter dieser mehrere Meter mächtigen Breccie ist ungewiss; die Verknüpfung mit dem Marmor könnte darauf hinweisen, dass hier allenfalls auch eine Lias-Breccie vorliegt.

Jura – (?) Kreide

Marmor (z. T. brecciös)

Eng mit den Triasgliedern verbunden tritt ein rein kalkiges Gestein auf, das von bläulichem, leicht marmorisiertem Kalk bis zu reinweissem, feinkörnigem Marmor geht. Es ist sehr gut geschichtet, aber ausserordentlich wenig geklüftet, und unterscheidet sich dadurch ganz wesentlich vom Marmor der Tschera-Decke oder von der Sulzfluh-Kalklinse SE von Tiefencastel. Gelegentlich ist der Marmor *brecciös* durch Einlagerung von feinen Dolomitsplittern.

An mehreren Stellen liegt der Marmor direkt auf dem Kristallin, so besonders in der Gegend von Plan Bi – Plan la Botta (SW des Piz Curvér) sowie W der Alp Foppa (759.0/162.8). An anderen Stellen (so z. B. S der Alp Taspegn, 756.7/165.3) schieben sich Linsen eines gelben Dolomits zwischen Kristallin und Marmor.

Mit 30 m am mächtigsten ausgebildet ist der Marmor in der Gegend der Alp da Stierva (NE-Ecke des Blattes). Dort scheint er über einem 10–20 m mächtigen Dolomit zu liegen, der stark an Hauptdolomit erinnert. Am W-Ende des grossen Vorkommens biegt dieses Schichtpaket aber synklynal um, wobei im Kern jüngere Gesteine (Bündnerschiefer, Radiolarit usw.) festzustellen sind. Sofern keine tektonischen Verschuppungen vorliegen, wäre demzufolge die Hauptmasse des Marmors (im verkehrt liegenden Hangendschenkel) *älter* als der Dolomit. Allerdings bleibt eine solche Aussage problematisch, denn eine stratigraphische Gliederung im Martegnas-Zug wird dadurch ausserordentlich erschwert, dass die meisten Profile stark gestört sind und sich kaum je mehrere Schichtglieder in normalstratigraphischem Verband befinden.

S_M Kalkschiefer, Bündnerschiefer

Während sich der Martegnas-Zug im mittleren Abschnitt der Karte hauptsächlich aus den oben besprochenen, älteren Gesteinen zusammensetzt, findet man sowohl im N-Teil der Karte wie auch im S eine ziemlich mächtige Gesteinsserie vom Typus der Bündnerschiefer. Es sind meist dunkle, feinschichtige Kalkschiefer, die bräunlichgrau anwitten. Das tonige Material ist hauptsächlich auf die mehr oder weniger dünnen Zwischenlagen beschränkt; eigentliche Tonphyllite kommen kaum vor. Das Alter dieser Schiefer dürfte zur Hauptsache Lias und Dogger sein; ob auch noch Kreide beteiligt ist, lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen.

Breccien. Gelegentlich treten auch in den tieferen Partien der Bündnerschiefer kleinere Linsen von Breccien auf (z. B. SE von Plan Palé, 756.87/165.40).

Kalkzüge. Im Gebiet S der Alp Taspegn (756.8/165.3) tritt mit den Bündnerschiefern zusammen ein Kalkzug auf, der speziell ausgeschieden wurde. Es handelt sich um einen grobbankigen, hellen Kalk von etwa 3 m Mächtigkeit, der hellgrau bis leicht bräunlich anwittert. Dieses Gestein wird dort von grünlichem «Aptychenkalk» überlagert. Möglicherweise stellt dieses kalkige Band eine Übergangsfazies dar oder aber bereits die untere, noch atypische Partie des Aptychenkalkes.

i-c_k Aptychenkalk

Zwischen oder über den Bündnerschiefern treten an verschiedenen Stellen Gesteine auf, die sich von den dunkeln Kalkschiefern deutlich unterscheiden. Die nur in seltenen Fällen noch als helle, graue bis leicht grünliche, gelegentlich auch gelbliche, dichte und splittrige Kalke vorliegenden Gesteine sind in der Regel umgewandelt in einen gutgeschichteten, hellen Marmor mit Sericitbelägen (und teilweise Chlorit) auf den Schichtflächen. Dieser Marmor lässt sich nicht von den Sericitmarmoren der Tschera- oder der Gelbhorn-Decke (Nivaigl-Serie) unterscheiden. Sowohl der Lage wie auch dem Aussehen nach handelt es sich um das Niveau des «Aptychenkalks», für dessen metamorphe Ausbildung – den Sericitmarmor – H. P. Cornelius die Bezeichnung «Hyänenmarmor» prägte.

In einigen wenigen vollständigen Profilen sieht man, dass der Kalkgehalt gegen oben abnimmt und das Gestein in einen graugrünen, reinen Tonschiefer übergeht, der zum nächsten Schichtglied, dem Radiolarit, überleitet. An einigen Stellen finden sich *über* dem Radiolarit nochmals Kalkmarmore vom selben Typus des «Aptychenkalks». Wäh-

rend früher an eine tektonische Repetition gedacht wurde – und die liegenden wie die hangenden Kalkglieder aus diesem Grunde mit derselben Farbe bedacht wurden – scheint es heute wahrscheinlicher, dass es sich um eine normalstratigraphische Folge Kalkmarmor–Radiolarit–Kalkmarmor handelt. Dies stimmt auch mit den Untersuchungen von DIETRICH (1970) überein, der in der Gegend des Piz Platta (Platta-Decke s.str.) die Radiolarit-Gruppe im Liegenden von einem «Unteren», im Hangenden von einem «Oberem Kalkmarmor-Horizont» begleitet fand.

Diese Kalke bis Kalkmarmore haben keine Fossilien geliefert; es dürfte sich aber nach der stratigraphischen Lagerung um Malm handeln, wobei die über dem Radiolarit auftretenden Schichten eventuell noch bis in die Unterkreide reichen könnten.

Am Kontakt mit Ophiolithen wurde die Bildung von Stilpnomelan-
Garben beobachtet.

i-c, Radiolarit

Der Radiolarit setzt sich aus verschiedenen lithologischen Typen zusammen. Am auffälligsten sind die roten Hornsteine, die im Bruch meist eine weinrote Färbung aufweisen, durch Beläge von Hämatit, Chlorit und untergeordnet Mangan auf den Schichtflächen aber vielfach schwärzlich erscheinen. Diese Radiolarite bestehen praktisch nur aus Quarz von mikroskopisch kleiner Korngrösse und dazwischen eingelangtem hämatitischem Pigment.

Häufiger als diese Hornsteinlagen, die selten dm-dick werden, sind dünnbankige Radiolarite mit \pm dünnen, roten oder grünen Tonzwischenlagen. Diese Gesteine sind rot/weiss oder grün/weiss gebändert und vielfach stark gefältelt. Sie leiten über zu reinen Tonschiefern von roter oder grüner Farbe. In den Übergangszonen von den kieselligen zu den tonigen Partien können unter dem Mikroskop ringförmige bis elliptische, aus feinstem Quarz bestehende Gebilde von 0,2 bis 0,4 mm Durchmesser festgestellt werden, die sehr wahrscheinlich Reliktstrukturen von Radiolarien darstellen.

Die flächenmässig grösste Ausdehnung erreicht die Radiolarit-Abfolge wenig unterhalb des Strässchens, das von Sur Coual nach der Alp da Stierva führt (NE-Ecke des Blattes). N davon – unterhalb Scalottas – sind der Radiolarit und der ihn begleitende «Aptychenkalk» mehrfach repetiert in die Bündnerschiefer eingefaltet. Weitere Radiolarit-Vorkommen finden sich besonders in der Gegend von Piz Bovs – Martegnas (760.0/160.5).

An Kontakten mit Ophiolithen wurden öfters Alkalihornblenden – z. T. zusammen mit Stilpnomelan – beobachtet. In einem Vorkommen

zwischen Piz Cartas und Piz Bovs ist diese blaue Hornblende so stark angereichert, dass der Radiolarit zu einem Alkalihornblende-Quarzit, stellenweise zu einem Alkalihornblende-Garbenschiefer wird.

Das Alter des Radiolarits liess sich nicht durch Fossilien belegen; in Anlehnung an das Unterostalpin wird ein Malm-Alter angenommen.

Wie schon weiter oben angedeutet, wird der Radiolarit im Hangenden gelegentlich von einem «Oberem Marmor» begleitet (als «Aptychenkalk» kartiert). In den meisten Fällen folgen über diesem, bzw. direkt über dem Radiolarit, wieder Gesteine vom Typus der Bündnerschiefer. Es könnte sich bei einem Teil dieser Schiefer um kretazische Gesteine handeln, wie dies von DIETRICH (1970) im Gebiet des Piz Platta nachgewiesen wurde. Da die Radiolarit-Marmorgruppe im Martegnas-Zug aber vielenorts mehrfach in den Schiefen auftritt, d. h. tektonisch repetiert ist, und die stratigraphischen Kontakte meist stark gestört sind, lässt sich diese Frage nicht eindeutig beantworten.

Bei Palé (NE-Ecke des Blattes, 759.7/168.8) wurde die oberste Partie des Martegnas-Zuges, direkt unter dem überlagernden Flysch, als Radiolarit und Aptychenkalk kartiert. Es ist aber durchaus möglich, dass es sich bei diesen Gesteinen nicht um die echte Radiolarit/Aptychenkalk-Gruppe handelt, sondern um den Horizont der «Grünen Kalk- oder Kieselschiefer», welcher in der Curvér-Serie vorkommt (S. 66) und den wir dort als Oberkreide betrachten.

CURVÉR-SERIE

Von STREIFF (1939) benannt nach dem Piz Curvér (Pt. 2971.8 m), etwa 5 km östlich von Andeer.

Wie der Martegnas-Zug ist auch die Curvér-Serie nur im Ostschams vertreten. Sie baut die vom Piz Curvér gegen N (Curvér Pintg da Taspegn) bzw. gegen NW (Piz Neaza) ziehenden beiden Ketten auf und bildet die Unterlage der ostalpinen Toissa-Klippe.

Wie weiter unten noch ausführlicher diskutiert wird, liegt der Curvér-Komplex – zumindest sein unterer Teil – in *verkehrter Position* (vgl. den nachfolgenden Abschnitt «Basisband», ferner S. 65, 66 und im tektonischen Teil S. 88 und 89).

«Basisband» (? Oberkreide – Alttertiär)

In Übereinstimmung mit verschiedenen anderen Geologen (ZYNDEL, CADISCH, STAUB, ZIEGLER) wurde ursprünglich angenommen, dass sich dieses basale Band der Curvér-Serie aus Triasgesteinen zusammensetze und die tektonische Grenze gegen den liegenden Flysch bilde. Dies

wurde durch folgende zwei Beobachtungen vorgetäuscht: 1. Besonders auf der SE-Seite des Piz Curvér ist dieses «Basisband» auf dem liegenden Flysch gegliedert, und an der Gleitfläche hat sich ein rauhwackertartiges Gestein gebildet (tektonische Rauhwacke). 2. An einigen Stellen ist dolomitisches Material am Aufbau dieses Bandes beteiligt. Es scheint sich dabei aber um aufgearbeitete Triasgesteine zu handeln, wobei neben feindritrischem Material auch grössere Dolomitlinsen eingesedimentiert sind.

Demgegenüber konnten in verschiedenen Profilen, besonders auf der N-Seite der Curvér-Gruppe, *normalstratigraphische* Übergänge sowohl gegen die hangenden Curvér-Schiefer als auch gegen die liegenden Flyschgesteine beobachtet werden. Dies bedeutet, dass das «Basisband» nicht eine tektonische Trennung zwischen diesen beiden Serien, sondern ein Übergangsglied von den Curvér- in die Flysch-Schiefer darstellt. Da der Flysch zweifellos die jüngere der beiden Serien ist, liegt der ganze Komplex verkehrt. Wir gelangen somit zur gleichen Interpretation wie WILHELM (1932). In der Tat geht die verkehrte Lagerung der obersten Flyschpartie eindeutig aus den «graded beddings» von vielen Sandsteinen hervor. Das Alter des «Basisbandes» dürfte oberste Kreide bis Alttertiär sein.

Diese Deutung – obschon bereits früher in Erwägung gezogen – setzte sich erst 1970 endgültig durch, zu einem Zeitpunkt, als die Karte schon im Druck war. Es war daher nicht mehr möglich, die Legende vollständig umzustellen, so dass das «Basisband» nun nicht in der stratigraphisch richtigen Position darin erscheint.

Lithologisch besteht das «Basisband» zur Hauptsache aus einem grobkörnigen, sandigen Kalkmarmor, grau bis weiss im Bruch und meist hellgrau anwitternd. Hohlräume zwischen den grossen Calcitkristallen werden ausgefüllt durch Quarz, der den Marmor auch in vielen feinen Klüften durchsetzt. Akzessorisch beteiligen sich Sericit sowie feinverteilter Pyrit und Kupferkies. Diese Erze bewirken stellenweise eine braune bis orangefarbene Anwitterung des Marmors; auch Anflüge von Malachit sind zu beobachten.

Es ist nicht ohne weiteres einzusehen, wieso ein normaler Kalk bei relativ schwacher Metamorphose zu einem so grobkörnigen Marmor umgewandelt werden konnte, und die Vermutung liegt nahe, dass bereits ursprünglich ein grobspätiger Kalk, möglicherweise ein Crinoidenkalk, vorgelegen hat. Unter dem Mikroskop scheinen sich tatsächlich in grossen Kristallen noch Andeutungen von Echinodermenstrukturen und von Foraminiferenspuren zu finden. Jedenfalls dürfte es sich um eine neritische Ablagerung handeln.

An mehreren Stellen geht der Marmor in eine Breccie mit Dolomitkomponenten über. Meist handelt es sich um Feinbreccien; lokal

entstehen daraus aber grobe Psephite, die metergrosse Dolomitlinsen führen können.

Am N-Grat des Curvér Pintg da Taspegn finden sich unter dem «Basisband» noch zwei Linsen eines weissen Marmors – lithologisch mit demjenigen des «Basisbandes» identisch – in die obersten Schichten des Flyschs eingelagert. Es lässt sich nicht entscheiden, ob es sich dabei um eine tektonische oder stratigraphische Repetition dieses Gliedes handelt. In derselben Gegend treten sowohl über als auch direkt unter dem «Basisband» Linsen von ophiolithischen Gesteinen auf. Sie müssen wohl als Olistostrome gedeutet werden.

Trias

t Dolomit, Rauhwacke

Triasgesteine treten nur in den oberen Schuppen der Curvér-Serie auf. Es sind meist Züge von geringer Mächtigkeit und Ausdehnung, die aus gelben, seltener grauen Dolomiten, schwächiger Rauhwacke und stellenweise gelblichen Marmoren bestehen. Oft sind sie von Ophiolithen – vielfach Serpentiniten – begleitet.

Jura – Kreide

S_c Kalk- bis Tonschiefer (Bündnerschiefer)

Diese Bündnerschieferartigen Gesteine bilden eine eintönige Abfolge, die grau bis braun anwittert und den nahezu vegetationslosen Bergen ein düsteres Aussehen verleiht. Lithologisch sind es dünn-schichtige, brüchige Schiefer, die von reinem, beinahe schwarzem Tonphyllit zu tonigem und ± siltigem oder sandigem Kalkschiefer reichen.

Falls die nachstehend angeführte Korrelation der Marmore und Quarzite richtig ist (vgl. S.66), dann würde dies bedeuten, dass zumindest ein beträchtlicher Teil des mächtigen Schieferkomplexes der Curvér-Masse verkehrt liegt und kretazischen Alters wäre.

Die tektonisch höheren Elemente der Curvér-Serie – obere Partie des Curvér Pintg da Taspegn samt dessen südlichem Verbindungsgrat gegen den Piz Curvér sowie die E-Abdachung der Curvér-Kette – enthalten zweifellos neben (?) kretazischen vorwiegend jurassische Anteile. Die ausgesprochene Schuppenstruktur dieser höheren Elemente sowie das Fehlen von Fossilien und von lithologisch charakteristischen Merkmalen lassen aber keine stratigraphische Gliederung zu.

Es sei an dieser Stelle ausdrücklich betont, dass die Curvér-Schiefer *keine* Flyschmerkmale aufweisen und sich von Flyschgesteinen deutlich

unterscheiden. Eine Verbindung mit dem Arlos-Flysch des Oberhalbsteins (ZIEGLER 1956, STAUB 1958) ist daher nicht möglich. Andererseits kann auch die Hypothese von STREIFF (1962) nicht aufrecht erhalten werden, wonach es sich bei den tieferen Elementen des Curvér («Untere Curvér-Serie») möglicherweise um Gesteine der Nivaigl-Serie handeln könnte.

Marmor (überlagert von *Quarzit*). Dieses Gestein wurde nur auf der SW-Flanke des Curvér Pintg da Taspegn beobachtet und kartiert. Es handelt sich um einen 2–4 m mächtigen, kompakten, weissen bis leicht gelblichen Kalkmarmor, der hellgrau anwittert. In den obersten 20–30 cm stellen sich Kieselschnüre ein, und das Gestein geht in einen grünlichen Quarzit über, der 1–2 m erreicht. Da dieser Marmor erheblich vom normalen Aptychenkalk abweicht, wurde er separat ausgeschieden. Es dürfte sich aber nach unserer heutigen Auffassung um den «oberen Aptychenkalk» oder den «oberen Kalkmarmor» im Sinne von DIETRICH (1970) handeln (siehe auch S. 62) und beim Quarzit um den Radiolarit-Horizont. Tatsächlich stellen sich sowohl gegen S wie gegen N in der Fortsetzung dieses Vorkommens sichere Radiolarite ein.

Grüne Kalk- oder Kieselschiefer. Zuunterst in der Serie der Curvér-Schiefer (= stratigraphisch oben), direkt über dem «Basisband», zieht sich um die ganze Curvér-Gruppe herum ein etwa 10–30 m mächtiges Band von Gesteinen, die als gemeinsames Merkmal eine auffällig grüne Farbe aufweisen. Die Zusammensetzung dieses Gliedes ist äusserst heterogen und umfasst folgende Gesteinstypen: Graugrüne bis grüne Kieselkalke und reine Kieselschiefer, die bisweilen stark an Radiolarit erinnern, ferner grüne, ± kalkige Phyllite sowie grüne Sericitmarmore vom Typus der «Hyänenmarmore». Dieses Band muss seiner Stellung nach – wegen der verkehrten Lagerung des ganzen Komplexes – als jüngstes Glied der Curvér-Schiefer angesprochen werden und dürfte Oberkreide-Alter besitzen.

Breccienlagen. Insbesondere zwischen Piz Curvér und Curvér Pintg da Taspegn schalten sich in die Schieferserie Breccien ein. Sie variieren von enggepackten Feinbreccien (Calcareniten) bis zu Grobbreccien, bei denen das kalkige Bindemittel gegenüber den Komponenten bei weitem überwiegen kann. Während in den feineren Typen die Anteile Kalk/Dolomit ungefähr gleich sind, treten in den groben Typen die Dolomitkomponenten stark zurück. Andere Komponenten fehlen. Diese Breccien sind am besten W von Pt. 2745 (S des Curvér Pintg da Taspegn) ausgebildet, wo sie mit den umgebenden Schiefen stark verfaltet sind; von dort streichen sie gegen den N-Fuss des Piz Curvér.

Stark siltige Kalkschiefer. Es handelt sich um feinschichtige Kalke von sehr feinem Korn, denen bis zu 50% Quarz in feinsten Verteilung und Korngrösse beigemengt ist. Im Bruch dunkel-blaugrau, wittert dieses Gestein auffällig orangebraun an und zerfällt in dünne, klingende Platten. Diese Schiefer sind weiträumig auf der N-Seite des Piz Curvér verbreitet.

Sandstein, Quarzit. Am Gipfel des Piz Curvér steht in den Schiefen ein Sandsteinhorizont an, der sich sowohl gegen E als auch gegen NW verfolgen lässt. Es handelt sich um einen grauen, fein- bis mittelkörnigen Sandstein, der nur lokal kalkfrei ist und dann quarzitisches sein kann. Die Mächtigkeit dieses wenig spektakulären Horizontes beträgt kaum 1 m; stellenweise liegen zwei, dafür dünnere Bänder vor.

i-c_k Aptychenkalk

Einerseits treten dichte, grünliche Kalke auf, andererseits deren metamorphe Äquivalente in Form von Sericitmarmoren («Hyänenmarmoren»). Im übrigen sei auf die entsprechenden Gesteine des Martegnas-Zuges verwiesen (vgl. S. 61).

i-c_r Radiolarit

Im Gegensatz zum Radiolarit-Horizont des Martegnas-Zuges finden sich in der Curvér-Serie ausserordentlich selten rote Gesteine – weder rote Radiolarienhornsteine noch Tonschiefer. Der Horizont besteht fast ausnahmslos aus grünen oder grün/weiss gebänderten Kiesel-schiefern bis Quarziten sowie grünen Phylliten. Typisch sind wiederum die äusserst feine Bänderung und stellenweise intensive Kleinfältelung. Die verschiedenen (tektonisch repetierten) Bänder sind stark ausgedünnt; sie erreichen selten Mächtigkeiten von 1 m.

E des Curvér Pintg da Taspegn geht ein ostwärts hinunterziehender Radiolarit in eine Radiolarit-Breccie über: eckige Hornsteinkomponenten sind in eine grüne, tonige Matrix eingelagert.

i-c_q Quarzit

NW und E von Ziteil (758.8/164.4) finden sich Quarzite, deren stratigraphische Zugehörigkeit fraglich ist. Diese grauen bis grünlich-grauen, ziemlich massigen, unreinen Quarzite führen neben Quarz noch reichlich Sericit, Chlorit und etwas Albit. Obschon die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden kann, dass es sich bei diesen Gesteinen um Trias-Quarzit handeln könnte, scheint es doch wahrscheinlicher, sie als stärker metamorphe Partien des Radiolarits zu interpretieren – besonders, da das NW Vorkommen unmittelbar an Radiolarit (auf der Karte nicht ausgeschieden) und Aptychenkalk grenzt.

ELA-(AELA)-DECKE

(von V. Streiff)

Benannt nach dem Piz Ela (3338.7 m), zwischen Savognin und Bergün gelegen.

Die Gesteine dieser ostalpinen Decke kommen nur am Ostrand von Blatt Andeer vor, wo sie – östlich der Curvér-Gruppe – die Klippe des Piz Toissa aufbauen.

Trias

t₅ **Hauptdolomit (Norien)**

Der Hauptdolomit ist im westlichen Piz Toissa (auf Blatt Andeer) noch zwischen 200 und 300 m mächtig, während er auf der Ostseite dieses Berges über 600 m erreicht. Er ist in der normalen ostalpinen Fazies entwickelt, als einheitlich dickbankiger, im Bruch mittel- bis dunkelgrauer Dolomit, der staubig hellgrau anwittert. Oft ist das Gestein netzartig von Haarrissen durchzogen, die durch gelblich anwitternden Dolomit ausgefüllt sind. Gelegentlich lassen sich auch eigentliche Breczienhorizonte beobachten, in denen aber Komponenten und Grundmasse aus dem gleichen dolomitischen Material bestehen.

Der oberste Teil des zum Hauptdolomit gerechneten Komplexes weist eine von der Hauptmasse etwas abweichende Lithologie auf, zeigt aber auf Distanz noch denselben Aspekt. Zuerst schalten sich über etwa 15 m einzelne Dolomitbänke ein, die hellgelb oder oliv anwittern, im Bruch aber dieselbe dunkelgraue Färbung aufweisen, wie die Hauptmasse der tieferen Dolomite. Dann folgt über etwa 20 m eine Wechsellagerung von gelblich anwitternden Dolomiten, kalkigen Dolomiten und reinen, hellgrau anwitternden Kalkbänken. Zuoberst stellen sich wenige dünne Lagen von gelben bis grüngrauen tonigen Schiefen ein. Diese obersten 35 m dürften den norisch-rhätischen Grenzhorizont darstellen.

r **Blaue Kalke und Lumachellen (Rhät)**

Diese Formation ist schon auf Distanz durch ihre auffällig dünnbankige Bänderung zu erkennen. Diese wird hervorgerufen durch eine Wechsellagerung von harten und weichen Schichten. Unter den letzteren sind es vor allem dunkelgraue bis schwarze, rostig anwitternde Tonschiefer (Kössener Schiefer), untergeordnet auch graue Kalk- oder Dolomitmergel. Die harten Bänke werden gebildet durch folgende Gesteine:

- dunkelgraue, gelb bis oliv anwitternde Dolomite und dolomitische Kalke,
- blaugraue bis dunkelgraue, massige Kalke, hellgrau anwitternd,
- dunkelgraue, braungrau anwitternde Lumachellen.

Besonders diese letzteren Gesteine, die meist vollgepackt sind mit Bruchstücken von Gastropoden und Lamellibranchiern, sind überaus typisch für das Rhät, das am Piz Toissa etwa 150 m Mächtigkeit erreicht.

Lias

I_A Kalke, Kalkschiefer (Allgäu-Schiefer), Feinbreccien

Der Lias besteht zur Hauptsache aus «Fleckenmergeln», d.h. fleckig grau/gelblich anwitternden, brüchigen Kalkmergeln bis mergeligen Kalken, die einzelne Linsen von reinem Kalk einschliessen. Die untersten 30 m sind stark kalkhaltig, die nächsten 20 m bedeutend tonig-mergeliger. Darauf folgt wieder ein eher kalkiger Horizont, der gegen oben sandig wird und 2–3 Einlagerungen von eigentlichem Sandstein enthält, die bis zu 2 m mächtig sind. Nach einem neuerlichen, stark mergelig-tonigen Band wird die Serie wieder kalkiger.

Zuoberst schalten sich in die Kalkmergel und Kalke Feinbreccien ein, und der Gipfel des Piz Toissa wird gebildet durch plattige Kalke, z. T. mit kieseligen Lagen, und mehrere Bänke einer groben Kalk/Dolomit-Breccie. Die totale Mächtigkeit des am Piz Toissa noch vorhandenen Lias dürfte etwa 150 m betragen.

QUARTÄR

(von H. Jäckli)

Moränen

Talmoränen des Rheingletschers

Im Würmmaximum reichte die Eisoberfläche bis ca. 2300 m, jedoch ohne dass Randmoränen abgelagert wurden. Die typischen Talmoränen des Rheingletschers im Schams entsprechen zeitlich bereits einem relativ späten Rückzugsstadium am Ende der Würmvereisung. Sie sind gekennzeichnet durch einen relativ hohen Gehalt an «Rofna-Porphyr», unterge-

ordnet auch an Kristallin der Adula-Decke. Sie bedecken die tieferen Partien der Talflanken bei Wergenstein bis 1400, bei Mathon bis 1500, bei Lohn bis 1800 m und führen oft erratische Blöcke von respektablem Grösse. In der Via Mala ist solches Moränenmaterial auf dem Niveau der alten Strasse an den senkrechten Schluchtwänden noch angeklebt erhalten.

Lokalmoränen

Die Lokalmoränen lassen sich von den Talmoränen des Rheingletschers einerseits auf Grund des Geröllspektrums – dem beschränkten Einzugsgebiet entsprechend – und andererseits auf Grund der Form und der Richtung noch erhaltener Moränenwälle unterscheiden.

Es lassen sich folgende Lokalgletscher unterscheiden:

a) *Links des Rheins*

1. Stutzalpgletscher, mit rechtsseitigen Stirnmoränen bei Gadenstatt oberhalb Splügen, mit jüngsten Rückzugsmoränen auf Teurialp.
2. Steilalpgletscher, mit beidseitigen Randmoränen bei Sufers, mit jüngsten Rückzugsmoränen auf Steileralp.
3. Anarosagletscher, vom Gelbhorn über den weiten Kessel von Alp Anarosa ins Fundogntobel vorstossend, mit W–E-streichenden Moränenwällen bei Dumagns und Wergenstein.
4. Beveringletscher, aus der Beverin-Süd- und Ostflanke auf breiter Front den oberen Schamserberg bedeckend und im Mathoner Tobel bis Donath vorstossend, mit seitlichen Moränenwällen beidseits des Mathoner Tobels.
5. Nollagletscher, von der Beverin-Nordflanke ins Nollatobel gegen Thusis vorstossend.

b) *Rechts des Rheins*

6. Lambegnigletscher, aus dem Kessel von Lambegn (N des Piz digl Gurschus) nach W vorstossend, mit jüngsten Rückzugsmoränen auf dem Wasserboden hinter Lambegn.
7. Neazagletscher, aus dem Gebiet der Alp Neaza gegen Pignia vorstossend.
8. Taspegnigletscher, aus dem Kessel der Alp Taspegn gegen Reischen vorstossend, mit rechtsseitiger Randmoräne von Nasch über Spegnet bis Haselstein, linksseitig von La Tur bis Reischen.

Die Moränen dieser Lokalgletscher liegen im Haupttal *über* den Talmoränen des Rheingletschers.

c) *Im Safiental*

9. Carnusagletscher, vom Bruschghorn über Carnusa gegen das Safiental vorstossend.

d) *Im Oberhalbstein*

10. Cumegnagletscher, gegen das Adontobel (Blatt Savognin) vorstossend.
11. Stiervagletscher, nördlich des Piz Toissa auf breiter Front die Alp da Stierva bedeckend.

Die Lokalmoränen beweisen einen kurzfristigen Vorstoss der Seitengletscher bei einem nicht vom Eis des Hauptgletschers gefüllten Tal, ungefähr der Konzeption von O. Ampferer «Schlussvereisung» entsprechend. Diese maximale Ausdehnung der Lokalgletscher könnte zeitlich ungefähr dem Gschnitz-Stadium, gewisse, nicht sehr deutliche Wälle auf Alp Anarosa, Alp Nursin und Alp digl Oberst ungefähr dem Daun-Stadium entsprechen.

Rezente bis subrezente Moränen

Subrezente und rezente Moränen mit ganz lokaler petrographischer Zusammensetzung finden sich links des Rheins am Fusse der Nordflanken von Wisshorn–Alperschällhorn und des Bruschghorns, rechts des Rheins beidseits des Piz digl Gurschus und am Fuss des Piz Curvér.

Ein kleiner Carnusagletscher am NE-Fuss des Bruschghorns reichte 1850 noch auf Kote 2740 m, ist heute aber völlig abgeschmolzen.

Lawinen- und Schneehaldenmoränen

Rezente gebildete lokale Schuttwälle am Fusse von Steilhalden, wo regelmässig schutttransportierende Lawinen endigen, finden sich beispielsweise im hintersten Carnusatal nördlich Punkt 2962 auf Kote 2720–2900 m, ferner am Südende des Beverin-Südwestgrates auf 2500–2600 m, am Runal-Südfuss auf 2380–2480 m, an der Muttnerhorn-Ostflanke auf 2280–2310 m, beidseits des Piz digl Gurschus und nördlich des Nolla auf 2400–2450 m, schliesslich W vom Pass da Surcarungas auf 2500 m.

Schotter, Alluvionen

q_{5s} Spätglaziale Schotter

Oberhalb der Talsohle finden sich im Mathoner Tobel (750.10/166.75), von Lokalmoräne bedeckt, auf Kote 1620–1690 horizontal geschichtete Schotter.

Ein analoger Schotterrest, der lokal deutlich zu Nagelfluh verkittet ist, liegt mit gut erhaltener Akkumulationsterrasse NE von Lohn auf Kote 1540–1560 m; er zeigt keine Moränenbedeckung.

Beide Vorkommen dürften als lokale Stauschotter in einem randglazialen Gletscherstausee der ausgehenden Würmeiszeit aufzufassen sein.

q_s Postglaziale Rheinschotter

Vom Süden der Via Mala bis zur mittleren Via Mala-Brücke liegen horizontal geschichtete Schotter wenig über dem Fluss. Sie sind teilweise verkittet, oft stark siltig und in Seebodensande übergehend und werden von rezentem Gehängeschutt bedeckt.

Analoge Rheinschotter finden sich am linken Hangfuss von der Mündung des Fundognbaches aufwärts bis Clugin und südlich Andeer, wo sie in grossem Maßstab abgebaut werden.

Postglaziale Schotter der Seitenbäche

Mächtige Schuttkegel am Fuss beider Talflanken, am Übergang zur Talsohle, wurden von Seitenbächen in einen postglazialen Stausee sedimentiert. Die petrographische Zusammensetzung spricht nicht für Rheinschotter, sondern für Schotter der Seitenbäche. Nachträglich wurden sie durch den Rhein und die Seitenbäche wieder teilweise abgetragen und auf verschiedene Erosionsniveaux erniedrigt, wobei scharfe Erosionsränder erhalten blieben.

a Rezente Alluvionen

Zu den rezenten Alluvionen werden in der Talsohle die heutigen Rheintalalluvionen, in den hochliegenden, flachen Alpegebieten die rezenten aquatischen Sedimente sowohl der Hauptbäche als auch kleiner Nebenbäche gerechnet, bei denen es sich um aquatisch umgelagerten Gehänge- oder Moränenschutt mit deutlich fluviatiler Struktur, aber bescheidener Mächtigkeit handelt.

Kolluvialer Schutt und Auffüllungen

Gabbro-Blockschutt

Auf der flachen Einsattelung von Plan Neaza, ESE des Piz la Tschera, liegt auf etwa 2540 m Höhe ein Blockschwarm von ca. 200 m Länge, der auf den ersten Blick einen Moränenwall vortäuscht. Dass dies nicht der Fall ist, zeigt die Zusammensetzung des Materials: Dieses

besteht fast ausschliesslich aus 30–80 cm grossen Blöcken eines mittel- bis grobkörnigen Diallag-Gabbros. Da sich das Vorkommen unmittelbar S der Plan la Botta-Klippe des Martegnas-Zuges befindet, dürfte es sich mit grösster Wahrscheinlichkeit um einen Gabbro dieser Zone handeln, der mehr oder weniger in situ zerfiel und dessen Blöcke z. T. noch in den umliegenden Gehängeschutt verschwemmt wurden.

Solifluktionsschutt

In höheren Lagen zeigen besonders der Bündnerschiefer-Schutt und die Rauhacken intensive Solifluktionerscheinungen. Auf der Karte sind mit kleinen Pfeilen besonders markante oder grössere Solifluktionsgebiete dargestellt, beispielsweise in der Rauhacke NE dem Schottersee zwischen Runal- und Beverin-Südwestgrat, ferner in den flachen Bachmulden des grossen Rauhacke-Gebietes der Alp Tumpriv.

Scharen von Wanderblöcken mit akuten solifluidalen Bewegungserscheinungen treten in den Rauhacken auf (z. B. Hämatitquarzite in Rauhacken auf Culmiez, W von Wergenstein, 748.6/165.4), ferner Dogger- und Sericitmarmor-Blöcke bei Blasatscha, SE des Beverin Pintg (748.5–748.8/166.6–167.4).

Blockströme

Blockströme und Blockgirlanden als selbstständige geologische Körper mit langsamer Kriechbewegung finden sich im Westschams N des Piz Tarantschun gegen den Lai la Scotga, aus Triasdolomit und Liaskalk bestehend; ferner SW und N der Muttolta (744.0/164.1), aus Vizan-Breccie bestehend, und schliesslich am West- und Nordfuss der Pizzas d'Anarosa, aus Dolomit bestehend. Im Ostschams erscheinen schöne Blockströme an der West- und Nordflanke des Nolla N des Piz digl Gurschus, aus Dolomit und Kristallin bestehend. Im Bündnerschiefer oder Flysch bilden sich keine Blockströme.

Bergsturzaflagerungen

Zahlreiche kleine bis mittelgrosse Bergsturzaflagerungen finden sich am Fuss der Felsflanken – die grösste davon mit einer Fläche von rund 1,5 km² in der Westflanke des Muttner Horns gegen die Via Mala.

Am 5. Juli 1938 stürzten aus der Nordwand des Piz Beverin rund 200 000 m³ Gestein ab. Ein Teil des Bergsturzschuttes blieb am Fusse der Wand, ein Teil erst im obersten Nollatobel liegen und belastete den Wiss Nolla als Wildbach während Jahren stark mit Schutt.

Ein kleinerer Felssturz ereignete sich am 5. August 1962 um 7.30 h aus den Felswänden N von Crom (W des Muttner Horns). Aus

1950–2000 m ü.M. stürzten rund 20 000 m³ Kalke, Marmore und quarzitische Sandsteine der Nivaigl-Serie über verwitterten Tonphylliten gegen das Val da Bargias, zerstörten das damalige Strässchen nach Samest auf 200 m Länge und vernichteten rund 10 ha Wald. Der im Bachbett des Samesterbaches angehäufte Bergsturzschutt wurde bei späteren Hochwasserspitzen als Murgang teilweise bis in den Rhein transportiert.

Sackungsmasse des Schamserberges

Eine zusammenhängende Sackungsmasse reicht im Westschams vom Grat des Einshorns abwärts, die Hänge oberhalb Mathon umfassend, bis gegen Patzen und Fardün. Aufgeschlossene Felsvorkommen sind dort stets tiefgründig zerrüttet und \pm abgesackt. Daneben liegt grober, ebenfalls versackter Blockschutt. Die Grenze nach Süden ist sehr unscharf; im Fardüner Tobel und im Mathoner Tobel können verschiedene Felsaufschlüsse zwar stratigraphisch identifiziert werden, aber wahrscheinlich sind diese Schichten durch Sackungsbewegungen verrutscht. Gegen NE ist die Grenze schärfer und berührt fast die Plattera (bei Lohn).

Schieferrutschungen

In den Nolla-Tonschiefern des Carnusatales, im Flyschhang N von Sufers und in den Schieferhängen beidseits der Curvér-Gruppe bzw. des Muttner Horns sind Gebiete von vielen km² Fläche in langsamer Kriechbewegung, wobei die Moränendecke und die obersten, aufgelockerten Partien der Schieferunterlage oft eine ungeordnete Mischung von Rutschschutt bilden.

Künstliche Auffüllungen

Als künstliche Auffüllungen treten Stollendeponien in Erscheinung, und zwar links des Rheins am Eingang der Via Mala (Flysch und Bündnerschiefer der Adula-Decke), herrührend vom Stollen der Ölleitung, und im Mathoner Tobel N der Wasserfassung für das Kraftwerk Hinterrhein (Gesteine der Brusghorn-Schuppe und Flysch der Adula-Decke). Rechts des Rheins liegen Stollendeponien (Rofna-Gneis) bei der Sufner Schmelze, S von Bärenburg und S von Pignia, ausserdem S von Zillis und N von Reischen (verschiedene Sedimente der Schamser Decken und Flysch). Schliesslich besteht die gleichmässige Böschung zwischen dem Trasse der N 13 und dem Rhein am Eingang zur Via Mala aus künstlicher Aufschüttung (Bündnerschiefer).

TEKTONIK

(vgl. die tektonische Kartenskizze, Tafel I)

Auf Blatt Andeer finden sich tektonische Einheiten, die vom unteren und mittleren Penninikum über das Hochpenninikum bis ins Ostalpin reichen. Infolge des mehr oder weniger stark ausgeprägten Axialgefälles gegen E und im nördlichen Abschnitt gegen SE, das durchschnittlich etwa 15–20° beträgt, treten die tieferen Einheiten im W und N, die höchsten im E des Atlasblattes auf.

Folgende grosstektonische Elemente sind, von oben nach unten, vertreten:

Toissa-Klippe	Ela-(Aela-)Decke	Ostalpin
Curvér-Serie Oberer Flyschzug Martegnas-Zug	Platta-Decke s.l. (inkl. Arlos-Präsanz- Flysch)	Hochpenninikum
Rofna-Masse mit Mesozoikum Gelbhorn-Decke ¹⁾ (inkl. unterer Flyschzug)		
Tschera-Decke ¹⁾ Gurschus-Kalkberg-Decke ¹⁾	Schamser Decken	Mittelpenninikum (?)
Areua-Bruschhorn-Schuppe Tomül-Lappen	Misoxer Mulde (?) Adula-Decke	Tiefpenninikum (?) Tiefpenninikum

1. Adula-Decke (Tomül-Lappen)

(von H. Jäckli)

Bündnerschiefer und Flysch der Adula-Decke, als mächtige Schieferunterlage der Schamser Decken, sind durch eine relativ ruhige Lagerung, ohne grössere Komplikationen im tektonischen Baustil gekennzeichnet. Sie streichen im W, am Safierberg, annähernd S–N, in der NW-Ecke des Kartenblattes, im Safiental und am Beverin etwa SW–NE und in der Via Mala schliesslich W–E; ihr Schichtfallen beträgt rund 15–20° nach E, bzw. SE und S. Die Fältelung der b-Achsen fällt im Safiental mit 10–15° nach NE bis ENE ein.

Der Flysch liegt den Bündnerschiefern mit einem sekundären Überschiebungskontakt auf, an welchem einzelne basale Linsen und Schubspäne auftreten. Örtlich kann es auch zu Verschuppungen oder

¹⁾ Betreffend die Reihenfolge der einzelnen Decken, vgl. S. 79.

spitzen Verfaltungen kommen, wie etwa im hintersten Carnusatal oder im Stutzbachtobel, S des Saferberges und Wisshorns.

Zwei tiefe tektonische Halbfenster aus Flysch, in denen als kleine stratigraphische Fenster auch noch die obersten Bündnerschiefer entblösst sind, erscheinen im Tobel des Steilerbaches N von Sufers und im Fundogn-Tobel zwischen Alp Anarosa und Donath; im Halbfenster zwischen Gelbhorn und Brusghorn ist nur Flysch, jedoch keine Bündnerschiefer mehr aufgeschlossen.

2. Areua-Brusghorn-Schuppe

(von H. Jäckli)

Die zu Linsen uneinheitlicher Zusammensetzung und uneinheitlicher Mächtigkeit extrem ausgewalzte Areua-Brusghorn-Schuppe stellt das oberste tektonische Element tiefpenninischer Zugehörigkeit dar.

Als Areua-Zone konnte sie GANSSER (1937) aus der Misoxer Zone unter und vor der Stirn der Tambo-Decke bis ins Rheinwald verfolgen. Nach intensiven Verfaltungen in der Hüscherenbachschlucht südlich Splügen erreicht sie im Hügel der Burgruine Splügen das Hinterrheintal. In spitzen Falten, mit dem Flysch der Adula-Decke als tektonisch Liegendem sehr eng verzahnt, reicht sie in einer südlichen Digitation bis zum Sufner See und nördlich davon, das Flysch-Halbfenster von Sufers begleitend, bis ins Gebiet zwischen Lai da Vons und Tschainghel Mellen.

Als dünner Trennhorizont zwischen Flysch der Adula-Decke und Gelbhorn-Decke zieht sie durch die Westwände von Wisshorn-Bodenhorn-Gelbhorn-Brusghorn – zwischen den beiden letzteren ein Flysch-Halbfenster W der Alp Anarosa umschliessend – und lässt sich über Piz Beverin-Einshorn-Fardün-Valtschiel-Wergenstein schliesslich noch rund um das Halbfenster des Fundogn-Tobels verfolgen. S von Clugin ist sie mit dem Flysch der Adula-Decke stark verfaltet, quert dann unter Alluvionen den Rhein und zieht oberhalb Reischen in NNE Richtung gegen Samest, wo sie (am Weg Samest-Obermatten auf rund 1900 m) das Atlasblatt verlässt.

Es ist bemerkenswert, dass eine so dünne Schuppe – sie ist in der nördlichen Blatthälfte oft nur einige dm bis wenige m mächtig – als tektonisch selbständiges Element auf so grosse Distanz verfolgt werden kann.

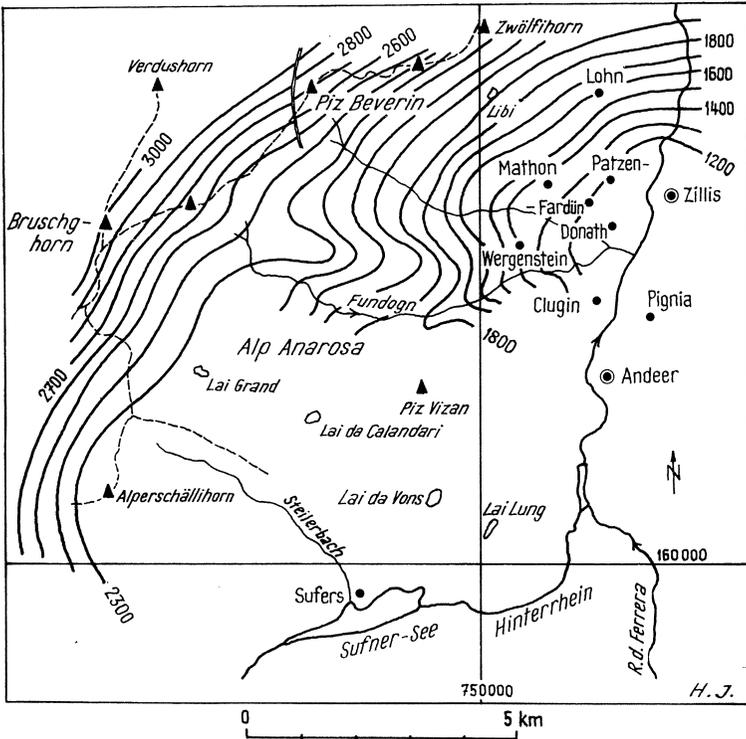


Fig. 5: Strukturisohypsenkarte der Basis der Areua-Bruschhorn-Schuppe im nördlichen Westschams.

3. Suretta-Decke

(von V. Streiff)

Obschon diese Einheit gemäss Kartenlegende bzw. unserer Auffassung über ihre tektonische Stellung erst später zu behandeln wäre, soll sie an dieser Stelle besprochen werden, da ihre Tektonik weitgehend die Verhältnisse der Schamser Decken beeinflusst.

Aus dem Gebiet des Splügenpasses streichen S von Sufers die basalen Teile des Rofna-Komplexes in flacher Lagerung in den Bereich von Blatt Andeer. N des Sufner Sees richtet sich das Kristallin steil auf (\pm senkrecht bis W-fallend beim Lai da Vons = lokale Querverbiegung). Die Deckenstirn zieht mit ENE-Streichrichtung zwischen Andeer

und Pignia durch; anschliessend verläuft die Obergrenze des Kristallins unter dem Piz la Tschera und Piz digl Gurschus südwärts.

In diese frontale Rückenpartie der Rofna-Masse stechen von oben einige tiefgreifende Sedimentkeile, die den Deckenkern in mehrere Kristallinlappen zerschlitzen und damit den altbekannten Rofna-Fächer bilden. Der nördlichste Keil streicht durch das Tal der Aua Granda in beinahe senkrechter Stellung gegen das Val Ferrera hinunter und setzt sich auf der W-Seite dieses Tales noch etwa $3\frac{1}{2}$ km fort. Neben Verrucano-Konglomeraten sind nur Trias-Gesteine beteiligt; der Keil ist schmal und in sich verschuppt. Der Sedimentkeil von Cresta–Ausserferrera ist bedeutend mächtiger, auch greift er viel tiefer hinunter; er lässt sich W des Averser Rheins (S von Blatt Andeer) bis zum Seehorn verfolgen. Dieser Keil fällt durchschnittlich mit 45° gegen N ein. Auch er ist nur aus Triasgliedern aufgebaut – mit eindeutigen Normalkontakt gegen den nördlichen Rofna-Lappen, aber möglicherweise mit tektonischem Kontakt gegen das südliche, liegende Kristallin.

Die Kristallinlappen spitzen sich gegen oben stark zu und keilen als z. T. verzweigte, flach nach S gekämmte Züge in den Sedimenten aus.

Die Grenzen der zur Hauptsache von GRÜNENFELDER kartierten Gneisvarietäten innerhalb der Rofna-Masse verlaufen meist mehr oder weniger schief zur Oberfläche des Kristallinkomplexes, d. h. die Anlage dieser internen Strukturen ist prätriadisch, wahrscheinlich hercynisch. Am ausgeprägtesten ist diese Diskordanz bei Salegn (SW des Piz la Tschera), wo die – vermutlich permischen – Konglomerate horizontal über die senkrecht gestellten Augengneise transgredieren.

Die Stirn der Suretta-Decke ist, mit Ausnahme von reliktscher Trias, von Sedimenten entblösst; diese wurden beim Eindringen der Decke in die umhüllenden Einheiten vermutlich nach S abgeschürft. Posttriadische Gesteine stellen sich erst auf der Höhe der Alp Lambegn ein und erreichen erst S des Piz digl Gurschus grössere Mächtigkeit. Von dort verbinden sie sich in südlicher Richtung mit den mächtigen Bündnerschiefer-Massen des Avers. Entlang einer Horizontalverschiebung beim Pass da Schmorras (SE-Ecke des Blattes, 758.0/158.0) stossen die Suretta-Sedimente weit gegen E vor und bilden ein Halbfenster im Val Freida. Das Serpentin-Vorkommen am Gurschus-Ostgrat wird als ein Suretta-Ophiolith interpretiert, der in die tiefste Schamser Decke eingekleitet wurde (siehe auch S. 54).

4. Schamser Decken

(von V. Streiff)

Die Schamser Decken setzen sich aus der Gurschus–Kalkberg-Decke, der Tschera-Decke und der Gelbhorn-Decke zusammen. Diese

drei Einheiten sind alle um die Stirnpartie der Suretta-Decke herumgewickelt und zwar zuinnerst die Gurschus-Kalkberg-Decke, dann die Tschera-Decke und aussen die Gelbhorn-Decke. Die Abfolge ist deshalb im Ost- und Westschams verschieden: Die Gurschus-Kalkberg-Decke liegt im Ostschams zuunterst bzw. im Westschams zuoberst, die Tschera-Decke sowohl im Ostschams wie im Westschams in der Mitte und schliesslich die Gelbhorn-Decke im Ostschams zuoberst, im Westschams zuunterst.

Die Frage ist nun, ob die Schamser Decken von unten nach oben um die Suretta-Decke gewickelt sind oder umgekehrt; mit anderen Worten, ob sie *unter* (ursprünglich N) oder *über* (ursprünglich S) der Suretta-Einheit zu beheimaten sind. Der Schreibende ist der Auffassung, dass ersteres der Fall sei, *die Schamser Decken also aus der Splügener Mulde stammen* – eine Auffassung, die auch in der Anordnung der Kartenlegende zum Ausdruck kommt. Da aber diese Elemente das Blatt Andeer gegen S sowohl unter als auch über der Suretta-Decke verlassen, lässt sich diese Frage im Bereich des Atlasblattes nicht ohne weiteres entscheiden und soll deshalb hier nicht weiter diskutiert werden.

Es besteht aber wohl kein Zweifel daran, dass diese drei Schamser Decken aus dem gleichen tektonischen Grossniveau, d. h. aus nahe benachbarten Räumen stammen. Dies geht aus der engen faziellen Verwandtschaft, die zwischen Tschera- und Gelbhorn-Mesozoikum besteht, klar hervor. Das Verhältnis dieser beiden Einheiten zur Gurschus-Kalkberg-Decke ist hingegen ein anderes: Letztere besteht ausschliesslich aus unterer und mittlerer Trias, während die Serien der Gelbhorn- und der Tschera-Decke unmittelbar mit dem nächstjüngeren Horizont, der Rauhwacke-Gips-Formation des Carnien, einsetzen. Nur lokal (Taspegn, Bavugls, Nolla) sind ältere Gesteine in diesen Serien enthalten. Es wird daher angenommen, dass die Gurschus-Kalkberg-Abfolge ursprünglich die stratigraphische Basis der Gelbhorn- und vermutlich auch der Tschera-Serie bildete (CADISCH 1934, STREIFF 1939) und dass diese Serien als zwei Teildecken («Oberbau») von ihrer präcarnischen Unterlage abgeschürft wurden oder abglitten. Der «Unterbau», die Gurschus-Kalkberg-Serie, hätte sich später ebenfalls von der kristallinen Unterlage gelöst und (unter Annahme einer Herkunft aus der Splügener Mulde) als selbständige Decke die Teildecken des «Oberbaus» überfahren. Die interne Tektonik ist in jeder der drei Schamser Decken durchaus verschieden und lässt sich folgendermassen charakterisieren:

a) *Gelbhorn-Decke*

Wie schon auf S. 21 erwähnt, besteht diese Einheit aus einer *Deckfalte*, wobei die ältesten Gesteine den Kern, die jüngeren die –

lithologisch verschiedenen – Schenkel bilden. Da die Verhältnisse durch die Umwicklung der Suretta-Stirn noch weiter kompliziert werden, sei für die folgenden Ausführungen auf Figur 6 verwiesen, auf der die Tektonik der Gelbhorn-Decke schematisch dargestellt ist.

Der Kern der Deckfalte besteht im allgemeinen aus carnischer Rauhwacke, die bald zu mächtigen Kissen anschwillt – und dann vielfach von Gips begleitet wird – bald stark ausgedünnt ist. Auf Taspegn und Bavugls (Ostschams) gesellen sich ältere Gesteine dazu, nämlich Kristallin (Taspinit) sowie Unter- bis Mitteltrias.

Sowohl über wie unter diesem Kern (d. h. in beiden Schenkeln) folgt dieselbe Serie von Norien bis Lias, die auf S. 24–27 beschrieben wurde. Im Hangendschenkel des Westschams (bzw. Liegendsschenkel des Ostschams) greift die Transgression der Taspinitbreccie schief über die Trias–Lias-Folge hinweg (z. T. bis auf das Kristallin), so dass stellenweise wohl noch die ganze Serie erhalten sein kann, diese aber wenig daneben durch jurassische Erosion vollkommen fehlt. Die Taspinitbreccie bildet den Rückgrat dieses Schenkels; jüngere Formationen fehlen. Wir wollen diesen Schenkel deshalb den «Taspinit-Schenkel» oder «Schenkel I» nennen. Den Gegenschankel bezeichnen wir als «Schenkel II» oder «Nivaigl-Obrist-Schenkel», denn hier folgt auf den Lias und die

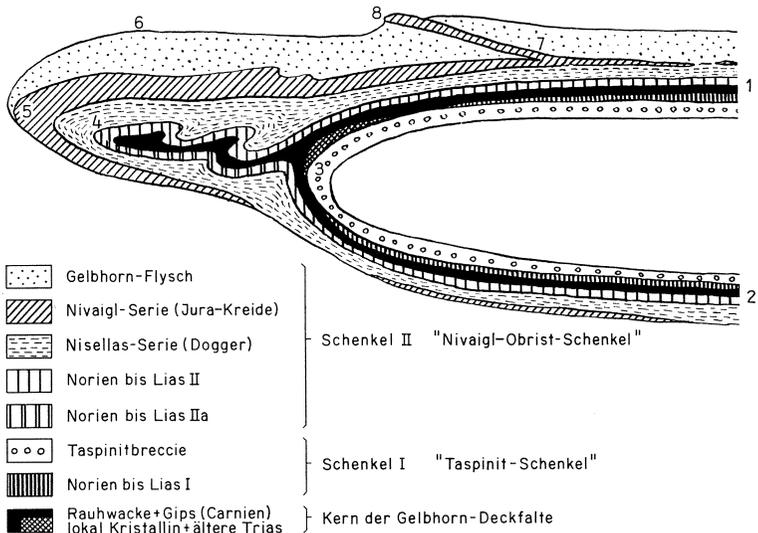


Fig. 6: Die tektonischen Verhältnisse der Gelbhorn-Decke (schematisch, nach V. Streiff).

Erläuterungen zu den Ziffern 1–8 im Text.

Nisellas-Serie die Nivaigl- bzw. Obrist-Serie und schlussendlich der Flysch.

Die Gelbhorn-Decke tritt an der SE-Ecke des Kartenblattes (1 auf Fig. 6) in unser Gebiet ein und bedeckt dann als ausgedehnte Platte das Gebiet Sur Carungas – Val Carschung. Gegen NE einfallend umschliesst sie das Val Cumegna beidseits bis unterhalb Alp Foppa; darunter tritt im Hintergrund dieses Tales die Tschera-Decke in einem Fenster zutage. N des Pass da Surcarungas ist die mächtige Gelbhorn-Platte in eine schwach nach N überliegende Falte gelegt, die SW–NE streicht und auch die übrigen tektonischen Einheiten erfasst. N des Piz la Tschera erfolgt eine zweite, etwas schwächere Verfallung; im allgemeinen erweist sich die Gelbhorn-Decke aber als flach liegende, starre Platte, die sich über Bavugls, Planatsch und Alp Taspegn lückenlos bis Gandus verfolgen lässt. Von Taspegn an beginnt sie gegen N abzutauchen, stellt sich im oberen Reischenbach (3) senkrecht und fällt darauf wenig weiter unten flach gegen S ein. NE oberhalb Zillis findet sich noch ein kleines Vorkommen von Gelbhorn-Lias; von dort bis Andeer liegt die Decke unter grossen Schuttmassen verborgen. Auf der westlichen Talseite (NW von Andeer) hingegen ist diese Zone, auf etwas über 1300 m Höhe, als schmales, stark reduziertes Band deutlich erkennbar. Von Magun weg zieht es dem Fundogn-Tobel entlang gegen WSW und verbindet sich mit den bedeutenden Vorkommen von Alp Anarosa–Muttolta–Bodenhorn. Die Decke lässt sich dann rund um die Splügener Kalkberge herum in die Hänge oberhalb Splügen verfolgen, dann weiter über den Steilerwald (747.0/160.2), Hinterstall, Tschainghel Mellen bis in den Piz Vizan. Dort geht die, bis dahin ziemlich flachliegende Deckplatte in steiles E-Fallen über und zieht als steilgestellter Zug W des Lai da Vons und durch das Töbeli gegen den Sufner See hinunter. Im Göriwald (S-Rand des Atlasblattes) fällt die Gelbhorn-Decke wieder flach gegen SE unter die Suretta-Decke ein (2).

Durch die Umkehr im Reischenbach (3) befindet sich «Schenkel I», der im Ostschams unten liegt, im Westschams oben, während «Schenkel II» hier unten liegt. «Schenkel I» verhält sich im allgemeinen als nur wenig verfaltete Platte, die aber unter den Splügener Kalkbergen stark laminiert ist. Zu einer lokalen Einspiessung dieser Platte in die hangende Tschera-Decke ist es am SW-Fuss der Pizzas d'Anarosa gekommen; im Ostschams lassen sich Verschuppungen der Taspinitbreccie mit den liegenden Gesteinen der Tschera-Decke auf Tschananca (1 km N des Piz la Tschera) sowie im Gipfelbau dieses Berges beobachten.

«Schenkel II» verläuft im Ostschams konform mit «Schenkel I», d. h. auch in ziemlich ruhiger Lagerung. Im Westschams hingegen zeigt er grössere Komplikationen. Besonders W und N des Bodenorns sind die einzelnen Schichtglieder stark miteinander verfalltet und verschuppt.

Unter dem Chalchberg (im Gebiet S von Teurihorn–Stutzhorn) kommt es zudem zu einer Grossverfaltung dieses Schenkels mit der Unterlage, d. h. mit der Areua–Bruschghorn–Schuppe und dem Adula–Flysch.

Dieser «Schenkel II» hat sich auch im nördlichen Blatteil selbständig gemacht: Bei Nasch, N des Reischenbachs, löst sich der Rauhwacke–Gips-Kern vom hier steil abtauchenden und umbiegenden «Schenkel I» und stösst, von der Norien–Lias-Folge umhüllt, W des Muttner Horns etwa 1 km, E davon bis zur Solisbrücke, d. h. etwa 4 km nach N vor. Durch das Zusammenklappen dieser vorgeschürften Frontaldigitation ergeben sich wiederum zwei Schenkel, ein Normal- und ein Verkehrt-schenkel, die aber beide aus Gesteinen des «Schenkels II» bestehen, wobei wir den Verkehrt-schenkel als «Schenkel IIa» bezeichnen. Es ist diese Frontalfalte, die die Berge des nördlichen Westschams vom Gelbhorn über Piz Tuf, Piz Tarantschun und Runal aufbaut und grosse Flächen der gegen den Hinterrhein abfallenden Hänge bedeckt. Dabei liegt der basale «Schenkel IIa» seiner Unterlage ruhig auf, während der «Hangendschenkel I» stellenweise stärkere Faltung aufweist, so z. B. am Runal und analog dazu bei Nasch im Ostschams, wo sich eine flachliegende Falte mit Antiklinalstirn gegen S beobachten lässt. Die frontale Umbiegung des Lias ist im Ostschams an den Tschainghels digl Biechler (NE Reischen) sehr schön aufgeschlossen; im Westschams erkennt man dieses Scharnier (4) am Pt. 2791.3 (südlicher Vorgipfel des Piz Beverin) und bei Mathon.

Wie schon weiter oben angedeutet, setzt sich in «Schenkel II» die stratigraphische Folge nach der Trias–Lias-Serie fort in die Nisellas-Serie, die Nivaigl–Obrist-Serie und den Flysch. Diese drei Serien sind im frontalen Bereich am mächtigsten ausgebildet; sie machen die Umbiegung des Lias konform mit, wobei das Scharnier in der Obrist-Serie am Beverin-Gipfel, in der entsprechenden Nivaigl-Serie des Ostschams oberhalb des Wegleins Samest–Obermatten (5) deutlich erkennbar ist. Am Beverin scheint dieses Scharnier eine einfache Umbiegung zu sein; im Ostschams hingegen erweist sich die Nivaigl-Serie als komplexer gebaut. W des Muttner Horns (6) besteht sie aus zwei, E davon sogar aus drei Lappen, in die der Flysch synklinal eingefaltet ist.

Im «Schenkel II» des Ostschams ist die Nisellas-Serie bis an den südlichen Blattrand gut ausgebildet. Die Nivaigl-Serie hingegen dünnt gegen S stark aus und ist am Blattrand nur noch in stark laminierten Resten nachweisbar, so dass es schwer hält, den hangenden Flysch vom liegenden, flyschartigen Dogger der Nisellas-Serie abzutrennen.

Im Westschams ist die Nisellas-Serie im (verkehrten) «Schenkel II» bis S des Gelbhorns gut verfolgbar. Unter den Kalkbergen durch ist sie stark reduziert und z. T. fehlend, am südlichen Blattrand (2) aber wieder mächtig entwickelt. Die Obrist-Serie des verkehrten «Schenkels II» ist in

der Beverin-Westflanke schon beim Runal auf Null reduziert und fehlt auf der ganzen Strecke W um die Kalkberge bis S des Stutzhorns. Im etwas westlicheren Querschnitt Val da Larisch–Fundogntobel–Tschainghel Mellen–Hinterstall lässt sich dagegen die Serie – wenn auch ausgedünnt – bis oberhalb Sufers verfolgen.

Auf zwei Komplikationen, die im oberen Teil des «Schenkels II» im Ostschams auftreten, sei noch hingewiesen: Die erste betrifft die Nivaigl-Serie in der Gegend von Taspegn. Etwa 1 km S der Alphütten Taspegn (7 in Fig. 6) ist die Nivaigl-Serie durch drei Züge vertreten, die durch Flysch getrennt sind. Die starke Schuttbedeckung N und SW dieser Aufschlüsse erlaubt keine Entscheidung darüber, ob es sich um eine Verfaltung oder Schuppung dieser Serien handelt. Dieses Auflösen in verschiedene Züge lässt sich N Taspegn (Alp da Nursas) wieder beobachten; von dort zieht nun ein Nivaigl-Band (teilweise verdoppelt) gegen Pt. 2370.2, S des Muttner Horns, hinauf (8) und kommt oberhalb Plang Tarscholas (758.3/169.0) in unmittelbare Nähe des Martegnas-Zuges zu liegen. Dieses abirrende Nivaigl-Band sticht also deutlich in ein Niveau über dem Muttnerhorn-Flysch hinauf.

Die zweite Komplikation betrifft das Verhältnis der Gelbhorn-Decke zur Unterlage. Der verkehrte «Schenkel II» liegt im Westschams auf der ganzen Strecke von Sufers bis zum Piz Beverin den Gesteinen der Areua–Bruschghorn-Schuppe auf. Dabei ist die Auflagerung – mit Ausnahme der oben erwähnten Grossfalte S des Chalchbergs – durchaus ruhig und flach. Auch im Ostschams lässt sich dieser Kontakt auf Elementen der Brusghorn-Schuppe beim Reischenbach, ferner oberhalb Samest und am Weglein gegen Obermatten beobachten. Wie auf S. 82 beschrieben, stirnt die Nivaigl-Serie direkt über diesem Weg (5). Seltsamerweise scheint die Brusghorn-Schuppe diese Umbiegung mitzumachen, denn wenig höher finden wir wieder Trias-Gesteine, die sich zwischen die Nivaigl-Serie und die Hauptmasse des darüberliegenden Flyschs schieben. Dieser Brusghorn-Keil lässt sich beidseits des Muttner Horns (6) etwa 1½ km nach S verfolgen, wo er endgültig auskeilt. Die Frage stellt sich, ob die Unterlage der Areua–Bruschghorn-Schuppe, d. h. die Adula-Decke, diese Rückfaltung um die Gelbhorn-Stirn nicht auch mitmache, der Flysch des Muttner Horns also nicht Gelbhornsondern Adula-Flysch sei. Tatsächlich liegen die Sandsteine am Muttnerhorn-Gipfel – nach ihren «graded beddings» zu schliessen – verkehrt, was diese Hypothese stützen würde. Andererseits scheint der Muttnerhorn-Flysch lithologisch vom normalen Adula-Flysch etwas abzuweichen. Zudem hat man weiter südlich, oberhalb Cuolm da Ziran, den Eindruck, dass der Flysch dort mit der liegenden Nivaigl-Serie durch Übergänge verbunden sei, es sich also um Gelbhorn-Flysch handle. Es muss aber jedenfalls mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass der nördliche Teil

des Muttner Horns tatsächlich aus Adula-Flysch besteht, was sich allerdings kaum nachweisen lässt, da dort dann Adula- und Gelbhorn-Flysch in unmittelbarem Kontakt miteinander kämen. Da eine solche Grenze nicht gefunden wurde, ist der ganze Muttnerhorn-Flysch als Flysch der Gelbhorn-Decke kartiert worden.

Der Gelbhorn-Flysch verlässt, als höchstes Glied des «Schenkels II», das Kartenblatt in östlicher Richtung etwas südlich Narglesa (759.6/169.2), stark ausgedünnt zwischen Nivaigl-Serie unten und Martegnas-Zug oben. In derselben Lage lässt sich das Flyschband gegen S verfolgen, bis es E vom Piz Cartas den Blattrand nahe der SE-Ecke erreicht. Im Westschams bildet der Flysch über der Obrist-Serie die Gipfelkappe des Piz Beverin. Unter der frontalen Umbiegung der Nivaigl-Obrist-Serie tritt er nur in laminierten Resten auf; er stellt sich aber unter der verkehrt liegenden Obrist-Serie weiter südlich, in der Gegend von Fardün-Wergenstein, wieder in grösseren Massen ein. S des Fundogn-Tobels kann dieser Flysch nicht mehr nachgewiesen werden.

b) *Tschera-Decke*

Über der Gelbhorn-Decke folgt im Westschams die Tschera-Decke. Da diese letztere Einheit die Umbiegung der ersteren um die Suretta-Stirn konform mitmacht, kommt sie im Ostschams unter die Gelbhorn-Decke zu liegen. Auch die Tschera-Decke durchläuft das ganze Blatt Andeer: Vom Lai dallas Bleis (SE-Ecke des Blattes) verläuft sie über Spunda Beala, Piz la Tschera in die Felswände oberhalb Pignia-Zillis, biegt vor dem Reischenbach um und streicht unter die Suretta-Stirn bei Pignia zurück. Unter den rechtsseitigen Schuttkegeln und den Alluvionen des Hinterrheins verborgen, erscheint die Tschera-Decke wieder W von Andeer vor der Rofna-Masse (E von Burtgas). Sie lässt sich dann, zwischen der Gelbhorn-Decke unten und der Gurschus-Kalkberg-Decke oben liegend, rund um die Splügener Kalkberge herum verfolgen. In der Gegend des Lai da Vons ebenfalls steilstehend, zieht die Einheit – zwischen Rofna-Masse und Gelbhorn-Decke – auf der E-Seite des Töbels gegen Sufers hinunter. S des Sufner Sees ist die Serie ausgequetscht; sie erscheint aber wenig südlich des Kartenrandes wieder und zieht von da in die vordere Splügener Mulde.

Dem Umbiegen S des Reischenbachs entsprechend, tritt die Tschera-Decke im Westschams nur südlich der Linie Fundogn Tobel – Muttolta auf. Sie bildet in dieser Gegend des südlichen Westschams aber nicht nur die Basis der Gurschus-Kalkberg-Decke: Sie ist mit dieser Einheit intensiv verfaltet und verknetet, die einzelnen Teilelemente dieser Decke vollständig voneinander trennend.

Im Ostschams besteht die Tschera-Decke aus mehreren flach übereinanderliegenden Falten, so dass es in den Felswänden oberhalb Zillis –

Pignia und am Piz la Tschera zu einer dreifachen, lokal sogar vierfachen Repetition der Schichtserien kommt. Dabei ist eine äusserst plastische Verformung der verschiedenen Formationen festzustellen: Diese sind nicht selten über kürzere Distanz auf 1/10 oder sogar auf 1/100 ihrer maximalen Mächtigkeit ausgedünnt, zeigen aber dennoch in den meisten Fällen noch die normale stratigraphische Abfolge.

Wenig E der Alp Lambegn (SE des Piz la Tschera) findet sich an der Basis der Tschera-Decke ein dünner Kristallinzug. Dieser schwillt am Nolla zu einer mächtigen Linse an und legt sich auf die Trias der Gurschus-Kalkberg-Decke. Auf der N-Seite des Piz digl Gurschus selbst ist der Gneis intensiv mit den Elementen dieser Decke verzahnt und verfaltet; er zieht aber dann an der Basis der Tschera-Decke über die Gurschus-Kalkberg-Trias hinweg ins Val Freida und gegen die SE-Ecke des Kartenblattes.

Im Westschams findet sich eine ganze Anzahl von Gneislamellen, die in verschiedene Glieder der Gurschus-Kalkberg-Decke eingespiesst sind oder sich an der Grenze dieser Einheit zur Tschera-Decke einstellen. Sie sind nicht im stratigraphischen Verband mit der Kalkberg-Trias, und nach Ansicht von J. Neher müssen sie auch hier als aus der Tschera-Decke stammend betrachtet werden.

Auf der S-Seite des Piz la Tschera sind mit Sicherheit noch drei übereinanderliegende Serien der Tschera-Decke festzustellen; von Spunda Beala bis Gurschusjoch (Pt. 2703, E vom Piz Gurschus) sind es noch deren zwei und von da gegen S ist es nur noch eine einzige.

Nach den Aufnahmen von J. Neher ist im Westschams eine klare tektonische Trennung zwischen der Tschera-Decke und der liegenden Gelbhorn-Decke (Taspinitbreccie) zu erkennen, da sich an den meisten Kontakten Triasgesteine zwischen die beiden Serien schieben. Dies ist im Ostschams nicht der Fall: Die jüngste Partie der Taspinitbreccie, das Sandstein-Arkose-Glied, liegt (verkehrt) von Zillis bis ins Val Freida den jüngeren Gesteinen der Tschera-Decke – meist tonigen Kalkschiefern oder Tonschiefern – direkt auf. Einschaltungen von älteren Gesteinen, z. B. Trias, sind auf der ganzen Strecke nicht vorhanden und eine Überschiebungsfäche kann nirgends mit Sicherheit beobachtet werden. Wenn wir trotzdem an der Basis der untersten Taspinitandsteine eine tektonische Grenze annehmen, dann aus folgenden Überlegungen:

1. Die Gelbhorn-Decke liegt als flache, praktisch ungefaltete Platte über der Tschera-Decke; diese selbst ist aber in mehrere liegende Falten gelegt.
2. Die Taspinitbreccie liegt im Ostschams ohne jeden Zweifel verkehrt, d. h. das Arkose-Sandstein-Glied, das mit den Gesteinen der Tschera-Decke in Kontakt kommt, ist der jüngste Horizont dieser

Breccie. Läge nun eine normale Abfolge von der Taspinitbreccie in die Tschera-Sedimente vor – wie dies WILHELM annahm – so müssten diese Gesteine der Tschera-Decke jünger sein als der jüngste Teil der Breccie. Dies ist aber sicher nicht für alle Gesteine der Fall, enthält doch die Tschera-Serie neben älterem Jura noch Trias und sogar Kristallin.

c) Gurschus–Kalkberg-Decke

Diese Decke besteht im Bereich von Blatt Andeer nur aus Triasgliedern, die das Anisien und das Ladinien umfassen. Im südlichen Westschams bildet die Einheit das *höchste* tektonische Element der Schamser Decken; sie liegt also über der Gelbhorn- und Tschera-Decke. Im Ostschams aber überlagert die Gurschus–Kalkberg-Decke – als *tieftste* Schamser Einheit – direkt die Suretta-Decke.

Ein Hauptmerkmal der Gurschus–Kalkberg-Decke ist, dass deren Serien stellenweise in ihrer vollen Mächtigkeit entwickelt und dazu noch übereinander gestapelt auftreten, auf kurze Distanz aber vollständig laminiert sein können und dann über grössere Strecken ganz aussetzen. So kommt es im südlichen Westschams durch ein Übereinanderliegen von mindestens 4 Elementen zu der gewaltigen Anhäufung dieser Decke in den Splügener Kalkbergen. Diese einzelnen Elemente liegen aber nicht unmittelbar übereinander, sondern sie sind – wie schon weiter oben erwähnt – durch Sedimente der Tschera-Decke voneinander getrennt. An mehreren Stellen erscheint die Kalkberg–Trias mit nach N schliessenden Antiklinalcharnieren in die Tschera-Decke hineingedrückt (Chalchberg, Teurihorn); die Pizzas d'Anarosa hingegen erweisen sich als eine liegende, gegen N offene Synklinale.

Die Kalkberg-Elemente müssen in nördlicher Richtung brüsk ausdünnen, denn vor der Stirn der Suretta-Decke bei Andeer–Pignia und auf dem vorderen Teil des Suretta-Rückens (bis S des Piz la Tschera) fehlt diese Decke vollständig. Aber auch in der W–E-Erstreckung erfolgt eine abrupte Lamination: Die generell W–E oder WSW–ENE, teils aber auch WNW–ESE streichenden Walzen und Spindeln dünnen auf der Linie Sufers–Piz Vizan vollständig aus. Sie erreichen den Lai da Vons – wo sie zwischen der Tschera-Decke und der Rofna-Masse eintauchen sollten – nicht. Nur südlich des Hinterrheins (ausserhalb Blatt Andeer) findet sich in dieser Lage noch ein dünner Zug von Kalkberg–Trias, der in die vordere Splügener Mulde hineinzieht.

Nach dem Aussetzen um die Suretta-Stirn erscheint die Gurschus–Kalkberg-Decke erst S der Alp Lambegn (S vom Piz la Tschera) wieder, sich zwischen die Suretta-Sedimente unten und das Nolla-Kristallin (Tschera-Decke) oben einschubend. Sie verdickt sich gegen S rasch zum

mächtigen Klotz des Piz digl Gurschus, der sich im Prinzip aus einer Basisscholle und einer tektonisch höheren Serie zusammensetzt. Die mächtige Basisscholle besteht aus einer aufrecht liegenden, vollständigen Serie von Oberanisien bis Oberladinien, die sich gegen S steil aufwölbt und von Suretta-Mesozoikum umschlossen ist, wobei ein Serpentinitt dieser Decke noch in die Gurschus-Kalkberg-Trias eingeklemt ist. Das obere Paket ist stark verfaltet, möglicherweise in sich verschuppt und mit dem Tschera-Kristallin des Nolla verzahnt. Der ganze, mächtige Komplex der Gurschus-Kalkberg-Decke ist wenig S des Gurschusjochs (Pt. 2703) vollständig ausgequetscht, setzt dann aber auf der Höhe des Lai dallas Bleis wieder ein. Wenig südlich dieses Seeleins endet das Triasband, dafür findet sich etwa 1 km weiter W ein Zug, der gegen S rasch an Mächtigkeit zunimmt und den Piz Settember (ausserhalb Blatt Andeer) sowie den Piz Alv aufbaut. Dieser Zug endet am Pass da Schmorras (758/158) seinerseits brüsk gegen N; eine Verbindung von hier zum direkt nördlich vorgelagerten Piz Gurschus existiert nicht. Es scheint, dass es sich bei diesen beiden Zügen um dasselbe Element der Gurschus-Kalkberg-Decke handelt, das durch eine E-W streichende Transversalverschiebung um einen Betrag von etwa 1 km versetzt wurde.

5. Curvér- und Martegnas-Serien (Platta-Decke s.l.)

(von V. Streiff)

a) *Martegnas-Zug*

Über die Schamser Decken legt sich im Ostschams der Martegnas-Zug. Im Gegensatz zu ersteren ist dieses Element nicht um die frontale Suretta-Decke herumgewickelt. Der Martegnas-Zug wäre deshalb im Westschams ebenfalls über den Schamser Decken zu erwarten, wo er aber schon lange der Erosion zum Opfer gefallen ist. Nach seiner Zusammensetzung kann kein Zweifel darüber bestehen, dass dieser Zug ein Element der hochpenninischen Platta-Decke darstellt.

Im SE des Atlasblattes bildet der Martegnas-Zug in seiner grössten Mächtigkeit von etwa 400 m den Grat Piz Bovs – Martegnas (= ausserhalb des Blattes). Nordwärts sinkt er dann ab und erreicht – stark an Mächtigkeit abnehmend – das Val Cumezna NE der Alp Foppa. Auf der nördlichen Talseite steigt die Einheit wieder an bis zum Pass bei Pt. 2676 (757.9/161.8). Wenig NW dieser Lokalität macht der Martegnas-Zug die bereits auf S. 81 erwähnte überliegende Falte mit. Dieser Einmuldung ist es zu verdanken, dass auf Plan la Botta eine Martegnas-Klippe erhalten blieb. In dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet des Cuolm da Pignia lässt sich der Zug in einzelnen Aufschlüssen nachweisen; er setzt dann in

der Gegend S von Planatsch und S von Taspegn wieder in grösseren Vorkommen ein. N von Taspegn begleitet der Martegnas-Zug im Hangenden das Nivaigl-Band, das sich dort von der Hauptmasse der Gelbhorn-Decke löst und gegen Pt. 2370.2 (SE des Muttner Horns) zieht. Nach einem Unterbruch von ca. 1½ km ist der Martegnas-Zug dann auf der Alp da Stierva (Stürviser Alp) wieder gut entwickelt; er verlässt SE von Narglesa Blatt Andeer in Richtung Mon-Juliaschlucht.

Es ist für den Martegnas-Zug charakteristisch, dass er äusserst stark in sich verschuppt ist, so dass stellenweise bis zu fünffache Repetitionen von einzelnen Schichtgliedern vorkommen. Dabei ist weder der liegende noch der hangende Flysch in diese Schuppungen einbezogen; nur an einer einzigen Stelle, E der Alp Neaza, ist eine lokale Verfaltung mit dem liegenden Gelbhorn-Flysch zu beobachten. Der Kontakt zu diesem Flysch ist eine deutliche Überschiebungsfäche; meist liegt der Martegnas-Gneis (oder Triasglieder) mit einer Gleitfläche direkt auf Flyschgesteinen. Als Phänomen muss aber erwähnt werden, dass dieser Gelbhorn-Flysch nicht gestört ist, so dass die Überschiebung immer auf demselben Flyschniveau erfolgt. So finden wir praktisch in allen Profilen nur wenige Meter unter der Überschiebungsfäche die grobe Flyschbreccie.

Anders geartet ist der Kontakt gegen den hangenden Flysch – eine Tatsache, die sich allerdings auf Blatt Andeer nicht ohne weiteres feststellen lässt, bei der Aufnahme des anschliessenden Gebietes auf Blatt Savognin aber klar zutage trat. Wenig nördlich des Martegnas (knapp ausserhalb von Blatt Andeer) gehen die normalen Bündnerschiefer des Martegnas-Zuges nämlich in grüne Kalk- bis Kieselschiefer über. Diese werden mit stratigraphischem Kontakt überlagert durch einen weissen, grobkörnigen Kalkmarmor, der seitlich in eine grobe Breccie übergeht. Wir haben also genau dieselben Verhältnisse, wie an der Basis der Curvér-Serie, nur dass hier die Gesteinsfolge nicht verkehrt, sondern aufrecht liegt. Marmor und Breccie sind das Äquivalent des «Basisbandes»; diese Gesteine gehen, durch Übergänge verbunden, in den überlagernden Flysch über. Diese Erkenntnis hat folgende schwerwiegende Konsequenzen zur Folge:

1. Dieser obere Flyschzug, d. h. der Präsanzer Flysch, ist als Platta-Flysch aufzufassen; er liegt synklinal zwischen den beiden Platta-Elementen des Martegnas-Zuges unten und der Curvér-Serie oben, mit denen er stratigraphisch verbunden ist.
2. Da weder das «Basisband» noch der Flysch in die internen Verschuppungen des Martegnas-Zuges einbezogen sind, müssen wir annehmen, dass das Übereinanderstapeln dieser Martegnas-Serien vor der Ablagerung des Flyschs und des «Basisbandes» erfolgte.

Zeitlich dürfte dies frühestens in der obersten Kreide, spätestens zu Beginn des Eocaens geschehen sein, denn wenig über der Flyschbasis hat ZIEGLER (1956) untereocaene Nummuliten gefunden.

Die oben beschriebenen Gesteine wurden übrigens vom Schreibenden schon 1939 als «Flyschbasis» erkannt, nicht aber ihre Zugehörigkeit zum Martegnas-Zug. ZIEGLER (1956) hat sie richtigerweise zur Martegnas-Serie geschlagen, glaubte aber an einen tektonischen Kontakt zum überliegenden Flysch.

b) *Oberer Flyschzug*

Wie aus dem oben gesagten hervorgeht, dürfen wir heute diesen Flyschzug nicht mehr als selbständige tektonische Schuppe betrachten, sondern als Flysch der Platta-Decke (? Präsanzer Flysch, Arblatsch-Flysch), der synklynal zwischen Curvér-Serie und Martegnas-Zug eingeklemmt ist. Dieser Flyschkomplex zieht vom unteren Val Cumezna (N der Alp Foppa) um das Curvér-Massiv herum nordwärts zur Alp da Stierva (Stürviser Alp). Die Mächtigkeit des Flyschzuges schwankt zwischen 250 und 400 m.

Auf Alp Sot Tgernas und bei Filir (NE des Curvér Pintg da Taspegn) schaltet sich zwischen dem Flysch und dem «Basisband» der Curvér-Serie ein Paket von Gesteinen ein, das in seiner stratigraphischen Folge ausserordentlich an die Nivaigl-Serie erinnert und auch so kartiert wurde. Es muss sich wohl um eine Scholle von Fremdgesteinen handeln, die zu Beginn der Flyschsedimentation in den Flyschtrog hineinrutschte. Ob es sich dabei tatsächlich um ein Schichtpaket der Gelbhorn-Decke handelt oder um eine Gesteinsfolge der Curvér-Serie (Platta-Decke) in einer atypischen Fazies, lässt sich nicht mit Sicherheit beantworten.

c) *Curvér-Serie*

Wie schon im stratigraphischen Teil erwähnt, liegt zumindest der untere Teil dieser hochpenninischen (Platta-) Einheit verkehrt; er geht ohne scharfe Grenzen in den liegenden Flysch über. Dieser tiefere, praktisch ophiolithfreie Teil entspricht sehr wahrscheinlich der Bercla-Schuppe STAUBS (1958) bzw. der Val Gronda-Serie DIETRICHS (1969), wobei sich das «Basisband» möglicherweise mit dem Turba-Kalk vergleichen lässt. Diese basale Verkehrtserie ist am Piz Curvér gegen 300 m mächtig; gegen N nimmt die Mächtigkeit stark ab. Darüber folgen mindestens eine, stellenweise zwei höhere Schuppen, die einen grösseren Anteil von Ophiolithmaterial enthalten. Diese Elemente bauen den oberen Teil des Curvér Pintg da Taspegn sowie die gegen E einfallenden Hänge von Ziteil-Tgamona auf und lassen sich S des Piz Toissa bis an

den E-Rand des Kartenblattes verfolgen. Wie der Martegnas-Zug ist auch die Curvér-Serie in sich verschuppt, aber jüngere Glieder («Basisband» und Flysch) sind in diesen Schuppenbau nicht einbezogen.

6. Ela-(Aela-)Decke

(von V. Streiff)

Die tektonisch höchste auf Blatt Andeer vorkommende Einheit ist die ostalpine Ela-Decke. Sie bildet die Klippe des Piz Toissa, deren westlicher Teil noch auf dem Atlasblatt liegt. Diese Decke scheint der hochpenninischen Curvér-Serie (Platta-Decke) direkt aufzuliegen; ein Kontakt der beiden Einheiten ist aber wegen des mächtigen Schuttgürtels, der sich rund um den Piz Toissa herumzieht, nirgends zu beobachten. Die Toissa-Klippe verdankt ihre Erhaltung dem Umstand, dass sie in einer starken Einmündung der Curvér-Decke liegt: Südlich des Piz Toissa stechen die oberen Curvér-Schuppen sehr steil (70–80°) nach N ein, nördlich davon zeigen sie im allgemeinen ein SE-Fallen.

Schon lange bekannt (OTT 1925) ist das eigenartige Verhalten der Schichtserien des Piz Toissa gegenüber ihrer Unterlage. Die ostalpine Trias-Lias-Folge fällt mit etwa 30°, z.T. sogar 40° gegen W ein, während die liegenden Curvér-Gesteine mit durchschnittlich 25–30° gegen E absinken. Es kommt dadurch zu einer äusserst eindrücklichen tektonischen Diskordanz zwischen den beiden Einheiten: Zuerst keilt der Hauptdolomit und dann auch das Rhät gegen W aus, so dass schliesslich am W-Fuss des Piz Toissa, bei Furcletta-Ziteil, der Ela-Lias direkt an die (allerdings versackte) Unterlage zu liegen kommt.

7. Verschiedenes

Verwerfungen und Brüche

Die grösste Konzentration von Brüchen findet sich in der Rofna-Masse der Suretta-Decke, wo sich die Störungen als morphologische Linien hauptsächlich auf Luftphotos, stellenweise aber auch im Terrain zu erkennen geben. Drei Bruchsysteme scheinen bevorzugt:

1. Am häufigsten ist ein System, das zwischen S–N und etwa S 15° E–N 15° W verläuft und senkrecht bis steil gegen E einfällt. Eine solche Verwerfung ist verantwortlich für den Verlauf des Hinterrheins S von Bärenburg (Ausgleichsbecken); sehr wahrscheinlich folgt auch der Averser Rhein N von Ausserferrera einer derartigen Störung. Dabei scheint es sich im letzteren

Fall, auf Grund der Triaskeile, um eine Transversalverschiebung zu handeln, bei welcher der östliche Block um 200–300 m nach N versetzt wurde.

2. Das nächsthäufige Bruchsystem streicht ungefähr SW–NE bis WSW–ENE. Die grosse Schleife des Hinterrheins S von Andeer scheint auf einer solchen Störung angelegt. Diese Brüche fallen im allgemeinen steil gegen N ein.
3. Ein letztes System verläuft etwa in Richtung N 15° E–S 15° W. Eine derartige Störung bedingt die Kerbe des Lai Lung; möglicherweise ist auch der Verlauf des Schams N von Andeer durch eine solche Schwächezone bedingt – wie angedeutet durch einen Bruch SW von Andeer, der direkt in der Verlängerung dieses Tales liegt. Über den Versetzungssinn und den Verwerfungsbetrag der meisten Störungen in der Rofna-Masse lässt sich nur wenig aussagen, doch scheint letzterer im allgemeinen gering zu sein.

In den Schamser Decken und den höheren Einheiten des Ostschams sind ähnliche Bruchsysteme feststellbar. Auch hier tritt die Bruchchar *I* am häufigsten auf, so am Piz digl Gurschus, am Piz la Tschera, weiter nördlich bei Bavugls, ferner bei Alp Taspegn, am Piz Toissa sowie in der Gelbhorn-Decke nahe der SE-Ecke des Kartenblattes. Hier konnte die Natur einer ziemlich bedeutenden Verwerfung, derjenigen direkt E des Lai dallas Bleis, beobachtet werden: An ihrem N-Ende steht dieser Bruch beinahe senkrecht (80° E); die Bruchfläche zeigt flach gegen N einfallende Rutschharnische. Es handelt sich also um eine Transversalverschiebung, über deren Betrag allerdings nichts ausgesagt werden kann.

Wie schon auf S. 87 erwähnt, wird in derselben Gegend eine weitere Transversalverschiebung angenommen, diejenige des Pass da Schmorras (758/158). Diese Störung verläuft leicht gebogen in ungefährer W–E Richtung; der nördliche Block erscheint um etwas mehr als 1 km gegen E verschoben. Dies ist bei weitem der grösste Betrag, den irgendeine Störung auf Blatt Andeer aufweist.

Auf der NE-Seite des Piz Curvér lassen sich zwei Brüche beobachten, die auf der E-Flanke flach durchziehen, sich gegen N aber steil aufrichten und in dieser steilen Lage in die N-Flanke streichen.

Am S-Fuss des Piz Curvér verlaufen drei kleine Störungen, die den Flysch als messerscharfe, nahezu horizontale Schnitte durchsetzen und z. T. auch noch die Curvér-Serie erfassen. Es handelt sich um Horizontalbewegungen (also eigentlich Überschiebungen), deren Ausmass aber ganz minim ist, d. h. den Betrag von 1–2 m vermutlich nicht überschreitet.

Die Verwerfungen, welche die südliche Viamala queren, sind schon von BUXTORF 1919 erkannt worden. Sie streichen im allgemeinen N 75° W–S 75° E und damit nahezu senkrecht zum Talverlauf. Sie durchschneiden nicht nur die Schiefer der Adula-Decke, sondern auch die im Ostschams darüberliegenden Serien der Gelbhorn-Decke. N von Crom

(Ostschams, 755.7/169.0) lässt sich auch die Natur dieser Störungen feststellen: Deutliche Rutschharnische verlaufen \pm horizontal in E-W-Richtung. Es handelt sich also wieder um Transversalverschiebungen, deren Betrag in der Grössenordnung von 10–50 m liegen dürfte.

Atektionische Verwerfungsstrukturen

Im Flysch der Adula-Decke, im Grat vom Zwölfhorn bis Sumpunt N von Lohn, liegt eine enge Schar von rund 30 parallelen Verstellungen quer zur Schichtung – morphologisch als gratquerende Rippen stark in Erscheinung tretend. Wahrscheinlich handelt es sich um eine atektonische Auflockerungsstruktur im Sinne eines tiefgründigen Hakenwurfes interglazialen Alters. Diese Strukturen sind von JÄCKLI (1959) bereits beschrieben worden.

Ergänzende Bemerkungen

Für den NW-Teil des Blattes (Beverin-Gebiet) hat H. Jäckli eine *Isohypsenkarte* auf dem Niveau der Areua-Bruschhorn-Schuppe konstruiert (Fig. 5), die zeigt, wie einfach dort die Verhältnisse im Unterbau der Schamser Decken sind. In den anderen Gebieten des Blattes ist ein derartiges Unterfangen wegen den viel grösseren tektonischen Komplikationen kaum durchführbar.

V. Streiff hat versucht, auf der tektonischen Karte (Tf. I) die ursprünglichen *Stirnen* einiger tektonischer Elemente darzustellen. Da die dazu benötigten Daten z. T. recht spärlich sind, mag diese Darstellung stellenweise subjektiv gefärbt sein. Die Stirn der Gelbhorn-Kreide (Nivaigl–Obrist-Serie) verläuft anscheinend nahezu in W–E-Richtung und stösst erst E ausserhalb von Blatt Andeer, gegen Nivaigl hin, etwas weiter nach N vor. Demgegenüber verläuft die Umbiegung des älteren Gelbhorn-Mesozoikums (Trias–Lias) in ganz ausgesprochenen Girlanden. Offensichtlich fanden da, wo der «Schenkel II» stark zusammengedrückt ist, die älteren Sedimente einfach keinen Platz und blieben zurück, während sie dazwischen weiter nach N vorstiessen. Es ist möglich, dass kleinere Brüche oder Bruchsysteme (wie angedeutet) eine gewisse Rolle gespielt haben mögen; grössere Brüche, die das ganze Sedimentpaket um Kilometer versetzen würden, sind aber wohl auszuschliessen, da sich im Untergrund keine Anzeichen solcher Störungen feststellen lassen.

Die Stirn der Suretta-Decke dürfte etwa parallel zu den innerhalb der Decke liegenden Sedimentkeilen verlaufen. Diese so konstruierte Front entspricht auch der Auffassung von V. Streiff, wonach die Splügener Kalkberge ursprünglich nicht vor, sondern *unter* der Suretta-Stirn lagen.

Auf Veranlassung von Prof. A. Gansser führte Dr. G. D. Franks im Sommer 1966 *strukturgeologische Messungen* in verschiedenen Teilen von Blatt Andeer aus um abzuklären, ob solche Untersuchungen eventuell Auskunft über die komplexe tektonische Geschichte geben könnten, ja ob es diese Kleinstrukturen vielleicht sogar ermöglichen würden, die wichtige Frage zu entscheiden, ob die Schamser Decken von unten oder oben um die Suretta-Decke gewickelt seien.

Leider wurde diese Hoffnung nicht erfüllt: Trotz vieler und zweifellos seriöser Messungen durch G. D. Franks ergab sich ein überaus verworrenes Bild, das keine Interpretation zuließ. Es wurde deshalb beschlossen, auf die Wiedergabe der vielen Kleinstrukturen zu verzichten und auf die tektonische Kartenskizze (Tf. I) nur die eingemessenen Faltenachsen aufzunehmen.

Nachwort von V. Streiff [†]

In einer früheren Arbeit hat der Verfasser (STREIFF 1962) die These vertreten, dass die Schamser Decken *unter* der Suretta-Decke zu beheilmaten seien, d. h. der Splügener Mulde entstammen, in deren südlichem Teil heute nur noch Triaszüge vorkommen – vielfach durch Kristallinlammellen aufgeteilt – und wo alle jüngeren Ablagerungen tektonisch fehlen. Gleich nördlich des Splügenpasses ändert sich aber das Bild: Im Chistentobel (745.6/154.7) treten Sedimente auf, die wohl nur der Tschera-Decke zugeordnet werden können, und diese lassen sich – nach einem Unterbruch durch Moränenbedeckung – mühelos mit denselben Tschera-Elementen im SE-Teil der Hüscherenbach-Schlucht (745.2/156.0) verbinden.

Der Verfasser ist auch heute noch dieser Auffassung, nämlich dass die Schamser Decken von unten um die Suretta-Decke gewickelt wurden. In einem Punkt irrte er allerdings: Als Arbeitshypothese wurde angenommen, dass die Schamser Elemente bis hinter Juf (hinteres Avers) zurückgekämmt worden wären, um von dort *über* dem Oberhalbsteiner Flysch (und unter der Platta-Decke) wieder nach N zu gelangen und sich mit den Klippen-Elementen des Gürgaletsch-Rhätikon zu verbinden. Heute haben wir erkannt, dass der ganze Oberhalbsteiner Flysch zur Platta-Decke gehört – mit den Platta- und Martegnas-Sedimenten und -Ophiolithen eine einzige Grosseinheit bildend. Damit ist der früher angenommene Weg nicht mehr gangbar, und wir müssen für die Verbindung der Schamser Decken mit den Klippen-Decken einen tieferen, nördlicheren Durchgang suchen.

Tatsächlich scheint diese Auffassung auch durch die Aufnahmen von KRUYSSÉ (1967) bestätigt, wenn dieser Autor die Tatsachen auch etwas anders interpretiert haben möchte. Fest steht auf jeden Fall, dass

das Hauptelement der Schamser Decken am Inner Wissberg in einer prachtvollen Umbiegung nach N zurückschwingt (wenn auch die Achse in einer spätesten Phase etwas quergestellt wurde) und dass dieses Element auf gar keinen Fall weiter nach S zieht, also auch nicht von da kommen kann. Nur ein ausgedünnter Zug der Bandflue, dessen Zugehörigkeit zu den Schamser Decken nicht unbedingt gesichert ist, lässt sich noch bis oberhalb Juf verfolgen, aber eine Verbindung weiter nach S – z. B. in den «Turba-Zahn» im Sinne von STAUB 1958 – ist zweifellos nicht vorhanden.

Hingegen haben wir eine andere Lokalität kennen gelernt, wo die Gelbhorn-Decke aus ihrer normalen tektonischen Lage ausbricht und nach oben stösst. Es ist dies die Gegend von Alp Taspegn, von wo ein Nivaigl-Zug gegen Pt. 2370.2, S von Schischesa, zieht (Lokalitäten 7 bzw. 8 in Fig. 6, vgl. auch S. 83), sich hart unter den Martegnas-Zug legend. Die weitere Fortsetzung ist vorderhand nicht eindeutig festzulegen (Blatt Savognin ist in dieser Gegend noch nicht im Detail kartiert; zudem starke Quartärbedeckung), doch ist es nicht ausgeschlossen, dass dieses Element in das Niveau des Sulzfluh-Kalkes S von Tiefencastel streicht.

Nun haben wir bisher immer angenommen, dass die Gelbhorn-Decke der Falknis-, die Tschera-Decke hingegen der Sulzfluh-Decke entspreche. Dieses Bild lässt sich schlecht mit der angedeuteten Verbindung vereinen, denn es ist praktisch unmöglich, dass auch die Tschera-Decke bei Taspegn–Schischesa in dieses höhere Niveau gelangt. Dies ist aber vielleicht auch nicht unbedingt nötig: Möglicherweise bilden Falknis- und Sulzfluh-Decke nur Teileinheiten der Gelbhorn-Decke.

Zu dieser möglichen Interpretation brachte mich eine Begehung der unterostalpinen Serien im Val d’Agnel (NW des Julierpasses) mit Prof. R. Trümpy. Wie bekannt, zeigt die Schamser Mitteltrias (Gurschus–Kalkberg-Decke) sehr starke ostalpine Anklänge. Die Obertrias des Val d’Agnel, mit blonden Dolomiten und bunten Schiefern, lässt sich von der obersten Gelbhorn-Trias nicht unterscheiden, und auch das Rhät–Lias-Profil zeigt weitgehende Übereinstimmung. Darüber folgt im Val d’Agnel die Saluver-Serie mit ihren Breccien, die z. T. sehr stark an die Taspinitbreccie erinnern. Und als jüngstes Glied dieser klastischen Serie finden wir im Val d’Agnel einen ganz auffälligen Sandstein–Arkose-Horizont, dünn gebankt und mit dünnsten schwarzen Tonzwischenlagen. Dieses Glied ist lithologisch vollständig identisch mit dem Sandstein–Arkose-Horizont der Gelbhorn-Decke (jüngstes Glied der Taspinitbreccie). Im Val d’Agnel ist dieser Horizont zweifellos Dogger, denn er wird vom Radiolarit überlagert, während ihm in der Gelbhorn-Decke – abgesehen von wenigen (vermutlich tektonischen) Fetzen – nichts mehr folgt. Ich habe schon auf S. 36 darauf hingewiesen, dass in der Taspinitbreccie keine jüngeren Komponenten als Lias nachgewiesen

werden konnten. Ich glaube deshalb heute fest, dass auch das Sandstein-Arkose-Glied noch Dogger-Alter besitzt. Es scheint mir nicht ausgeschlossen, dass die jüngere Sedimentbedeckung, also Malm bis Kreide, von der starren Sandstein-Platte abgeglitten ist – möglicherweise schon frühzeitig – und dass diese heute in der Sulzfluh-Decke enthalten sein könnte. Die stellenweise an der Basis vorkommenden Granitlamellen – die zum Malm ja nie einen stratigraphischen Kontakt zeigen – könnten dann vom Taspinit-Kristallin mitgerissene Fetzen sein.

Eines sei mit Nachdruck betont: Es steht mir fern, mit dieser lithologisch-stratigraphischen Korrelation die Schamser Decken aus dem Unterostalpin zu beziehen; ich sehe darin vielmehr eine verblüffend ähnliche Entwicklung von Trias bis Dogger im unterostalpinen und im mittelpenninischen Raum. Vom Malm an aber ändern sich die Sedimentationsbedingungen entschieden: Im Ostalpin (und schon im Hochpenninikum) Ablagerung der Radiolarite, im Mittelpenninikum hingegen von neritischen Kalken.

Es mag vielleicht übertrieben erscheinen, die oben ausgeführten und z. T. vielleicht reichlich hypothetischen Ideen hier, in den Erläuterungen zu Blatt Andeer, überhaupt anzuschneiden. Es liegt dem Verfasser aber daran, seine letzten Gedanken zu diesen Problemen zu Papier zu bringen, so dass sich künftige Bearbeiter der umgebenden Gebiete damit auseinandersetzen können.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

(von H. Jäckli)

Kies

Bei Runcs Sura, am linken Talhang S von Andeer, wird ein postglazialer Rheinschotter auf Kies abgebaut. Er zeichnet sich durch hohen Anteil an Kristallinkomponenten und grobes Korn aus.

Bruchsteine

Der Rofna-Gneis wird seit langem am linken Rheinufer S von Andeer, neuerdings auch neben dem Averser Rhein gebrochen und als «Andeerer Granit» in den Handel gebracht. Der etwas porphyrisch

struierte, grobkörnige, dank dem Gehalt an Phengit deutlich grün gefärbte Gneis wird für Grabsteine, dekorative und monumentale Elemente wie Tür- und Fenstereinfassungen, Boden- und Treppenplatten und schliesslich für Bruchsteinmauern im Strassen- und Wasserbau verwendet.

Erzlagerstätten

a) *Pb–Zn–Ag-Vererzung auf Alp Taspegn (Gde. Zillis)*

Im sog. Taspinit, einem sehr grobkörnigen Muskovit-Alkalifeldspat-Augengneis, findet sich auf der Alp Taspegn, oberhalb Zillis, eine Blei–Zink–Silber-Vererzung, mit der eine jüngere Pyritisierung und Urananreicherung verbunden ist. Nach SOMMERAUER (1972) sind makroskopisch Bleiglanz, Pyrit, Fahlerz, Zinkblende, Kupferkies, Bornit, Malachit und Azurit zu erkennen. Als Gangart erscheint Baryt, untergeordnet Quarz und Ankerit. Bleiglanz und Fahlerz können nennenswerte Gehalte an Silber aufweisen. Auf Grund von Verwachsungserscheinungen, Verdrängungen und Entmischungen kann folgende zeitliche Ausscheidungsfolge festgestellt werden: Pyrit – Zinkblende – Fahlerz – Kupferkies – Bleiglanz – Baryt.

Die Pb–Zn–Ag-Vererzung ist präalpin entstanden und hat mit dem Taspinit gemeinsam die alpine Metamorphose miterlitten. Da aber in den Komponenten der Taspinit-(Vizan-)Breccie Vererzungen fehlen, dürfte sie jünger als die Breccienbildung sein, also möglicherweise mit den ophiolithischen Ergüssen des Hochpenninikums in Zusammenhang stehen.

Die Erze von Taspegn wurden im 17., 18. und 19. Jahrhundert wiederholt abgebaut, letztmals 1808–1816 und 1818–1824. Aufgelassene Schächte und Gräben, dazu grössere Halden von taubem oder nur sehr schwach vererztem Gestein sind noch gut sichtbar.

b) *Cu–Ag-Lagerstätte von Gruoba–Nursera (Gde. Andeer)*

Im stark verschieferten Rofna-Gneis, unmittelbar N der nördlichsten Triaskeile und in der Trias selbst, findet sich rund 1,5 km NW von Ausserferrera eine Erzlagerstätte von Kupfer–Silber–Erzen. Das Vorkommen erstreckt sich auf eine Länge von mehr als 1,5 km zwischen dem Averser Rhein und der Lokalität Traversa (751.8/159.0).

Die Vererzung ist nach ESCHER (1935) im wesentlichen an eine stark verschieferte und verschuppte quarzitische Zone von rund 0,5–2 m zwischen Rofna-Gneis und Triasquarzit gebunden und enthält silberhaltigen Tetraedrit, dazu untergeordnet Chalkopyrit, Bornit, Antimonit,

Bleiglanz, Pyrit, Covellin, Malachit und Azurit; als Gangart erscheint Baryt.

Diese Lagerstätte wurde seit Beginn des 17. Jahrhunderts wiederholt abgebaut, letztmals in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts. 1868 wurden die Gruben endgültig stillgelegt.

HYDROGEOLOGIE

(von H. Jäckli)

Grundwasserleiter und Quellen im Lockergestein

Lockergesteine *grosser* Durchlässigkeit stellen die Rhein-Alluvionen in der Talsohle bei Andeer und Zillis dar; das in ihnen zu erwartende Grundwasser wird aber zur Zeit noch nicht genutzt.

Ausserordentlich durchlässig sind die trockenen Schutthalden aus Kalk und Dolomit rund um die Splügener Kalkberge, am Gelbhorn und Beverin, am Piz digl Gurschus und am Piz Toissa und wirken als lokale Quellbildner; ein oberirdischer Abfluss findet auf ihnen meist nicht statt.

Die Moränenablagerungen zeigen mit zunehmender Distanz von der Gipfelregion eine abnehmende Durchlässigkeit. Filterwirkung und Retention garantieren in vielen Fällen hygienisch gute Schuttquellen mit relativ ausgeglichenem Erguss.

Weniger durchlässig sind Gehänge-, Rutschungs- und Sackungsschutt in Bündnerschiefer- und Flyschgebieten: Der Anteil an Oberflächenabfluss ist gross, und deshalb weisen die zahlreichen Schuttquellen meist einen kleinen und eher unzuverlässigen Erguss auf.

Einen Grundwasserleiter etwas besonderer Art bildet die grosse Sackungsmasse des Schamserberges. Die Sackungsmasse, bestehend aus einer Wechsellagerung von undurchlässigen Tonschiefern und stark klüftigen, durchlässigen Kalken, Marmoren und Quarziten, bedeckt teils von Lokalmoräne, teils von Gehängeschutt, erscheint tiefgründig zerrüttet und aufgelockert und ihre Durchlässigkeit im gesamten dadurch wesentlich erhöht. Eine grosse Zahl von Schichtquellen, oft am Kontakt von Marmor über Tonschiefer austretend, u. a. die Wasserversorgung von Mathon und der Maiensässe des Schamserberges speisend, belegen diese Verhältnisse.

Grundwasserleiter und Quellen im Festgestein

Festgesteine mit *grosser* Durchlässigkeit und häufiger *Karstzirkulation* stellen alle Schichtglieder der Gurschus-Kalkberg-Decke, die Rauhacken der Tschera-Decke, die karbonatische Trias der Suretta-Decke und schliesslich Hauptdolomit und Liaskalke der Ela-Decke dar.

Die Rauhacken als ungeklüftete, leicht siltig verwitternde Gesteine erweisen sich dabei mindestens an der Oberfläche als weniger durchlässig als die spröden Dolomite und Kalke und erlauben oft die Bildung eines einigermaßen dichten Bachnetzes, wie es in Kalken und Dolomiten kaum vorkommt.

Dolinen und Versickerungstrichter aller Grössen finden sich in mit Gipsvorkommen verknüpften Rauhackengebieten zwischen Tschainghel Mellen und Piz Vizan, ferner N des Piz Gurschus und besonders eindrücklich auf Plan la Botta, E des Piz la Tschera.

Einen wichtigen Karstwasserhorizont stellt der Kontakt von Liaskalcken über Doggerschiefern des Verkehrschenkels der Gelbhorn-Decke im Westschams dar: Am Rand des Trias-Lias-Gebietes zwischen Alp Anarosa im S und Nursin im N treten zahlreiche Karstquellen aus.

«Bassins fermés», d. h. Becken ohne oberirdischen Abfluss sind an folgenden Orten ausgebildet:

- S des Bodenhorns, im schuttbedeckten Liaskalk unter Taspinitbreccie, Kote 2550 m, Fläche ca. 0,25 km², Austritt wahrscheinlich S unter dem Chalchberg über der Burgruine Splügen.
- NW des Piz Calandari S der Alp Anarosa, in Dolomiten der Gurschus-Kalkberg-Decke, Kote 2410 m, Fläche ca. 0,25 km², Austritt wahrscheinlich bei Plan Cardaletsch S der Alp Anarosa.
- N des Piz Tarantschun, Fläche ca. 0,6 km², Versickerung im Lai la Scotga (Schottensee) im Liaskalk auf Kote 2517 m, Austritt wahrscheinlich bei Curtginatsch, Alp Anarosa.

Als Festgesteine *uneinheitlicher* Durchlässigkeit hat das Kristallin der Suretta-Decke, der «Rofna-Gneis» zu gelten. In ihm findet reine Kluftzirkulation statt, die aber dank der starken tektonischen Zerklüftung von Bedeutung ist. Demzufolge ist einerseits das Gneisgebiet ausgesprochen arm an Quellen und Bächen – das Gewässernetz ist äusserst dürftig – und andererseits wurde beim Bau der Stollen für die Hinterrhein-Kraftwerke im Gneis eine in dieser Intensität nicht erwartete Wasserführung auf einer Unzahl von klaffenden Klüften angetroffen.

Eine mittelgrosse bis *geringe* Durchlässigkeit zeigen die Wechsellaagerungen in der Nivaigl- und Obrist-Serie an der Basis des Muttner Horns und am Beverin, eine geringe bis *sehr geringe* die Bündnerschiefer- und Flysch-Serien an der Basis der Schamser Decken wie auch jene

vom Piz Curvér bis zum Muttner Horn, soweit sie nicht durch Sackungen und Rutschungen aufgelockert sind.

Mineralquellen

a) Andeer – Pignia

Unterhalb Pignia, bei der Lokalität «Il Bogn» auf 990 m ü. M., ist im Bachschuttkegel seit langem eine Mineralquelle gefasst, die nach Andeer geleitet und dort zu Badzwecken verwendet wird (vgl. Tab. 2).

Tabelle 2: *Chemismus der Mineralquelle bei Pignia (1)*
(Analyse von G. Nussbaumer und H. His, 1909)

	mg/l	mval/l	mval %
NH ₄ ⁺	0,030	0,002	
Na ⁺	12,71	0,55	1,6
K ⁺	6,91	0,176	0,5
Ca ²⁺	576,3	28,76	82,9
Sr ²⁺	11,88	0,27	0,8
Mg ²⁺	58,85	4,83	13,9
Fe ²⁺	2,5	2,08	0,2
Al ³⁺	0,06	0,007	
Summe Kationen	669,24	34,66	99,9
Cl ⁻	4,41	0,125	0,4
SO ₄ ²⁻	1503,2	31,29	90,2
HCO ₃ ⁻	198,4	3,25	9,3
Summe Anionen	1706,01	34,66	99,9
HBO ₂	1,05		
H ₂ SiO ₃	13,33		
Gesamtmineralisation	2389,63	69,32	

Eine neuere Analyse, freundlicherweise vom Hotel Fravi, Andeer, zur Verfügung gestellt, zeigt folgende, von der älteren Analyse nur unwesentlich abweichende Werte (vgl. Tab. 3).

Tabelle 3: *Chemismus der Mineralquelle bei Pignia (2)*
(Analyse von O. Gübeli, 31. Aug. 1950)

	mg/l	mval/l	mval %
NH ₄ ⁺	0,022	0,0012	0,004
Li ⁺	Spur	—	—
Na ⁺	9,544	0,4150	1,25
K ⁺	2,400	0,0614	0,18
Ca ²⁺	554,30	27,6596	83,44
Sr ²⁺	7,64	0,1744	0,52
Mg ²⁺	58,02	4,7714	14,39
Fe ²⁺	1,66	0,0594	0,17
Mn ²⁺	0,103	0,0038	0,01
Al ³⁺	0,016	0,0018	0,005
Summe Kationen	633,705	33,1480	99,97
Cl ⁻	4,397	0,1240	0,37
F ⁻	0,184	0,0097	0,03
SO ₄ ²⁻	1452,98	30,2516	91,26
HAsO ₄ ²⁻	0,002	—	—
HCO ₃ ⁻	168,57	2,7627	8,33
Summe Anionen	1626,133	33,1480	99,99
HBO ₂	0,219		
H ₂ SiO ₃	12,73		
Gesamtmineralisation	2272,787		

Die Temperatur liegt bei 19° C; es handelt sich um eine subthermale Calciumsulfat-Quelle, die als von Bachschutt verdeckte Schichtquelle aus der Trias der Suretta-Stirn stammen dürfte.

b) Zillis

Bei «Mulegn» rund 500 m S von Zillis trat bis zum Bau des Kraftwerkstollens der KHR eine ungefasste, schwach subthermale Gipsquelle aus, deren Ertrag 2100–2400 l/min und deren Temperatur 12,0–12,3° betrug. Es handelt sich um eine durch Gehängeschutt verdeckte Schichtquelle aus der Trias mit auffallend konstantem Erguss und konstanter Temperatur.

Beim Bau des Kraftwerkstollens wurden in der Trias N des Rofnagneises starke Wasseradern angefahren, gefasst und durch das Stollenfenster «Avas» S von Zillis auf Kote 940 m ins Freie geführt, wo das Wasser zur Zeit noch ungenutzt wegfließt; der hohe Gipsgehalt macht es für die Trinkwasserversorgung ungeeignet.

Eine Kurzanalyse, freundlicherweise von Herrn Gemeindepräsident Wurster zur Verfügung gestellt, ergab die in Tab.4 angegebene Zusammensetzung.

Tabelle 4: *Chemismus der Mineralquelle bei Zillis*
(Analyse von O. Högl, 3. Juli 1968)

	mg/l	mval/l	mval %
Li ⁺	0,6	0,1	0,43
Na ⁺	6,0	0,2	0,86
K ⁺	1,6	0,04	0,17
Ca ²⁺	369,6	18,4	78,80
Sr ²⁺	0,9	0,01	0,04
Mg ²⁺	55,6	4,6	19,70
Summe Kationen	434,3	23,35	100,00
Cl ⁻	5,7	0,2	0,87
SO ₄ ²⁻	940,0	19,6	85,96
HCO ₃ ⁻	186,0	3,0	13,17
Summe Anionen	1131,7	22,8	100,00
Summe Kationen und Anionen	1565,0		

LITERATURVERZEICHNIS

- BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1.
- BUXTORF, A. (1919): Aus der Talgeschichte der Via Mala. – «Heim-Festschrift»: *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 64.
- CABY, R. & GALLI, J. (1964): Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. – *C.R. Acad. Sci. Paris* 259.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen (2. Aufl.). – Wepf, Basel.
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. – *Eclogae geol. Helv.* 63/2.
- DIETRICH, V., HUONDER, N. & RYBACH, L. (1967): Die Uranvererzungen im Druckstollen Ferrera-Val Niemet. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 44.
- DÖSSEGER, R. (1974): Verrucano und «Buntsandstein» in den Unterengadiner Dolomiten. – Diss. Nr. 5346, ETH Zürich (unpubl.).
- ESCHER VON DER LINTH, A. & STUDER, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. – *N. Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 3.
- ESCHER, E. (1935): Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 18.
- GANSSER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 17/2.
- GANSSER, A., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1967): Exkursion Nr.39: Reichenautusis – Schams – Splügen – San Bernardino – Misox – Castione. In: *Geologischer Führer der Schweiz*, H. 8. – Wepf, Basel.
- GLASER, TH. (1926): Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Graubünden). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49/VII* (mit einem Nachtrag von J. CADISCH über die Nivaiglerie bei Tiefencastel).
- GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 35.
- HAHN, CH. (1969): Mineralogisch-Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flussbettsanden im Einzugsbereich des Alpenrheins. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1.
- HANSON, G.N., GRÜNENFELDER, M. & SOPTRAYANOVA, G. (1969): The geochronology of a recrystallized tectonite in Switzerland; the Roffna gneiss. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 5/6.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
- JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 34/1.
- (1944): Zur Geologie der Stätzerhornkette. – *Eclogae geol. Helv.* 37/1.
 - (1946): Paläogeographische Studien im tiefenninischen Flysch des Domleschg und Schams. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2.
 - (1948a): Geröllstudien am Hinterrhein (Grb.). – *Wasser- u. Energie-wirtsch.* 40/9.
 - (1948b): Vergletscherungsprobleme im Schams und Rheinwald. – *Jber. natf. Ges. Graub.* 81.

- (1953): Geologische Eigentümlichkeiten der Geschiebeherde des bündnerischen Rheingebietes. – Wasser- u. Energiewirtsch. 45/9.
 - (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36.
 - (1958): Schluchten und Berge im Schams. – Heimath. Schams/Cudasch da Schons; Tgea rumäntscha, Cuirra (Chur).
 - (1959): Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen. – Eclogae geol. Helv. 52/2.
 - (1963): Der Felssturz von Samest, Gemeinde Zillis, vom 5. Aug. 1962. – «Bündnerwald» (Chur) 16/6.
 - (1973): Viktor Streiff [Nachruf]. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 40/97.
- JÄCKLI, H., STREIFF, V. & STAUB, R. (1938): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Schamser Decken. – Eclogae geol. Helv. 31/2.
- KOPP, J. (1925): Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. – Eclogae geol. Helv. 19/1.
- KRUYSSÉ, H.A.C. (1967): Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 60/1.
- MEYER, H. (1909): Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. – Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br. 17.
- (1913): Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. III.: Cotschna-Schams-Oberhalbstein-Oberengadin. – Weg, Leipzig.
- MEYER, H.L.F. & WELTER, O.A. (1910): Zur Geologie des südlichen Graubündens. – Mber. dtsh. geol. Ges. 1910/1.
- NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – Eclogae geol. Helv. 38/1.
- OTT, E. (1925): Geologie der westlichen Berggünnerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa, Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49/5.
- ROTHPLETZ, A. (1895): Über das Alter der Bündner Schiefer. – Z. dtsh. geol. Ges. 47.
- RÜETSCHI, G. (1903): Zur Kenntnis des Rofnagesteines. – Eclogae geol. Helv. 8/1.
- SCHMID, F. (1965): Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kanton Graubünden). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 41.
- SCHMIDT, C. (1902): Über das Alter des Bündnerschiefer im nordöstlichen Graubünden. – Ber. oberrh. geol. Ver. 1902 (35. Jvers.).
- SCHMIDT, C., STELLA, A. & KOENIGSBERGER, J. (1911): Rapport sur les conditions géologiques d'un tunnel du Splügen. – Birkhäuser, Basel.
- SOMMERAUER, J. (1972): Radiometrische und erzpetrographische Untersuchungen im Muskovit-Alkalifeldspat-Augengneis von Alp Taspegn, Kanton Graubünden. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 48.
- STAUB, R. (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 82/3.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau; Beziehungen und Probleme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.

- STEINMANN, G. (1895, 1898): Geologische Beobachtungen in den Alpen. I.: Das Alter der Bündner Schiefer. – Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br. 9/3 (1895), 10/2 (1898).
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). – Diss. Univ. Zürich.
- (1962): Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1.
- STUCKY, K. (1960): Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Val Ferrera. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 37.
- THEOBALD, G. (1860): Naturbilder aus den Rhätischen Alpen. Ein Führer durch Graubünden. – Hitz, Chur.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 144.
- TRÜMPY, R. et coll. (1970): Aperçu général sur la géologie des Grisons. – C.R. Soc. géol. France 1969/9.
- WELTER, O. A. (1909): Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. – *Eclogae geol. Helv.* 10/6.
- WILHELM, O. (1922): Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Rofnagneise. – *Eclogae geol. Helv.* 17/5.
- (1933): Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 64.
- WILCKENS, Ö. (1920): Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals (Adulagebirge, Graubünden). – *Geol. Rdsch.* 11.
- ZIEGLER, W.H. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 49/1.
- ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 41.
- (1913): Kurze Mitteilung über die Bündner-Schiefer-Region des Schams und Avers. – *Eclogae geol. Helv.* 12/4.

KARTENVERZEICHNIS (vgl. Fig. 7)

Topographische Karten

1214–1216 }
 1234–1236 } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25000
 1254–1256 }

Geologische Karten

a) Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission:

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000

Foglio 7 Ticino, 1955
 Blatt 8 Engadin, 1964

Geologische Karte der Schweiz 1:100000

Blatt XIV Altdorf–Chur, 1885
 Blatt XV Davos–Martinsbruck, 1864
 Blatt XIX Bellinzona–Chiavenna, 1882
 Blatt XX Sondrio–Bormio, 1865

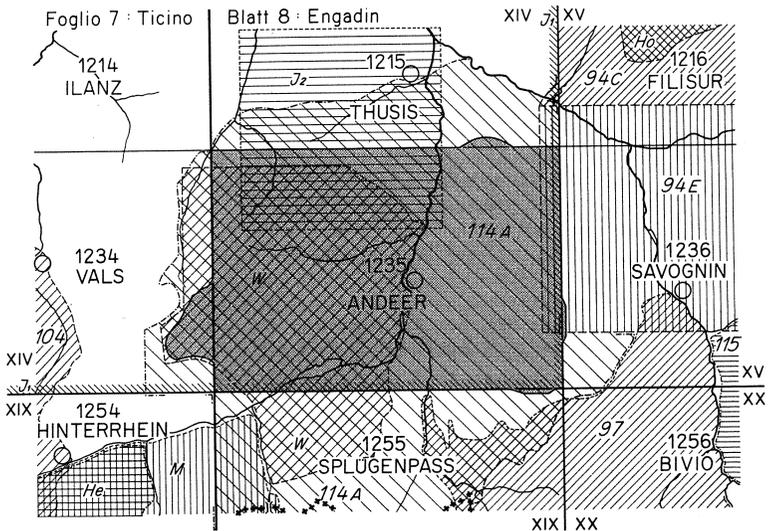


Fig. 7: Verteilung der topographischen und geologischen Karten.

Geologische Spezialkarten

- Nr. 94 C Geologische Karte von Mittelbünden: Lenzerhorn, 1:25000, 1924 (von R. BRAUCHLI & TH. GLASER).
- Nr. 94 E Geologische Karte von Mittelbünden: Piz Michèl, 1:25000, 1926 (von FR. FREI & E. OTT).
- Nr. 97 Geologische Karte des Avers (Piz Platta – Duan), 1:50000, 1926 (von R. STAUB).
- Nr. 104 Geologische Karte der Adula, 1:50000, 1923 (von G. FRISCH-KNECHT, H. JENNY & J. KOPP).
- Nr. 114 A Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50000, 1929 (von O. WILHELM).
- Nr. 115 Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25000, 1932 (von H. P. CORNELIUS).

b) *Nicht von der Schweizerischen Geologischen Kommission veröffentlicht:*

Publikationen seit 1900

- He HEYDWEILLER, E.: Geologische Karte des Misoxer Synklinalzuges im Gebiete des S. Bernardino, 1:50000 (1918).
In: Geologische und Morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses (SW Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 15/2 (Tf. 1), 1918.
- Ho HOEK, H.: Geologische Karte des centralen Plessurgebirges, 1:50000 (1905).
In: Das zentrale Plessurgebirge – Geologische Untersuchungen. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16 (Tf. 13), 1906.
- J₁ JÄCKLI, H.: Rutschungen und Bergstürze im Gebiet zwischen Lugnez und Stätzerhorn–Curvèr-Kette (Graubünden), 1:100000 (1957).
In: *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes.* – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36 (Tf. III), 1957.
- J₂ JÄCKLI, H.: Aktuogeologische Kartenskizze Heinzenberg–Nollatobel–Piz Beverin und Umgebung, 1:50000 (1957).
In: *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes.* – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36 (Tf. IV), 1957.
- M MÜHLEMANN, R.: Geolog. Kartenskizze des Gebietes der Tambodecke zwischen Val Mesolcina und Valle San Giacomo, 1:50000 (1928).
In: Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiete der Tambodecke zwischen Val Mesolcina und Valle San Giacomo (Italien). – *Diss. Univ. Zürich* (Tf. 3), 1928.
- W WELTER, O. A.: Geologische Karte des Gebietes zwischen Hinterrhein und Safienthal, 1:50000 (1909).
In: *Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safienthal.* – *Eclogae geol. Helv.* 10/6 (Tf. 21), 1909.

- Obertrias – Lias
- Curvér-Serie
- «Oberer Flyschzug» (?Präanzer Flysch, Arblatsch-Flysch)
- Martegnas-Zug
- Sedimenthülle
- Rofna-Kristallin
- Sedimente
- Kristallin
- Flysch («Unterer Flyschzug»)
- Nivaigl–Obriest-Serie
- Nisellas-Serie
- Obertrias – Lias
- Taspinit-(Vizan-)Breccie
- Obertrias – Lias (z.T. bis Dogger)
- Trias (stellenweise bis Dogger)
- Kristallin (Taspinit)
- Mitteltrias
- Areua-Bruschghorn-Schuppe
- Flysch
- Bündnerschiefer

Ela-(Aela-)Decke

Platta-Decke s.l.

Suretta-Decke

Tschera-Decke

«Schenkel II» der Gelbhorn-Deckfalte

«Schenkel I» der Gelbhorn-Deckfalte

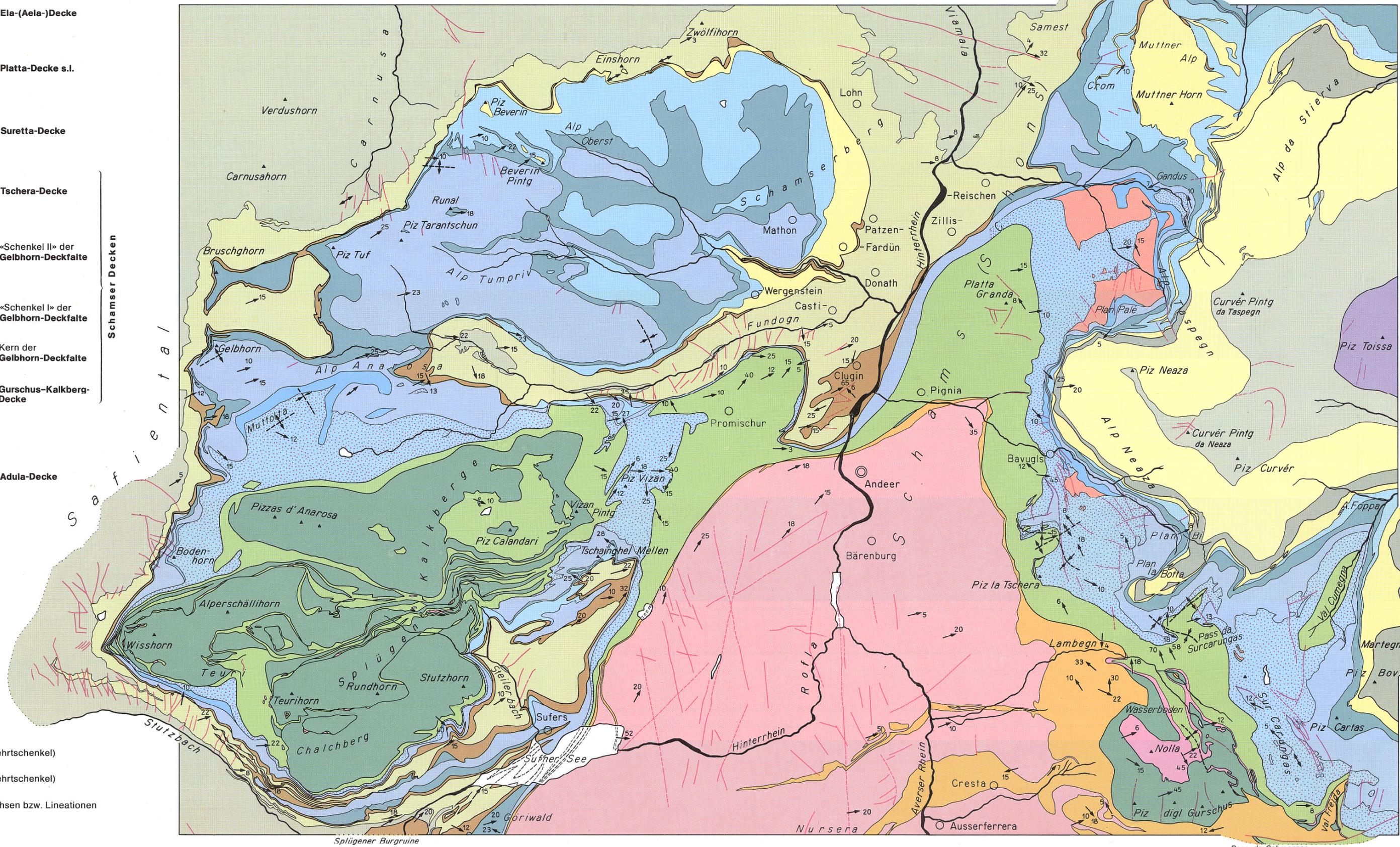
Kern der Gelbhorn-Deckfalte

Gurschus-Kalkberg-Decke

Adula-Decke

Schamer Decken

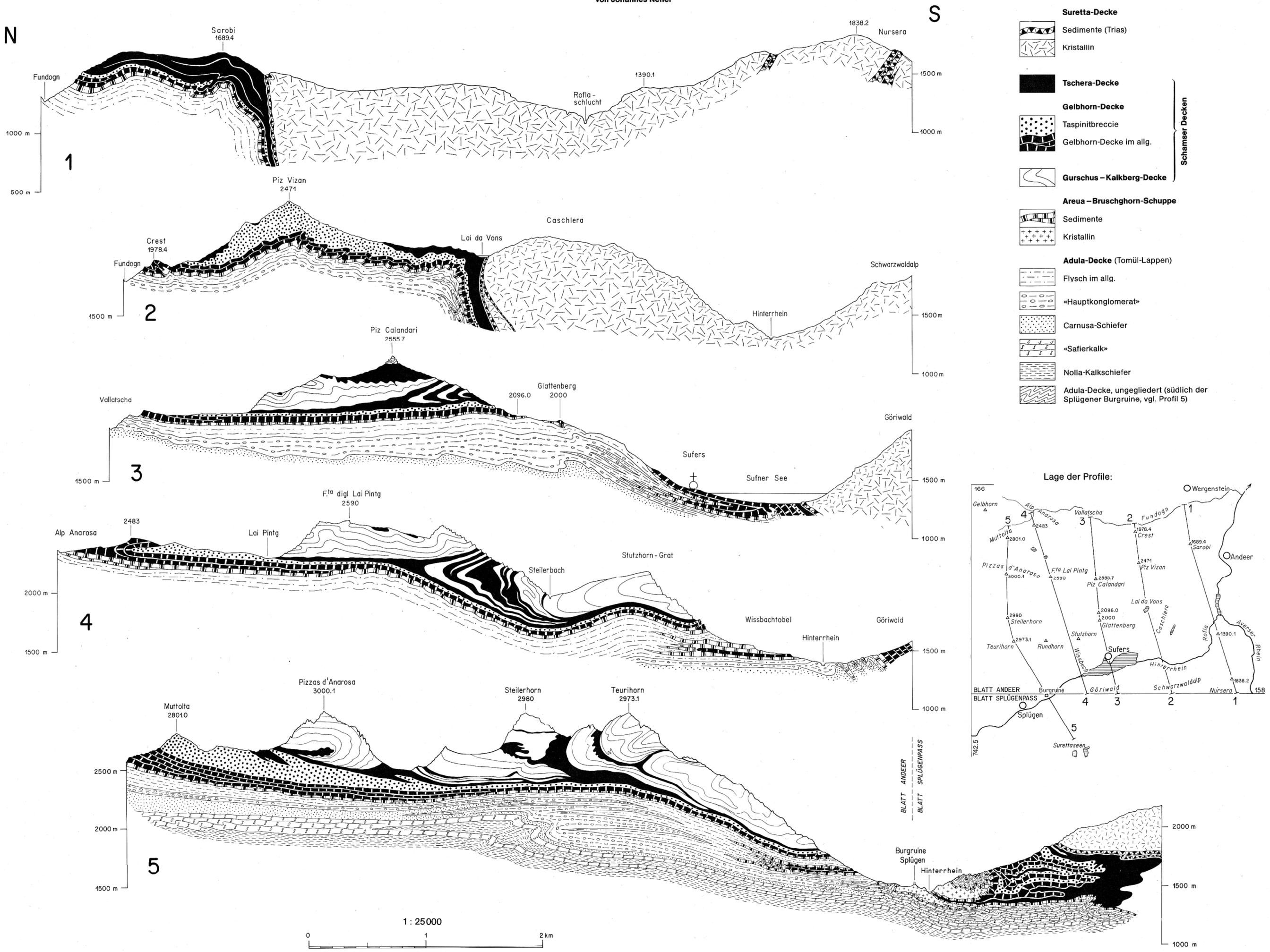
- Verwerfung
- Antiklinale (bzw. Synklinale im Verkehrtschenkel)
- Synklinale (bzw. Antiklinale im Verkehrtschenkel)
- Richtung und Einfallen von Faltenachsen bzw. Lineationen
- Horizontal liegende Faltenachse



Geologisch-tektonische Übersicht von Blatt Andeer, 1 : 50 000

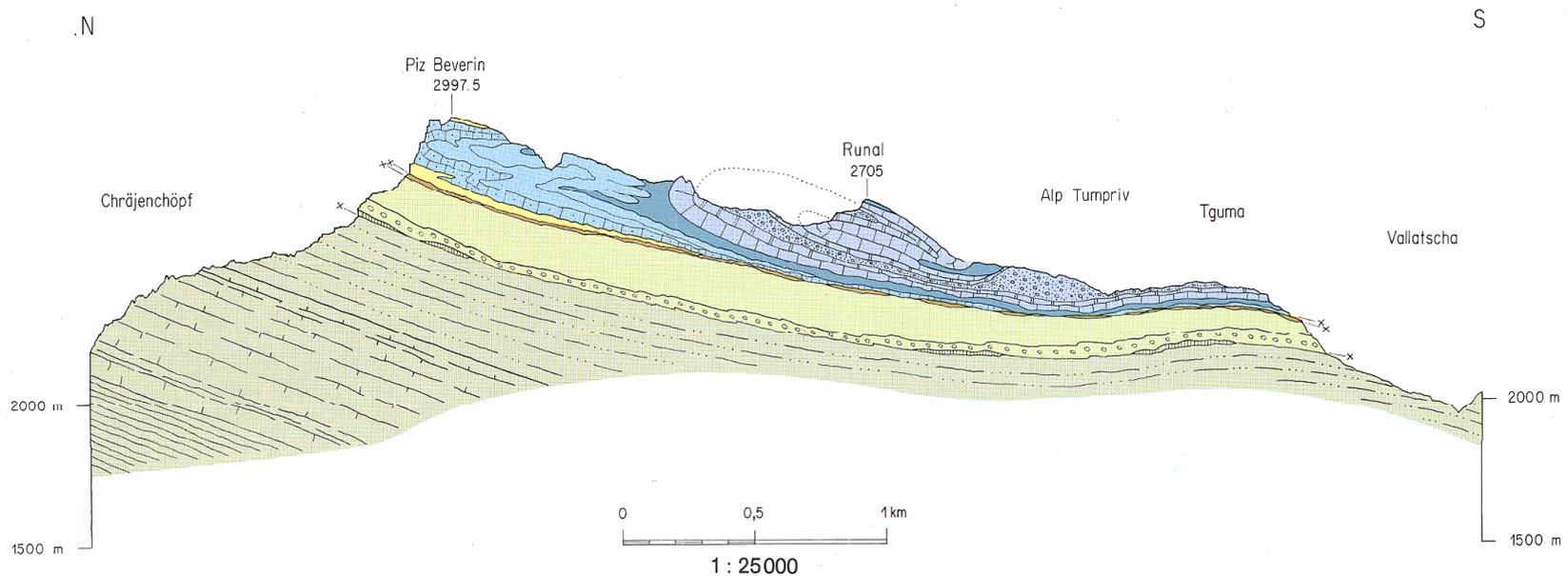
Geologische Profile durch die Splügener Kalkberge und das untere Rheinwald

von Johannes Neher



Geologisches Profil durch den Piz Beverin und das nördliche Westschams

von Heinrich Jäckli



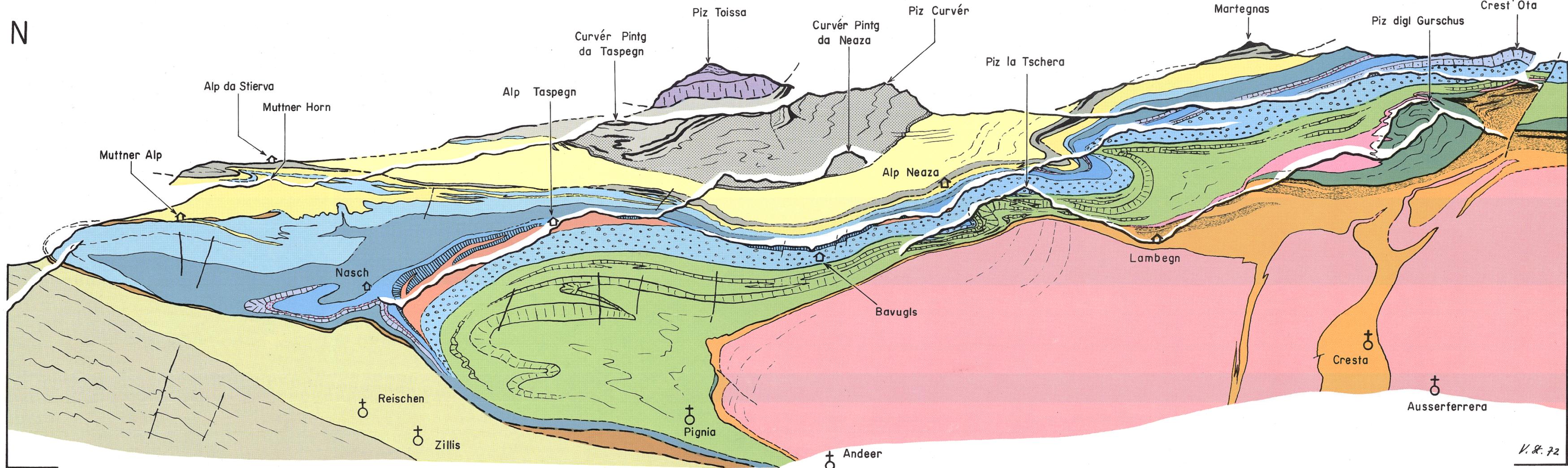
Gelbhorn-Decke (Schenkel II)

-  Flysch (inkl. Oberer Sericitmarmor)
-  Obrist-Serie
Plattiger Quarzit
-  Nisellas-Serie
-  Lias
-  Triasdolomit und Rhät
-  Rauhwacke

Areua – Bruschghorn-Schuppe

Adula-Decke

-  Flysch
«Hauptkonglomerat» und basale Linsen
-  Carnusa-Schiefer
-  Nolla-Kalkschiefer
-  Nolla-Tonschiefer



Geologische Kulissenprofile durch das Ostschams

1 : 25 000

von Viktor Streiff

- Lias
- Rhät
- Hauptdolomit
- «Basisband» (? Oberkreide – Alttertiär)
- Vorw. (?) kretazische Schiefer
- Ophiolithe
- Trias und vorw. (?) jurassische Schiefer
- «Oberer Flyschzug» (Präsanzer Flysch)
- Martegnas-Zug mit Ophiolithen
- Posttriadische Sedimente mit Ophiolithen
- Trias
- Rofna-Kristallin

- Sedimente mit Marmorzügen
- Kristallin
- Flysch («Unterer Flyschzug»)
- Nivaigl-Serie
- Nisellas-Serie
- Lias
- Obertrias (Dolomit)
- Taspinit-(Vizan-)Breccie
- Lias
- Obertrias (Dolomit)
- Obertrias (Rauhacke)
- Mitteltrias (vorw. Dolomit)
- Kristallin (Taspinit)
- Mitteltrias
- Areua-Bruschhorn-Schuppe
- Flysch
- Bündnerschiefer

Eia-(Aeie-)Decke

Curver-Serie

Piatta-Decke s.i.

Suretta-Decke

Tschera-Decke

«Schenkel II» der Gelbhorn-Deckfalte

«Schenkel I» der Gelbhorn-Deckfalte

Kern der Gelbhorn-Deckfalte

Gurschus-Kalkberg-Decke

Adula-Decke

Schanser Decken

Die wichtigsten Kulissen des Ostschams sind mit dem durchschnittlichen Achsenfallen von 15° auf eine N 10° W streichende Ebene projiziert.

V. St. 72