

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	23 (1930)
<b>Heft:</b>	1: Leere Seite -0099-02 künstliche eingfügt (für Paginierung)
 <b>Artikel:</b>	Berichte über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Mittelbünden vom 30. August bis 5. September 1928
<b>Autor:</b>	Cadisch, J. / Eugster, H. / Leupold, W.
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-158923">https://doi.org/10.5169/seals-158923</a>

### Nutzungsbedingungen

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

### Conditions d'utilisation

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

### Terms of use

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

**Download PDF:** 22.02.2026

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

# ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Vol. 23, N° 1. — Juin 1930.

# Berichte über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Mittelbünden

**vom 30. August bis 5. September 1928.**

Von J. CADISCH (Basel), H. EUGSTER (Trogen) und W. LEUPOLD (Bern).

## Inhalt:

	Seite
I. 30. August: Halbtages-Exkursion in die Umgebung von Klosters . . .	1
II. 31. August: Halbtägige Exkursion durch die Zügenschlucht von Schmelzboden nach Wiesen . . . . .	3
III. 1.—5. September 1929: Grosse Exkursion in Mittelbünden . . . . .	7

L.

## Halbtages-Exkursion in die Umgebung von Klosters.

30. August.

Führung: J. CADISCH.

In blendender Schönheit grüsste die Davoser Landschaft zum Fenster herein, als die Schweizerische Geologische Gesellschaft im Hôtel Belvédère ihre Hauptversammlung abhielt. So war es nicht verwunderlich, dass die Verhandlungen am Vormittag schon zeitig erledigt und allgemein der Wunsch geäussert wurde, am Nachmittag eine geologische Wanderung ins obere Prättigau zu unternehmen.

Mehr als dreissig Fachgenossen führte die Rhätische Bahn in langer Serpentinenfahrt aus dem Davoser Hochtal mit seinem schmucken See nach Klosters-Dörfli hinunter. Nur flüchtig konnte die hügelige Bergsturzlandschaft zwischen Wolfgang und dem Prättigau betrachtet werden, nur rasch streifte das Auge das benachbarte Rätikongebiet, wo das hell leuchtende Sulzfluhkalkband gleichmässig ostfallend die dunkelfarbene kristalline Madrisagruppe unterteuft. Zwei grossen Aufschlüssen in der Sulzfluhdecke galt ja unser nicht allzuweit gestecktes Exkursionsziel: dem Felskopf von Matätsch zuunterst im Schlappintal und dem Kalkklotz des Schliffitschuggen, welcher als gewaltiges Klemmpaket einige hundert Meter weiter nördlich den Talausgang blockiert, auf der Westseite

von einer epigenetischen Schlucht, im Osten vom ehemaligen Talweg begrenzt.

Auf der Station Dörfli hatten wir das Vergnügen, den Vertreter der Landesgegend in unserer höchsten Behörde, Herrn Nationalrat Dr. A. GADIENT, begrüssen zu dürfen. In wenigen Minuten langten wir dann an der Felsecke von Matätsch an, wo durch schmale Rasenbänder und Gebüsch getrennt eine bunte Folge von Gesteinsarten ansteht. Zunächst ausserordentlich stark ausgewalzte Mergelkalke der obern Kreide („Couches rouges“), dann Granit und Sulzfluhkalk. Alle Gesteine, vor allem das Kristallin, sind tektonisch ausserordentlich stark mitgenommen und von steilstehenden Brüchen zerhackt<sup>1)</sup>, sie gehören zur Schichtfolge der Sulzfluh-Teildecke. Was die Örtlichkeit von Matätsch besonders auszeichnet, ist das Vorkommen von Ophiolithen in der Oberkreide, ungefähr 2 m unter dem Sulzfluhkristallin. Es handelt sich wohl um tektonische Einschiebsel. Trotz der herrschenden Hitze stieg eine Anzahl Teilnehmer zu den Felsbändern hinauf, die durch Gebüsch maskiert sind, um den untersten der Ophikalzitaufschlüsse wieder zu entdecken. Im Abstieg beklopften wir rasch die hier tektonisch abnormal unter den Sulzfluhgesteinen liegenden Schistes lustrés und Verrucanosandsteine der Aroser Schuppenzone. Noch wurde kurz der Sulzfluhkalk selbst untersucht — ein heller massiger Kalk, blaugrau anwitternd —; zu ihrem Leidwesen mussten die westschweizerischen Kollegen feststellen, dass es sich um ein „atypisches“ Gestein handle, das keinerlei Anhaltspunkte für Vergleiche mit westalpinen Gesteinen gewähre.

Die wenig höher gelegene Kalkbastion des Schliffitschuggen (Pkt. 1273) weist in ihrer Basis eine Reihe äusserst interessante Aufschlüsse auf. Stratigraphen, Tektoniker, Gefügespezialisten und Petrographen, sie alle kommen hier auf ihre Rechnung. Der Sulzfluhgranit ist an dieser Stelle viel besser erhalten geblieben, obschon er unter dem Kalk oft in Linsen ausgezogen, mit den liegenden Schiefern (Kreide?) verknnetet und zuguterletzt mit allen übrigen Felsarten von kleinen Brüchen durchsetzt wird. An letzteren lassen sich Schleppungen und Klemmpakete bequem studieren. Die Zeit reichte nicht hin, die weiter unten am rechten Talhang gut aufgeschlossenen Falknis-Flyschschiefer aufzusuchen. Nichtsdestoweniger zeigten sich die Teilnehmer sehr erfreut über das instruktive Bild, welches ihnen die beiden besuchten Aufschlüsse geboten hatten. Eine kurze Spanne Zeit vor der Heimfahrt nach Davos wurde der Wiederherstellung des durch die Hitze gestörten physischen Gleichgewichtes im Gasthaus Madrisa gewidmet.

---

1) Vgl. das Profil im Aufsatz des Verfassers: „Zur Geologie von Davos“. Festschrift für die 110. Jahresvers. der S. N. G. in Davos 1929.

## II.

**Halbtägige Exkursion  
durch die Zügenschlucht von Schmelzboden nach Wiesen.**

31. August.

Führung: W. LEUPOLD.

Für den Nachmittag des zweiten Sitzungstages war im allgemeinen Programm der S. N. G. ein Ausflug durch das untere Landwassertal von Glaris bis Wiesen oder Filisur vorgesehen; der Referent hatte sich erboten, daran teilnehmende Geologen durch die aufschlussreiche Gegend der Zügenschlucht geologisch zu führen. Dank dem grossen Interesse, das die Fachgenossen dafür bezeugten, entwickelte sich aus diesem Nachmittagsspaziergang eine eigentliche halbtägige Exkursion, wodurch das Programm der offiziellen Exkursionen in sehr glücklicher Weise ergänzt wurde; sie soll darum auch in diesem Bericht nicht übergegangen werden. Mit dem Extrazug, den die Rhätische Bahn für den Ausflug bereitgestellt hatte, erreichten auch die Geologen die Station Schmelzboden am Beginne der Schlucht. Nachdem der Gewalthaufen der „nur spazierengehenden“ Naturforscher sich im Eingange der Schlucht verloren hatte, sammelten sich die Geologen, 23 Mann stark, kurz unterhalb der Station, um ihre Arbeit zu beginnen. Der Referent gab erst einen Überblick der tektonischen Situation an Hand von soeben fertiggestellten Profilen durch die Zügenschlucht im Maßstab 1:2500. Der Bereitwilligkeit von Herrn Grundbuchgeometer GRÜNENFELDER in Davos war es zu verdanken, dass davon in letzter Stunde einige Lichtpausen angefertigt werden konnten, welche auf dieser improvisierten Exkursion gute Dienste leisteten.

Man befindet sich im unteren Landwassertale ganz im Gebiete der Silvrettadecke (S. D.), etwa 6 km von deren NW-lichem Erosionsrande entfernt. Das Tal folgt dem Grunde einer SW—NE streichenden, weitgespannten, komplex gebauten Triasmulde. Den NW-Flügel derselben bildet die vom Deckenrande gegen SE einfallende Platte von permischem Quarzporphyr und hangender, in mehreren Schuppen aufeinandergetürmter Trias, die Sandhubelteildecke der S. D. Den SE-Flügel der Landwassermulde bilden vom Grate der Muchetta gegen N ins Tal absteigenden Falten von Kristallin und Trias, die Muchettafalten, welche einer höheren Teildecke der S. D., der Muchetta-Ducanteildecke angehören. Beide Teildecken sind gemeinschaftlich zu der weiten Landwassermulde eingebogen, ihre Trennungsfläche streicht in der bruchartig steilen „Wiesener Scherfläche“, etwas N des tiefsten Muldengrundes und Talgrundes, gegen NW in die Luft aus. Man befindet sich daher in der Zügenschlucht des Landwassers noch im Inneren dieser höheren,

südlicheren Teildecke, deren komplizierte Detailfalten in den beidseitigen Wänden der beinahe im Streichen verlaufenden Schlucht in schiefen Schnitten aufgeschlossen sind.

Auf die tektonischen Einzelheiten der Muchettafalten, welche die Teilnehmer zu beobachten Gelegenheit hatten, kann hier ohne Unterstützung durch graphische Beilagen kaum eingegangen werden. Es sei nur erwähnt, dass man sich vom Schmelzboden an abwärts bis unterhalb Wiesen stets in den folgenden vier tektonischen Elementen befindet, welche von S nach N aufeinanderfolgen: Jenisberger Mulde, Jenisberger Antiklinale, Greifensteinmulde, Filisurer Antiklinale. Die drei letzteren Einheiten nun vereinigen sich in sehr eigenartiger Weise zu einem grossen Gewölbe, dadurch dass sich die trennende Mulde auf eine verbogene Scherfläche reduziert, an welcher der Scheitel der nördlicheren Filisurer Antiklinale rückwärts auf das nächst südlichere Gewölbe der Jenisberger Antiklinale übergeschoben erscheint und dasselbe wie eine Schale umhüllt. Es entsteht so ein Faltenbild, das der „Antiklinale in der Antiklinale“ des Grenchenbergprofiles im Jura verwandt ist, hier wie dort handelt es sich um ein besonderes Phänomen des Gewölbeaustausches, hervorgerufen wohl durch einen bereits existierenden Längsbruch.

Ausser zur Beobachtung dieser tektonischen „Spezialitäten“ bot der Gang durch die Schlucht Gelegenheit zur Beobachtung eines vollständigen Profiles durch die untere Silvrettatrias bis hinauf zu den Raibler Rauhwacken. Gleich unterhalb Schmelzboden durchquert man ein erstes Untertriasprofil im Südschenkel der vereinigten Filisurer-Jenisberger Antiklinale. Unter dem N-Portal des ersten Eisenbahntunnels unterhalb der Station, wo die Felsen von links an Strasse und Fluss herantreten, steht zuerst Buntsandsteinquarzit an. Im obersten Teile desselben, den kohligen Pflanzenquarziten, ist wenige Schritte talabwärts ein Steinbruch angelegt, wo der Referent nicht näher bestimmmbare Reste eines Pterophyllums gefunden hat. Nach einem kurzen Schuttunterbruch, der den Campilerschichten entspricht, stehen links an der Strasse unter dem S-Ausgang des Eistobelitunnels der Bahn die Knollenkalke des Recoaroniveaus an. Die Schuttrinne zwischen dem Eistobelitunnel und dem grossen Silberbergtunnel der Bahn entspricht den Trochitendolomiten des oberen Anisien, welche man an der Strasse nicht anschlagen, hingegen am anderen Ufer des Flusses gegenüber der kleinen Wegerhütte beobachten kann. Talauswärts bilden nun die hohen Wände des Arlbergkalks ein enges Felsenportal, das von der Strasse in einem Tunnel durchbrochen wird. Bei der „Steinernen Brücke“, P. 1287, befindet man sich im Arlbergdolomit, dessen interessante Primärbreccien die Teilnehmer sowohl vor der Brücke im alten Tunnelaushub des Silberbergtunnels als auch am unteren Ende der Brücke im Anstehenden beobachten konnten. Bei „Brunbätz“, wo die Bahn auf einer Brücke Fluss und Strasse kreuzt, folgen schliesslich

Prosantoschiefer und Alteindolomit des unteren Carnien, in steile Detailfalten gelegt, und darauf die mittelkarnischen Rauhwacken und Schiefer, welche den Muldenkern der Jenisberger Mulde erfüllen. Hier weitet sich die Schlucht etwas, indem sie auf kurze Distanz diesen weichen Gesteinen im Streichen gegen SW folgt, dann wendet sich der Fluss plötzlich wieder gegen rechts zurück in den Südschenkel der Jenisberger Antiklinale und durchbricht im zweiten engsten Teil der Schlucht, dem Bärentritt, einer Jura-ähnlichen Kluse, die eng aneinandergepressten Jenisberger und Filisurer Antiklinalen. Der grösste Teil dieses Schluchtabschnittes verläuft im mächtig gehäuften Arlbergdolomit der beiden Antiklinalkerne, welche nur durch einen engen, steilstehenden Muldenkeil von Alteindolomit getrennt werden. Gegen den westlichen Ausgang des Bärentritts folgt nach dem letzten Strassentunnel Prosantoschiefer und Alteindolomit des Nordschenkels der Filisurer Antiklinale. Vom „Känzeli“ genoss man einen prächtigen Blick schluchtauswärts gegen die Station Wiesen, die Schlucht verläuft hier im Streichen der links von der Terrasse von Jenisberg steil herunterschiessenden Platten des Alteindolomits, über welchem in der Wand der rechten Schluchtseite, am Fussweg nach der Station, bereits die Raibler Rauhwacken sichtbar werden.

Die Exkursion folgte nun der Landstrasse weiter, welche uns in sanfter Steigung auf die Höhe der herrlichen Terrasse von Wiesen-Dorf brachte. Einen Augenblick öffnete sich während des Aufstieges der Blick gegen N auf das Valbellahorn, einen Hauptgipfel der Sandhubelteildecke, dessen Aufbau aus zwei übereinander gelagerten Serien von unterer Trias (Augstbergschuppe und Alteinschuppe, s. 3. Exk.tag) schon aus der Ferne deutlich sichtbar ist. Im Dorfe Wiesen setzte man sich auf aussichtsreicher Gasthaus terrasse zu einer Erfrischung, währenddem man Gelegenheit hatte, in aller Bequemlichkeit die gegenüberliegenden Steilhänge der Muchetta zu betrachten. Dieselben bestehen aus einer gegen den Beschauer absteigenden Treppe von liegenden oder gegen NW überkippten Falten, wovon wir die unteren bereits in der Zügenschlucht durchquert haben. Wie Herr Dr. EUGSTER erkannt hat, haben diese Falten die Eigentümlichkeit, dass stets die hangenden Gewölbeschenkel stark reduziert oder gar nicht vorhanden und in Scherflächen übergegangen sind, während die liegenden, verkehrten Schenkel in voller Mächtigkeit erhalten bleiben. Die Gewölbe erscheinen an diesen Flächen stets gegenüber den hangenden Mulden nach NW vorgeschoben, ein Phänomen, das den ganzen Bau der Muchetta-Ducan-Teildecke beherrscht und als „Untervorschübung“ bezeichnet wurde. Da man von Wiesen aus zudem beinahe senkrecht zum Streichen dieser merkwürdigen Falten blickt und deren unvollkommene Umbiegungen nur z. T. sehen kann, wirkt die Anhäufung von unterer Trias in einem 1500 m hohen Hange auf den ersten Blick

unverständlich. Bei genauerer Betrachtung erkennt man den Aufbau aus drei übereinandergetürmten verkehrten Triasserenien der liegenden Faltenschenkel, von denen die beiden höheren oben noch mit Kristallin als ältestem beginnen. Die jüngsten Schichten der beiden unteren Serien sind Raibler Rauhwacken, deren breite hellgelbe Bänder, eines ganz am Fusse, eines in halber Höhe des Hanges, direkt als Leithorizonte in die Augen springen. Sie entsprechen den Synkinalzonen der Jenisberger Mulde und Greifensteinmulde, welche wir in der Schlucht angetroffen haben. Der Faltenzusammenhang des Ganzen wird erst bei der Verfolgung gegen rechts, gegen das Quertal der Albula klarer; in der Westwand der Muchetta über Filisur, wo die Falten viel weniger gestört sind, ist er bedeutend deutlicher. Gegen NE hingegen nimmt der Schuppenkarakter immer mehr zu, wie wir in der Zügenschlucht beobachten konnten.

Vor dem Abstieg nach der in der Tiefe der Schlucht gelegenen Station Wiesen genoss man vom Ausgange des Dorfes den prächtigen Blick auf die Bergünerstöcke, deren Aufbau etwas zu erläutern eben noch Zeit blieb.

Auch in morphologischer Hinsicht bietet die Umgebung des Dorfes Wiesen viele interessante Fragen. Vor allem fällt die dem Dorfe vorgelagerte, durch ein altes verlassenes Tälchen vom Talhange abgetrennte ebene Terrassenfläche des Wiesener „Bodens“ (1430—80 m) sofort auf. Es ist die Oberfläche einer bis 250 m mächtigen jungglazialen Schotterablagerung, deren Felsunterlage wir auf dem Abstiege erst kurz über der Station (1210 m) erreichen. Das ganze Tal scheint ursprünglich bis zu dieser Höhe der Wiesener Terrasse aufgeschottert gewesen zu sein. Verlängern wir die Oberfläche der Ablagerung mit einem gewissen Gefälle durch die Zügenschlucht aufwärts, so kommen wir in das Niveau der Deltaterrassenflächen bei Monstein. Die Geschichte dieser Ablagerungen ist noch nicht klar.

Auf der Station angelangt, hatten wir eben noch Zeit, von der Jenisberger Brücke einen Blick in die postglaziale Klamme des Landwassers und auf die merkwürdigen tektonischen Verhältnisse am westlichen Absturz der Jenisberger Terrasse zu werfen, welche vom Referenten an Hand eines Stereogrammschemas demonstriert wurden. Die uns in ihrer östlichen Verlängerung bereits bekannte Filisurer Antiklinale taucht westlich von der Station als normales aufrechtes Gewölbe aus dem Talgrund auf. Östlich der Station erhebt sie sich mit einer plötzlichen Axenflexur zur Höhe der Terrasse von Jenisberg empor; der axiale Anstieg beträgt 300 m auf 400 m Distanz, das Axengefälle ist am Jenisberger Strässchen stellenweise  $75^{\circ}$ . Der derart beinahe senkrecht emporstrebende Faltenzylinder gewährt ein recht eigenartiges Bild. Mit diesem plötzlichen Anstieg ist der Übergang der Antiklinale zu jener südschauenden Schuppe verbunden,

welche, wie wir gesehen haben, das nächst südliche Gewölbe der Jenisberger Antiklinale schliesslich überdeckt.

Der von Filisur her eintreffende Extrazug brachte die Teilnehmer mit den anderen Ausflüglern der S. N. G. nach Davos zurück. Der Referent möchte den 22 Fachgenossen, welche an dieser improvisierten Exkursion teilgenommen haben, für ihr Interesse hier noch besonders danken.

### III.

#### Grosse Exkursion in Mittelbünden.

**1.—5. September 1929.**

*1. Exkursionstag, 1. September.*

*Programm:* Ankunft in Laret von Davos um 4 Uhr nachmittags.

Aufstieg über Schwarzseealp-Cotschna zur Parsennhütte (2205 m). Führung: J. CADISCH.

Als Teilnehmer an der geplanten grossen Exkursion durch Mittelbünden fanden sich am 1. September nachmittags folgende Herren auf dem Bahnhof Davos-Platz ein:

MORITZ BLUMENTHAL, Chur-Malaga  
(4 Tage).  
EMILE BOVIER, Genève.  
HANS BRUNNER, Chur (2 Tage).  
ENGELBRECHT BURKART, Davos  
(4 Tage).  
AUGUST BUXTORF, Basel.  
RUDOLF BUXTORF, Basel.  
JOOS CADISCH, Basel.  
GB. DAL PIAZ, Padova.  
ED. ESCHER, Zürich (4 Tage).  
HERMANN EUGSTER, Trogen.

ELIE GAGNEBIN, Lausanne.  
E. GUTZWILLER, Küsnacht-Zch.  
E. HESS-BAER, Winterthur.  
G. KEMMERLING, Bussum (Holland)  
(2 Tage).  
WOLFGANG LEUPOLD, Bern.  
J. NIEDERER, Chur.  
JEAN PILLOUD, Genève.  
KURT SCHMID, Bern.  
FRITZ SPÄNHAUER, Basel.  
R. STREIFF-BECKER, Zürich.  
H. v. TAVEL, Bern.

Einen erfrischenden Gewitterregen deuteten wir zu Exkursionsbeginn als gutes Omen. Unter schützendem Dach vernahmen die Teilnehmer zunächst in Laret einige Worte über die unmittelbar benachbarten Aufschlüsse an der Bahn, zu deren Besichtigung wir in zuvorkommender Weise von der Direktion der Rhätischen Bahn die Bewilligung erhalten hatten. Unser Weg führte sodann dem Bahnkörper entlang wieder in Richtung Wolfgang-Davos. Die Station Laret selbst liegt auf der Grenze zwischen der Totalp-Sturzmasse, welche die ganze alte Talfurche zwischen Davos und Klosters erfüllt, und den axial ostwärts einfallenden Gesteinen der Aroser Schuppenzone. Gegenüber dem Bahnhof steht Altkristallin an, Paragesteine, Kalksilikatfelse usw., und zwar auf eine Strecke von ungefähr hundert Metern. Dann folgt an einer Bruchfläche ein 20—30 cm starkes Klemmpaket von grünen Schiefern, wie man sie

oft mit Radiolarit vergesellschaftet findet und hierauf ungefähr 20 m Radiolaritschiefer, in Nähe der vorgenannten grünen Schiefer kalkig werdend, d. h. in Übergangsfazies gegen Aptychenkalk, der zwar lokal nicht auftritt. Die Bruchfläche gegen das Kristalline streicht ca.  $20^{\circ}$  W und fällt  $70^{\circ}$  E, der Radiolaritschiefer streicht  $20^{\circ}$  W, Fallen:  $60^{\circ}$  W. Noch einige Schritte weiter, und wir befinden uns wieder für kurze Zeit im Kristallin der Schuppenzone; alsdann liegt der Bahneinschnitt im Totalp-Serpentin. Ein letztes Mal taucht aus demselben das liegende Altkristallin auf, an der Stelle, wo ein alter Weg vom Schwarzsee kommend das Tracé überquert. Der Kontakt zwischen altkristallinem und ophiolithischem Gestein ist ein deutlich tektonischer mit Auswalzungs- und Zertrümmerungserscheinungen.

Den Hügelrücken bei P. 1529 in der Bahnkurve umwandernd, erhält man guten Einblick in die mächtige Serpentinschuttmasse der Drusatscha (Totalp-Bergsturz). Die im engen Einschnitt des Lareterbaches zutage tretenden Quellen entspringen aus diesem Serpentinschutt, sie dürften jedoch ihr Sammelgebiet in den Bachalluvionen von Oberlaret besitzen.

Gleichmässig vollzog sich dann der Aufstieg zur Schwarzseealp (1848 m), einige gute Aufschlüsse von Serpentin und Ophikalzit hielten uns nicht lange auf. In annähernd horizontaler Linie erreichten wir den Cotschnagrat unterhalb P. 2131 (Kälbertschuggen). Der Berg Rücken besteht hier vorwiegend aus Hauptdolomit, dem unregelmässig liasische Breccien, mesozoische Kalk- und Tonschiefer sowie Sandsteine eingelagert sind. Die weitgehende Zerrüttung des Gesteins ist weniger durch tektonische Einflüsse als durch Sackungen grossen Maßstabes bedingt. Wir befinden uns ja hier (vgl. Blatt 94 B, Davos!) am Oberrand der Abbruchsnische des Cotschna-Bergsturzes. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch andernorts in Bünden, so am Südgrat der Lenzerhorn-Linardgruppe über dem Brienzer-Rutsch, wo eine endlose Treppe von Sackungsstufen sich fast bis zu den höchsten Gipfeln erstreckt. Die eigentliche Ursache für die Lockerung und Absackung an der Cotschna ist erstens durch das Auftreten einer Gips-Gleitschicht gegeben; in zweiter Linie ist dafür das ziemlich unvermittelt einsetzende Nordfallen der Schichten gegen die Deckenmulde des oberen Prätigaus verantwortlich zu machen.

Vom Punkt 2131 geniessen wir eine gute Fernsicht ins Landwassergebiet und in die Silvretta hinein, Klosters liegt unter uns wie auf der Landkarte. In den südlichen Seitentälern von Davos sind die alten präglazialen Verflachungen sehr gut sichtbar.

Nach Westen ansteigend, gerät man in eine Schuppenzone hinein, die an Kompliziertheit nichts zu wünschen übrig lässt. Mesozoische Schiefer wechselseitig tektonisch mit Altkristallin; beide Gesteine werden von Aptychenkalk, Radiolarit und bunten Schiefern überlagert. Der Hornstein ist ziemlich stark ausgewalzt, immerhin ent-

halten vom Druck verschonte Partien noch reichlich bestimmbare Radiolarien. Eine halbe Stunde währte die Wanderung über diese bunten Gesteine, währenddessen trat die Dämmerung ein. Noch hoben sich im Norden die Gipfel der ganzen Rätikonkette vor hellem Himmel ab; über ganz Mittelbünden zogen schwere Gewitter dahin, vor denen wir zum Glück verschont blieben. Nach kurzem nächtlichem „Isohypsenmarsch“ erreichten wir unser erstes Nachtquartier, die Parsennhütte des Davoser Skiklubs. Unterdessen war Kollege LEUPOLD mit einem Transport von 20 kg Exkursionsprofilen direkt von Wolfgang her eingetroffen. Die unter Leitung von Freund LEUPOLD zusammengestellte, ungefähr 35 Tafeln enthaltende „Exkursionsbibel“ leistete auf der ganzen Mittelbündnerwanderung ausgezeichnete Dienste.<sup>1)</sup>

## *2. Exkursionstag, 2. September.*

*Programm:* Parsennhütte (2205 m)—Parsennfurka (2436 m)—Fondeital (ca. 2100 m)—Stelli (2628 m)—Langwies. Bahnhfahrt nach Arosa. Führung: J. CADISCH.

Um 7 Uhr morgens verliess unsere Gesellschaft die gastliche Hütte und strebte langsam der Parsennfurka zu. Weithin lag die schwarzgrün und braune Totalp vor uns, diese Serpentineinöde, welche schon die alten Geologen ESCHER, STUDER und THEOBALD an vulkanische Landschaften erinnert hatte. Der Pfad nach der Passhöhe führt dem Nordrand der mächtigen Ophiolithmasse entlang. Von ungefähr 300 m am Schwarzhorn sind die Grüngesteine bis hier auf wenige Meter Mächtigkeit ausgedünnt, sie stehen mit den liegenden Kalken, desgleichen mit Radiolarit und Altkristallin unzweifelhaft in Primärkontakt. Dass alle Gesteine nachträglich tektonisch durchbewegt wurden, steht ebenfalls fest, hindert aber die Konstatierung der Kontaktmetamorphose keineswegs. Vergleichen wir Vorkommen, die weniger unter dem Gebirgsdruck zu leiden hatten, wie z. B. die italienischen (Toscana u. a. O.), wo die Eruptiva den Schichtflächen entlang und quer dazu in die Sedimente eingedrungen sind, so müssen wir zum Schlusse kommen, dass analoge Verhältnisse vorliegen. Hier wie dort dieselbe schlierenartige Durchmengung der gesteinsbildenden Mineralien, das Verbackensein der beiderlei Gesteine, die Marmorisierung des Kalkes unter Ausscheidung von Pyrit und Eisenoxhydrat, welches dem Grossteil der Ophikalzite die rote Färbung erteilt.

---

<sup>1)</sup> Die eidgen. Oberpostdirektion hatte für diesen Exkursionsführer mit grosser Bereitwilligkeit die nötigen Exemplare der beiden instruktiven Postroutenkärtchen Flüela und Lenzerheide mit ihren geologischen Übersichtsprofilen zur Verfügung gestellt, was hierbei noch bestens verdankt wird.

Auf der Parsennfurka hielten wir Rast. Unerwartet schön war der Ausblick, den wir hier geniessen konnten. Über den Oberalppass weg erblickte man das Finsteraarhorn mit dem kennzeichnenden Hugisattel. In der Nähe fiel vor allem der grosse Gegensatz zwischen dem dunkelfarbigen Totalpschwarzhorn und dem angrenzenden bläulichweissen Dolomitstock der Weissfluh auf. Beide Berge zusammen hoben sich wiederum eigentlich ab von den „Grasbergen“ der Hochwangkette. Der Exkursionsführer benützte die Gelegenheit, um zunächst die Lokaltektonik und alsdann anhand eines Profiles den Bau des Rätikongebirges zu erläutern, welcher sich uns deutlich im Längsprofil darbot. Es folgte der Abstieg durch die tieferen Schuppen der Aroser Zone (Weissfluh schuppen) bis in den Bereich der Falknis-Sulzfluh-Decke. Der Hauptdolomit der Weissfluh unterscheidet sich nicht oder wenig von dem anderer Einheiten, mehr Interesse nahmen die Breccien in Anspruch, welche bei Wallbrunnen den wandbildenden Triasdolomit und Lias in verkehrter Schichtreihe unterteufen und die von unten her leicht zugänglich sind: Gesteine, die der Autor mit der Saluverbreccie des Oberengadins verglichen hat. Das Alter dieses Psephites ist insoweit festgelegt, als er reichlich Radiolaritkomponenten führt; er muss somit jünger als Oberjura sein (Radiolarit von Doggeralter ist in Bünden nicht nachgewiesen). Manches Handstück wurde hier geschlagen, obschon es noch über den Stelligipfel nach Langwies zu tragen war<sup>1)</sup>. Der nächste Aufschluss, dem unser Besuch galt, liegt wenig tiefer in Nähe der mächtigen Quellen von Wallbrunnen, wo Verrukano über kristallinen Breccien ansteht. Die Gesteine gehen scheinbar ineinander über, die genaue Untersuchung zeigt, dass es sich um eine Diskordanztransgression handelt mit Aufbereitung des Kristallins im Perm. Das basale kristalline Trümmergestein erinnert stark an karbonische Breccien und Konglomerate aus dem Wallis. Damit verliessen wir den Bereich der Aroser Schuppenzone<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Der Freundlichkeit von Herrn Prof. BUXTORF verdanke ich zwei Schliffe dieser Breccie. Die mikroskopische Untersuchung bestätigte neuerdings die Annahme, dass ein Sedimentgestein vorliege, ähnlich der „Maranerbreccie“ von Arosa und nicht ein Tektonit.

<sup>2)</sup> Es mag nicht unangebracht sein, in diesem Zusammenhange auf einige Punkte hinzuweisen, die d. V. wenige Tage vorher in einem Referat vor der Schweiz. Geologischen Gesellschaft berührte. Der Name Aroser Schuppenzone wurde 1919 für jene komplexe Gesteinszone geschaffen, welche in Mittelbünden zwischen Falknis-Sulzfluh-Decke und Mittelostalpin sich einschaltet und die vor allem durch eine Schichtreihe charakterisiert wird, die unzweifelhaft mit jener der unterostalpinen Err-Bernina-Decke Südbündens weitgehend identisch ist: Verrucano, Buntsandsteinquarzit, Raibler- und Hauptdolomit, Raet, Lias in Allgäuschiefer- und Breccienfacies, Ptychenkalk und Radiolarit, dazu polygene Breccien, Sandsteine und Schiefer vom Saluvertypus. In diese Serie sind zum Teil primär, zum Teil durch tektonische Vorgänge basische

Durch das Blockmeer des riesigen Moränentheaters am Fusse des Weissfluhabsturzes nahm unsere Geologenschar weiterhin Zickzackkurs nach dem Schafturm (P. 2306), wo im Hangenden der Falknisserie Couches rouges auftreten. Das Gestein ist mit anderen Felsarten nicht zu verwechseln, der helle Mergelkalk enthält in Masse Globigerinen und andere Foraminiferen.

Im Aufstieg zum Stelligipfel über P. 2392 in der Reckholderenalp querte unsere Marschkolonne noch einmal die Falknisserie. Da unser jenseits des Berges bessere Aufschlüsse warteten und sich ausserdem der Hunger meldete, überschritten wir ziemlich rasch den Grat zum Stelligipfel und damit jene wirklich „wilde“ Schuppenzone zwischen Falknis- und Sulzfluhserie, in die nicht nur Hauptdolomit, Rät und Lias vom Aroserzonentypus, sondern auch basische Eruptiva, Serpentin und Variolit hineingeraten sind. Der Bau dieses Gebirgsstückes ist dem Verfasser erst anlässlich von Revisionsarbeiten klar geworden, die Darstellung auf der uns zur Verfügung stehenden Karte ist deshalb detaillierter und genauer als im Text von 1921.

Nach der Mittagsrast besahen wir uns den Gipfel selbst, auf dem wir uns befanden. Er wird durch eine stark reduzierte, höhere Schuppe der Falknis-Decke gebildet, und zwar durch folgende Gesteine: Neokom (Sandkalk und schwarze Schiefer), Tristelschichten, Gaultquarzit, Wildflyschbreccie und -konglomerate, zum Teil mit foraminiferenhaltigem Zement. Die tieferen Horizonte keilen gegen Süden rasch aus, so dass der Wildflysch dieser Gipfelschuppe auf denjenigen der Haupt-Falknisserie zu liegen kommt. Diese Flyschgesteine wurden von den „westalpinen“ Herren gut unter die Lupe genommen. Das Alter derselben lässt sich natürlich nicht nachweisen,

---

Eruptiva wiederholt eingeschaltet, wie sie in Südbünden fast ausschliesslich im Penninikum vorkommen. Die Aroser Zone besteht, soweit dies heute beurteilt werden kann, aus ursprünglich weit südlicher gelegenen unterostalpinen und penninischen Elementen, welche über die faziell nördlicheren Komplexe der Falknis-Sulzfluh-Decke weggeschoben wurden. Ganz im Gegensatze dazu bilden Verrucano, Lias und Trias von Aroserzonenfazies im Unterengadin die normale stratigraphische Unterlage der typischen jurassischen und kretazischen Gesteine der Falknis-Sulzfluhserie. Daraus ergibt sich der Schluss, dass der Name Aroser Schuppenzone als Bezeichnung für eine tektonisch komplexe, stratigraphisch nicht einheitliche Zone nur in Mittelbünden verwendet werden sollte. Andererseits muss sich wohl jeder Geologe, der die betreffenden Verhältnisse genauer kennt, sagen, dass es zwecklos wäre, wenn man die ganze Schuppenmasse von Arosa nach ihrer Herkunft sortieren wollte, wie das H. G. STEINMANN\*) neuerdings vorschlägt. Noch weniger Berechtigung wäre vorhanden, die alte „rhätische Decke“ wiederaufleben zu lassen, unter welcher Bezeichnung von verschiedenen Autoren ganz heterogene Dinge zusammengefasst wurden (vgl. Lit. Nr. 6, S. 30).

\*) H. G. STEINMANN. Die Bedeutung der Liasbreccien im Unterostalpin Südbündens Geol. Rundschau, Bd. XX, 1929.

es sind jedoch genau die gleichen Gesteine, die nach W. HÄFNER im östlichen Rätikon mit Oberkreidekalken (Couches rouges) stratigraphisch wechsellagern.

Durch eine steile Runse erfolgte der Abstieg vom Stelligrat in das „Täli“ S des Gipfels. Unterwegs bot sich Gelegenheit, Tristelschichten und Falknismalm in typischer Ausbildung zu studieren, erstere als Kalke und feine Breccien, letztere in allen Abstufungen, vom Sandstein bis zum groben Konglomerat mit kopfgrossen Granitkomponenten. Das zwischenliegende Neokom liegt unter Schutt verborgen.

Der starke helvetische Einschlag der Falknisserie fiel allgemein auf. Kollege GAGNEBIN, der hervorragende Kenner der ultrahelvetischen Decken in der Westschweiz, wies auf die grosse Ähnlichkeit mit diesen Einheiten hin; der Gault vor allem stimme weitgehend überein. Ein Äquivalent aber der Falknisbreccie fehlt im Westen. Diese und jene Frage wurde noch im Abstieg über den Stelligrat nach der Alp First diskutiert. Dazu bot sich uns andauernd ein prächtiger Ausblick in die Westabstürze der Aroser Dolomiten, deren Bau Freund LEUPOLD während der Mittagsrast anschaulich geschildert hatte. Im Norden wurde jenseits des Fondeis in der Ostflanke der Seta (2218 m) eine mächtige, gegen Süden geschlossene Falte im Prätigauflysch sichtbar. Damit war unser geologisches Programm zur Hauptsache erledigt. Auf dem kanzelartigen Vorsprung von Alp First rasteten wir noch einmal, dann wanderten wir auf schmalem Pfad hinunter nach Sapün. Eine Stunde später befand sich die in Gruppen aufgelöste Teilnehmerschar unterwegs nach Langwies. Die gut erkennbaren Epigenesen in der Schlucht bei Eggen und beim altberühmten Sapünersteg wurden noch gebührend bewundert. Bei einbrechender Nacht entführte uns die elektrische Bahn dann nach Arosa, wo wir im Hotel Bahnhof noch eine gemütliche „Abendunterhaltung“ veranstalteten.

### *3. Exkursionstag, 3. September.*

*Programm:* Arosa-Altein Tiefenberg-Alteinfurka-Gross Tritt-Bären-tal-Glaris-Monstein. *Führung:* W. LEUPOLD.

Das Programm dieses Tages, die Überquerung der Landwasserkette von Arosa nach Glaris und das Studium der Decke der Aroser Dolomiten und der randlichen Teile der Silvrettadecke, liess kaum Zeit übrig zur näheren Betrachtung der tieferen ostalpinen Einheiten in der näheren Umgebung von Arosa selbst, vor allem der nach dieser Lokalität benannten Aroser Schuppenzone. Die Ortschaft selbst liegt zudem inmitten eines Systems von ausgedehnten Rutschungen und Sackungen verschiedenen Alters, bestehend aus Gesteinen der Aroser Schuppenzone, besonders dem rutschigen Serpentin und bietet daher

in der nächsten Umgebung wenig zur Demonstration auf einer Exkursion Geeignetes. Man hätte sich schon auf die Terrasse von Maran oder noch besser auf das Aroser Weisshorn begeben müssen, um einen richtigen Einblick in den Bau der unterostalpinen Elemente in der Umgebung von Arosa zu erhalten.

Wir machten uns daher an dem wiederum herrlichen Morgen des 3. Exkursionstages direkt auf den Weg nach der Alteinfurka und hatten einzig Gelegenheit, vom Aroser Untersee aus einen Blick auf das zwischen Tannen- und Häusergruppen eben zum Vorschein kommende Ostende der Tschirpenkette, die Aroser Rothorngruppe und die NW-Seite der Erzhornkette zu werfen, wobei ein kurzer Überblick der tektonischen Situation gegeben wurde. Diese Gebirgsteile wurden seinerzeit im Rahmen der Mittelbündneruntersuchungen studiert von unserem in den U. S. A. weilenden Studienkameraden Dr. R. BRAUCHLI. Die Tschirpendecke ist das oberste Element der unterostalpinen Decken, das sowohl stratigraphisch als tektonisch gegenüber der übrigen Aroser Schuppenzone eine gewisse Selbständigkeit besitzt und zum Mittelostalpinen überleitet, ähnlich den Casannaschuppen und dem Schaflägersedimentzug im N des Gebietes. Die letzteren tektonischen Elemente bilden denn auch zweifellos die nördliche Fortsetzung der Tschirpendecke, der Zusammenhang ist jedoch gegenüber Arosa nicht allein durch die Schutthalden am Fusse der Aroser Dolomiten, sondern auch tektonisch zerrissen. Links über den weissen Hauptdolomitwänden des Tschirpen, in denen auch aus der Ferne die schwarzen Einschupppungen von Rätschiefern auffallen, ist von unserem Standpunkte aus auch ein Teil des kristallinen Massifs des Aroser Rothorns sichtbar, oben in der Gipfelregion zwischen Erzhorn- und Tschirpenkette eine breite Masse, welche sich nach der Tiefe und gegen Arosa zu sichtbar keilförmig verengt und in den Schutthalden unter dem Schafrücken, dem Beschauer gerade gegenüber ihr nördliches Ende findet. Die Detailtektonik dieses Massifs und seiner am Lenzerhorn erhaltenen Sedimente sowie die Facies der letzteren bestätigen den Gesamteindruck, den wir auch von Arosa aus gewinnen, dass es sich um einen von oben her in den Gebirgsbau eingelassenen Keil, ein eingewickeltes oder zurückgebliebenes und zwischen Unterostalpin und Mittelostalpin geratenes Stück der Silvrettadecke, des Oberostalpin, handelt. Wie wir uns erinnern, erblickten wir am Vortage von der Stelli aus zwischen dem Schaflägersedimentband unten (Tschirpendecke) und der Basis des Schiahornhauptdolomits oben ebenfalls einen Kristallinzug von völlig identischer Stellung im Gebirgsbau. Für dieses nördliche Kristallin, das gegen S bis in die Nähe von Arosa reicht, konnte die Zugehörigkeit zum Silvrettakristallin durch die Beobachtung bewiesen werden, dass es sich in seiner östlichen Verlängerung am Seehorn bei Davos-Dorf um die Stirn- und Einwicklungsumbiegung der Aroser Dolomiten herum mit der Hauptmasse des

hangenden Silvrettakristallins vereinigt. Ein ähnlicher Zusammenhang muss wohl auch für die grosse Linse des Rothornmassifs ursprünglich bestanden haben, ist aber durch die Abtragung zerstört, so dass dieses kristalline Massif jetzt durch keinen „Stiel“ mehr mit anderen kristallinen Massen verbunden, vollständig losgelöst im Sedimentgebirge steckt. Südwestlich über dem Rothornmassif folgt in der Kette des Erzhorns, die sich durch den Schafläger bis in die Nähe unseres Standpunktes am Untersee verlängert, die Decke der Aroser Dolomiten, welche durch die Arosa gegenüberliegenden Dolomithäupter, Schiesshorn, Furkahorn und Thiejerfluh gegen NE hinzieht in die Mädrigerfluh, Küpfenfluh und das Schiahorn bei Davos, die wir am Vortage näher zu betrachten Gelegenheit hatten. Die Basis der Decke bilden in der NW-Wand des Erzhorns ein weithin sichtbares Band von dunklen Rhätschiefern, unterlagert von kleinen Linsen von Hauptdolomit; über dem Rhätband ruht der mächtige Hauptdolomit des Erzhorns.

Zwischen den Gipfeln der Aroser Dolomiten gegenüber Arosa sind bereits auch die Wände der hinteren südöstlichen Gipfelreihe der Landwasserkette, des Valbellahorns und der Amselfluh sichtbar, welche der Triasserie der höchsten tektonischen Einheit, der Silvrettadecke angehören.

Nach dieser tektonischen Orientierung stieg die Gesellschaft rasch in den breiten Talboden der Isla hinunter. Am Eingange des wilden Welschtobels waren am Fusswege und am Bachufer noch feinblättrige mesozoische Schiefer der Aroser Schuppenzone aufgeschlossen, nach dem Einbiegen ins Tobel stand nur wenig von den vorigen Aufschlüssen entfernt der Hauptdolomit der Aroser Dolomitendecke an. Es wurde darauf aufmerksam gemacht, dass in dem dazwischenliegenden kurzen, von Gehängeschutt verdeckten Stück für die Tschirpendecke und das Massif des Aroser Rothorns, welche nur wenige km südwestlich eine so grosse Mächtigkeit erreichen, an dieser Stelle nur sehr wenig Platz mehr übrig bleibt, so dass man annehmen muss, diese Einheiten seien hier nahezu völlig ausgequetscht. Nur wenig weiter nördlich, im Tobel des Furkabaches ist jedoch über den Gesteinen der Aroser Schuppenzone und an der Basis des Schiesshorndolomits bereits wiederum eine Lamelle von Kristallin vorhanden, das dem Südende des Schaflägerkristallins (Basis der Tschirpendecke) oder dem eingewickelten Silvrettakristallin Davos-Dorf-Mädrigen entspricht.

Vom unteren Welschtobel folgte man einem steilen Pfad, der über die steilen Stufen und flachen Böden einer prächtigen Kartreppe gegen SE in den weiten Kessel des Alteiner Tiefenberges hinaufführt. Man durchquert in den 600 m dieses Aufstiegs das ganze Profil der Aroser Dolomitendecke. Während des Anstieges über die unterste Wandstufe hatte man Gelegenheit, die südöstliche Seite der Erzhornkette zu betrachten. In der ganzen Kette schiessen

die Schichtplatten steil gegen das Welschtobel ein, das sie unter einem spitzen Winkel zum Streichen durchschneidet. Am Grate des uns gegenüberliegenden Schafrückens ist bei P. 2440 deutlich die Stelle zu beobachten, wo die hier nur mehr wenig mächtigen Rätkalke des unteren Erzhornrätbandes auf die Südostseite der Kette hinüber setzen. Sie trennen den aschgrauen tieferen Hauptdolomit des vorderen Schafrückens vom höheren, gutgebankten und heller anwitternden Hauptdolomit des Älpliseehorns und Erzhorns. Über den steilen Platten des letzteren ist am Südabsturz des Erzhorns eine normal darauf folgende obere Rätzone zu sehen. Der tiefere Komplex des Schafrückens, selbst wiederum aus 2 durch eine Scherfläche getrennten Serien desselben grauen Hauptdolomits bestehend, setzt schief über das untere Welschtobel hinüber in den unteren Teil der Leidfluh, den wir in den untersten Teilen unseres Pfades bis hinauf in den ersten Karboden von „Auf Alteinen“ durchquerten, und weiter hinüber in den unteren Teil des Schiesshorns und Furkahorns<sup>1)</sup>. Das Streichen der Dolomitplatten in diesem „Unterbau“ der Aroser Dolomiten weicht vom Streichen der ganzen Landwasserkette deutlich ab, es ist mehr west-östlich, und in der Leidfluh lässt sich ausserdem eine in derselben Richtung streichende Umbiegung wahrnehmen; in der W-O-Richtung streichen auch Umbiegungen in der Thiejerfluh und die grossen Stirnfalten in der Küpfenfluh, im Schiahorn und im Seehorn bei Davos. Es beweist dies, dass die Decke der Aroser Dolomiten ähnlich der Aeladecke wenigstens in einer Phase unter der Wirkung eines aus Süden kommenden, dem westalpinen Bogen angehörenden Schubes gestanden hat.

Über dem grauen Hauptdolomit des „Unterbau“, in welchem übrigens die Teilnehmer während des Aufstieges schöne Primärbreccienstrukturen zu beobachten Gelegenheit hatten, folgt aufwärts an der zweiten Karstufe mit scharfem Schnitt Plattenkalk und -dolomit, eine Wechsellagerung von bläulichen Kalken und weissen zuckerkörnigen Dolomitbänken, welche in normalen Profilen den Übergang vom Hauptdolomit zu den Rätkalken vermitteln („Norisch-rätisches Grenzniveau“). Es folgt darauf höher oben noch einmal eine Platte von Hauptdolomit und schliesslich am Riegel nördlich des Alteinseeleins wiederum Plattenkalk, aus welchem auch das ganze, schwach gegen den Altein Tiefenberg geneigte Karrenfeld der Leidfluhgipfelplatte besteht, das wir nun überblicken können.

---

<sup>1)</sup> Es besteht hier die Gelegenheit, einen alten Irrtum ausdrücklich zu korrigieren. Ich habe diese grauen Dolomite des „Unterbau“ ursprünglich für zum Rothornmassif gehörige Ladinienschuppen gehalten, ein nördliches Äquivalent derjenigen am Lenzerhorn; s. Geol. Unters. i. Mittelbünden, Heimfestschrift, 1919. Dies erwies sich kurz darauf als irrig, alles ist Hauptdolomit der Aroser Dolomiten, was beim Gebrauche der Übersichtskarten und -profile der obigen Publikation zu berücksichtigen ist. L.

Die Folge Plattenkalk-Hauptdolomit-Plattenkalk entspricht völlig dem Profil der Erzhornkette Unterer Rätzug-Hauptdolomit des Erzhorns-Oberer Rätzug, das wir kurz vorher aus der Ferne haben betrachten können, einzig mit dem Unterschied, dass die eigentlichen Rätschiefer und -kalke im SW zurückbleiben und nur die Plattenkalke und -dolomite soweit nach NE reichen. Diese „Erzhornplatte“ bildet in ihrer nördlichen Verlängerung nicht nur die Gipfelplatte der Leidfluh, sondern auch die Gipfelpartien der nördlicheren Aroser Dolomiten, Schiesshorn, Furkahorn und Thiejerfluh. Obwohl Anzeichen eines Schubes aus S auch in diesem „Oberbau“ der Aroser Dolomiten zu finden sind, ist er heute ganz der ziemlich steil SE einfallenden Unterfläche der Silvrettadecke angeglichen und ruht diskordant auf den Hauptdolomitschuppen des „Unterbaues“. Während in der Aeladecke die westalpinen Bewegungen die jüngsten sind und selbst die Silvrettadecke beeinflussen, gehören sie in den Aroser Dolomiten einer etwas älteren Phase an und sind durch den Einfluss der hangenden Silvrettadecke stark verwischt.

Auf dem Riegel nördlich vom Alteinseelein angelangt, liess die Exkursionsgesellschaft sich Zeit zur Betrachtung des weiten Karzirkus des Alteiner Tiefenberges, der sich nun vor dem Beschauer aufgetan hatte. Von diesem Standpunkte aus bot sich in südwestlicher Richtung ein prachtvolles Bild der Aufschiebung der Silvrettadecke (S. D.) auf die Aroser Dolomiten. Links über den mit etwa 30° gegen den moränenerfüllten Kargrund geneigten Karrenfeldern der Leidfluh erhebt sich der gerundete Kegel des Sandhubels, ganz aus Quarzporphyr des Perms der Silvrettadecke bestehend. Kristallin ist hier an der durch eine Reihe von Passsättelchen bezeichneten Überschiebungsfläche nicht mehr vorhanden, es ist schon im NE der Mayenfelder Furka zurückgeblieben. In südlicher Richtung — für den Beschauer nun leider im Gegenlicht — erhebt sich über dem Porphyrr in der Wand des Valbellahorns die normale Triasserie, vom Porphyrr allerdings etwas abgeschart, wie das Fehlen des Buntsandsteins in der Passlücke zwischen Sandhubel und Valbellahorn und das plötzliche mächtige Anschwellen desselben unter der Wand des Valbellahorns beweist. In den Kalkwänden über dem Buntsandstein ist die ganze untere Trias bis hinauf zu den Prosantschiefern des untersten Karnien enthalten. Der ganz rechts noch sichtbare Gipfelkegel des Valbellahorns P. 2769 besteht jedoch wiederum aus Arlbergkalk, unterem Ladinien, einer nächsthöheren Triasschuppe, welche hier also dem untersten Karnien der tieferen Serie aufgesetzt erscheint. Blicken wir nun etwas weiter links, in südöstlicher Richtung, gegen die Passlücke der Alteinfurka, so bemerken wir, dass die Auflagerungsfläche dieser höheren Serie immer tiefer in die Schichtreihe der tieferen Schuppe hinunterschneidet, Ladinien der einen ruht eine Strecke weit auf Ladinien der anderen und schliesslich an der Passlücke selbst Mittelladinien

und Arlbergdolomit der höheren Serie unmittelbar auf Recoarokalk (Anisien) der tieferen Serie. Der Gipfel des Strehl ganz zur Linken des Beschauers besteht von oben nach unten aus Alteindolomit, Prosantoschichten und Arlbergdolomit der höheren Schuppe, welcher hier bereits unmittelbar dem basalen Porphyrr auflagert.

Die basale Porphyrrplatte und die zwei Triassschuppen, die „Augstbergschuppe“ unten und die „Alteinschuppe“ oben, bilden zusammen die „Sandhubelteildecke“ der S. D., dieselbe fällt als Ganzes gegen SE zum Landwasser ein, wo sie durch die uns von der Zügenexkursion bekannte „Muchetta-Ducanteildecke“ überlagert wird.

Die Teilnehmer konnten sich über die Verhältnisse der S. D., sowie des soeben durchquerten Profiles der Aroser Dolomiten orientieren an Hand zweier Tafeln von Längs- und Querprofilen durch diesen Teil der Landwasserkette, unterstützt durch Ansichtszeichnungen, welche vom Referenten für diesen Anlass entworfen und dem Exkursionsführer in Lichtpausen beigegeben wurden. Ferner leistete der im Eiltempo für diesen Anlass fertiggestellte erste farbige Probendruck von Blatt D der Mittelbündner Karte, der in einigen Exemplaren an die Teilnehmer verteilt werden konnte, gute Dienste.

In den unteren Wandteilen des Valbellahorns, also in der unteren Trias der Augstbergschuppe, ist vom Alteinseelein aus eine gegen SW schauende Falte mit nordwestlicher Axenrichtung sichtbar, auf deren symptomatische Bedeutung für den Bau und die Faltungsgeschichte der S. D. der Referent noch besonders hinwies. Weitere solche Umbiegungen sind an manchen Stellen in der Sandhubelteildecke wahrzunehmen, und auch in anderer Beziehung zeigt die S. D. neben dem SW-NE-Streichen, das in den Muchettafalten zum Ausdruck kommt, Anzeichen einer älteren, quer dazu orientierten Struktur. In der S. D. als Ganzem liegen von NE gegen SW immer höhere stratigraphische und tektonische Niveaus der basalen Schubfläche auf, und auch die Teildecken und einzelnen Schuppen enthalten im SW nur die jüngeren Triashorizonte, während die älteren im NE dominieren. Wie Herr Prof. P. ARBENZ schon bei mehreren Gelegenheiten (Lit. 1, 3) auseinandergesetzt hat, muss eine solche Disposition des Deckeninhalts zur basalen Schubfläche ihre Ursache bereits in der ursprünglichen Anlage der Decke gehabt haben, da sie durch spätere tektonische Inanspruchnahme einer Decke schwerlich hervorgebracht und andererseits, wenn schon vorhanden, nicht mehr stark geändert werden könnte. Und zwar muss, wie ARBENZ ebenfalls gezeigt hat, angenommen werden, dass diese Strukturen unter der Wirkung eines Schubes entstanden sind, der bei der heutigen Lage der Decke aus dem NE zu kommen scheint, worauf auch die genannten Umbiegungen hinweisen. Diese für die Nordalpen ungewöhnliche Schubrichtung könnte dadurch erklärt werden, dass man

eine nachträgliche Verdrehung der ganzen Decke im Plane um einen Angelpunkt annehmen würde, es ist aber andererseits auch nicht unwahrscheinlich, dass es sich um sehr alte, eventl. vorgosauische Strukturen handelt, welche der Decke aufgeprägt wurden, als sie sich noch im Hinterlande der Alpen befand, also eine Art dinarischer, ursprünglich gegen SW angelegter Strukturen, welche sich durch die nachmalige Aufschiebung der ganzen Silvrettamasse auf das Alpengebäude nicht mehr verwischen liessen. Der letztgenannten oberostalpinen Hauptphase würden die SW-NE streichenden, heute dominierenden Strukturen, wie die Muchettafalten, angehören.

Übrigens besitzt auch die Decke der Aroser Dolomiten neben ihren westalpinen und oberostalpinen Strukturrichtungen eine analoge Gesamtanlage, welche man ebenfalls als das ursprünglichste Element in diesem Palimpsest von Strukturrichtungen betrachten muss. Auch diese Einheit besteht im SW am Lenzerhorn ganz aus Lias, den jüngsten Schichten, im NE am Schiahorn ganz aus Hauptdolomit. Dadurch zeigt sie eine starke tektonische Verwandtschaft zur S. D., für beide muss jedenfalls eine gleiche erste Anlage postuliert werden, die tiefere Decke geriet aber später ziemlich stark unter den Einfluss des westalpinen Bogens.

Nach diesem Exkurs des Führers über die regionale Bedeutung der in der S. D. zu beobachtenden Strukturdetails brach die Gesellschaft auf in der Richtung nach der Alteinfurka. Moränenbedeckung verhindert leider im weiten Kargrund des Tiefenberges den Überschiebungskontakt der Silvretta selbst in Augenschein zu nehmen, auch die breite, durch den Kargrund ziehende Zone des Quarzporphyrs ist fast gänzlich durch den Schutt verdeckt. Im Aufstiege nach dem Passe aber hatte man Gelegenheit, ein normales Profil von Buntsandstein, Campilerschichten und Recoarokalk aufzunehmen. Über den sandigen gelben Dolomiten des Campilerhorizontes folgen gelbgrau anwitternde, innen zuckerkörnige, graue Dolomite des *Dadocrinus-gracilis*-Niveaus, dann die Recoaroknollenkalke, beginnend mit einer *Pentacrinusbreccie*, worin auch Zweischaler häufig vorkommen. Die Teilnehmer hatten Gelegenheit, wenigstens spärliche Reste von *Lima*, *Terebratula vulgaris* und *Tetractinella (Spirigera) trigonella* zu erkennen, Fossilien, welche an anderen Stellen in demselben Niveau der Silvrettatrias oft in trefflicher Erhaltung gefunden wurden. Über den tektonisch bereits ziemlich reduzierten Recoarokalken folgte unmittelbar unter der Passhöhe direkt der Mittelladinien- und Arlbergdolomit der Alteinschuppe. Hierin konnten die Teilnehmer wunderschöne Beispiele von Primärbreccienstruktur beobachten. Es sind alle Übergänge wahrzunehmen von leichter Störung der Schichtung, Stauung derselben durch submarine Rutschung bis zur maximalen Zerrüttung derselben in den aus dunklen Dolomittrümmern in einer Grundmasse von weissem Kalxit zusammengesetzten Breccien. Es kann angesichts

dieser Übergänge kein Zweifel bestehen, dass auch die letzteren dem gleichen Vorgange einer Störung des Sediments in noch halb verfestigtem Zustande und nicht einer späteren tektonischen Zerreißung zuzuschreiben sind. Anzeichen einer wirklichen tektonischen Beanspruchung des festen Gesteins sind daneben ebenfalls zu sehen in einer Durchaderung der Breccien mit feinen Kalzitschnüren, welche aber Komponenten und Zement gleicherweise durchsetzen.

Auf einer kleinen Erhebung südlich der Passhöhe setzte man sich angesichts eines prächtigen Panoramas, das von der Silvrettagruppe links über die Ducangruppe bis zum P. Michel reicht, zur längeren Mittagsrast.

In nordwestlicher Richtung am Südfusse des Strehls entlang gegen das oberste Bärental zugehend kamen wir danach über einen kleinen Bruch aus dem Arlbergdolomit der Passhöhe unmittelbar in den Alteindolomit des unteren Carnien, welcher in ausgestreckten Karrenfeldern den grössten Teil der Alteinhighfläche, einer ausgedehnten alten Verebnungsfläche in 2400—2500 m Höhe, aufbaut. Die Mächtigkeit des nur etwa 100 m dicken Schichtgliedes erscheint durch zahlreiche NW streichende Staffelbrüche gestreckt, wie besonders in der Wand des Strehl deutlich wird, daher auch seine grosse Ausdehnung auf der Plateaufläche. Über grosse Abstände steigt man stets über dieselben sanft gegen SW geneigten Platten des gutgebankten, hell anwitternden Dolomits, der durch das Vorkommen von grossen schwarzen Kieselknollen und Anhäufungen von grobkristallinem weissem Quarz, welche auf den Schichtflächen gekröseartig auswittern, von allen anderen Triasdolomiten deutlich unterschieden wird. Darunter folgen gegen das Ostende des Strehls zu schwarze klingende dünnplattige Kalke und klirrende Kalkschiefer, ebenfalls noch mit schwarzen Kieselknollen und häufig Schuppen von Ganoidfischen enthaltend, die sog. Prosantoschichten, welche nach unserer Auffassung das unterste Karnien repräsentieren. Gegen den Sattel P. 2562 zu erscheint darunter unerwartet ein kleines Fenster von Buntsandstein samt einigen kleinen Linsen der Augstbergschuppe, welche sich von hierab gegen NE in der Amselfluh wieder zu ihrer vollen Mächtigkeit wie am Valbellahorn ergänzt. Ein grosser Bruch streicht mit NW-Richtung aus dem Bärental auf unser kleines Buntsandsteinfenster zu, und wir können feststellen, dass beide Flügel dieses Bruches gleichermassen auf dem liegenden, beinahe horizontalen Buntsandstein aufruhen, die Bruchfläche also auf der basalen Abschiebungsfläche der dolomitischen Trias über dem Buntsandstein endigt, ohne in die unterliegende Permo-Werfénienplatte einzudringen. Ein sehr eigenartiges tektonisches Bild, das aber alle die NW-streichenden Staffelbrüche des Alteinplateaus in derselben Weise zeigen: sie durchsetzen alle beide Triasschuppen gemeinschaftlich, endigen aber auf dem Buntsandstein oder Porphy.

Wir folgen nun dem genannten Bruche — er ist durch eine kleine Wasserrinne im Terrain angedeutet — in südwestlicher Richtung gegen das Bärental bis zu der Grosser Tritt genannten Wandstufe, über welche das Weglein ins tiefere Bärental hinunterführt. Die Sprunghöhe des Bruches wird stets grösser, zur Rechten haben wir das kleine Wändchen, oben Alteindolomit, unten Prosantoschiefer, mit welchem das Alteinplateau östlich endigt, links (NE) der Bruchfläche stösst daran Arlbergkalk der Alteinschuppe. An einem Punkte direkt vor dem Abstiege über den Grossen Tritt können die Teilnehmer die Bruchfläche selbst, einen prächtigen Rutschspiegel mit Rutschstreifen, im Bette des kleinen Wasserrinnsals beobachten. Von der Wand des Grossen Tritts öffnet sich nun der Blick ins Bärental und vor allem auf die hohe SW-Wand desselben, welche sich im Profil präsentiert. Über Buntsandstein und Recoarokalk im Talgrunde besteht dieselbe aus einer Folge von Arlbergkalk und Arlbergdolomit, worauf wiederum Arlbergkalk und weiter eine normale Schichtreihe bis hinauf zum Alteindolomit des Alteinplateaus folgt. Diese beiden Serien entsprechen wiederum den beiden Schuppen, Augstbergschuppe (unten) und Alteinschuppe (oben). Der links, NE des Tales sichtbare Augstberg selbst besteht völlig aus der normalen unteren Triasserie, Muschelkalk bis Arlbergdolomit, der danach benannten unteren Schuppe. Den Felsen des Grossen Tritts unmittelbar gegenüber liegen am linken Hange des obersten Bärentales die auf der Karte unbenannten Felsköpfe der „Berglitschuggen“, P. 2352. Augstbergschuppe und Alteinschuppe sind darin gemeinschaftlich in eine gegen SW schauende liegende Falte gelegt, so dass die höhere Schuppe stellenweise unter die tiefere eingewickelt erscheint. Das Streichen dieser Verfaltung ist wie das der anderen Falten in der Sandhubelteildecke NW.

Drohendes Donnergrollen mahnte, den Abstieg ins Bärental zu beschleunigen; in kurzem Abstieg erreichten wir, während es etwas zu regnen begann, den Talgrund. Beim Übergange des Fussweges über den Bach steht ein grobes rotes Konglomerat beinahe ausschliesslich aus Porphyngerölle an, das den basalen Teilen des Buntsandsteins angehört; der Porphyrr kann hier nicht mehr in grosser Tiefe liegen, und in der Tat treffen wir ihn auch von der Bärentalalp abwärts im Bachbett des Bärentalbaches.

Bei der Bärentalalp sammelte sich die Gesellschaft noch einmal, nachdem das Wetter wieder etwas weniger drohend aussah, um die gegenüberliegende Wand des Bärentales noch etwas zu betrachten. Man befand sich zu diesem Zwecke hier allerdings bereits auf einem reichlich tiefen Standpunkte, immerhin war es möglich, sich an Hand des bereits in der „Geologie der Schweiz“ (Bd. II, Fig. 232) publizierten Profiles durch Altein und Bärental zu orientieren. Die unteren Wandteile bis an die Waldgrenze bestehen aus einem Haufwerk von gegen NW überliegenden isokinalen kleinen Falten und

Schuppen von Buntsandstein und Recoarokalk, über denen der horizontal liegende Arlbergkalk mit einer scharfen Gleitfläche hinwegschneidet, ein typisches Beispiel für die unabhängige Gleitbretttektonik der einzelnen Schichtglieder innerhalb einer im grossen ganzen zusammengehörigen normalen Schichtreihe. Ganz links ist, obwohl in ungünstiger perspektivischer Verkürzung, unter dem Alteinsignal P. 2380 noch die grosse Antiklinalstirn sichtbar, mit welcher die von SE angeschobene Muchetta-Ducanteildecke gegen NW endigt. Ihre basale Scherfläche, die „Wiesener Scherfläche“, schneidet beide Schuppen der nördlich anstossenden Sandhubelteildecke glatt ab.

Der linke Talhang des unteren Bärentals, von der Alp an abwärts, wird von einer ausgedehnten, vom Augstberg sich ablösenden, alten Felssackung gebildet, deren zerrüttete, jedoch noch einigermassen im Schichtverband gebliebene Gesteine Porphy, Buntsandstein, Recoarokalk und Arlbergkalk während des Abstieges längs dem Alpweg an vielen Stellen zu Tage treten.

Beim Austritt in das Haupttal des Landwassers bei Glaris fallen am gegenüberliegenden Hange sofort die schönen, ausgesprochen horizontalen Terrassenflächen auf, welche demselben in seiner ganzen Länge folgen und bei Glaris etwa 100 m über dem Talboden gelegen sind. Es sind Deltaterrassen, welche von den Seitenbächen in den grossen Davoser-See vorgebaut wurden, der in jungglazialer Zeit infolge Zuschüttung des Talausganges gegen Klosters durch den Drusatschabergsturz das Davoser-Tal in seiner ganzen Länge erfüllt hatte. Der Seespiegel erreichte die Quote 1560 m. Durch allmähliches Einschneiden des Landwassers in der Zügenschlucht wurde der See entleert und die Deltaschotterfüllung des Tales teilweise wieder ausgeräumt. Ein Stadium dieses Prozesses wird dargestellt durch die Reste älterer, bereits wieder zerschnittener Schuttkegelflächen, welche sich in halber Höhe zwischen die alten Deltaterrassenflächen und die Oberfläche der rezenten Bachschuttkegel im Talgrunde einschieben. Gerade am Ausgang des Bärentales und am gegenüberliegenden Hange beim Riebertobel und Leidbach sind solche älteren Schuttkegelflächen sehr deutlich.

Das dräuende Gewitter hatte gerade darauf gewartet, dass wir uns in Glaris in Sicherheit befanden, dann brach es los. Mit bereitgestellten Fuhrwerken erreichte die Exkursionsgesellschaft am Abend noch das Dorf Monstein, das etwas talauswärts hoch über dem Grunde der Zügenschlucht auf einer der Deltaterrassenflächen gelegen ist. Fröhliche Feststimmung herrschte auch an diesem 3. Abend der Exkursion in den Räumen des Kurhauses Monstein — nach Aussage von Augenzeugen — bis zu später Stunde.

*4. Exkursionstag, 4. September.*

*Programm:* Monstein - Inneralpen - Krummhörnli - Stulser Tal - Cuolm da Latsch-Latsch-Unterstes Tuoratal-Bergün. Führung: H. EUGSTER.

Die grauen Wolken des in der Nacht niedergegangenen Gewitters verscheuchend, dämmerte der vierte Exkursionstag.

Zunächst gilt es, den grobflaserigen Granitgneis, der jenem des Flüela-Hospizes entspricht, zu durchqueren, um dann von Inneralpen aus dem Krummhörnli zuzusteuern. Dem östlichen Nebenbach nach, dessen neubelebte Erosionstätigkeit bis in die obersten Teile des Tales noch erkennbar ist, kommen wir zur Ducanscherfläche. Zwei mächtige Quellen treten dort aus grobem Schutt aus, den Verlauf der Scherfläche bezeichnend. Über Rauhwacke und Hauptdolomit steigt der Weg gegen das Krummhörnli auf und gewährt einen prächtigen Einblick in die vom Krachenhorn herabsteigenden Sekundärfalten des Rät, des höchsten Schichtgliedes der Ducanmulde. In den Halden unmittelbar unter den Rätfelsen lassen sich schöne Handstücke des Hauptlithodendronkalks und Rätfossilien sammeln. So gelangen wir allmählich auf den Südkamm des Krachenhorns. Dort weitet sich der Ausblick auf die Ostseite der Ducanmulde, vom Hochducan, dessen Gipfel infolge der Sekundärfaltung des Südschenkels eben noch eine Kappe von anisischen Dolo, miten erhielt, bis zum Äplihorn, wo das jüngste Sediment, das Rät die Kernausfüllung der Duçanmulde bildet.

Gleichsam aus der Vogelschau gewinnt man hier einen guten Einblick in die Innenstruktur der Ducanmulde. Im gewaltigen Felsabsturz des Hochducan zeigt sich die ganze Schichtfolge vom Anisien bis zu den untercarnischen Dolomiten. Darin fällt unter der anisischen Gipfelkappe ein Gesteinsband durch die helle Färbung besonders auf. Es ist die mittlere Rauhwacke, eine dem Südschenkel eigene Facies, des unteren Ladinien. Im Aufbau des Hochducan bildet es ein wenig geneigtes Dach der senkrecht abbrechenden Arlbergkalke und -dolomite. An den in die mächtigen Schutthalden hinunterziehenden Felsrippen erkennen wir an den verschiedenen Gesteinsfarben Prosanto- und Alteinschichten, die durch Brüche und Scherflächen durchzogen sind. Am Nordabfall des Plattenhorns streichen die sekundär gefalteten Kalke und Dolomite des Ladinien mit einem axialen Ansteigen von 30—40°, stellenweise sogar 60°, über das Mittagshorn in die Luft aus.

In der Tiefe des Ducantales selbst liegen unter den ausgedehnten Schutthalden karnische Rauhwacken und Schiefer. Sie bewirkten durch ihre leichte Verwitterbarkeit die subsequente Anlage des Tales und verleihen durch ihre pittoreske, turmhähnliche Erosionsrelikte, den von Murmeltieren bevorzugten Wohnplätzen, der

Gegend einen romantischen Charme. Kühnaufstrebend zum zackigen Grat des Strehl folgen auf der besonnten Seite des Tales die oberkarnischen Dolomite, in ihrem oberen Teile ein schwarzes Sandsteinband einschliessend. Launenhaft wendet sich dieses vor und hinter den Grattürmen durch, zeitweise durch Brüche geknickt. Ganz im Gegensatz dazu zeigen die weichen Formen des Älplihorns und des im Westen langsam absteigenden Rückens zwischen dem Bären- und Mitteltäli sanft gewellte Fältelungen in der den Muldenkern bildenden Rätmasse.

Wendet sich der Blick gegen Süden zu an die firnbedeckte Flanke des Gletscherducans, so entdecken wir unter dem in den letzten Jahren bedenklich zurückgeschmolzenen Eismantel hervortretende Rippen ladinischer Kalke und Dolomite. Dass auch sie in sekundäre Falten gelegt sind, erkennen wir in den Steilwänden des Piz Crealetsch und Piz Ravigliel, wo sie ihre Fortsetzung finden. Dort ist aus den Mulden der schalenförmig gebogenen Arlbergkalke der Inhalt herausgefallen, so dass sie gleich leeren Schüsseln sichtbar werden.

Unser nächstes Ziel ist der breite Lagerplatz südlich des Krummhörnli, von wo wir einen Ausblick auf das Plessurgebirge halten und zugleich unser verspätetes Mittagsmahl geniessen. Im Südgrat des Krachenhorns fällt uns die Wiederholung des Rät auf. Den Schlüssel zur Erklärung dieser Verschuppung geben uns die an drei Stellen deutlich sichtbaren Brüche, welche das schwarze Sandsteinband in den oberkarnischen Dolomiten so gebrochen und verschoben haben, dass die unteren Teile gegenüber den obren nach Norden vorgeschoben erscheinen. Hier zeigt sich im Kleinen dasselbe Phänomen, welches wir im Grossen an der Ducanmulde und mehrfach in den Muchettafalten antreffen: Der liegende Schenkel der Synkinalen ist immer reduziert oder gar von einer Scherfläche abgeschnitten, wobei der Untergrund immer nach Norden sich bewegt hat, eine tektonische Eigenart der Ducangegend, die als Untervorschubung bezeichnet wurde.

Ein tadelloses Studium der oberkarnischen Dolomite gewährt uns der Südgrat des Krummhörnli. Wir kommen aus den Raibler-Rauhwacken und -schiefern des Mittelkarnien in die oberkarnischen Dolomite und auf dem Krummhörnli selbst auf Hauptdolomit, an dessen Basis die rote Transgressionsbreccie in schöner Ausbildung ansteht. Gegen Südosten fällt uns das wie ein Firnfeld anmutende Gipslager am Südfusse des Gipshorns auf. In der grossen Hauptdolomitwand des Gipshorns, auf dessen Rücken ein reiches Fossilnest eine grosse Anzahl von gut erhaltenen Megalodonten lieferte, erkennen wir jenes durch die nachgebende, weiche Unterlage bedingte Bruchsystem, welches den Hauptdolomit so zerteilte, dass die Mächtigkeit wesentlich grösser erscheint.

In einzelnen Gruppen gelangt die Gesellschaft diskutierend und ohne sich weiter aufzuhalten über die an Wüstengegend erinnern den, aus Raiblerschichten bestehenden Abhänge des oberen Stultsertales. In der Stulseralp sammeln wir uns und tun noch einen Rückblick nach dem Ducanpass. Der von jener Einsenkung nach dem Gletscherducan aufsteigende Grat enthält eine Falte von bedeutendem Ausmass, die aber noch als sekundäre Verbiegung des Südschenkels der Ducanmulde anzusprechen ist.

Bei untergehender Sonne betrachten wir von Cuolm da Latsch aus die noch gut beleuchtete Westseite des Piz Prosonch. In einzelne Blöcke zerlegt, biegt die Ducanmulde ruckweise gegen Süden um. Das Umschwenken der Ducanmulde nach Süden führt schliesslich zur Entwicklung durch die Aeladecke. Dies deutet auch die verkehrte Lagerung der Triasserie am gegenüberliegenden Hang an, die sich um die Alp Darlux herum ins Val Tisch hinüberzieht, um dort im Talhintergrund in einer schönen Muldenbildung zu endigen. In doppeltem Sinne ist das Westende der Ducanmulde zu beachten. Die Triasschichten sind in einzelne Blöcke zerbrochen und gegeneinander verstellt, wobei sich zugleich das schon erwähnte Umschwenken des Streichens einstellt. Zweierlei tektonische Vorgänge sind es: einerseits ist das Umschwenken der Streichrichtung der Entwicklung durch die Aeladecke zuzuschreiben, andererseits bewirkte das Anschieben des Gneisblockes von Cuolm da Latsch, der durch die Ducanfläche keilförmig zugeschnitten ist, die vertikale Verstellung der Blöcke.

Vergegenwärtigen wir uns die Stellung der Ducanscherfläche. Im Westen fällt sie sehr steil gegen Osten, im Osten steigt sie rapid in die Höhe, und wie wir im Aufstieg von Monstein am Vormittag gesehen haben, neigt sie im Norden stark nach Süden. Somit liegt die ganze Ducanmulde in einer schüsselförmigen kristallinen Unterlage. Nachträglich wurde die Ducanscherfläche durch Bewegungen verbogen, die auch die Untervorschreibungen zeigten.

Als Gegenstück zur Ducanmulde sehen wir im Gebirgskamm vom Piz Darlux und Cima da Tisch eine vom Permo-Werfénien gebildete Schüssel, deren Inhalt jedoch Silvretta-Kristallin ausfüllt. Das ist der von der Entwicklung der Aeladecke betroffene Teil der Silvrettadecke.

Wenden wir uns nach Westen. Da präsentiert sich in imposanter Grösse der gewaltige Piz d'Aela, in dessen Wänden jene nord schauende, wunderschön sichtbare Stirnfalte sich zu erkennen gibt, die auch im Tinzenhorn und weiter hinten im Piz Michel ihre Fortsetzung hat, dem Arbeitsgebiet unserer zur Zeit in U. S. A. weilenden Mitarbeiter FRITZ FREI und EMIL OTT.

Wie ein heimkehrendes Pferd leicht in Trab versetzt wird, so nehmen auch wir in beschleunigtem Tempo den Abstieg nach dem

Dörfchen Latsch. Trotz des einsetzenden Regenspritzers wandern wir der Versickerungsstelle des Tuorsbaches zu. Sie liegt in einem von der Ducanscherfläche und der tektonisch sehr stark beanspruchten Trennungsfläche der Aeladecke eingeklemmten Zipfel, der auch Gips enthält. Hier fand der tobende, wilde Tuorsbach die günstigen Bedingungen, um am Morgen des 16. Juni 1919 zum Schrecken der Bergüner während 6 Stunden in den Berg zu verschwinden, ohne an irgendeiner Stelle an die Oberfläche zu gelangen. An Hand des in Diagrammen dargestellten Verlaufs der mit 8 kg Fluorescein durchgeföhrten Färbung wurde als letzter Programmpunkt der Zusammenhang der Quellen dargetan, in denen der Bach danach wieder zum Vorschein kam und woraus unter anderem auch das Vorhandensein eines epigenetischen Tallaufes gegen Bergün hinaus aufgedeckt werden konnte.

Wie auf vielen früheren Exkursionen der Berner, bewies auch diesmal der riesige breitgewölbte Sulèr des „Steinbocks“ in Bergün seine stimmungsmachende Anziehungskraft, der Tag fand dort den fröhlichsten Ausklang.

Dieser leider letzte von so vielen gemütlichen Abenden im Kreise der Fachgenossen wurde von Herrn Dr. E. GAGNEBIN benutzt, um den Leitern der Exkursion im Namen des Vorstandes der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in sehr liebenswürdiger Weise zu danken. Insbesondere berührte es die drei Exkursionsführer sympathisch, dass in erster Linie auch ihres Lehrers, Prof. P. ARBENZ, gedacht wurde, der durch Teilnahme am Internationalen Geologenkongress in Südafrika verhindert war, seinen Anteil an der Leitung dieser Exkursion zu nehmen; seine Verdienste um die geologischen Untersuchungen in Mittelbünden und die Uneigennützigkeit des wahren Lehrers, womit er seine zahlreichen Schüler auf der Bahn dieser interessanten Untersuchungen gefördert hat, wurden vom Sprecher der S. G. G. in das gebührende Licht gesetzt. Für die Geologische Kommission, durch deren stetige Unterstützung der Abschluss und die Publikation der Untersuchungen von Mittelbünden ermöglicht wurde, drückte ihr Präsident, Herr Prof. A. BUXTORF, seine Befriedigung über den Verlauf der Exkursion und den damit zusammenfallenden glücklichen Abschluss der über so viele Jahre sich hinziehenden Arbeiten in Mittelbünden aus. Er gedachte auch der Dienste, welche dieses der Initiative von Herrn Prof. ARBENZ zu verdankende Unternehmen einer 6-blätterigen Karte von Mittelbünden geleistet hat als erster Versuch der blätterweisen Kartierung von grösseren Alpengebieten im Masstab 1 : 25,000 durch Zusammenarbeit vieler Mitarbeiter. Die bei der Herausgabe dieser Karte gemachten Erfahrungen kommen nun dem Beschlusse der Kommission zugute, alle weiteren Alpenblätter in Form von Siegfriedblättern im Masstab 1 : 25,000 zu veröffentlichen.

*5. Exkursionstag, 5. September.*

*Programm:* Bergün - Bergüner Stein - Bellaluna - Filisur - Alvaneubad - Belfort-Brienz-Lenzerheide-Chur (mit Postauto). Führung gemeinsam.

Mit der gleichen Frische und Schönheit wie die vorhergehenden Tage bricht auch der letzte Tag der Exkursion an.

Es gilt, mit dem Postauto Extrakurs eine Übersicht über die ostalpine Tektonik Mittelbündens zu gewinnen. Bevor wir das Talbecken von Bergün verlassen, beachten wir das Hauptdolomitgewölbe am Eingang zum Glatscherastunnel. Es gehört der Campo-Aeladecke an und zeigt die kalkige Ausbildung der Dachsteinfacies. Nachdem wir die enge Schlucht am Bergünerstein, wo die Albula sich aus dem Talbecken von Bergün durch die mächtige Hauptdolomitmasse durchwindet, durchfahren haben, gelangen wir wieder in die kristalline Unterrage der Silvrettadecke. In Bellaluna finden wir Gelegenheit, frischen Quarzporphyr zu schlagen, den wir bis dahin nur in schiefrigen Varietäten zu sehen bekamen. Selbst Hämatit aus dem Val Tisch, Überreste des ehemaligen Bergwerkbetriebes liegen an den Stellen, wo früher das Erz zur Verhüttung gelagert wurde. Hier soll es dem böhmischen Alchimisten NUSSBERG seinerzeit gelungen sein, mit Hilfe des „spiritus veneris“ aus Eisen Kupfer zu machen. Zu diesem Hokuspokus mögen ihm wohl die Malachit- und Azuritanflüge aus den anisischen Dolomiten der Talgehänge gedient haben.

In Filisur, dem Angelpunkt der mittelbündnerischen Aufnahmegebiete der Jahre 1917—1919, hält wiederum das Postauto nicht nur, um der Gesellschaft zu ermöglichen, die Muchettafalten und die Fortsetzung der Silvrettadecke auf der Nordseite der Aelagruppe zu verfolgen, sondern auch, um jener holden Weiblichkeit, die an der Wiege der ostalpinen Tektonik mit freundlichem Wohlwollen gewacht hatte und uns jetzt den Abschiedstrunk kredenzt, zu willfahren.

Etwas ausserhalb Filisur, halbwegs Alvaneubad, wurde noch einmal kurz angehalten, um noch einen Blick rückwärts auf das unterste Landwassertal zu werfen. Der Blick umfasst hier nun beide Flügel der Landwassermulde, man befindet sich hier im Streichen ihres tiefsten Muldengrundes. Von rechts steigen die Muchettafalten herunter, links erhebt sich die Triasplatte der Guggernellgruppe (Sandhubelteildecke) empor zum nordwestlichen Deckenrand. Direkt auf den Beschauer zu mündet das Landwasser aus seiner engen Schlucht hinaus ins weite Albatal. Die tektonischen Verhältnisse am Filisurer Viadukt der Rhätischen Bahn, welcher die Schlucht an ihrem untersten Ende überspannt, sind sehr interessant. Die „Wiesener Scherfläche“, Trennungsfläche der zwei Teildecken der S. D., trennt hier die beiden Schluchtwände. Der helle Fels am südlichen Brückenkopfe besteht aus Raibler Rauhwacke im N-Schenkel

der Filisurer Antiklinale, die nördliche Schluchtwand unmittelbar gegenüber aus Muschelkalk der Guggernellplatte. Das Albulatal folgt der Landwassermulde der S. D. gegen SW, sie kombiniert sich hier schliesslich mit einer übergeordneten Muldenform, der sog. „Suraver Deckenmulde“, in welcher nördlich der grossen Entwicklungsfalte der Bergünerstöcke alle tektonischen Einheiten bis hinunter zum penninischen Flysch zu einer Mulde eingebogen erscheinen, während sie zugleich in ihrer Mächtigkeit sehr reduziert sind. Die Kombination dieser verschiedenen tektonischen Erscheinungen erzeugt die sehr eigenartigen Verhältnisse am Westrande des ostalpinen Gebirges bei Surava.

Vor Surava bogen wir ab in die obere Strasse, welche über Belfort-Brienz nach der Lenzerheide führt. An einem günstigen Punkte über Surava wurde angehalten, um die gegenüberliegenden Hänge des Albulatales gegen den Piz Michel hinauf zu betrachten. Die Entwicklung der Silvrettadecke in die Aeladecke, die Kombination der Landwassermulde mit der Entwicklungsmulde und schliesslich das axiale Herausheben aller ostalpinen Einheiten über dem penninischen Flysch und die aussergewöhnliche Reduktion ihrer Mächtigkeiten, dies alles war von diesem Standpunkte aus ausgezeichnet zu überblicken.

Von der Reduktion aller Einheiten in der Suraver Deckenmulde konnte man sich wenige Minuten später auch aus der Nähe überzeugen in dem merkwürdigen Profil an der Strasse bei der Ruine Belfort, am S-Fusse der Lenzerhornguppe (vgl. Abb. 5 in Lit. 4). Das Profil beginnt am östlichen Ende bei der Holzbrücke von Belfort mit Raibler Rauhwacken, darunter folgt Alteindolomit, der die Ruine trägt, beides noch zur Silvrettadecke gehörig und unmittelbar der Überschiebungsfläche derselben aufliegend. Man kann sich hier davon überzeugen, dass nur jüngere Triashorizonte am südwestlichen Deckenrande der Basis aufliegen. Unter dem Alteindolomit folgt sofort eine nur 20—30 m mächtige Zone von Liasschiefer, welche das südliche Ende der Aroser Dolomiten repräsentieren. Auch von dieser Einheit sind hier also nur die jüngsten Horizonte vorhanden. Höher am Hange schaltet sich zwischen Lias und S. D. noch eine Quetschzone von Porphyrr ein, als südlichster Zipfel des Rothornmassifs. Unter dem Lias folgt eine Reibungsrauhwacke und nach BRAUCHLI eine Spur von Serpentin der Aroser Schuppenzone, den wir leider nicht finden konnten. Mesozoische Schiefer der Aroser Schuppenzone bilden das tiefste sichtbare Schichtglied des Profiles, das der Strasse nach gemessen nur etwa 150 m lang ist. Unter den Gesteinen der Aroser Schuppenzone muss bald der Flysch folgen, da dieselbe über Brienz nur noch etwa 150 m mächtig ist.

Ein weiterer kurzer Halt wurde der Betrachtung des Brienzer Bergsturzes gewidmet. Eine mächtige alte, aber stets noch in

Bewegung befindliche Rutschung der basalen Flyschschiefer und Schiefer der Aroser Schuppenzone, worauf das Dorf Brienz steht, zieht ein allmähliches Abbröckeln der ostalpinen Dolomite über der alten Ausbruchsnische nach sich, welche das Dorf mit Felsstürzen bedrohen.

Oberhalb Vazerols, angesichts der schönen Aussicht rückwärts ins Oberhalbstein, bietet sich Gelegenheit zu einem tektonischen Überblick des ostalpin-penninischen Randes. Etwas weiter bei St. Cassian können die Teilnehmer den ersten Tertiärflysch schlagen, typischen Ruchbergsandstein

In Valbella (Lenzerheide) verliess man den Wagen, um gegen die Stätzerhornseite hinauf einen erhöhten Punkt mit freier Aussicht gegen die Osthänge der Lenzerheide aufzusuchen. Während der Mittagspause teilten sich die Herren CADISCH und LEUPOLD in die Erklärung dieses klassischen Panoramas des westlichen Erosionsrandes der ostalpinen Decken.

Über den guterhaltenen Terrassen zwischen Churerjoch und Parpan, deren Rückläufigkeit neuerdings von Prof. F. MACHATSCHKEK in Frage gestellt wird, können wir im Gürgaletschgrat deutlich die grossen, gegen Süden stirnenden Falten der Falknis-Decke erkennen. Dreimal folgen die auffälligen Malm-Faltenkerne hintereinander, welche grossenteils aus Falknisbreccie und -konglomerat bestehen, stets von disharmonisch gefalteten Kreide- und Flyschgesteinen umhüllt. Der Bündnerschiefer im unmittelbaren Liegenden der Falknisserie ist von Vegetation bedeckt, erst tiefer unten, am Tschuggen bei Parpan, sehen wir Ruchbergsandstein in einer Wand anstehen. Über der Falknis-Decke folgen, dort, wo die Gürgaletschkette ans Parpaner Schwarzhorn anschliesst, deutlich einige hellgraue Linsen von Sulzfluhkalk: Reste der von ihren südlichen Teilen vollständig abgerissenen Decke. Im Bereiche der Aroser Zone, vom Schwarzhorn über Fineschs zum Parpaner Weisshorn treten einzelne Gesteinshorizonte kaum morphologisch in Erscheinung: die Verschuppung ist hier eine zu intensive. Ganz im Gegensatz dazu ergeben die Kalk- und Dolomitmassen des Parpaner Weisshorns (Tscherpen-D.), welche unter den Sturzmassen am Rothorn durch in die Wand des Toil Cotschen fortsetzen, einen ausgezeichneten tektonischen Leithorizont im Landschaftsbild.

Im Parpaner Rothorn, unserem Standpunkte bei Valbella gerade gegenüber, folgt über der Tscherpenkette in einer Mächtigkeit von über 800 m das dunkle Kristallin, zur Hauptsache Amphibolit, des Rothormassives. Das Lenzerhorn schliesslich, ganz zur Rechten, der wohl interessanteste und bunteste Gipfel des Plessurgebirges, bietet eine wahre „Rekapitulation“ alles in den letzten Tagen Gesehnen. Über der Basis des Lenzerheideflysches folgt hier unmittelbar die Aroser Schuppenzone, Falknis- und Sulzfluhdecke sind ausgequetscht.

Darüber folgen Schuppen der Tschipendecke, dann in mehreren Schuppen zum Rothornmassiv gehörige Untertrias und mächtige Raiblerschichten, in welche das Massif gegen S lange Keile von Kristallin und permischem Quarzporphyr aussendet. Das Verhältnis von Massiv und zugehörigen Sedimenten, die Anhäufung der letzteren im Süden, des Kristallins nördlich davon, entspricht in allen Einzelheiten der Vorstellung einer Entwicklung von oben, einer völligen Überstülpung. Über das Massiv und seine Schuppen legt sich schliesslich das weithin sichtbare schwarze Band der Liasschiefer der Aroser Dolomiten und am Gipfel eine der Silvrettadecke angehörige verkehrte Serie von Untertrias. Alles dies ist zusammengedrängt in eine etwa 1200 m hohe Wand.

Nach kurzer Mittagsrast wurde die Autofahrt ohne weiteren Aufenthalt bis Chur fortgesetzt, wo man noch rechtzeitig zu einem Nachmittagsschnellzug eintraf, der auch unseren „westlichsten“ Kollegen, den Genfern, erlaubte, am selben Abend ihre fernen Penaten zu erreichen.

### *Literatur.*

#### a) Texte:

1. P. ARBENZ. Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. *Elogae*, Vol. 16, Nr. 1, p. 116—119, 1920.
2. P. ARBENZ. Zur Frage der Abgrenzung der penninischen Decken in Mittelbünden. *Elogae*, Vol. 17, Nr. 3, p. 310—315, 1922.
3. P. ARBENZ. Geologie von Mittelbünden, Petermanns Geogr. Mitt., 1928, H. 5—6, p. 152—155.
4. R. BRAUCHLI. Geologie der Lenzerhornguppe, 5 Taf. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 49, II. Abt., 1921.
5. J. CADISCH, W. LEUPOLD, H. EUGSTER und R. BRAUCHLI. Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. (Vorläufige Mitteilung.) Mit tektonischer Karte und Profiltafel. — Heim-Festschrift, 1919.
6. J. CADISCH. Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden), 3 Taf. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 49, I. Abt., 1921.
7. J. CADISCH. Zur Talgeschichte von Davos. Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens, Bd. LIV, 1925/26.
8. H. EUGSTER. Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser), 4 Taf. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 49, III. Abt., 1924.
9. H. EUGSTER. Die westliche Piz Uertsch-Kette (Preda-Albulapass), 4 Taf. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 49, IV. Abt., 1924.
10. FR. FREI. Geologie der östlichen Bergünerstöcke (Piz d'Aela und Tinzenhorn), 1 Taf. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 49, Abt. VI, 1925.
11. TH. GLASER †. Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide, 2 Taf. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 49, Abt. VII, 1926.
12. W. LEUPOLD. Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. — Jahrbuch der Phil. Fakult. II der Univ. Bern, Bd. 2, S. 145—166, 1 Taf. Bern, 1922.
13. E. OTT. Geologie der westlichen Bergünerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa), 3 Taf. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 49, Abt. V, 1925.

**b) Karten:**

1. G. THEOBALD. Bl. XV (Davos-Martinsbruck) der Geologischen Karte der Schweiz, 1 : 100,000, 1864.
2. Geologische Karte von Mittelbünden, 1 : 25,000, in 6 Blatt, herausgegeben von der Geol. Kommission. Spezialkarte Nr. 94.
  - Blatt A: J. CADISCH, Arosa, 1922.
  - Blatt B: J. CADISCH und W. LEUPOLD, Davos, 1929.
  - Blatt C: R. BRAUCHLI, TH. GLASER u. a., Lenzerhorn, 1924.
  - Blatt D: H. EUGSTER und W. LEUPOLD, Landwasser, im Druck.
  - Blatt E: FR. FREI, E. OTT u. a., Piz Michèl, 1926.
  - Blatt F: H. EUGSTER, FR. FREI u. a., Bergün, 1927.

Manuskript eingegangen am 25. November 1929.

---