

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

Auf Kosten der Eidgenossenschaft
herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
Präsident der Kommission: A. BUXTORF

Atlas géologique
de la Suisse

1:25 000

Publié aux frais de la Confédération
par la Commission Géologique Suisse
M. A. BUXTORF
étant Président de la Commission

Blatt:

424 Zernez

(Atlasblatt 20)

Erläuterungen

verfasst von

H. H. BOESCH, J. CADISCH und E. WENK

Mit einer Tafel (I)

1953

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern

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

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Die geologischen Aufnahmen, die dem vorliegenden *Blatt 424 Zernez* des „Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000“ zu Grunde liegen, sind von den Bearbeitern zunächst ganz aus eigener Initiative ausgeführt worden. Die betreffenden Untersuchungen entfallen in der Hauptsache auf die Jahre 1925–1935; einige kleinere Ergänzungen, die sich als notwendig erwiesen, sind später im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission zur Ausführung gelangt.

Für den Druck des Atlasblattes wurde als topographische Unterlage das *Siegfriedblatt 424, Zernez, Neubearbeitung 1922*, benützt. Dieses selbe Gebiet ist inzwischen von der Eidg. Landestopographie neu bearbeitet worden und erschienen als „*Blatt 259 Ofenpass*“ (*Nordwestviertel*) der „*Landeskarte der Schweiz 1:50 000*“.

Wie aus dem Kärtchen in der Ecke links oben des Atlasblattes ersichtlich ist, verteilen sich die Aufnahmegebiete wie folgt:

Die Nordwesthälfte des Atlasblattes, die ganz dem Kristallin-gebiet der Silvretta-Decke angehört, wurde bearbeitet von Dr. FRITZ SPAENHAUER (1927–29) und Prof. EDUARD WENK (1930–32). Ausführliche Angaben über die geologischen und petrographischen Verhältnisse dieser Gebiete enthalten die im Literaturverzeichnis erwähnten Publikationen dieser Autoren (siehe S. 36 dieser Erläuterungen). Von Dr. SPAENHAUER ist 1931 auch eine Revision des rechten Ufergeländes des Inn oberhalb Zernez, soweit es von Kristallin gebildet wird, ausgeführt worden.

Für das zwischen Inn und Spöl liegende Gebiet am Südrand unseres Atlasblattes konnte der Nordabschnitt der von Dr. WALTER HEGWEIN bearbeiteten „*Geologischen Karte der Quaternalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark, 1:25 000*“ übernommen werden. Diese Karte war 1934 durch die „Kommission für die wissenschaftliche Erforschung des Nationalparks“ herausgegeben worden; die ihr zu Grunde liegenden Aufnahmen hatte Dr. HEGWEIN 1924–26 ausgeführt. Näheres siehe Literaturverzeichnis.

Für den Gebietsabschnitt östlich des Spöl und nordwärts bis an das Silvretta-Kristallin wurde die in den Jahren 1933–38 erstellte Kartierung von Prof. HANS H. BOESCH benützt, dessen Untersuchungen den Bereich der zentralen Unterengadiner Dolomiten umfassen und auch das Quartär des Engadiner Haupttals betreffen. Auch hier sei auf das Literaturverzeichnis verwiesen.

Endlich ist noch auf den kleinen, in der NE-Ecke unseres Atlasblattes enthaltenen Ausschnitt des Unterengadiner Fensters hinzuweisen, dessen Kartierung im Auftrag unserer Kommission

von Prof. Joos CADISCH 1938 vorgenommen worden ist, dies in Zusammenhang mit seinen Aufnahmen auf den angrenzenden Blättern Ardez und Tarasp.

Unter Verwertung all dieser Unterlagen war es möglich, eine Vorlage des geologischen Atlasblattes Zernez zu erstellen; der Druck der Karte kam 1948 zum Abschluss.

Was die zugehörigen Erläuterungen betrifft, so übernahm Prof. WENK die Bearbeitung des kristallinen Gebietes der Silvretta-Decke sowohl hinsichtlich der petrographischen als auch der tektonischen Verhältnisse, unter Verwertung der Untersuchungen von Dr. SPAENHAUER.

Prof. BOESCH dagegen befasste sich mit dem von ihm und Dr. HEGWEIN aufgenommenen sedimentären Anteil des Kartengebietes, d. h. mit der Stratigraphie und Tektonik der Scarl- und Umbrail-Decke, ferner mit den Quartärablagerungen und den morphologischen Verhältnissen; einen Hinweis widmet er dem Schweizerischen Nationalpark.

Was den Ausschnitt des Unterengadiner Fensters betrifft, sei auf die Ausführungen von Prof. J. CADISCH verwiesen.

Basel, Oktober 1952.

Für die Schweizerische Geologische Kommission
der Präsident:
A. Buxtorf

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Einleitung	5
A. Petrographie und Stratigraphie	8
I. Oberostalpin: Kristalline Gesteine der Silvretta-Decke.	8
Mineralien	14
Entstehungsgeschichte des Silvretta-Kristallins	14
II. Ober- und Mittelostalpin: Sedimente der Scarl- und Umbrail- Decke.	15
III. Unterostalpin: Tasna-Serie, Falknis-Sulzfluh-Decke	20
IV. Quartär	21
B. Tektonik	22
I. Silvretta-Decke	22
II. Unterengadiner Dolomiten	25
a) Scarl-Decke	25
b) Umbrail-Decke	26
c) Trennungsfläche zwischen Umbrail- und Scarl-Decke	26
III. Die Grenzfläche zwischen Silvretta-Kristallin und Unterenga- diner Dolomiten und ihre tektonische Bedeutung	29
IV. Unterengadiner Fenster	31
C. Morphologie	32
D. Der Schweizerische Nationalpark	34
Literaturverzeichnis	36

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt 424 Zernez,
1:25000.

EINLEITUNG

VON EDUARD WENK

Blatt 424 Zernez umfasst den obersten Abschnitt des Unterengadins. Im Zentrum des Blattes, nahe beim Zusammenfluss von Inn und Spöl, liegt die Ortschaft Zernez, eine wichtige Bahn- und Postautostation. Hier zweigt gegen Osten zu die Ofenpaßstrasse ab, die durch das Val del Fuorn (SE-Ecke der Karte) ins Münsterthal führt. Zernez bildet zugleich das Haupteingangstor zum Schweizerischen Nationalpark, dessen Grenzen auf dem Übersichtskärtchen (am Rand des Atlasblattes links oben) angegeben sind. Am Nordrand der Karte liegt das Dorf Süs (Susch), ebenfalls Kreuzungspunkt von Bahn- und Postautoverbindungen. Von hier aus führt nach Westen die Poststrasse durch die Val Susasca nach dem Flüelapass und hinüber nach Davos. Das Atlasblatt Zernez erschliesst somit ein bekanntes Touristengebiet.

Auch in geologischer Hinsicht handelt es sich um ein interessantes Exkursionsgebiet; denn hier grenzen zwei in bezug auf Gesteinsbeschaffenheit und Landschaftscharakter grundverschiedene Regionen aneinander. Dies zeigen schon beim ersten Blick auf das geologische Atlasblatt die auffallenden Farbgegensätze zwischen dem nordwestlichen und dem südöstlichen Teil der Karte. Noch deutlicher tritt dies auf der „*Tektonischen Übersicht 1: 200 000*“ (am Kartenrand rechts unten) hervor.

Die nordwestlichen zwei Drittel des Kartengebietes bestehen aus kristallinen Gesteinen, vorherrschend aus Gneisen und Amphiboliten. Da das gleiche Gesteinsmaterial auch die westlich des Unterengadins liegende Silvretta-Gruppe aufbaut, wird diese Gneisregion von altersher als Silvretta-Masse oder als Silvretta-Kristallin bezeichnet. Aus Silvretta-Kristallin besteht im Kartengebiet westlich des Inns die Sarsura-Gruppe, östlich des Inns die Nuna-Gruppe. Es handelt sich um einen Gneiskomplex, dessen Faltung und Metamorphose zur Hauptsache präpermischen Alters ist. Die das Altkristallin in stratigraphischer Diskordanz überlagernden permischen und mesozoischen Sedimente sind auf Blatt Zernez nicht mehr vertreten; wir finden sie dagegen im westlich an unser Kartenblatt anschliessenden geologischen Atlasblatt 423 Scaletta.

Das Silvretta-Kristallin bildet kein autochthones Massiv. Es überlagert vielmehr als mächtige, weit ausgedehnte Decke und in deutlicher tektonischer Diskordanz stratigraphisch jüngere Gesteine von tieferen Decken. Die Deckenbasis ist in der NE-Ecke

des Kartenblattes, im Val Sampuoir, auf kurzer Strecke aufgeschlossen, tritt dann aber besonders schön auf dem nördlich anschließenden geologischen Atlasblatt 420 *Ardez* hervor. Die Silvretta-Decke bildet eines der tektonisch höchsten Stockwerke der Alpen; man zählt sie zu den oberostalpinen Decken. Obwohl die Gebirgsmasse als Ganzes eine weite Schubdistanz zurückgelegt hat, überdauerten die alten Strukturen im Innern des kristallinen Deckenkörpers alle Phasen der alpinen Gebirgsbildung. Nur an der Deckenbasis, längs einigen internen Scherflächen und in der südöstlichen Randzone ist das Silvretta-Kristallin alpin verschuppt und zu Myloniten ausgewalzt.

Der südöstliche Drittel des Kartengebietes hat einen ganz anderen Charakter. Er besteht ausschliesslich aus Sedimenten, hauptsächlich aus dolomitischen Gesteinen und umfasst einen Ausschnitt der sog. Unterengadiner Dolomiten. In ihrem Bereich liegen im Kartengebiet südlich des Spöls der Piz Terza [806,2/172,2] und die Berge beidseits Val Tantermozza [802/171], nördlich des Spöls die Gebirgsgruppe Piz Laschadurella [810,8/175,6] — Piz Plattas — Piz Nair [811,9/179,5] und ein Ausschnitt der Fuorn-Gruppe [812,2/173,55]. Aus Gründen, die im Abschnitt „Tektonik“ eingehender dargelegt werden, ist in diesen Bergen nur die vom Perm (Verrucano) an durch die ganze Trias bis zum Rhät reichende Sedimentserie vertreten. Das zugehörige präpermische Grundgebirge ist im Kartengebiet nicht aufgeschlossen. Es tritt erst auf dem östlich anschließenden Blatt 425 *Scarl* an die Oberfläche (siehe *Geolog. Spezialkarte Nr. 72*, A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, *Engadiner Dolomiten 1: 50 000*). Auch die Unterengadiner Dolomiten und ihre kristalline Unterlage sind in den alpinen Deckenbau einbezogen. Sie bilden zur Hauptsache die ebenfalls oberostalpine *Scarl-Decke*¹⁾. Nur der am äussersten S-Rand der Karte aufgeschlossene Teil der Unterengadiner Dolomiten wird zur mittelostalpinen *Umbrail-Decke*²⁾ gerechnet. Die alpine Gebirgsbildung hat die Schichtserien in verschiedenen Phasen zum Teil stark verfaltet und verschuppt, ohne dass es indessen zu mehr als einer ganz schwachen Dislokationsmetamorphose kam.

¹⁾ Um Missverständnisse beim Literaturstudium zu vermeiden, machen wir den Leser darauf aufmerksam, dass diese Decke bis zum Jahre 1934 (*Geolog. Führer der Schweiz*) als „mittelostalpine Umbrail-Decke“ bezeichnet worden ist. Dann haben 1934 J. CADISCH und E. WENK die Umbrail-Decke zum „Oberostalpin“ gestellt, und R. STAUB führte für sie 1937 die heute übliche Bezeichnung „Scarl-Decke“ ein.

²⁾ HEGWEIN (1927) hat diesen Komplex als „Quatervals-Decke“ bezeichnet und hat, gleich wie STAUB (1924, 1934), die Bezeichnung „Umbrail-Decke“ für die heutige *Scarl-Decke* verwendet.

Das Kristallin der Silvretta-Decke und die Sedimente der Scarl-Decke sind im Kartengebiet durch eine fast geradlinig SW-NE verlaufende Grenzlinie voneinander getrennt (siehe Seite 29). Diese folgt östlich des Inn zunächst dem Fuss der Berge beidseits Val Tantermozza, quert den Spöl etwa 2,5 km oberhalb Zernez, folgt dem N-Hang von Val Laschadura, zieht dann über die Fuorcla Laschadura [808,2/177,7] in die Val Sampuoir und schliesslich in den N-Hang des Piz Nair. Die Grenzfläche steht steil und trennt zwei oberostalpine Decken. Die im SE der Grenzlinie befindliche Scarl-Decke, von der nur die triadischen und permischen Sedimente aufgeschlossen sind, liegt dabei einige 1000 m tiefer als die NW angrenzende Silvretta-Decke, von der nur der Kristallinsockel erhalten ist.

Die erwähnte tektonische Linie trennt nicht nur zwei Gebiete mit grundverschiedener Gesteinsbeschaffenheit, sondern sie kommt auch im Landschaftsbild sehr schön zum Ausdruck. Eine Wanderung längs dieser Grenzzone hat ihren besonderen Reiz. Wer eine Wegstunde oberhalb Zernez von der Ofenpaßstrasse in die Val Laschadura einbiegt und über die Fuorcla Laschadura in die Val Sampuoir wandert, hat zu seiner Linken die moränenbedeckten, wasserreichen Gneishänge der Nuna-Gruppe mit ihrer üppigen Kristallin-Flora, und zur Rechten die von ausgedehnten Schutthalden begleiteten kahlen, wasserarmen Sedimentberge des Piz Ivrainna, Ils Cuogns, Piz Plattas und Piz Nair mit einer kargen Kalk-Dolomit-Flora.

Diese Wanderung führt dann im unteren Teil der Val Sampuoir (NE-Ecke von Blatt Zernez) in eine geologisch tiefere Region, welche die weiten Talhänge des Unterengadins aufbaut und von den Geologen als Unterengadiner Fenster bezeichnet wird (siehe die „Tektonische Übersicht 1:200000“). Hier sind durch Erosion die mesozoischen Sedimente (inkl. Flysch) und das Kristallin der unterostalpinen Tasna-Serie blossgelegt, welche das Silvretta-Kristallin unterlagern und dessen Deckennatur beweisen.

Blatt Zernez bildet mit den früher publizierten geologischen Atlasblättern 423 *Scaletta* und 420 *Ardez* einen zusammenhängenden Block, der etwa zwei Drittel des auf Schweizerboden liegenden Silvretta-Kristallins umfasst, sowie je einen wichtigen Ausschnitt aus den Unterengadiner Dolomiten und dem Unterengadiner Fenster. Vom Silvretta-Kristallin ist von 1855 an, dem Publikationsjahr des von G. THEOBALD aufgenommenen *Blattes XX* der „Geologischen Karte der Schweiz, 1:100 000“ (Dufourkarte), bis zur Aufnahme der erwähnten neuen Atlasblätter keine geologische Karte veröffentlicht worden. Hingegen liegen für das Gebiet der Unterengadiner Dolomiten und des Unterengadiner Fensters verschiedene geologische Karten 1:50 000 vor. Über sie orientiert die „Über-

sicht“ in der rechten oberen Kartenecke. Demjenigen, der Information über die östlich und südlich an Blatt Zernez angrenzenden Gebiete wünscht, empfehlen wir die schon oben erwähnte „*Geologische Karte der Engadiner Dolomiten 1: 50 000*“ von A. SPITZ und G. DYHRENFURTH.

Im *Literaturverzeichnis* (p. 36) sind die wichtigsten neueren Arbeiten über das Kartengebiet aufgeführt. Sie enthalten detailliertere Angaben als sie unser Erläuterungstext zu geben vermag und orientieren auch über den Gang der geologischen Erforschung.

A. PETROGRAPHIE UND STRATIGRAPHIE

(siehe Legende links am Rand der Karte)

I. OBEROSTALPIN

Kristalline Gesteine der Silvretta-Decke

VON EDUARD WENK

1. Orthogneise

Es sind folgende zwei Typen von Orthogneisen unterschieden worden, die durch Übergänge miteinander verbunden sind:

GO Vorwiegend klein- bis mittelkörnige **aplitische** und flaserige **pegmatische Muskowit-Kalifeldspat-Oligoklasgneise** und

GOa Vorwiegend grobflaserige **Zweiglimmer-Kalifeldspat-Augengneise**, die ebenfalls einen sauren Plagioklas führen, sich jedoch vom erstgenannten Typus durch ihren wechselnden Biotitgehalt und vor allem durch ihre Textur unterscheiden. Beide Typen wechseln sowohl unter sich als auch mit den Mischgneisen ab und gehen ohne scharfe Grenzen ineinander über, so dass die schlierige Durchdringung geradezu ein Merkmal dieser Gesteine bildet.

Die Orthogneise stellen eine granitische Intrusion dar, die durch einen hohen Kieselsäuregehalt und starke Kalivormacht ausgezeichnet ist; sie hatte den Charakter einer aplitisch-pegmatitischen Restschmelze. Die Textur der Orthogneise, ihre geologischen Verbandsverhältnisse und die Übergänge in Paragneise — über dazwischengeschaltete Mischgneise — lassen vermuten, dass diese sauren Schmelzen im Zusammenhang mit und im Verlauf von orogenetischen Vorgängen in eine Hülle von Paragneisen und Amphiboliten eingedrungen sind und diese teilweise aufgeschmolzen und assimiliert haben.

Grobflaserige Augengneise sind in dem auf Blatt Zernez dargestellten Teil des Silvretta-Kristallins weit verbreitet, und sie bilden mächtige Gesteinszonen. Körnige aplitische und flaserige pegmatitische Orthogneise finden sich oft in den Randzonen der grossen Augengneiskörper oder als schmale Einlagerungen in Para- bis Mischgneisen und Amphiboliten. Im Inntal zwischen Zernez und Süs werden die klein- bis mittelkörnigen Orthogneise in den Steinbrüchen von Plattas [803,1/176,7] God della Güstizia [802,0/178,5], und V. Giaraingia [801,4/179,0] ausgebeutet.

2. Mischgneise

Auf der Karte sind durch verschiedene Farbtöne zwei Mischgneistypen unterschieden worden: solche mit wesentlichem Anteil an Orthomaterial, die durch Signaturen weiter unterteilt sind, und solche ohne wesentlichen Orthoanteil. Dadurch konnte nur schematisch gegliedert werden, was in der Natur eng miteinander verbunden ist. Denn Orthogneise gehen über dazwischengeschaltete Mischgneise vielfach allmählich in Paragneise über, und ausserdem wechsellagern an vielen Stellen wenig mächtige Paragneisbänder mit Orthogneislagen auf engem Raum.

Mischgneise mit vorwiegendem oder wesentlichem Anteil an Orthomaterial

GLO **Biotitreiche Augengneise** mit eingeschalteten Lagen von Paragneis. Diese Gesteine sind durch Assimilation von Paragneis im Orthogneismagma entstanden. Sie sind meist gut geschiefert oder zeigen unruhige Fältelung. Mit Überhandnehmen des Paragneisanteils entstehen Injektionsgneise und Imbibitionsgneise, die durch lagenweise Anordnung von Ortho- und Paramaterial ein gebändertes Aussehen annehmen; oft sind von blossen Auge nur noch injizierte Kalifeldspatauge in einem scheinbar homogenen Paragneis zu erkennen. Typische Vorkommen finden sich im Gebiet des Piz d'Urezza [799,5/175,0].

GLG Massige bis schiefrige Mischgesteine mit grossen, oft rechtwinkligen Kalifeldspatkristallen und vielen Schiefereinschlüssen (sog. **Mönchalp-Granite** und **-Granitgneise**, siehe STRECKEISEN, 1928). Diese markante, rostig anwitternde Serie von nahezu massigen bis ausgezeichnet parallelstruierten Mischgesteinen tritt in schmalen Zonen und Linsen in Paragneisen und am Rand von Orthogneisen im Gebiet des Munt Baselgia (NE Zernez) und Piz d'Arpiglias (NNE Zernez) auf. Charakteristisch für diese Mischgesteine sind die bis 15 cm grossen Kalifeldspate, die tiefschwarzen

Biotitflatschen und die vielen Einschlüsse von feinkörnigem Biotit-Plagioklasschiefergneis. Kalifeldspat und Plagioklas sind sowohl in den massigen wie in den gneisigen Varietäten fast durchwegs granuliert, wobei aber die Kalifeldspate grösstenteils ihre rechtwinkligen Umrisse bewahren. Auch der Biotit bildet feinschuppige Nester.

GLH **Quarzdioritische, hornblendereiche Mischgneise**, meist Hornblende-Andesingneise. Auch dieser Typus hat eine beschränkte Ausdehnung. Die besten Aufschlüsse finden sich im Innental bei Zernez, und zwar unmittelbar W der Ortschaft (bei Tretschnas) und N derselben (im Val Gondas). Das Gestein enthält viele Einschlüsse von Amphibolit, Biotit-Plagioklasgneis und hornfelsartigem Paragneis, führt auffallend reichlich Zoisit-Epidot, und ist von Calcit- und Prehnitadern durchzogen. Die Serie ist durch Assimilation von Amphiboliten und Paragneisen im Orthogneismagma entstanden.

Mischgneise ohne wesentlichen Anteil an Orthomaterial

GLP Diese Typen bilden die entfernteren Kontakthöfe der Orthogneise und haben keine eigentliche magmatische Stoffzufuhr erhalten. Unter dem Einfluss erhöhter Temperatur und pneumatolytischer Agentien erfolgte Stoffwanderung, die zu einer metamorphen Differentiation führte. Durch Sammelkristallisation von Albitsubstanz entstanden **Plagioklasknotengneise** und **Perlgnese**, durch laterale Differentiation im Verlaufe intensiver Differentialbewegungen **Lagen-, Bänder- und Adergneise**. Diese letzteren sind von gerade verlaufenden Bändern oder geschlängelten Adern durchzogen, die im wesentlichen aus Quarz und Plagioklas bestehen, also offenbar keine aplitische Injektion darstellen. Ausserdem finden sich in diesen Zonen auch sehr grobflaserige und häufig auch hornfelsartige Varietäten von Paragneisen. Die ganze Serie ist durch ein sehr unruhiges und wechselndes Aussehen charakterisiert.

3. Paragneise

Die Paragneise sind mit den Amphiboliten zusammen die ältesten Gesteine des Silvretta-Kristallins. Sie stellen polymetamorphe tonige Sedimente dar, deren chemische Zusammensetzung wenig variiert. Im Gebiet von Blatt Zernez bilden die Paragneise langgestreckte Gesteinszonen, die im Streichen, sowie im Hangenden und Liegenden oft in Mischgneise übergehen. Häufig wechsellagern die Paragneise auch mit Amphiboliten.

G **Biotit-Plagioklasschiefergneise**. Diese gut geschiefer-ten bis flaserigen, biotitreichen Gesteine von violetter bis bräun-

licher Farbe und rostiger Verwitterungsfarbe repräsentieren den wichtigsten Paragneistyp. Sie bestehen zur Hauptsache aus Quarz, Plagioklas (20–28% An) und Biotit; daneben enthalten sie wechselnde Mengen von Muskowit und wenig Apatit, Zirkon, Turmalin, Titanit und Erz. Bei porphyroblastischer Ausbildung von Biotit gehen diese Gesteine in Biotitfleckengneise über. Ist der ursprüngliche Biotit vollständig in Chlorit und Muskowit umgewandelt, so entstehen Muskowit-Chloritgneise, die einen silberglänzenden Hauptbruch aufweisen. Wegen ihrer geringen räumlichen Ausdehnung und vielfachen Übergänge konnten diese Varietäten auf der Karte nicht voneinander getrennt werden. Mit den Biotit-Plagioklasgneisen sind auch kleine Einlagerungen von Knottengneis und Perlgnais zusammengefasst worden.

GH Hornfelsartige Paragneise. Es handelt sich um plattig splittende, feinkörnige, quarzreiche Paragneise von grünlicher bis violetter Farbe. Quarz und Plagioklas bilden ein hornfelsartiges Mosaikgefüge. Turmalin ist ein häufiger Nebengemengteil.

GA Tonerdesilikatgneise. In diesen Paragneisen tritt porphyroblastischer Granat und oft auch Staurolith, Disthen oder Andalusit auf. Muskowit ist in der Regel reichlicher vorhanden als Biotit. Tonerdesilikatgneise bilden meist wenig mächtige Lagen in Amphiboliten (z. B. N und S des Piz del Ras [798,3/179,6]) und in gewöhnlichen Paragneisen.

4. Kristalline Karbonatgesteine

M Linsenförmige Einschlüsse von **kristallinen Karbonatgesteinen** treten im Kartengebiet, gleich wie in den übrigen Teilen des Silvretta-Kristallins, in verschiedenen Gesteinszonen sporadisch auf. Bei den beiden Vorkommen von Munt [800,0/175,7] handelt es sich um einen Dolomitmarmor, der Quarz, Biotit/Chlorit und Apatit führt. Das Gestein ist hier in Paragneis eingeschlossen und grenzt an einen Amphibolit. Die Marmorlinse von Lavinèr Sauaidas E Süs [804,5/181,35] ist zwischen Paragneis und glimmerreichen Augengneis eingeschaltet. Eine weitere, sehr kleine und auf der Karte nicht berücksichtigte Linse von humitführendem Marmor findet sich auf der westlichen Talseite von Val Nuna bei Koord. 807,3/180,3, am Kontakt zwischen einem Amphibolit und Orthogneis.

5. Amphibolite

Amphibolite sind neben den Orthogneisen die verbreitetsten und zugleich sehr charakteristische Gesteine des Silvretta-Kristallins. Sie bilden mächtige, langgestreckte Zonen, welche im Kartenbild gut hervortreten und das tektonische Bild gliedern.

Am Plagioklasamphibolite sind weitaus vorherrschend. Diese dunkelgrünen, zähen Gesteine mit guter linearer und planarer Paralleltexur bestehen zur Hauptsache aus Hornblende (50 bis 60 Vol.%) und Plagioklas (20–30% An). Biotit, Epidot und Granat können lagenweise stark überhandnehmen, so dass **Biotit-amphibolite**, **Epidotamphibolite** und **Granatamphibolite** entstehen. Diese Varietäten konnten auf der Karte nicht voneinander getrennt werden, da sie miteinander wechsellagern und sich auch im Streichen ablösen. Der Lagenbau im Grossen geht im Kleinen über in einen feinen Bänder- und Kornzeilenbau, der besonders in den gelbgrün und dunkelgrün gebänderten Epidotamphiboliten auffällt. Die Plagioklasamphibolite gehen auch über in Plagioklasknoten-amphibolite, welche den Plagioklasknotengneisen und Perlgneisen entsprechen.

Am E Als **Eklogitamphibolite** sind Gesteine bezeichnet worden, die reichlich Granat in einem mikrodiablastischen Grundgewebe von Hornblende und Plagioklas führen. Im Gebiet des P. Sarsura [795,7/173,7] und beim P. 2567 SE Val Sarsura [799,8/176,5] bilden diese überaus zähen Gesteine Linsen in den gewöhnlichen Amphiboliten und gehen dort auch in gabbroide Gesteine über. Im Gebiet von Val Laschadura und Piz Nuna (NE Zernez) treten sie in Form von grösseren, teils stockartigen Gesteinskörpern auf.

6. Gabbroide Gesteine

Durch F. SPAENHAUER (1932) sind in den Amphibolit- und Mischgneiszonon der Sarsura-Gruppe (W Zernez) verschiedene kleine Vorkommen von fast unveränderten basischen Eruptivgesteinen entdeckt und beschrieben worden, die für die Beurteilung der Natur der assoziierten Amphibolite von grosser Wichtigkeit sind.

$\gamma\alpha$ **Gabbroide Breccien, Saussuritgabbro, Norite, Olivinorite** und **peridotitische Gesteine**, welche letztere aus Hypersthen, Hornblende und Biotit bestehen, finden sich eng vergesellschaftet mit Eklogitamphiboliten und gewöhnlichen Amphiboliten im obersten Teil der Val Sarsura. Unmittelbar unterhalb der Gletscherzunge des Vadret Sarsura ist diese Zone basischer Eruptivgesteine am breitesten. Sie ist weiter im ENE bei der Lokalität Muots Ova Sparsa [799,9/176,5] nochmals aufgeschlossen. Gabbrolinsen treten auch in Val Barlasch [796,0/173,0] und im Grat zwischen Val Barlasch und Val Puntota [795,6/172,2] auf. Diese Vorkommen mit ihren Übergängen in Amphibolite, und die durch SPAENHAUER (1932) von verschiedenen anderen Stellen beschriebenen reliktschen Orthostrukturen in Amphiboliten, beweisen, dass zum mindesten ein Teil der Amphibolite metamorphe basische Eruptivgesteine dar-

stellt. Für andere Vorkommen amphibolitischer Gesteine ist ungewiss, ob sie aus Ortho- oder aus Paramaterial hervorgegangen sind.

7. Diabasgänge

$\delta\beta$ Die jüngsten Gesteine des Silvretta-Kristallins sind die **Gangdiabase**, die von P. BEARTH (1932) eingehend untersucht worden sind. Sie durchsetzen alle kristallinen Gesteinsformationen der Silvretta-Decke in der Regel diskordant und treten meist schwarmweise auf. Ihr Alter muss als spätherzynisch bis voralpin gedeutet werden (siehe S. 24). Die dunkelgrünen, meist dichten, manchmal porphyrischen, rot oder grau anwitternden Gesteine zeigen ophitische oder porphyrische Struktur und führen als Hauptbestandteil Oligoklas-Andesin mit 30–40% An. Je nachdem als herrschender dunkler Gemengteil Augit oder Hornblende oder Biotit vorhanden ist, lassen sich verschiedene Typen mit wachsender Verwandtschaft zur Familie der Lamprophyre unterscheiden. Postmagmatische, pneumatolytisch-hydrothermale Umbildungen zerstörten häufig den ursprünglichen Mineralbestand. Solche zersetzte Diabase lassen sich oft von bloßem Auge am matten Glanz und dem hellen Graugrün der Bruchflächen erkennen. Die Bildung miarolithischer Nester von Albit, Epidot, Quarz, Calcit und Erz hängt mit diesen Umwandlungen zusammen.

Alpine Bewegungen machen sich an den Gängen öfters durch Verwerfungen, im südöstlichen Rückteil des Silvretta-Kristallins auch durch Schieferung ($\delta\beta'$) bemerkbar. Besonders in der Nuna-Gruppe finden sich viele geschieferte Diabase.

Im Kartengebiet sind Diabasgänge recht verbreitet. Westlich des Inns, im Gebietsstreifen zwischen Zernez und Piz Sarsura (Westrand von Blatt Zernez), treten sie schwarmartig auf, und die einzelnen Gänge können mehrere hundert Meter weit verfolgt werden. Östlich des Innates, besonders in der Seenplatte des Macun, im Zentrum der Nuna-Gruppe, finden sich viele kurze, oft geschleppte und zerscherte Gangstücke.

8. Mylonite

Längs den auf der Karte angegebenen Scherflächen und im ganzen tektonisch rückwärtigen Teil des Silvretta-Kristallins, der im SE an die Sedimente der Scarl-Decke angrenzt, sind die Gneise alpin beansprucht und nachkristallin deformiert worden. Dabei entstanden in den alpin mehr nur gepressten als durchbewegten Partien des Kristallinblockes kataklastische Gesteine, in den von der deformativen Bewegung voll erfassten Gebirgsstücken aber Mylonite. Beim alpinen Deckenschub veränderten mechanische

Deformationen erst nur einzelne Mineralkörner und zerstörten schliesslich das ganze ehemalige Gneisgefüge. Dabei entstanden beispielsweise aus Augengneisen gebänderte Quarz-Sericitschiefer mit Feldspattrümmern und schliesslich vollständig ausgewalzte **Ultramylonite**. In den Myloniten an der Basis des Silvretta-Kristallins ist translatives Kornfliessen von Quarz gut ausgebildet. Mylonite und der Vorgang der Mylonitisierung können in der Nordost-Ecke des Kartenblattes, im Augengneiskeil am rechten Talhang von Val Sampuoir am besten studiert werden. Es sei auf die von WENK (1934) gegebene Beschreibung dieser Gesteine hingewiesen.

MINERALIEN

Die Silvretta ist arm an gut ausgebildeten Mineralien, da Kluftmineralien fehlen oder nur unansehnlich ausgebildet sind. Typisch ist der Andalusit, der in Knauern mit Quarz zusammen in Para- und Mischgesteinen zu finden ist (SPAENHAUER 1933). Die Kristalle können über 20 cm lang werden. Die Farbe ist rosa bis fleischrot oder blaurot. Infolge einer randlichen Umwandlung sind einzelne Individuen oft von einer weichen, matt grünlichgrauen Rinde umgeben. Ein ständiger Begleiter des Andalusites ist Muskowit. Das Vorkommen entspricht demjenigen der Lisenzer Alpen (Stubaier Alpen). Die Andalusit-Quarzknauern dürften durch Sammelkristallisation im Gefolge einer metamorphen Differentiation entstanden sein. Gute Fundstellen finden sich am Piz d'Urezza [799,4/175,1], Piz del Ras [798,3/179,7] und Piz Giarsonom [807,0/181,3].

ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DES SILVRETTA-KRISTALLINS

Die geologisch-petrographische Untersuchung führte zu folgender Auffassung über das relative Alter und über die Natur der verschiedenen Gesteinsarten:

Die Paragneise und Amphibolite sind die ältesten Gesteine. Sie stellen eine paläozoische oder vorpaläozoische geosynklinale Serie von tonigen bis mergeligen Sedimenten und ophiolithischen Eruptivgesteinen dar. Diese älteste Gesteinsserie war schon vor der Platznahme der granitischen Gneise im metamorphen Zustand. Bei der letzten durchgreifenden Metamorphose wurde der Paragneis-Amphibolitkomplex steilachsrig gefaltet, und gleichzeitig drangen aplitisch-pegmatitische Massen ein. Diese präherzynische oder herzynische granitische Intrusion hat den Gebirgsbau entscheidend beeinflusst und eine typische Intrusionstektonik erzeugt. Bei der während einer Faltungsphase erfolgten Intrusion wurden die durchbrochenen Gneise durch Injektion, Stoffzufuhr, Stoffmobilisation

und metamorphe Differentiation vielfach tiefgehend umgewandelt, und auch die eindringenden granitischen Bestandsmassen wurden durch Assimilation zum Teil verändert. So entstanden neben den vorherrschenden, stark leukokraten, kieselsäure- und alkalireichen Orthogneisen auch mannigfache Mischgneise. Nach der Bildung des Gneiskörpers und nach Abschluss der Faltung wurde das Grundgebirge von Diabasgängen durchbrochen. Im Perm wurde das Gebirge abgetragen, und über den eingeebneten kristallinen Sockel transgredierte eine mesozoische Schichtfolge. Bei der alpinen Orogenese ist dann von dem Grundgebirgssockel eine mächtige Platte abgeschert und als gewaltige Schubmasse en bloc in den alpinen Bau einbezogen worden. Dank ihrer tektonisch hohen Lage im Bau des Alpenkörpers zeigt die Deckscholle des Silvretta-Kristallins ausser örtlicher Beanspruchung (Mylonit- und Ruschelzonen) keine, oder doch nur geringe alpine Überprägung.

II. OBER- UND MITTELOSTALPIN

Sedimente der Scarl- und Umbrail-Decke

Von HANS H. BOESCH

(Vergleiche die „Tektonische Übersicht“ und das „Stratigraphische Profil“ rechts am Kartenrand)

Nach tektonischen Gesichtspunkten wird der Raum der Unterengadiner-Dolomiten einerseits der mittelostalpinen Umbrail-Decke, andererseits der oberostalpinen Scarl-Decke zugewiesen. Die „Tektonische Übersicht“ zeigt, dass nur ganz am Südrand unseres Kartenblattes mittelostalpine Einheiten in dessen Bereich hineingreifen; der ganze übrige Ausschnitt der Engadiner-Dolomiten wird von der Scarl-Decke gebildet.

Die Bereiche der beiden Decken unterscheiden sich in erster Linie durch ihren verschiedenartigen Bau und die Tatsache, dass in der Umbrail-Decke — im Gegensatz zur Scarl-Decke — nur die karnisch-norisch-rhätische Schichtfolge vorhanden ist; es fehlt die ganze untere und mittlere Trias. Bei regionalen Untersuchungen ordnen sich die beiden Einheiten Umbrail-Decke und Scarl-Decke klarer in den Stockwerksbau ein, als dies auf Blatt Zernez der Fall ist. Schon in der Umbrailgegend — ca. 20 km SE unseres Kartengebietes — ist deren Trennungsfläche viel deutlicher erkennbar als auf Blatt Zernez, wo faziell fast gleichartige obertriadische Sedimentserien der beiden Decken nebeneinander liegen oder miteinander verschuppt sind. Wie gering die Unterschiede der Ausbildung tatsächlich sind, zeigt das stratigraphische Profil 1:12500 (rechts am Kartenrand). Aus diesem Grunde kamen auf Blatt 424 für die

beiden Decken auch die gleichen Signaturen zur Verwendung; auf einzelne Unterschiede wird im Text hingewiesen werden.

PERM

p **Verrucano, Porphy-Konglomerat und -Tuff.** Rotviolette tonig-sandige Schiefer, ferner Sericitarkosen von meist hellgrünlicher Farbe, vereinzelt Quarzgerölle und (?) Windkanter. Subaerisches Verwitterungsprodukt, ohne erkennbare Schichtung. Liefert saure und kalkarme, meist feuchte Böden.

Am besten kann der Verrucano längs der Ofenstrasse zwischen Punt la Drossa [810,5/170,6] und Il Fuorn [812,1/171,9] studiert werden.

TRIAS

Skythien

unterteilt in Buntsandstein s. s. und Campilerschichten

t₁ **Buntsandstein s. s.** Die in der unteren Trias einsetzende Meerestransgression führt vorerst durch aquatische Aufarbeitung zu Ablagerungen, die vom Verrucano petrographisch nicht zu unterscheiden sind, aber Schichtung zeigen und sich bald durch Zunahme des Kalkgehaltes, Breccien, Rauhacken usw. und durch raschen Fazieswechsel auszeichnen. Die basalen Serien sind (ähnlich dem Verrucano) durch leichte Metamorphose zu Quarzphylliten umgewandelt.

Die ganze Serie ist gut aufgeschlossen an der Ofenpaßstrasse, zwischen Punt la Drossa und Falla del Uors [809,6/170,8]; bis 100 m mächtig. Fossilfunde beschränken sich auf wenige, nicht näher bestimmbare Pflanzenreste (*Schizoneura*, *Neuropteridiae*, *Aethophyllum*?).

t_{1q} **Campilerschichten.** Nur durch Faziesvergleiche können die obersten ca. 30 m als Campilerschichten vom Buntsandstein abgetrennt werden. Die Campilerschichten sind durch ihre erdigbraune Farbe gekennzeichnet; sie setzen sich aus recht verschiedenartigen Gesteinen zusammen (Sandsteine, Rauhacken, Dolomite und Kalke mit und ohne Tonlagen), die sich in jeder Richtung schon auf kurze Entfernung gegenseitig ablösen und dadurch auf stark wechselnde Absatzbedingungen schliessen lassen (Profil durch die Campilerschichten bei Punt la Drossa: siehe BOESCH, 1937, Fig. 5, p. 28). Fossilfunde fehlen.

Anisien

t₂ **Anisischer dunkler Dolomit und Dolomitschiefer.** Die früher meist angewandte Bezeichnung „Muschelkalk“ ist wenig zu-

treffend; die Ausbildung ist vorherrschend dolomitisch, und „Muscheln“ — Fossilien überhaupt — sind sehr selten (*Gyroporellen*, *Spiriferinen* usw.). Die Mächtigkeit beträgt ca. 100 m. Am besten aufgeschlossen ist das Anisien in den dunkelbraunen Wänden gegenüber dem Zollhause Punt la Drossa (vgl. BOESCH, 1937, Fig. 6, S. 30); längs der Ofenstrasse gegen Falla del Uors finden sich nur wenig gute Aufschlüsse, am besten bei 810,32/170,52.

Ladinien

t3 Wettersteindolomit. Der Wettersteindolomit besteht aus einer ca. 90 m mächtigen, kalkig-dolomitischen Schichtfolge, die in der Landschaft Felswände von meist hellgrauer Farbe bildet. Kleine weisse Flecken stellen fein verstreute, vollkommen in Calcit umgewandelte Fossilreste dar, die in einzelnen Fällen als *Diplopora debilis* GÜMBEL (Leitfossil des Ladinien) bestimmt worden sind (von v. PLA). In seinen obersten Partien leitet dieser Dolomit durch zunehmende Bankung und durch das Auftreten gelber Farbtöne (vor allem rostbraune Schichtflächenbeläge) zur vielgestaltigen Serie des Carnien (= Raiblerschichten) über.

Der Wettersteindolomit wird wie die übrige mittlere und untere Trias am besten längs der Ofenpaßstrasse zwischen Punt la Drossa und Falla del Uors studiert (vgl. BOESCH, 1937, Fig. 7, S. 34).

Carnien

t4 Carnien (Raiblerschichten). Auf dem Atlasblatt sind die folgenden besonders charakteristischen Ausbildungen innerhalb des Carnien unterschieden worden:

t4a unter- und oberkarnische **Dolomite mit bunten Tonschiefern** als besonders häufige Ausbildung;

t4r **Rauhacken** (nur in der Umbrail-Decke ausgeschieden; doch kommen ähnliche Rauhacken auch im Carnien der Scarl-Decke vor);

t4g **Diabastuffe** von Praspöl [808,7/170,6], welche in den dünngebankten unterkarnischen Dolomiten liegen.

Als Ganzes sind die Raiblerschichten im Gelände gut zu erkennen. Zwischen den massigen, mitteltriadischen Dolomitserien, in die oberhalb Punt Praspöl [808,3/172,0] die Schluchten des Spöls und seiner Zuflüsse eingeschnitten sind, und den klotzigen Hauptdolomitgipfeln des Oberbaus schaltet sich eine durch viel sanftere Geländeformen und durch gelbliche Farbtöne ausgezeichnete Schichtserie (sog. Raiblerschichten) ein. Bei der Überfahung des Unterbaues durch den Oberbau dienten diese weichen Raibler-

schichten als Gleithorizont. An einer — später wieder verstellten — glatten Schubbahn wurde der Oberbau über den Unterbau geschoben; dabei sind die stratigraphisch dem Norien zugehörenden Hauptdolomite des Unterbaus unter der Schubbahn in die Raiblerschichten hineingewalzt worden. Durch diese tektonischen Vorgänge wurden auch die Raiblerschichten stark gestört; ihre feinere stratigraphische Gliederung ist deshalb schwer feststellbar, namentlich auch weil wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit gegen erosive Einflüsse zusammenhängende Aufschlüsse fehlen.

Norien

15 Hauptdolomit. Im Hauptdolomit zeigen sich zwischen den einzelnen Ablagerungsgebieten schon leichte Faziesdifferenzen.

Im Unterbau der Scarl-Decke besteht der Hauptdolomit aus massigen, gebankten Kalken und Dolomiten, die die Basis des Piz del Fuorn bilden und frontal zwischen Ova Spin [808,5/173,4] und Val Laschadura längs der Ofenstrasse aufgeschlossen sind. Während bei Il Fuorn der Hauptdolomit mit den Raiblerschichten verschuppt und in diese hineinverwalzt ist, lassen sich SE Ova Spin [808,35/173,3] die ganz allmählichen Übergänge von den oberkarnischen Dolomiten in den Hauptdolomit genau verfolgen.

Im Oberbau der Scarl-Decke besteht der Hauptdolomit aus mächtigen Serien von hellgrauen, splittrigen und feingebankten Dolomiten, die häufig Primärbreccien enthalten.

In der Umbrail-Decke ist der Hauptdolomit meistens von rauchgrauer Farbe und normal gebankt; die tieferen Partien sind nicht selten dünner geschichtet und tief schwarz. Primärbreccien sind auch hier häufig.

Bestimmbare Fossilien sind selten; SPITZ und DYHRENFURTH erwähnen *Megalodon* aff. *Hoernesii* FRECH var. *elongata* FRECH, *Physocardia* sp. und *Worthenia* cf. *solitaria* BEN. Angaben über die Mächtigkeit des Hauptdolomits sind wenig zuverlässig; in der Umbrail-Decke dürfte sie 400 m erreichen, in der Scarl-Decke im Unterbau 800–900 m und im Oberbau \pm 1400 m.

Sowohl in der Scarl- wie in der Umbrail-Decke findet sich in den obersten Horizonten des Hauptdolomits eine Wechsellagerung von dunkeln bis schwarzen tafeligen und klingenden Kalken sowie plattigen Dolomiten, mit Zwischenlagen schwarzer Schiefer. Im Abschnitt westlich des Spöls sind diese Horizonte als

r Plattenkalke ausgeschieden worden; sie repräsentieren dort die oberste Abteilung des Norien sowie die nicht koralligen Rhätschichten. Im Abschnitt östlich des Spöls ist dagegen die Gesamtheit der Rhätschichten mit der Farbe der Plattenkalke

bezeichnet; die korallogenen Kalke wurden nicht besonders abgetrennt.

Rhät

W. HEGWEIN betrachtet als oberste Schicht der von ihm als Übergangszone Norien-Rhät gedeuteten Plattenkalke eine Bank voller *Rissoa alpina* GÜMBEL. Darüber beginnen die charakteristischen Rhätschichten, die sich aus einer mächtigen Folge gleichmäßig geschichteter, tafeliger, klingender Kalke zusammensetzen, welche auf frischem Bruch tief schwarz sind und in den untern Partien oft ziegelrot anwittern. Dünne Kalkschiefer und schwarze, tonige Mergelschiefer sind regellos eingelagert. In der Umbrail-Decke ist das Rhät fossilarm, in der Scarl-Decke dagegen ausgesprochen fossilreich. Besonders in der Terza-Teildecke³⁾ (Murtèrsattel, P. 2550 [806,35/171,2]), lässt sich das bis zu 400 m mächtige Rhät in die unteren Lumachellenkalke und die fossilreichen

rk **Korallenkalke, korallogene Kalke** gliedern.

Aus dem Rhät geben SPITZ und DYHRENFURTH u. a. folgende Fossilien an:

Senke zw. P. Terza und P. Murtèr; Terza-Teildecke

Thecosmilia clathrata EMMR.

Stylophyllum cf. *pygmaeum* FRECH

Stylophylloopsis rudis? EMMR.

Stephanocoenia cf. *Schafhäutli* WINKL.

Pentacrinus cf. *bavaricus* WINKL.

Terebratulula gregaria SUESS

Corbula alpina WINKL.

Gervillia praecursor QUENST.

Senke zw. P. Terza und P. Murtèr; Terza-Teildecke Piz Ivrainia
[175,9/808,75]

Gervillia inflata SCHAFH.

Cardita austriaca? HAU.

Anatina praecursor QUENST.

Senke zw. P. Terza und P. Murtèr; Terza-Teildecke IIs Cuogns
(N Piz Ivrainia)

Myophoria spec. (*Emmrichi* WINKL.?)

Mächtigkeitenangaben sind nur in der Terza-Teildecke einigermaßen zuverlässig (ca. 400 m); im allgemeinen sind die weichen, tonig-

³⁾ Auf der „Tektonischen Übersicht“ ist in der Legende ein Druckfehler zu korrigieren: es muss „Terza-Teildecke“ heissen, nicht „Terga-“.

mergeligen Rhätschichten zwischen den Kalk-Dolomitserien ausgequetscht worden.

Im Rhät lassen sich erstmals entscheidende Faziesdifferenzen nachweisen: Während das Rhät der Umbrail-Decke sich durch schwarze tafelige Kalke auszeichnet, führt es in der Scarl-Decke korallogene Kalke und fossilreiche Schiefer. Wohl in keiner anderen Stufe zeigen die beiden Decken so deutlich verschiedene Fazies.

Jüngere Ablagerungen als Rhät sind in diesen Deckeneinheiten nicht vertreten.

III. UNTEROSTALPIN

Tasna-Serie = Falknis-Sulzfluh-Decke

VON JOOS CADISCH

(Die in Klammern angeführten Ortsbezeichnungen sind dem Übersichtsplan der Gemeinde Ardez entnommen)

x **Kristallin der Tasna-Decke.** Nordöstlich Alp Sampuoir stehen an der rechten Talflanke kataklastische bis mylonitische Psammit-Gneise mit aplitischen Einlagerungen an.

ty **Gips** ist auf der Westseite von Val Sampuoir im Walde (God sprella) an zwei Stellen [810,65/181,27 und 810,65/181,78] aufgeschlossen. Die maximale sichtbare Mächtigkeit beträgt ungefähr 10 m. Beim nördlichen Vorkommen entspringt eine gipsführende Quelle. Alter: ? Trias.

i_{p,i} **Malm.** Die Kalke und kalkigen Breccien [812,3/181,9] des oberen Juras bauen den obern Teil des Crap Putèr⁴⁾ (P. 2366 m [812,3/181,9]) auf. Infolge undeutlicher Faltung konnte hier kein normales Schichtprofil aufgestellt werden. Immerhin ist auf Grund anderweitiger Untersuchungen anzunehmen, dass die polygenen Breccien, welche — eingebettet in Kalkzement — Komponenten von Tasnakristallin und Triasdolomit führen, basale Horizonte seien. Die Jurakalke sind oft gleichmässig dicht, so z. B. bei den Hütten von Alp Sampuoir (1858 m); gelegentlich führen sie Hornsteinlagen, so rechts der Aua Sampuoir (Blaisch del Chavagl [811,32/181,06]).

Es besteht kein Zweifel, dass der Malm des Crap Putèr über Alp Sampuoir und durch den Gaud grand mit den Kalken der Alp Sursass (Bl. Ardez) in Zusammenhang steht, die bei Arsüras *Calpionellen* führen.

e1-3 **Untere Kreide, „Neokom“.** Diese vorwiegend kalkige, meist aber auch sandige und tonige Schichtgruppe weist grosse

⁴⁾ Auf der Topographie von Blatt Zernez irrtümlicherweise als Mot Fuorcla bezeichnet.

Ähnlichkeit mit penninischen Schiefen (Bündnerschiefer) auf. Eine scharfe Grenze zwischen Malm und Neokom kann nicht gezogen werden, da 1. die Lagerungsverhältnisse sehr verworren sind, 2. wahrscheinlich ein Übergang vorliegt und 3. Fossilien fehlen.

c 4-6 **Urgoapt, Tristelschichten** sind nicht aufgeschlossen, aber ziemlich sicher vorhanden.

c 6-7 **Gault.** Vorwiegend Sandsteine. Mächtigkeit stark reduziert. Die drei kartierten Aufschlüsse liegen südlich und südwestlich Prà Putèr auf einer Linie, welche durch die Koordinaten 811,9/181,35 und 812,3/181,5 bestimmt wird.

c 8-11 und **f** **Obere Kreide bis fragliches Tertiär.** Diese Abteilungen fassen wir zusammen, weil sie infolge ihrer tektonischen Beanspruchung nicht sicher abgegrenzt werden können. Als „**Couches rouges**“ kartierten wir ungefähr 350 m SW Prà Putèr helle, z. T. grünliche Kalkschiefer. Möglicherweise gehören auch Teile der als Flysch kartierten Schiefer NW und NE Alp Sampuoir noch in die obere Kreide. Der eigentliche **Flysch**, durch stark verschieferte, tonige und sandige sowie kalkige Bildungen vertreten, dürfte — wie die entsprechenden Gesteine der Falknis- und Weissfluhgruppe — Alttertiär repräsentieren.

o **Serpentin** steht, ungefähr 70 m mächtig, ca. 600 m NE Alp Sampuoir an. Er darf wohl mit den Vorkommen von Alp Laisch (Bl. 425 S-charl) und Mottana (Bl. 421 Tarasp) in Zusammenhang gebracht werden. Das Gestein ist wie gewohnt von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe und voller Rutschharnische.

IV. QUARTÄR

VON HANS H. BOESCH

Die in der Legende zum Atlasblatt unterschiedenen Quartärbildungen verlangen keine weiteren Erläuterungen; auf einzelne dieser Ablagerungen wird im Abschnitt C. „**Morphologie**“ zurückzukommen sein. Von besonderem Interesse sind lediglich die schon von SPITZ und DYHRENFURTH (1915) ausführlich erwähnten sogenannten interglazialen Schotter an verschiedenen Stellen des Spöltales. Trotz eingehender Überprüfung der fraglichen Stellen konnten neue Belege, die einwandfrei die interglaziale Natur festlegen würden, nicht beigebracht werden; aus diesem Grunde sind sie in der Legende mit einem Fragezeichen versehen worden.

B. TEKTONIK

I. SILVRETTA-DECKE

VON EDUARD WENK

(Vgl. Tafel I, Profile 2-4)

Das präpermische Kristallin der oberostalpinen Silvretta-Decke stellt einen von seiner ursprünglichen Unterlage abgescher-ten und durch die Alpenfaltung nach NW überschobenen Grundgebirgsblock dar, der jetzt eines der obersten Stockwerke des alpi-nen Deckengebäudes bildet. Der Deckencharakter dieser Schub-masse ist im ganzen Gebiet des Unterengadins, im Prätigau und im Landwassertal klar zu erkennen. Überall wo die im allgemeinen flach einfallende Deckenbasis aufgeschlossen ist, ruhen die alten Silvretta-Gneise auf den schwach metamorphen bis unmetamor-phen mesozoischen bis tertiären Schichten tektonisch tieferer Ein-heiten. Wie das tektonische Übersichtskärtchen 1:200 000 zeigt, ist die Basis der Silvretta-Decke auf Atlasblatt Ardez, längs dem W-Rande des Unterengadiner Fensters, gut aufgeschlossen. Auf Blatt Zernez kann sie nur in der äussersten NE-Ecke (Val Sampuoir) beobachtet werden.

Im Ducan-Gebiet — im Bereich des westlich angrenzenden Atlasblattes Scaletta — werden die steil stehenden, permisch ver-witterten und aufgearbeiteten Silvretta-Gneise durch permische und triadische, unmetamorphe Sedimente diskordant überlagert. Nicht nur die stratigraphische Diskordanz, sondern auch der Um-stand, dass die internen Strukturlinien des Silvretta-Kristallins sowohl durch die Deckenbasis als auch durch die seitliche Umrah-mung der Deckscholle in der Regel diskordant abgeschnitten wer-den, zeigen, dass der Innenbau und der alpine Deckenbau nicht korrelat sind. Die Interntektonik und die Metamorphose des Sil-vretta-Kristallins sind zur Hauptsache älter als die Alpenfaltung.

Der Baustil des Silvretta-Kristallins und der übrigen oberost-alpinen Kristallinkörper (Oetztal, Scarl) weicht vom Stil der penni-nischen Deckfalten stark ab. Beim oberostalpinen Kristallin sind weder Stirnumbiegungen, noch Mittelschenkel, noch Wurzelstiele ausgebildet. Im Gegensatz zu den plastischen alpinen Deckfalten des Penninikums mit ihren Gneiskernen und ihren konform gefal-teten, hochmetamorphen mesozoischen Sedimenten und Ophio-lithen bestehen die oberostalpinen Decken aus starren kristallinen Deckschollen von Grundgebirgscharakter mit Erosionsrelikten von teils normal aufruhenden, teils abgescher-ten und gefalteten, aber unmetamorphen mesozoischen Sedimenten. Das Kristallin der Sil-vretta wurde vom alpinen Deckenschub als Ganzes, als starre Grundgebirgsplatte erfasst und nur an der Basis, im frontalen und

im rückwärtigen Deckenteil, und längs einigen internen Scherflächen verschuppt und durch die alpinen Deformationsvorgänge überprägt.

Das Atlasblatt Zernez und die begleitende tektonische Übersichtskarte 1:200 000 zeigen sehr schön, dass fast alle am Aufbau des schweizerischen Anteiles des Silvretta-Kristallins beteiligten Gesteinszonen gegen die Nuna-Gruppe zu konvergieren (Gebirgsgruppe zwischen Zernez-Süs-Ardez-Val Sampuoir-Val Laschadura). Dieser wesentliche Strukturzug tritt besonders deutlich hervor im Verlauf der markanten Amphibolitzonen. Die mächtigen Amphibolitzüge von Brail, diejenigen der Sarsura-Gruppe und des Piz del Ras, wie auch die auf Atlasblatt 420, Ardez, dargestellten Amphibolite und Hornblende-Plagioklasgneise streben alle der Nuna-Gruppe zu, in der das Silvretta-Kristallin gegen E zu auskeilt (vgl. Profile 1 u. 2 der Tafel I).

Im westlich zentralen Teil von Blatt Zernez kommt ein weiteres interessantes Baumotiv des Silvretta-Kristallins zum Ausdruck in Form der U-förmig geschlungenen Amphibolitzone der Clüs (bei P. 1686, ca. 2,5 km NNW Zernez). Die senkrecht stehenden Amphibolitzüge der Val Sarsura streichen vom Sarsura-Gletscher her diesem Tal entlang nach NE, biegen dann aber bei God del Brüt und God Munt und an der Clüs unvermittelt nach SE und kurz darauf nach SW um und ziehen so von der Gegend von Zernez aus, parallel ihrer ursprünglichen Streichrichtung, aber in umgekehrtem Sinne und immer noch steil stehend, Inntal-aufwärts gegen Brail zu. Diese U-Figur kann weder als ausstechende Mulde, noch als abtauchende Antiklinale gedeutet werden; denn die Faltenachsen stehen nicht nur an den Umbiegungsstellen, sondern auch an den Schenkeln in Val Sarsura steil. Die Grossfalte und die Kleinfältelung sind homoachsisal. Es handelt sich um eine Schlinge, um eine Falte mit steil stehender Faltenachse. Das Kartenbild (Horizontalschnitt) entspricht hier dem Querprofil (Schnitt senkrecht zur Faltenachse). Die Konstruktion von Vertikalschnitten verliert hier weitgehend an Sinn, was ja auch im „toten“ Charakter dieser Schnitte in der beigefügten Profiltafel zum Ausdruck kommt.

Der Mechanismus der Schlingenbildung ist schwer zu erklären. SPAENHAUER (1932) hat am P. Sarsura Pitschen [Koord. 795,65/175,75] beobachtet, dass die U-förmig gebogenen Zonen in sich wieder flachachsigt gefaltet sind. Er nimmt an, dass die flachachsigt gefalteten Gesteinszonen nachträglich durch tangentialen Zusammenschub in steilachsige Falten gelegt wurden. Da das Silvretta-Kristallin lediglich einen von seiner ursprünglichen Unterlage abgetrennten Ausschnitt aus einem grösseren Gebirgskomplex darstellt, kann der Grund für diese Zusammenstauchung nicht erkannt werden.

Solche Schlingenbildungen sind charakteristisch für das oberostalpine Kristallin der Silvretta- und der Oetztal-Decke und für das verwandte insubrische Seengebirge südlich der Iorio-Tonale-Linie. Sie sind aber nicht beschränkt auf präpermische Gebirge. Erst in den letzten Jahren ist entdeckt worden, dass auch die alpine Wurzelzone im Misox in Schlingen gelegt ist. Auf Blatt Iorio des „Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000“ sind solche Großstrukturen dargestellt, und Detailstudien in diesem Gebiet haben ergeben, dass auch die Achsen der Kleinfältelung steil stehen, und dass der zum Mesozoikum gestellte Castione-Zug in diese Struktur einbezogen ist. Die Schlingen der alpinen Wurzelzone sind leichter zu erklären als diejenigen des Silvretta-Kristallins. Die seitlich eingespannten und flachachsrig gefalteten inneren (südlichen) Bogenteile wurden bei der Entwicklung des Alpenbogens viel stärker zusammengestaucht als die äusseren (nördlichen) Bogenteile. Infolge des tangentialen Zusammenschubes sind die Gesteinszonen der konkaven Seite des Alpenbogens in Schlingen gelegt worden.

Im Silvretta-Kristallin fällt die Schlingenbildung im grossen ganzen zeitlich zusammen mit der Intrusion saurer alkalireicher Magmen. Im östlichen und zentralen Teil von Blatt Zernez sind die Orthogneise in den steilachsigen Faltenbau einbezogen worden. Im Westen aber werden einige Amphibolitzüge von Orthogneismassen schief abgeschnitten und randlich aufgeschmolzen.

Der beschriebene Faltenbau des Silvretta-Kristallins wird von Diabasgängen diskordant durchschlagen (siehe Gegend W Zernez). Diese Gänge durchsetzen nirgends die unterostalpinen und penninischen Schichtpakete, welche die Silvretta-Gneise unterlagern, und sie sind auch in den mesozoischen Decksedimenten des Silvretta-Kristallins nicht beobachtet worden. Ihr Alter ist stratigraphisch nicht genau bestimmt. Die Gänge sind frühestens spätherzynisch und sicher voralpin intrudiert. Diese Diabase können deshalb mithelfen, alpine und voralpine Tektonik des Silvretta-Kristallins voneinander zu scheiden. Im zentralen Teil des Silvretta-Kristallins bestehen die Gänge aus massigen Gesteinen, während in der südöstlichen Randzone geschieferte Diabase überwiegen. Dies zeigt, dass diese rückwärtigen Teile der Decke nach der Intrusion der Diabasgänge, und folglich alpin, stärker deformiert wurden als die nördlichen Teile. Ausserdem kann festgestellt werden, dass manche steil stehende und diskordante Gänge längs Scherflächen um geringe Beträge verstellt sind (siehe NW-Grat Munt Baselgia [Koord. 805,2/177,7]), und dass dabei die geschleppten Enden der sonst massigen Gangstücke gequetscht und verruschelt sind. Die von solchen Scherflächen konkordant durchzogenen Diabasgänge und Gneise sind durchwegs geschiefert und mylonitisiert. Die nach

der Diabasintrusion bewegten Scherflächen und die Mylonitisierung sind also alpinen Alters.

Die bedeutendste Mylonitzone liegt an der Basis des Silvretta-Kristallins. Sie ist im Val Sampuoir (Alpe Sampuoir-Prà Putèr, NE-Ecke unserer Karte), gut aufgeschlossen und kennzeichnet hier die alpine basale Überschiebungsfläche. Andere alpine Bewegungs- und Mylonitzonen finden sich längs der ganzen südöstlichen Grenzzone des Kristallinblockes. Sie lassen sich in der Nuna-Gruppe mehrere Kilometer weit in das Kristallin hinein verfolgen.

II. UNTERENGADINER DOLOMITEN

Von HANS H. BOESCH

(Vgl. Tafel I, Profile 1-4)

Die Gebirge vom Piz Quatervals im SW bis zum Piz Pisoc im NE (vgl. die „Tektonische Übersicht“, Kartenrand rechts, unten) heben sich durch ihre stratigraphisch-faziellen Verhältnisse deutlich ab von den umgebenden meist kristallinen Gebirgsmassiven und werden gesamthaft als „Unterengadiner Dolomiten“ bezeichnet. Obwohl bezeichnende fazielle Differenzen zwischen der Quatervalsgruppe und der Gebirgsgruppe zu beiden Seiten der Ova del Fuorn bestehen, auf welche im stratigraphischen Teil hingewiesen wurde, fasste man früher den ganzen Komplex als tektonisch einheitlich auf. Neuere Untersuchungen haben aber gezeigt, dass die Sedimentserie von einer tiefgreifenden Trennungsfläche durchzogen ist, die als tektonische Grenze zwischen der oberostalpinen Scarl-Decke und der mittelostalpinen Umbrail-Decke aufgefasst wird. Im folgenden sei zuerst die Tektonik der Scarl-Decke, dann diejenige der Umbrail-Decke und schliesslich die erwähnte Trennungsfläche besprochen.

a) Scarl-Decke: Die tektonischen Verhältnisse können am besten in der SE-Ecke der Karte, im Gebiet nördlich vom Spöl und beidseits der Ova del Fuorn, etwa längs der Ofenpaßstrasse, überblickt werden. In einem Unterbau liegt die vollständige Schichtserie vom Verrucano bis zum Rhät vor, wobei freilich Hauptdolomit und Rhät nur in den frontalen Teilen (Valun Ivrainia [807/174,9] und im nördlich davon liegenden Val Laschadura) in normalem Schichtverband mit den Raiblerschichten stehen. In den rückwärtigen Partien ist der Hauptdolomit nur in den den Südfuss des Piz del Fuorn und (ausserhalb des Kartengebietes) des P. Nair (zwischen Il Fuorn und Passhöhe) bildenden massigen Hauptdolomitklötzen vorhanden, teilweise (Basis P. del Fuorn [811,9/172,5]) mit den Raiblerschichten (Schuppenzone der Val del Botsch) verschuppt und unter der Oberbauüberschiebung verwalzt. Mittlere

und untere Trias zeigen geringere tektonische Störungen; erst östlich von Il Fuorn — ausserhalb des Kartengebietes — in der Val del Botsch sind sie zu mehrfach übereinander liegenden Schuppen zusammengeschoben. Alle diese Falten- und Schuppenachsen verlaufen SW-NE und sind bedingt durch einen Schub von SE her.

Auf die gleiche Schubrichtung geht die im Kartengebiet feststellbare Überföhrung des Unterbaues durch den Oberbau zuröck. Dieser umfasst nur Norien und Rhät und ist frontal (Gruppe des Piz Laschadurella, P. Ivrainä, P. Plattas und P. Nair), unter starker Anhäufung von Rhät, mehrfach schuppenförmig zusammengeschoben.

Schon in der Gebirgsachse von Piz Ivrainä-Piz del Fuorn, mehr noch in der SW anschliessenden Talachse des Spöls und der Ova del Fuorn und am stärksten im Munt la Schera (P. 2534 in der SE-Kartenecke) erscheinen diese NE streichenden Strukturen von jüngerem, sie überschneidenden SE streichenden Strukturen überlagert. Diese werden im nachfolgenden Abschnitt c näher beschrieben.

b) Umbrail-Decke (siehe „Tektonische Übersicht 1:200 000“): Die nur Raiblerschichten (Carnien), Hauptdolomit und Rhät umfassende Schichtserie baut in einem wilden Falten- und Schuppenbau die im S des Kartengebietes liegende Quatervals-Diavel-Gruppe auf und unterscheidet sich tektonisch auf das schärfste von der eher starren Tektonik der Scarl-Decke. Auf Blatt Zernez können die Zusammenhänge freilich nicht deutlich erkannt werden, weil — wie die tektonische Karte zeigt — nur einzelne der von HEGWEIN sorgfältig analysierten Schuppen der Umbrail-Decke gegen N zu in unser Kartengebiet hineinreichen.

Bezeichnend ist für die Umbrail-Decke ein völliges Umschwenken der Faltenachsen aus der NE-Richtung (parallel zur Innlinie im Sektor von S-chanf-Brail) in die SE-Richtung (parallel zur Ofenpasslinie, im Gebiet von Piz Quatervals-Piz del Diavel), als ob unter einem von S gegen Zernez gerichteten Schub die Umbraildecke in eine von Inn- und Ofenpasslinie gebildete „Bucht“ hineingepresst worden wäre. Dieses buchtförmige Eindringen kommt in der „Tektonischen Übersicht“ deutlich zum Ausdruck.

c) Die Trennungsfläche zwischen Umbrail- und Scarl-Decke: Innerhalb von Blatt Zernez und weit darüber hinaus gegen SW und SE verläuft die Trennungsfläche zwischen den beiden faziell und landschaftlich so ähnlichen und nur im tektonischen Bild und im Verlauf der Strukturen verschiedenen Einheiten innerhalb der sedimentären Serien. Sie wurde deshalb lange übersehen und die beiden Gebirgsgruppen teilweise mit gewagten Strukturdeutungen (SPITZ und DYHRENFURTH) zu einer tektonischen Einheit verbunden. Im grösseren Zusammenhänge betrachtet, hat jedoch eine solche Zusammenfassung weitreichende Konsequenzen.

Erst weiter gegen SE zu, im Abschnitt Scarlital–Münstertal–Ortler erscheinen im Sesvenna- und im Braulio-Kristallin die kristallinen Kerne der Unterengadiner-Dolomiten, die auf Grund der Untersuchung österreichischer Geologen (HAMMER) vom Kristallin der mittelostalpinen Campo-Decke, bzw. demjenigen der oberostalpinen Decken (Silvretta–Oetzal) petrographisch kaum zu unterscheiden sind. Es kommt deshalb einer verfeinerten faziell-stratigraphischen Untersuchung der Sedimentserien sowie einer minutiösen Feldkartierung besondere Bedeutung zu, um die tektonischen Zusammenhänge zu entwirren.

Die faziellen Verhältnisse im ganzen ostalpinen Raum sind vor allem von R. STAUB (1937) diskutiert und untereinander verglichen worden. Im Gebiet von Blatt Zernez sind die strukturellen Verhältnisse durch W. HEGWEIN (1927) und BOESCH (1937) untersucht worden. Ihre Ergebnisse zeigen übereinstimmend, dass der Trennungsfläche zwischen Umbrail- und Scarl-Decke deshalb besonders grosse Bedeutung zukommt, weil sie die obersten mittelostalpinen Einheiten von den untersten oberostalpinen trennt.

Innerhalb des Kartenblattes Zernez können fazielle Unterschiede zwischen Umbrail- und Scarl-Decke nur schwer festgestellt werden; sie beschränken sich, wie im Abschnitt „Stratigraphie“ (S. 18) ausgeführt wurde, auf Norien und Rhät. Die in diesem Zusammenhang besonders wichtigen jurassischen und kretazischen Ablagerungen fehlen beiden Decken. Dagegen vermag eine Untersuchung der strukturellen Zusammenhänge Klarheit zu schaffen.

Deutlich lassen sich vor allem in der Scarl-Decke mindestens zwei Schubphasen erkennen (siehe auch S. 30). In der ersten Phase erfolgte die „mise en place“ der Deckeneinheiten, die NNW gerichteten Schubkräfte bilden sich in ENE verlaufenden Strukturen ab. Solche finden wir vor allem im zentralen Bereich und in der Grossanlage der Scarl-Decke, während in der SW-Grenzzone gegen die Umbrail-Decke, d. h. längs der Ofenpasszone, jüngere Strukturen diesen einfachen Bau überlagern.

Zwischen der ersten und zweiten Schubphase muss ein weitgehender Abtrag der Deckeneinheiten stattgefunden haben. Es ist anzunehmen, dass die Scarl-Decke (in ähnlicher Weise wie heute die ostalpinen Einheiten im Raume Bündens) erosiv auf eine mit der Ofenpasslinie parallel verlaufende NNW–SSE-Linie reduziert wurde; SW dieser Linie nahm die mittelostalpine Umbrail-Decke oberflächlich den ganzen Raum ein. Nur einzelne Schollen, die heute als Terza-Teildecke erkannt werden, lagen als scarlide Reststücke auf der mittelostalpinen Unterlage. Das ganze Vorfeld nahm damals schon der starre Block der Silvretta-Oetzal-Masse ein.

In der zweiten Schubphase mögen die oberostalpinen Deckeneinheiten schon die Verbindung mit ihren Wurzeln verloren

haben und als schwimmende Schollen passiv bewegt worden sein; wenigstens deuten die Verhältnisse an der Trennungsfläche Scarl-Decke–Silvretta-Decke darauf hin. Auch die Scarl-Decke verhielt sich passiv. Dagegen drang die Umbrail-Decke, die nun als Vermittlerin der Bewegungsimpulse diente, kräftig vor und führte dabei — je nach dem Sektor — zu verschiedenen Strukturformen: Im Abschnitt des Umbrailpasses drang sie frontal vor und bewirkte die grossartigen Verschuppungen, wie sie in der Val Muranza (zwischen Sta. Maria und Umbrail) aufgeschlossen sind. Im Sektor des Spöls dagegen teilten sich die Schubwirkungen in einen frontalen Ast, der — in der Richtung unterstes Oberengadin — zu Anhebungen und Stauchungen am resistenten Block der Silvrettamasse führte, und in einen seitlichen Ast, der auf der ganzen Länge von Zernez bis zum Anschluss an die Umbrailgegend den Erosionsrand der Scarl-Decke überfuhr (Reliefüberschiebung) und die ENE streichenden Strukturen gewissermassen von SW her aufrollte. Dies führte in erster Linie zu Aufstauchungen, welche im Munt la Schera zunächst kuppelartig erscheinen, vom P. d'Aint an dagegen immer akzentuierter erfolgten und schliesslich in die Schuppenstrukturen der Umbrailgegend überführten. Im Raume Terza–Cluozza kam es dagegen zu kräftigen Einwicklungen, bzw. Verschuppungen der Umbrail- mit der Scarl-Decke. Parallel dazu folgte in zweiter Linie längs der heutigen Ofenpaßstrasse die schon von SPITZ und DYHRENFURTH (1915) erkannte, aber nicht richtig gedeutete Ofenpasseinwalmung, in der alle älteren Strukturen in ein SE-streichendes Wellental hinunterverbogen sind. Streckenweise, so bei Il Fuorn und Champ Löng, weist die Ofenpasseinwalmung Verstellungen an bedeutenden Brüchen auf; diese Verstellungen kommen beispielsweise in einer Gegenüberstellung von Munt la Schera und P. del Fuorn (s. Profil 2, Tafel I) deutlich zum Ausdruck. In dritter Linie, und zwar NE der Ofenpasseinwalmung, klingen die von der Umbrail-Decke ausgehenden Bewegungsimpulse langsam aus; es sei auf die gegen NE ansteigenden Scherflächen im P. del Fuorn und P. Nair, und auf Verstellungen im P. Laschadurella und ähnliches hingewiesen. Von der Val Sampuoir (NE-Ecke der Karte) und der obern Val Plavna an (E des Kartengebietes) herrschen jedoch ungestört die Strukturen der ersten Schubphase, im gleichen Sinne während der zweiten Phase intensiviert. Dies lässt sich in den frontalen Strukturen, beim „Anstossen“ an das Silvretta-Kristallin, erkennen; derartige Pufferformen sind mechanisch nur deutbar, wenn man annimmt, dass eine zweite Schubphase den in der ersten Schubphase gebildeten Bau der Scarl-Decke noch einmal an das starre Hindernis angepresst hat (siehe Tafel I).

Die relativ geringe Auswirkung der zweiten Schubphase — wie sie in der nur wenige Kilometer breiten Störungszone zum Aus-

druck kommt — ist vielleicht auf einen in der Basis der Scarl-Decke vorhandenen, aber im Gebiet von Blatt Zernez nicht aufgeschlossenen kristallinen Kern zurückzuführen. Die zweite Schubphase ist wohl nur noch als Nachphase mit geringerer Intensität zu betrachten. Zu einer zeitlichen Datierung fehlen die exakten Voraussetzungen; das Ausmass der Abtragung der oberostalpinen Einheiten in Verbindung mit Untersuchungen in den korrelaten Sedimenten der Molasse lässt den Schluss zu, dass es sich um oberstam-pische oder unteraquitane Bewegungen gehandelt hat.

Aus einer solchen Deutung wird nun auch eine Reihe von Merkwürdigkeiten verständlich: Da wäre einmal die Tatsache zu erwähnen, dass am Spöl überall deutlich die oberostalpine Scarl-Decke gegen SW unter die mittelostalpine Umbrail-Decke einfällt. Auch kann jetzt die schon von HEGWEIN der Scarl-Decke zugewiesene Terza-Teildecke, die als schwimmende Masse tektonisch und topographisch hoch herausgehoben ist, wohl als früherer Erosionsrest des Oberbaus der Scarl-Decke gedeutet werden; diese Einheit wäre von der erneut in Bewegung geratenen Umbrail-Decke passiv verfrachtet worden.

III. DIE GRENZFLÄCHE ZWISCHEN SILVRETTA-KRISTALLIN UND UNTERENGADINER DOLOMITEN UND IHRE TEKTONISCHE BEDEUTUNG

VON HANS H. BOESCH UND EDUARD WENK

Den allgemeinen Verlauf dieser Trennungsfläche kann man ohne weiteres aus der Karte herauslesen. Schon SPITZ und DYHRENFURTH (1915) haben diese Grenze als nordwestliche Randlinie der Engadiner Dolomiten und als bruchähnliche Kontaktfläche eingehend beschrieben.

Im Abschnitt von Brail bis S Zernez steht die Grenzfläche nahezu senkrecht; SE Zernez fällt sie etwas weniger steil gegen SE ein, wie das leichte Einschwenken im Raume von Selva zeigt. Im Abschnitt der Val Laschadura lässt sich fast senkrecht oder steil SE gerichtetes Einfallen beobachten, und schliesslich zeigt der tiefe Einschnitt der in der NE-Ecke des Blattes gelegenen Val Sampoio, dass auch hier die Kontaktfläche steil gegen SE einfällt (siehe Profile 1—4 auf Tafel I).

Über die Verhältnisse weiter im NE orientiert die „Tektonische Übersicht 1:200 000“. In der geradlinigen Verlängerung der diskutierten Kontaktfläche erscheint längs dem SE-Rand des Unterengadiner Fensters ein zunächst geringmächtiger, gegen NE zu aber stark anschwellender Gneiszug. Dieser steht, wie neuere geologische Aufnahmen auf Blatt 421 Tarasp zeigen, in Zusammen-

hang mit dem in der NE-Ecke von Blatt Zernez dargestellten Keil von Silvretta-Kristallin im Norden von P. 2548 (siehe Profil 1 auf Tafel I). Andernteils bildet er aber die normale stratigraphische Unterlage der Unterengadiner Dolomiten, wie die lokal starke permische Verwitterung dieses Kristallins und die stellenweise normal auflagernde Perm-Trias-Folge zeigen. Die gleichen Gneise tauchen im Gebiet von Blatt 421, Tarasp, in den Erosionsfenstern der Val d'Uina und Val d'Assa und im Kartengebiet Blatt 425, Scarl, im grossen Kristallinaufbruch der Sesvenna-Gruppe wieder auf und bilden zusammen das schon früher erwähnte präpermische Kristallin der Scarl-Decke. Die Kontaktflächen des in der nordöstlichen Verlängerung der diskutierten Trennungsläche auftretenden Gneiszuges fallen ebenfalls steil gegen SE ein.

Die auf Blatt Zernez so auffallende, steile, bruchähnliche Kontaktfläche zwischen Silvretta-Kristallin und Unterengadiner Dolomiten trennt somit zwei verwandte oberostalpine Decken. Es besteht kein Zweifel darüber, dass der SE-Flügel (Scarl-Decke) in einem wesentlich tieferen Niveau liegt als der angrenzende NW-Flügel (Silvretta-Decke), und es ist auch unbestritten, dass keine dieser Decken die andere unterlagert. Scarl-Decke und Silvretta-Decke liegen längs der scharfen Grenzfläche gestaffelt nebeneinander.

Über die Bedeutung dieser tektonischen Linie bestehen aber beträchtliche Meinungsverschiedenheiten. R. STAUB (1937, S. 24) bezeichnet diese Frage als „eines der Hauptprobleme der rätschen Alpen“ und vertritt (1937, S. 28) die Ansicht, dass die Silvretta-Decke die Scarl-Decke überfahren habe und längs dieser Grenzfläche, an der Stirn der Unterengadiner Dolomiten, tief unter die Scarl-, Umbrail- und Ortler-Decke eingewickelt worden sei. Danach lag die Silvretta-Decke ursprünglich südlich der Scarl-Decke. Zur gleichen Auffassung gelangte auch BOESCH (1937) auf Grund der Innenstruktur der Scarl-Decke.

Nach BOESCH sind dabei folgende Phasen zu unterscheiden: In der ersten Hauptphase überfuhr die Silvretta-Decke die Scarl-Decke, schuf damit die „mise en place“ und legte den Verlauf der südöstlichen Grenzfläche des Silvretta-Kristallins fest. Eine erste Nachphase, in der die Oetzal-Decke an und auf die Scarl-Decke geschoben wurde, wirkte sich vor allem im Oberbau der Unterengadiner Dolomiten aus und schob diesen an den SE-Rand des Silvretta-Kristallins an. Dabei ergaben sich schon Verstellungen und Stauchungen, die sich als pufferförmige Strukturen abbilden. Eine zweite Nachphase, in der die schon stark erodierte Scarl-Decke durch die von SW her vordringende Umbrail-Decke eingewickelt wurde, intensivierte diese Stauchungen, führte aber durch die veränderte Schubrichtung im Abschnitt zwischen Spöl und Val Sam-

puoir zu neuen NW-SE streichenden Strukturen. Im Val Laschadura lassen sich solche schief gegen die Trennungsfläche streichende Strukturen bis auf 5 m an das Silvretta-Kristallin heran verfolgen. Auch die Verstellungen an Brüchen im Gebiet von Ils Cuogns [809,4/177,2] gehören hierher. Im Abschnitt SW des Spöls brachte dagegen auch diese zweite Nachphase nur eine Intensivierung (Anpressung und Einwicklung), da sich hier die gleichgerichteten Schübe einfach summierten.

WENK (1934) vertrat eine wesentlich andere Ansicht und findet diese durch neuere Untersuchungen auf Blatt Tarasp bestätigt. Er betrachtet den Kristallinsockel der Scarl-Decke als den rückwärtigen (SE-) Teil des Silvretta-Kristallins, der erst im Verlauf des Deckentransportes eine tektonisch selbständige Teildecke bildete. Dementsprechend fasst WENK die Kontaktzone zwischen Silvretta-Kristallin und Unterengadiner Dolomiten als eine wahrscheinlich früh angelegte, aber erst spätalpin ausgelöste Flexur auf, die im Zusammenhang steht mit der Aufwölbung des stark asymmetrischen Unterengadiner Fensters.

Die für diese Diskussion entscheidenden Stellen liegen nicht auf Blatt Zernez, sondern in den östlich anschliessenden Gebieten, wo die drei oberostalpinen Einheiten Silvretta, Scarl und Oetztal aufeinanderstossen. Die im Gange befindlichen Untersuchungen von J. CADISCH, H. EUGSTER und E. WENK auf Blatt 421, Tarasp, werden sich mit dieser wichtigen Frage auseinandersetzen.

IV. UNTERENGADINER FENSTER

Von Joos CADISCH

(Vgl. Tafel I, Profil 1)

Von dem auf Atlasblatt Zernez dargestellten Gebiet gehört nur ein geringer Anteil von etwa $1\frac{3}{4}$ km² dem Fensterinnern an. Es sind hier nur Schichtglieder der unterostalpinen Decke vorhanden. Diese Einheit ist nördlich des Inns durch die Serie von Ardez, südlich des Flusses vorwiegend durch die Serie des Crap Putè vertreten. Zur Serie von Ardez zählen wir das Neokom, welchem der Malm des Crap Putè mit der reduzierten Folge jüngerer Gesteine aufliegt. Am nördlichen Kartenrand liegen die Gesteine flach, nach Südsüdosten nimmt das Fallen stark zu. Wir massen beim o von Val Sampuoir ein Streichen von N 66° E, Einfallen 68° SE. Die Lagerungsverhältnisse werden durch das Auftreten liegender Falten kompliziert; solche sind auf der Nord- und Ostseite des Crap Putè gut sichtbar.

Die Schubfläche zwischen Tasna-Flysch und Gneis der Silvretta-Decke ist auf der westlichen Talseite ausgezeichnet aufge-

geschlossen, westlich Grascitsch wird sie durch das Auftreten einer etwa 1 m mächtigen Mylonitlage (Flysch-Gneisgemisch) gekennzeichnet.

Im Neokom der östlichen Talseite liessen sich N-S gerichtete Fältelungsaxen feststellen.

Unklar ist die tektonische Stellung des Gipses im Liegenden des Tasna-Flyschs (oberhalb Grascitsch und Plan Sarlüzza). Es könnte sich um eine Einspiessung von Tasnakristallin und Gips handeln; submarines Eingleiten ist wohl weniger wahrscheinlich.

C. MORPHOLOGIE

VON HANS H. BOESCH

Im Gebiet von Blatt Zernez lassen sich die von J. CADISCH für Blatt Ardez angegebenen Taleintiefungssysteme ebenfalls durchverfolgen. Während im Inntal die älteren Systeme meistens als schmale Terrassenleisten, oft auch nur noch als Gehängeknickungen ausgebildet sind, nehmen sie im weiträumigen Seitental des Spöls und der Ova del Fuorn grosse räumliche Ausdehnung an. Sie sind bei BOESCH (1937) verzeichnet; dagegen stimmt die dort vertretene Auffassung einer vornehmlich stadialen Ausräumung mit den Tatsachen nicht überein. Als präglaziales System wird entweder dasjenige von Guarda-Fetan, das über Chanouva (Ardez) und Clüs in den Talboden von S-chanf zieht (A. PENCK und ED. BRÜCKNER, F. MACHATSCHER), oder das nächst tiefere (SOELCH) zu betrachten sein. Da die Altersbestimmung von recht schwierigen Korrelationen über die Reschenscheideck abhängt, ist bisher keine Übereinstimmung in den Auffassungen erreicht worden. Über die betreffende Literatur und die verschiedenen Ansichten orientiert zusammenfassend P. VOSSELER (1945).

Zweifellos sind die grossen Talzüge schon im Tertiär angelegt worden. Dabei gehen die WSW-ENE streichenden Längstäler wohl auf Synklinalen in den obersten ostalpinen Einheiten zurück; sie wären demnach als älteste, heute in tiefere Niveaus hinab projizierte Anlagen zu deuten. Der bei Zernez in fast rechtem Winkel an den Oberengadiner Längstalzug anschliessende Ofenpass folgt in seiner ganzen Erstreckung derart deutlich der oben (S. 29) als oberstampisch oder unteraquitan gedeuteten Einwicklungsphase, dass er als jüngeres Element wohl auch zeitlich fixiert erscheinen darf. Ob der Oberengadiner Längstalzug ursprünglich schon in ähnlichem Sinne gegen SE abgog, kann heute wohl kaum noch festgestellt werden; es ist auch denkbar, dass er ursprünglich in gleicher Richtung (NNE) weiterzog, dass aber durch tektonische Bewegungen später diese direkte Fortsetzung abgeriegelt und wegen der

inzwischen erfolgten Ofenpasseinwalmung nicht wieder belebt wurde. Auf jeden Fall stellt das zwischen Zernez und Süs die Silvrettamasse querende Talstück ein jüngstes Element dar und ist als Querverbindung zweier in der Anlage oberostalpiner Längstalzüge zu deuten, wohl entstanden durch rückwärtsgreifende Erosion.

Die im Pleistozän erfolgte weitere Taleintiefung ist nach dem Gesagten gering, da wir uns im ganzen Kartengebiet im obersten Teilstück einer weit von der Erosionsbasis entfernten hydrographischen Einheit (Inntalsystem) befinden. Interglaziale rückwärtsgreifende Erosion hat sich vom Aussenrand des Gebirges nicht bis in unsern Abschnitt auswirken können; dagegen wirkten als lokale Erosionsbasen glazial ausgeräumte Becken, wie das Becken von Zernez, das sich in der Spölschlucht bis Punt del Gall (Landesgrenze) und in der Ova del Fuorn bis Il Fuorn rückwärts verfolgen lässt.

Auffallend sind die beiden Trockentäler von Champ Sech [808,0/173,6] und Champ Löng [810,0/172,8]. Sie dürfen wohl kaum als Reststücke eines alten Ofenpasstaes miteinander verbunden werden; gegen diese Deutung sprechen schon die verschiedene Höhenlage und ihre seitliche Verschiebung. Champ Löng erscheint deutlich vorgezeichnet durch die Fortsetzung der von Il Fuorn gegen NW bis in die Val Ftur zu verfolgenden grossen Flexur, an welcher die basalen Serien der Scardecke vom Munt la Schera (Gegend von P. 2534, SE-Ecke der Karte) gegen N zu unter den Piz del Fuorn absinken. Diese Flexur muss genau über Champ Löng weiterziehen, obwohl sie sich dort nicht direkt beobachten lässt (man beachte, dass das Ladinien von Falla del Uors–Grimels [810,2/171,6] sich nicht weiter nordwärts verfolgen lässt). Auch die NW–SE streichenden Verwerfungen bei Ova Spin wären in diesen Zusammenhang einzuordnen. Demnach wäre Champ Löng strukturell eine Fortsetzung der Ofenpasseinwalmung.

Morphologisch von grossem Interesse ist der Übergang vom Oberengadin zum Unterengadin, wie er zwischen Cinuskel (siehe Tektonische Übersicht 1:200000) und Zernez studiert werden kann. Der (präglaziale?) Talboden von S-chanf–Cinuskel wird durch die vom Becken von Zernez ausgehende rückwärtsgreifende Erosion (Schlucht zwischen Carolina [800,4/172] und Brail [798,65/170,3] in zwei breite Terrassenreste zerschnitten; linksufrig liegen auf dieser Terrasse das Dorf Brail und die Talstrasse, rechtsufrig wird sie von der Rhätischen Bahn benützt. Von Carolina abwärts weitet sich das jüngere System; dadurch ist der ältere Talboden fast vollständig abgetragen worden. Bei Zernez kann das ältere Niveau an verschiedenen Orten wieder festgestellt werden, so z. B. im Kirchhügel [803,25/175,65], ferner am Ausgang von Val Cluoza und Val del

Spöl; erneut tritt es auf bei Clüs [801,8/178,0] und Crastatscha [801,8/178,3], hier überdeckt von den aus Val Sarsura stammenden Moränen.

Für das Studium der Verhältnisse an Konfluenzen von Gletschern bieten Clüs–Crastatscha (Inngletscher und Sarsuragletscher), ferner die Umgebung von Süs (Inngletscher–Flüelagletscher) und talwärts das Gebiet von Foura Baldirun [802,9/181,9] interessante Objekte. Vor allem bei Süs und seinen Burghügeln (E des Dorfes) lässt sich die Mitwirkung subglazialer Gewässer an der Gestaltung des Felsuntergrundes verfolgen.

D. DER SCHWEIZERISCHE NATIONALPARK

VON HANS H. BOESCH

Wie die kleine Übersichtskarte links oben auf dem Atlasblatt zeigt, liegen grosse Teile von Blatt Zernez im Bereich des Schweizerischen Nationalparkes. Die erwähnte Übersichtskarte ist aber insofern abzuändern, als die Parkgrenze nicht dem Val Ftur folgt, sondern von P. 1661 [808,1/172,4] längs der Ova da Spin aufwärts zum P. 2926 [809,6/175,7] und von dort ostwärts über Piz Laschadurella gegen Piz Ftur verläuft.

Über den Nationalpark orientiert ausführlich die Publikation von ST. BRUNIES (1947); auch der Führer Ofenpass der PTT enthält wertvolle Angaben. Der 158,7 km² umfassende Park (Flächen der angrenzenden Jagdbannbezirke 31,7 km²) stellt das grösste absolute Schutzgebiet der Schweiz dar. Die gesamte belebte und unbelebte Natur ist hier unter Schutz gestellt, und grundsätzlich bleibt das ganze Gebiet vor jedem Eingriff des Menschen, selbst vor blossem Betreten, geschützt. Immerhin sind neben der Ofenpaßstrasse und dem Fahrweg von Punt la Drossa einige durchgehende Pfade dem Parkbesucher geöffnet. Neben einigen dem allgemeinen Parkbesucher offenstehenden und bewirtschafteten Parkhütten (Varusch, Cluoza) und dem Hotel bei Il Fuorn stehen den Mitarbeitern der Wissenschaftlichen Nationalparkkommission eine Reihe kleinerer Unterkunftshütten und ein Forschungslaboratorium in Il Fuorn zur Verfügung.

Für den geologisch interessierten Parkbesucher sind vor allem die folgenden Vorschriften der „*Verordnung für den Schweizerischen Nationalpark im Unter-Engadin*“ vom 13. Oktober 1944, erlassen vom Schweizerischen Bundesrat, von Bedeutung:

Art. 12: Durch eine von der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft bestellte Kommission (Wissenschaftliche Nationalpark-Kommission)

ist eine umfassende wissenschaftliche Bearbeitung der gesamten Natur des Parkes durchzuführen.

Es ist in erster Linie eine Bestandesaufnahme der Parknatur zu machen; sodann sind durch periodische Kontrollen an bestimmten Standorten die Veränderungen und Verschiebungen der Pflanzen- und Tierwelt festzustellen.

Das Programm dieser Arbeiten wird jeweilen in den Sitzungen der Wissenschaftlichen Nationalpark-Kommission besprochen und im Einvernehmen mit der Eidgenössischen Nationalparkkommission und dem Schweizerischen Bund für Naturschutz ausgeführt.

An die Kosten der wissenschaftlichen Arbeiten im Nationalpark leistet der Schweizerische Bund für Naturschutz einen jährlichen Beitrag.

Art. 13: Die Parkwächter sind verpflichtet, die wissenschaftlichen Beobachter, soweit es die Aufsicht des Parkes gestattet, in ihrer Arbeit zu unterstützen.

Art. 14: Die Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Nationalpark werden von der Wissenschaftlichen Nationalpark-Kommission in einer besonderen Serie von Druckschriften („Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen des schweizerischen Nationalparkes“) veröffentlicht. Ohne besondere Erlaubnis dieser Kommission ist eine anderweitige Veröffentlichung der Ergebnisse nicht statthaft.

Art. 15: Die Materialien, welche als Grundlage für die Untersuchungen im Park gesammelt wurden, sind im Nationalparkmuseum in Chur zu deponieren.

Die vom 30. Juni 1943 datierte, von der eidgenössischen Nationalpark-Kommission erlassene Parkordnung bestimmt im besonderen:

Art. 4: Der Nationalpark darf ohne besondere Erlaubnis der eidgenössischen Nationalpark-Kommission nur auf folgenden Wegen und Routen begangen werden:

S-chanf–Purchér–Val Müschauns–Val Sassa–Blockhaus Cluozza;
 Purchér–Alphütte Trupchum–Fuorcla Trupchum;
 Zernez–Il Pra–Blockhaus Cluozza–Eingang Val dal Diavel (Tafel);
 Il Pra–Murtaröl (P. 2583);
 Blockhaus Cluozza–Valletta–Piz Quattervals;
 Blockhaus Cluozza–Sattel Murtèr (P. 2550)–Punt Praspöl–Fuornstrasse;
 Praspöl–Plan da l’Acqua suot–Punt Perif–Livignoweg;
 Punt La Drossa–Punt dal Gall (Livignoweg);
 Poststrasse Zernez–Il Fuorn–Münstertal;
 Ova Spin–Champ Löng–Il Fuorn;
 Champ Löng–Alp Grimels–Ils Bügliets–Fuornstrasse;
 Il Fuorn oder Punt La Drossa–Alp La Schera–Munt La Schera–Buffalora;
 Il Fuorn bis an den Bach von Val Chavagl;
 Fuornstrasse–Alp Stabelchod;

Fuornstrasse–Val dal Botsch–Fuorcletta da Val dal Botsch–Sur il Foss–Val Mingèr–Scarl.

Die erlaubten Wege sind im Gelände markiert.

Art. 5: Es ist verboten, im Nationalpark

- a) zu bivakieren, Feuer zu machen oder brennende Gegenstände wegzuzerfen;
- c) Tiere jeder Art zu verletzen, zu fangen oder zu töten oder durch Lärmen Schreien, Steinrollen und dergleichen zu beunruhigen;
- h) Hunde, Waffen, Fanggeräte, Botanisierbüchsen oder Pflanzenpressen mitzunehmen.

LITERATURVERZEICHNIS

Die nachstehend aufgeführten Arbeiten enthalten die wichtigsten Angaben über die Geologie des Kartengebietes und gleichzeitig ausführliche Literaturverzeichnisse:

- BEARTH, P. (1932): *Die Diabasgänge der Silvretta*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., XII. Band.
- BOESCH, H. (1937): *Geologie der Zentralen Unterengadiner Dolomiten, zwischen Ofenpasshöhe und V. Laschadura (Graubünden)*. Diss. Univ. Zürich.
- HEGWEIN, W. (1927): *Beitrag zur Geologie der Quaternalsgruppe im Schweiz. Nationalpark (Graubünden)*. Diss. Univ. Bern (als Manuskript bei der Stadtbibliothek Bern ausleihbar; als „Auszug“ gedruckt im „Jahrbuch der Philosoph. Fakultät II der Universität Bern“, Bd. VII, 1927.)
- SPAENHAUER, F. (1932): *Petrographie und Geologie der Grialetsch–Vadret–Sursura-Gruppe (Graubünden)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., XII. Band.
- (1933): *Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., XIII. Band.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1915): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsferjoch*. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 44. Lieferung; Geol. Karte 1:50000 (Spezialkarte Nr. 72).
- STAUB, R. (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., Band LXXII, Abh. 1.
- STRECKEISEN, A. (1928): *Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., VIII. Band.
- VOSSELER, P. (1945): *Zur Morphologie des Engadins*. Der Schweizer Geograph, 22. Jahrg.
- WENK, E. (1934a): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., XIV. Band.
- (1934b): *Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraüdecke zur Silvretta/Oetzaldecke*. Ecol. Geol. Helv., Vol. 27.

Als Exkursionsführer kommen in erster Linie in Frage:

ALPENPOSTFÜHRER: Ofenpass und Flüelapass. Schweizerische Postverwaltung, Bern.

BRUNIES, ST. (1947): *Der Schweizerische Nationalpark*.

GEOL. FÜHRER DER SCHWEIZ (1934): Herausgegeben von der Schweiz. Geol. Ges. Basel.

Geologische Karten:

Siehe *Übersicht der geologischen und topographischen Karten* auf dem Atlasblatt, rechts oben.

GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DAS GEBIET VON BLATT 424 ZERNEZ

entworfen von
H. H. Boesch, J. Cadisch und Ed. Wenk
mit Benützung der Profile von W. Hegwein und F. Spaenhauer

**Oberostalpin
SILVRETTA-DECKE**

- Alt kristallin i. allg.
- Orthogneise
- Mischgneise mit vorw. Anteil an Orthomaterial
- Mischgneise ohne wesentlichen Anteil an Orthomaterial
- Paragneise
- Amphibolite

**Ober- und Mittelostalpin
SCARL- UND UMBRAIL-DECKE**

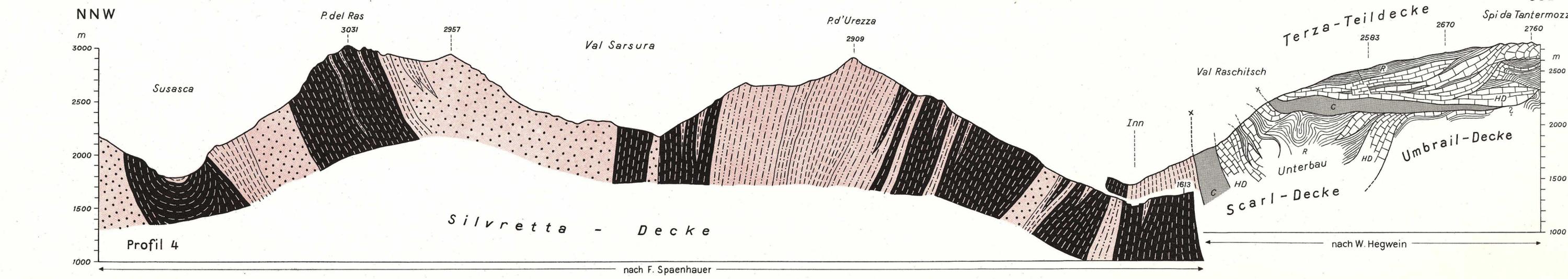
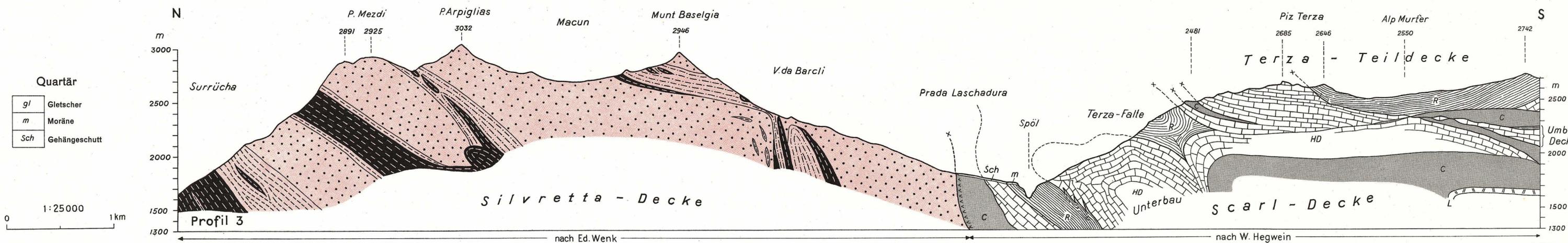
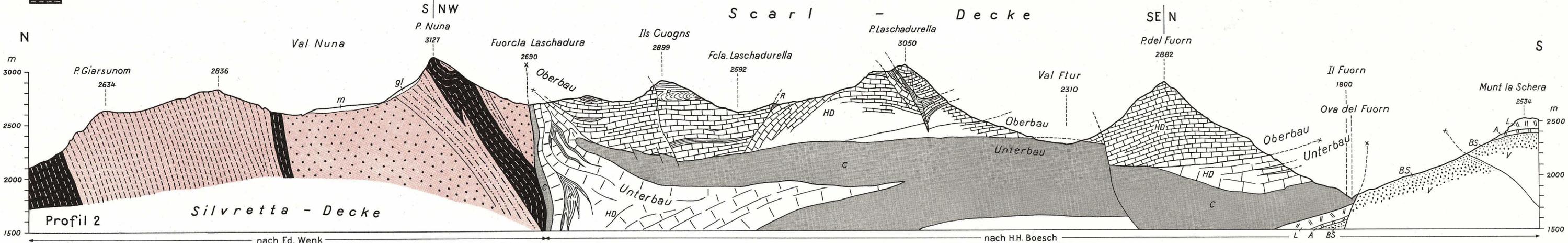
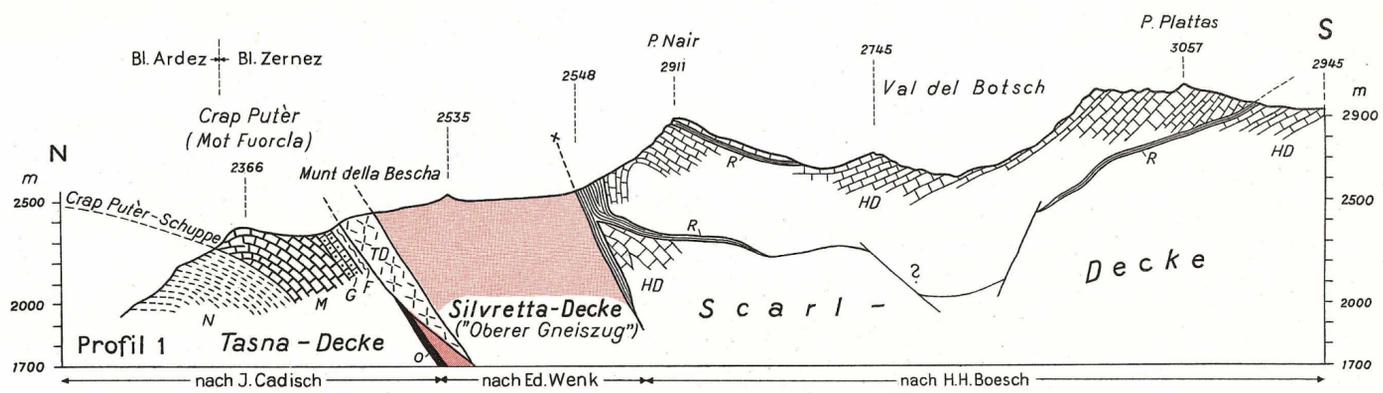
- R** Rhät
- HD** Norien: Hauptdolomit
- C** Carnien: Raiblerschichten
Rauhacke
- L** Ladinien: Wettersteindolomit
- A** Anisien
- BS** Skythien: Buntsandstein
(inkl. Campilerschichten)
- V** Perm: Verrucano
- TD** Triasdolomit des Munt della Bescha (oberostalpin?)

**Unteroostalpin
TASNA-SERIE =
FALKNIS-SULZFLUH-DECKE**

- F** Flysch
- G** «Gault»
- N** «Neokom»
- M** Malm
- Tasna-Alt kristallin

Ophiolithe

- O** Serpentin



Quartär

- gl** Gletscher
- m** Moräne
- Sch** Gehängeschutt

1:25000
0 1 km