

Bn 552 x (2)a

Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark
Herausgegeben von der Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
zur wissenschaftlichen Erforschung des Nationalparks

Résultats des recherches scientifiques au Parc National suisse
Publiés par la Commission de la Société Helvétique des Sciences Naturelles pour les études
scientifiques au Parc National

Band XII

Oekologische Untersuchungen im Unterengadin

2. Lieferung

mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung
der wissenschaftlichen Forschung

B I. 4: Zur Geologie des Unterengadins
R. TRÜMPY

B I. 5: Erläuterungen zur geologischen Karte der Plattamala
R. TRÜMPY und P. SCHLUSCHE

B II.: Lebensbedingungen und Leben im Wasser
O. JAAG, E. MÄRKI und M. BOSLI-PAVONI

Druck Lüdin AG Liestal 1972

4. Zur Geologie des Unterengadins

VON RUDOLF TRÜMPY

Es soll hier versucht werden, auch für Nicht-Geologen eine kurze Übersicht zum Bau des Unterengadins zu geben (Teile A-C, wobei in Teil B allerdings auch etwas speziellere Probleme zur Sprache kommen). Diese Übersicht stützt sich auf die schönen Karten und Publikationen von J. CADISCH, H. EUGSTER und E. WENK. Unsere Deutung der Zusammenhänge weicht allerdings in wichtigen Punkten von derjenigen dieser drei Forscher ab. Im Teil D, der für die Fachgeologen bestimmt ist, werden unsere Interpretationen etwas eingehender begründet.

A. Allgemeine Situation

Von den drei grossen Deckensystemen der Alpen, dem helvetischen, penninischen und ostalpinen, nehmen die beiden letzteren am Aufbau der Unterengadiner Berge teil. Dabei treten die tieferen (ursprünglich nördlicheren) penninischen Decken in einem 55 km langen und bis 17 km breiten Aufbruch, dem Engadiner Fenster, unter den ostalpinen hervor. Die Natur dieser für das Verständnis des Alpenbaus wichtigen Struktur wurde 1904 durch PIERRE TERMIER erkannt.

Penninikum und Ostalpin unterscheiden sich in erster Linie durch ihre Vorgeschichte während der mesozoischen Ära, also vor der Alpenfaltung. Zur Triaszeit beispielsweise bildeten sich überall Flachwasserablagerungen, doch war die Absenkung des Untergrundes im Ostalpin stärker, so dass die Mächtigkeiten dort wesentlich grösser wurden. Vom Burghügel von Ardez, wo die (Mittel- und) Obertrias der penninischen Tasna-Decke 10-50 m misst, blicken wir auf die gewaltigen Felsklötze der Unterengadiner Dolomiten, wo die obertriadischen Formationen allein über 1000 m erreichen. Umgekehrt war das Penninikum zur Jura- und Kreidezeit Senkungsgebiet: den riesigen Massen der penninischen Bündnerschiefer, welche den gesamten Sonnenhang des Unterengadins aufbauen, stehen am Gipfel des Piz Lischana nur ganz geringmächtige gleichaltrige Äquivalente entgegen. Teile des penninischen Raumes halten zu dieser Zeit mehr oder weniger ozeanischen Charakter. Dafür zeugen **namentlich die Ophiolite: hellgrüne Diabase** (submarine Ergüsse und seltener Lagergänge von **basaltischem Charakter**) und schwarzgrüne, **kieselsäurearme Serpentine**, welche manche Geologen heute als mitgerissene Scherben ozeanischer **Erdkruste ansehen**.

Die Überschiebung der ostalpinen auf die penninischen Decken entstand im Eocaen und zu Beginn des Oligocaen, vor 45-38 Millionen Jahren. **Die auffallende Talfucht des Engadins** verdankt ihre Entstehung einer späteren, **miocaenen Störung, der Engadiner Linie**. Ihre Bedeutung wurde erstmals von W. HAMMER (1915) erkannt; ihre moderne Interpretation verdanken wir einer mündlichen Anregung von Dr. BIQ CHING-CHANG (Taiwan). Die Engadiner Linie zieht vom linken Hang des Bergells südlich des Malojapasses durch, bleibt zwischen Sils und Schanf unter dem **Talboden des Oberengadins**, verläuft bis Zernez am rechten Hang, streicht dann **geradeaus über den Stragliavitapass** und entspricht zwischen Ardez und Prutz etwa **dem SE-Rand des Unterengadiner Fensters**. Zwischen Prutz und Imst zeichnet sie, mittelsteil gegen SE fallend, die Grenze zwischen Silvretta- und Ötztal-Kristallin. Die Störung bewirkt eine Horizontalverschiebung: der nordwestliche Gebirgsteil ist gegenüber dem südöstlichen um 5-15 km gegen SW versetzt. Andererseits kann sie auch als Aufschiebung des SE-Flügels entwickelt sein. Im Bergell und Oberengadin verstellt die Engadiner Störung auch die Mineralzonen der alpinen Metamorphose (GYR, 1967).

Die Umrahmung des Unterengadiner Fensters ist infolgedessen heterogen. Im W und N ist es die alte (eocaene bis unteroligocaene) Überschiebung der ostalpinen Decken, die flach und **ziemlich regelmässig** gegen NW (im W) bzw. gegen N (im E) abfällt. Im SE ist es dagegen die jüngere, **oligocaene** bis **miocaene**, meist steil gegen SW einfallende Engadiner Störung. Die Herausbildung der **Fensteraufwölbung** selbst ist offenbar erst während der **späteren Phase** entstanden, steht **doch** dem Unterengadiner Fenster jenseits der Engadiner Linie keine analoge **Struktur** gegenüber. Die Kleinfalten im Fensterinnern streichen ebenfalls diskordant zur Achse des Fensters (CADISCH, 1953a; WUNDERLICH, 1958). Die **höchste Aufwölbung** verläuft ziemlich **genau SW-NE** und liegt wenig NW von der Engadiner Linie.

B. Die tektonischen Einheiten des Unterengadins

Folgende **Decken-Einheiten** können im Unterengadin ausgeschieden werden:

9. Ötztal-Scholle	}	oberostalpine Decken
8. Silvretta-Scholle		
7. Sesvenna-Scarl-Scholle	}	Unterostalpin ?
6. Stammer-Schuppe		
5. Arosa-Zone? (fraglich)	}	Hoch-, evtl. auch Mittelpenninikum
4. Tasna-Decke		
3. Schuppe von Ramosch ¹		
2. Schuppenzone Roa-Champatsch	}	Tiefpenninikum
1. Bündnerschiefer des Fensterinnern		

1. Die Bündnerschiefer des Fensterinnern

Das tiefste tektonische Element des Unterengadiner Fensters ist eine gewaltige Masse von grauen Bündnerschiefern. Ihre scheinbare Mächtigkeit beträgt im untersten Engadin und im obersten Tiroler Inntal um die 3 km; dabei ist ihre Unterlage nirgends aufgeschlossen. **Allerdings** entspricht diese **Anhäufung** nicht unbedingt der primären stratigraphischen Mächtigkeit; es ist durchaus denkbar, dass die Schiefer in mehreren **Abscherungsdecken übereinander** gestapelt wurden.

Die stratigraphische und tektonische Gliederung der Unterengadiner Bündnerschiefer ist noch **völlig** unbekannt. Eine gute Ausscheidung petrographischer Typen, ohne nähere **Deutung**, lieferte W. HAMMER auf Blatt Nauders der österreichischen Karte.

Die vorherrschenden Gesteine sind graue, dünn und unregelmässig geschichtete Kalkschiefer (CaCO_3 , 20–60%). Mergel- bis tonschiefrige Typen treten besonders am **Westende** des Fensters, so e. B. in der Innschlucht W Scuol, hervor. Andererseits wird die Enge unterhalb Martina **hauptsächlich** von ziemlich massig anwitternden, gebankten Feinsandkalken gebildet. Auch quarzitisches und brecciöses Lagen wurden von HAMMER kartiert, **allerdings** nicht in der näheren Umgebung. Die Gesteine sind leicht metamorph (**Rekristallisation** des Calcits, z. T. in einzelnen mm-grossen Höfen [Tüpfelschiefer]; **Neubildung** von **Sericit** und **Chlorit**); stärker umgewandelte Typen treten erst im Tirol auf, wo der tiefste **Teil** des Fensters entblösst ist. Grüngesteine («Diabase») fehlen oberhalb der Plattamala; doch sind solche im Gebiet von Finstermünz in die Kalkschiefer eingelagert und bauen als grosser Komplex die Gipfelpartien des Piz Mondin auf. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine besondere tektonische Einheit.

¹ Diese Bezeichnung, für die **Ophiolit-reiche Schuppe** im Liegenden der Tasna-Decke wird hier **neu eingeführt**. **Definition** s. S. 74.

gedessen heterogen. Im W und
 ung der ostalpinen Decken, die
 gen N (im E) abfällt. Im SE ist
 eil gegen SW einfallende Enga-
 ng selbst ist offenbar erst wäh-
 rengadiner Fenster jenseits der
 Kleinfalten im Fensterinnern
 CADISCH, 1953a; WUNDERLICH,
 SW-NE und liegt wenig NW

ausgeschieden werden:

ostalpine Decken

ostalpin?

, evtl. auch Mittelpenninikum

enninikum

er Fensters ist eine gewaltige
 ächtigkeit beträgt im untersten
 abei ist ihre Unterlage nirgends
 nicht unbedingt der primären
 , dass die Schiefer in mehreren

der Unterengadiner Bündner-
 idung petrographischer Typen,
 anders der österreichischen Karte.
 nd unregelmässig geschichtete
 ge Typen treten besonders am
 Scuol, hervor. Andererseits wird
 massig anwitternden, gebankten
 öse Lagen wurden von HAMMER
 Gesteine sind leicht metamorph
 en Höfen [Tüpfelschiefer]; Neu-
 Typen treten erst im Tirol auf,
 ine («Diabase») fehlen oberhalb
 ermünz in die Kalkschiefer ein-
 tionen des Piz Mondin auf. Mög-
 tonische Einheit.

i Liegenden der Tasna-Decke wird

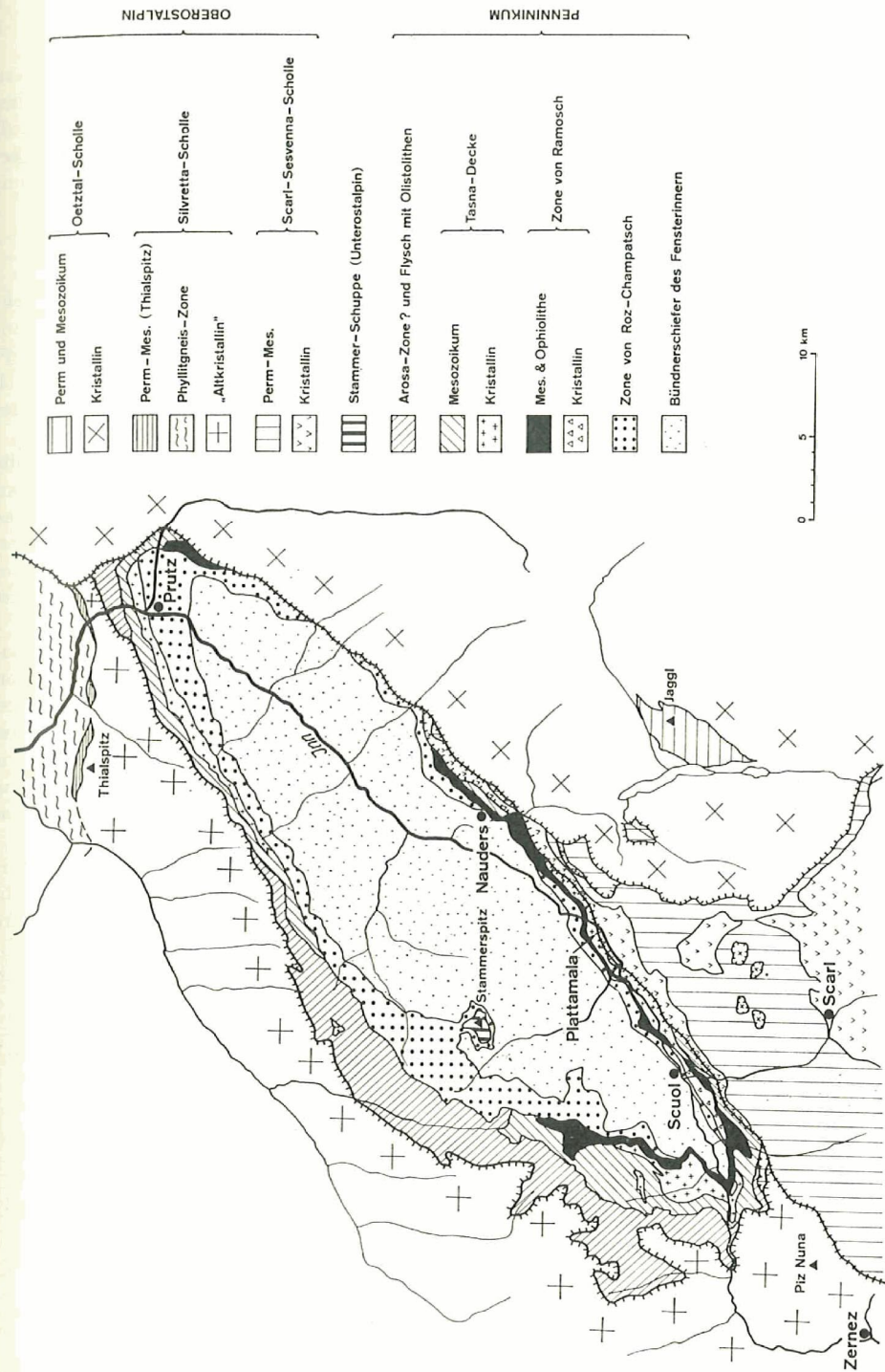


Fig. 1: Tektonische Kartenskizze des Unterengadiner Fensters (weitgehend nach J. CADISCH).

Das Alter dieser **Bündnerschiefer** ist nicht bekannt. Aus **Analogiegründen** vermuten wir, dass hauptsächlich untere Kreide vertreten sei. Die Schiefer werden von altersher und wahrscheinlich zu Recht mit denjenigen der **Viamala** verglichen; sie sind **nordpenninischer** Herkunft und stammen offenbar aus der Narbe im Dach der **Adula-Decke**.

Die Bündnerschiefer bauen den ganzen **Sonnenhang** des **Unterengadins** auf, mit Ausnahme der untersten Partien zwischen **Sent** und **Seraplana**.

2. Die Schuppenzone Roz-Champatsch

Im Hangenden der monotonen **Bündnerschiefermassen** treten etwas besser differenzierte Gesteine auf. Neben Kalkschiefern erscheinen Quarzite, mikrobrecciöse Sandkalke und flyschartige Gesteine, z. T. von Wildflysch-Habitus. Linsen von Kristallin², Gips, Dolomit und Ophiolithen zeigen an, dass diese Gesteine nicht das stratigraphisch Hangende des tiefsten Bündnerschieferkomplexes sind, sondern dass sie einer oder mehreren höheren Schuppen angehören³.

Die schiefzig-sandig-kalkigen Serien der Roz-Champatsch-Schuppen dürften die Oberkreide und die höhere Unterkreide repräsentieren. Zwar stammt der von **PAULCKE** (1910) signalisierte Fund nach **KLÄY** wahrscheinlich aus der Tasna-Decke. Dagegen konnte **TORRICELLI** (1956) bei Raschvella in einer Breccienbank Foraminiferen (*Siderolites*, *Orbitoides*) nachweisen, welche das **Maestrichtian** (jüngste Kreide) belegen. Dieser Fund ist von **grosser** Bedeutung, zeigt er doch, dass das **Unterengadiner** Fenster erst nach der Kreide zugeschoben wurde.

Die Serien der Roz-Champatsch-Schuppe zeigen Analogien zur Kreide der Tasna-Decke; am Piz Champatsch sind nach **CADISCH** (1968, p. 7) tonigere Äquivalente von Tristelschichten und Gault zu erkennen, was wir bestätigen können. Ihr Ablagerungsraum dürfte im südlichsten Teil des nordpenninischen (Walliser) Troges zu suchen sein, wenig nördlich von der Falknis-Tasna-Sulzfluh-(Briançonnais s. l.-)Schwelle. Wenn wir mit **RICHTER** (1957) und **ALLEMANN** (1957) den Vorarlberger Kreideflysch aus dem Rücken der Prätigau-Schiefer beziehen, so können wir daraus auf eine palaeogeographische Nachbarschaft von Vorarlberger Flysch und Roz-Schuppen schliessen.

Die Roz-Champatsch-Schuppen sind vor allem im nordwestlichen Teil des Unterengadiner Fensters entwickelt, zwischen Motta Naluns und Samnaun. Auch im tirolischen Anteil des Fensters lassen sie sich verfolgen (**MEDWENITSCH**, 1953, 1962). Ihre Gesamtmächtigkeit erreicht 1000 m. Wo die basalen Quetschzonen fehlen, ist die Abgrenzung gegen die liegenden Bündnerschiefer problematisch. Dies gilt besonders auch für den SE-Rand des Fensters. Wenn wir die fossilführenden Quarzite, Sandkalke und Breccien von Raschvella-Fortezza wie auch die Sandstein-Schiefer-Aufschlüsse an der Strasse NE **Crusch** den Roz-Schuppen zuordnen, so ist dies nur eine Vermutung auf Grund des **Gesteinscharakters**.

3. Die Schuppe von Ramosch

Zwischen die Roz-Schuppen und die Tasna-Decke schaltet sich im südlichen Teil des Fensters (zwischen Fuorcla Champatsch und Nauders) eine Serie ein, deren auffälligste

² **KLÄY** (1957, p. 354) bezeichnet die Kristallinlinse von Laret (Samnaun) als Tasna-Granit. Dagegen spricht das Fehlen von Kalifeldspat.

³ **KLÄY** (1957) kommt zu einer merkwürdigen tektonischen Interpretation, indem er unter der «hochpenninischen» Roz-Schuppe eine «unterostalpine Basalschuppe» abtrennt. «Unterostalpin» bezieht sich aber bei diesem Autor einfach auf Analogien zur mittel- oder oberpenninischen Tasna-Decke.

is **Analogiegründen** vermuten Schiefer werden von **altersher** la **verglichen**; sie sind **nord-**be im Dach der Adula-Decke. des **Unterengadins** auf, mit *iplana*.

treten etwas besser **differen-**tarzite, **mikrobrecciöse** Sand-**bitus**. Linsen von **Kristallin**², eine nicht das **stratigraphisch** sondern dass sie einer oder

patsch-Schuppen dürften die war stammt der von **PAULCKE** is der Tasna-Decke. Dagegen **nbank** Foraminiferen (**Sidero-**ingste Kreide) belegen. Dieser s **Unterengadiner** Fenster erst

alogien zur **Kreide** der Tasna-**o**, 7) tonigere **Äquivalente** von **gen können**. Ihr Ablagerungs-**valliser**) Troges zu suchen sein, **nnais s. l.-)Schwelle**. Wenn wir **lberger Kreideflysch** aus dem daraus auf eine **palaeogeogra-**-Schuppen**schliessen**.

ordwestlichen Teil des Unter-**und Samnaun**. Auch im **tiroli-**DWENITSCH, 1953, 1962). Ihre **etschzonen** fehlen, ist die **Ab-**ntisch. Dies gilt besonders auch **nden** Quarzite, **Sandkalke** und **in-Schiefer-Aufschlüsse** an der dies nur eine Vermutung auf

altet sich im südlichen Teil des **ine** Serie ein, deren **auffälligste**

aret (Samnaun) als Tasna-Granit.

Interpretation, indem er unter der **chuppen** abtrennt. «Unterostalpin» **ittel-oder oberpenninischen** Tasna-

Glieder basische und ultrabasische Ophiolithe sind. Da sie eine gewisse **Selbständigkeit** zu besitzen scheint⁴, bezeichnen wir sie hiermit als Schuppe von **Ramosch**. Ihre **Mächtigkeit** bleibt bescheiden (einige 100 m im Maximum; falls man den «Unteren **Gneiszug**» der **Clemgiaschlucht** hinzu rechnet 1,5 km).

Es sind folgende Formationen vertreten:

- **Kristallin:** bei Ramosch **quarzreiche Muskovitschiefer**; SW Nauders (nach VAN LOON, 1960) phyllonitische Granite und Gneise⁶.
- **Trias:** dünne Linsen von Dolomit, Gips, bunte Schiefer (unterhalb Sent).
- **Lias:** bunter Spatkalk von Motta Naluns (p. 2280).
- **Mitteljura bis Unterkreide:** Bündnerschiefer-artige Gesteine, z. T. mit **Feinbreccien**.
- **Serpentinit:** Die dunkelgrünen, teils massigen, teils stark verscherten Gesteine bestehen zu 3740 % aus **SiO₂** und zu 35–39 % aus **MgO**. Sie bilden sowohl SW Nauders als auch in der Clemgiaschlucht bedeutende Massen und stehen auch an der Plattamala, unmittelbar unter dem Tasna-Granit, an (Strasse 1 km E Ramosch und P. 1111). Die Kontaktverhältnisse mit den umgebenden Gesteinen zeigen oft tektonische **Breccienbildung**. Auffallend ist, wie wenig der Diallag führende **Serpentinit** der Clemgiaschlucht alpinktonisch deformiert **wurde**; so blieb ein fast N–S streichender, sehr auffälliger Gang von Magnesit mit Nickelerz über 500 m **weit** im Zusammenhang erhalten.
- **Spilite, Diabase:** Diese basaltischen Gesteine zeigen zum Teil sehr schöne **Pillow-**Strukturen, die beweisen, dass sie am Meeresboden, unter einer hohen Wassersäule, ausgeflossen sind (s. VUAGNAT, 1946, 1965). Die **Spilite** sind **wahrscheinlich mittelkretazischen** Alters.

4. *Tasna-Decke*

Diese mächtige und sehr charakteristische Einheit weist eine vollständige **Schicht-**reihe vom **Kristallin** bis in die obere Kreide (und fragliches **Alttertiär**) auf. Ihre Strati-**graphie** wurde 1917 von J. CADISCH (in STAUB und CADISCH, 1921) abgeklärt; sie **weist** sehr enge Beziehungen zu derjenigen der **nordbündnerischen Falknis-Decke** auf. Die Tasna-Decke **wurde früher** ins **Unterostalpin** gestellt; sie ist aber sicher **penninischer** Abkunft (s. Kapitel D).

⁴ Dies wurde schon von WENK (in CADISCH et al., 1968, p. 8) betont.

Unsicher ist die Stellung des **grossen** Komplexes von psephitisch-psammitischen Gneisen mit **dioritischen** und **gabbroiden** Schlieren und Linsen, der **zwischen Pradella** und Fontana dem **Süd-**ufer des **Inns** entlangzieht und besonders in der Clemgiaschlucht gut aufgeschlossen ist. **Alle** neueren Autoren haben diesen «Unteren **Gneiszug**» als **Tasna-Kristallin** angesehen. Es fehlen aber die typischen **Tasnagranite**, die sonst sowohl im W (Ardez) wie im E (**Plattamala**, z. T. auch unter **Sent**) vorkommen, und ausserdem ist der Untere Gneiszug durch die mächtige Masse von **Diallag-**serpentin von den sicheren Tasna-Sedimenten getrennt. **Alle** grossen **Serpentinvorkommen** liegen ja sonst unter der Tasna-Decke und nicht in dieser **selbst**. Aus diesen Gründen scheint es uns **nicht** ausgeschlossen, dass der Untere **Gneiszug** der **Clemgia** die **kristalline** Basis der Schuppe von Ramosch repräsentiert.

Kristallin: Charakteristisch ist der grüne, oft porphyrtartige, sehr heterogene Tasna-Granit. Da er am Aufbau des Plattamala-Riegels sehr wesentlich beteiligt ist, wird er in den Erläuterungen zur geologischen Karte näher beschrieben werden.

Mit dem Granit sind dunklere, noch stärker heterogene Gesteine von dioritischer Zusammensetzung vergesellschaftet. Sie sind, wie WENK (in CADISCH et al., 1968) ausführt, wahrscheinlich als Umwandlungsprodukte älterer, vorgranitischer Gesteine zu deuten. Ein grösserer Komplex davon steht auf der Nordseite des Plattamala-Riegels an; die Grenze gegen den Granit ist sehr unscharf. Ferner kommen im Tasna-Kristallin auch quarzreiche Gneise und Glimmerschiefer vor, die metamorphe Sandsteine und Konglomerate darstellen. Sie sind namentlich im «Unteren Gneiszug» S Scuol verbreitet, den wir aber nur mit Vorbehalt zur Tasna-Decke stellen möchten (s. S. 75).

Perm: (?) Kristallinbreccien mit Rhyolithen finden sich bei Ardez.

Trias: Über 2 m Quarzit (Burghügel Ardez) liegen 10–50 m graue, gelblich anwitternde Dolomite, teils massig, teils deutlich gebankt. Die Gesteine treten auch im engeren Untersuchungsgebiet, über und unter der Strasse 1,5 km E Ramosch, auf.

Lias: Helle und bunte Echinodermenkalke mit Belemniten (Steinsberger Lias).

Dogger (?) und **Malm:** bunte Schiefer mit Kalklagen; polygene Breccien mit Kalkzement; in den südlicheren Schuppen grauweisse Kalke.

Tiefere Unterkreide: sandige, z. T. feinbrecciöse Kalkschiefer (Präflysch-Fazies). Diesem «Neocom» möchten wir auch einen bisher noch nicht beschriebenen Aufschluss an der Pazza, zwischen Tasna-Dolomit und ostalpinem Kristallin, zuordnen.

Tristelkalk: blaugraue, feinbrecciöse Kalke mit *Orbitolinopsis*, *Milioliden* und Kalkalgen (*Salpingoporella*). Aptian und/oder Barremian.

«Gault»: grüne Quarzite und schwarze Schiefer; lokal mit Breccien.

Couches Rouges: helle oder grünliche, selten rote Kalkschiefer; Breccien und Riesenblöcke (Olistolithe). Sie führen pelagische Kleinforaminiferen (*Globotruncana*) der Oberkreide.

Flysch: Schiefer, Sandsteine mit Olistolithen; keine Fossilien. Den Grossteil der von CADISCH (1941, 1946, 1958) als «Flysch der Tasna-Decke» bezeichneten Schieferserie möchten wir mit CADISCH und STAUB (1921) tektonisch abtrennen (s. unten).

Die Sedimentationsverhältnisse weisen auf kräftige tektonische Bewegungen in der Jura- und besonders in der Kreidezeit hin. Praktisch alle Formationen transgredieren stellenweise bis aufs Kristallin hinab. Während der Ablagerung der Couches Rouges und des Flyschs kam es zum Abgleiten grosser Sedimentschollen.

Die Tasna-Decke bildet namentlich zwischen Ardez und dem obersten Fimbartal eine mächtige, verfaltete und verschuppte Platte. Dabei finden sich auch Falten, deren Stirnen rückwärts, d. h. nach SSE, weisen; man kann sie mit den überrollten Falten in der Falknis-Decke des Gärgeletsch, SE Chur, in Analogie setzen. Südlich des Inns spaltet sich eine höhere Digitation, die Crap-Putèr-Schuppe, ab, welcher nach CADISCH die meisten Tasna-Elemente auf dem rechten Innufer angehören. Die Tasna-Decke ist hier, an der Engadiner Störung, stark zerrissen. Für die lokalen Verhältnisse an der Plattamala, wo die Tasna-Decke auf das Nordufer übergreift, wird auf die Erläuterungen zur Karte verwiesen.

Auch im tirolischen Nordteil des Unterengadiner Fensters findet sich eine grosse Schuppe, die mit der Tasna-Decke gleichgesetzt wird (MEDWENTZSCH, 1953 und 1962). Ihre Schichtreihe weicht allerdings von derjenigen der Ardezer Tasna-Decke stark ab.

...tige, sehr heterogene Tasna-
...ntlich beteiligt ist, wird er in
...en werden.

...ne Gesteine von dioritischer
...in CADISCH et al., 1968) aus-
...vorgranitischer Gesteine zu
...seite des Plattamala-Riegels
...kommen im Tasna-Kristallin
...metamorphe Sandsteine und
...ren Gneiszug» S Scuol ver-
...stellen möchten (s. S. 75).

...h bei Ardez.

...-50 m graue, gelblich anwit-
...Die Gesteine treten auch im
...1,5 km E Ramosch, auf.

...iten (Steinsberger Lias).

...polygene Breccien mit Kalk-

...Kalkschiefer (Präflysch-Fazies).
...cht beschriebenen Aufschluss
...ristallin, zuordnen.

...inopsis, Milioliden und Kalk-

...mit Breccien.

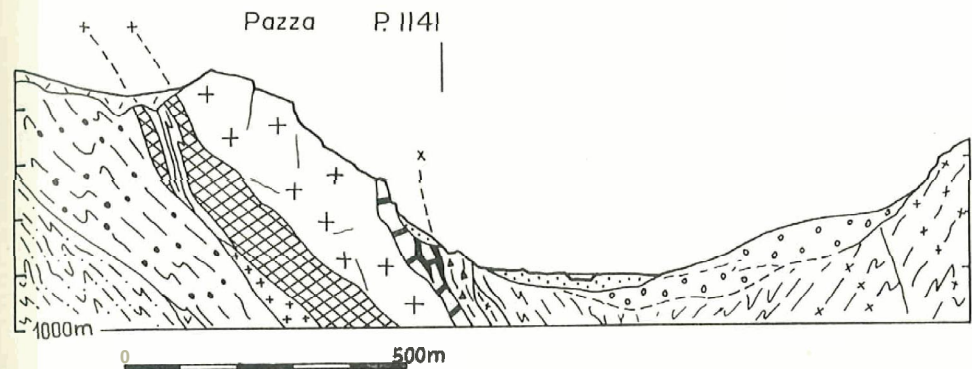
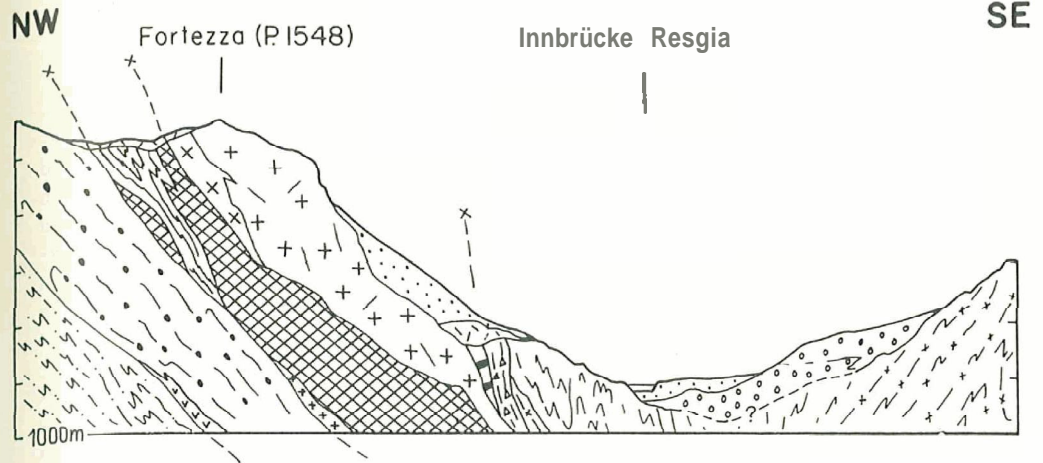
...Kalkschiefer; Breccien und
...oraminiferen (*Globotruncana*)

...ossilien. Den Grossteil der von
...e» bezeichneten Schieferserie
...btrennen (s. unten).

...tektonische Bewegungen in der
...e Formationen transgredieren
...erung der Couches Rouges und
...len.

...und dem obersten Fimbertal
...finden sich auch Falten, deren
...mit den überrollten Falten in
...ogie setzen. Südlich des Inns
...pe, ab, welcher nach CADISCH
...gehören. Die Tasna-Decke ist
...e lokalen Verhältnisse an der
...sift, wird auf die Erläuterungen

...ensters findet sich eine grosse
...EDWENITSCH, 1953 und 1962).
...Ardezer Tasna-Decke stark ab-



Lockergesteine



Rezente bis subrezente Schutthalde und Alluvionen

Ältere Stauschotter, fossile Schuttkegel und Deltas

Moränen

Zone von Ramosch



Ophiolite, vorw. Serpentin



Bündnerschiefer



Kristallin (Glimmerschiefer)



Sandsteine, Sandkalke,
Schiefer



Trias (Gips, bunte Schiefer)



Bündnerschiefer des
Fensterinnern



Sesvenna-Kristallin

Paragneise



Granitische Gneise



Amphibolite

Tasna-Decke

Kalkschiefer (Kreide?)



Dolomit (Trias)



Granit



«Diorit»

Fig. 2 **Profile** durch die Enge der Plattamala, unterhalb Ramosch.

5. Arosa-Zone (?)

Heterogene, oft bunte Schieferserien mit Einlagerungen aller möglichen Gesteine – Kristallin, Triasdolomit, Lias-Kieselkalke, Tasna-artiges Mesozoikum, Quarzite, Radiolarite, namentlich aber auch Ophiolithe – im Hangenden des Tasna-Mesozoikums sind von CADISCH und STAUB (1921) zunächst der Arosa-Zone Mittelbündens zugewiesen worden. Diese Auffassung haben wir akzeptiert (u. a. in LOMBARD et al., 1962), während CADISCH (1941, 1946, 1953a, b, 1968) diese Serien zum (tertiären?) «Flysch der Tasna-Decke» schlug. Diese Schieferserien sind aber, wie auch CADISCH ausführt, tektonisch durchaus selbständig. Sie tragen oft den Charakter einer sedimentär-tektonischen Mischzone (Mélange); die Schollen (grossenteils Olistolithe) enthalten Gesteine, wie Radiolarite und Diabase, die der eigentlichen Tasna-Decke ganz fremd sind. Diese Schieferzone, die nur entlang dem NW-Rand des Fensters gut entwickelt ist, zeigt Analogien zur hochpenninischen (früher als Unterostalpin angesehenen) Arosa-Zone **Mittelbündens**, ganz besonders aber zur Mélange-Zone, die z. B. unter dem Madrisahorn bei Klosters zwischen Sulzfluh-Decke und Oberostalpin liegt und z. T. der sogenannten «Viechcalanda-Schuppe» entspricht (s. Diskussion in TRÜMPY und HACCARD, 1969, p. 383).

6. Stammer-Schuppe

Der Gipfel der Stammerspitze, zwischen Samnaun und Val Sinestra, hebt sich auch morphologisch stark von den umgebenden Bergen ab. Er besteht aus fossilführenden Trias- und Juragesteinen, die sich nicht mit denjenigen der übrigen hier beschriebenen Einheiten vergleichen lassen. KLÄY (1957), dem wir eine schöne Monographie dieses schwierigen Berges verdanken, weist auf Analogien zur Serie der Ortler-Zone in der Val Trupchun hin. Noch näher scheinen uns die Beziehungen zum Mesozoikum der unterostalpinen Bernina-Decke zu sein; eine unterostalpine Herkunft der Stammer-Klippe wäre auch vom **tektonischen Standpunkt aus recht plausibel**⁶.

7. Sesvenna-Scarl-Scholle

Von den fünf grossen Kristallinschollen der oberostalpinen Decke zwischen Mittelbünden und dem Brenner – Languard, Campo, Sesvenna, Silvretta und Ötztal – nehmen die drei letztgenannten an der Umrahmung des Unterengadiner Fensters teil.

Die Sesvenna-Scarl-Scholle baut die Unterengadiner Dolomiten und den Grossteil der **Münstertaler Berge (mit Ausnahme einiger Deckschollen der Ötztal-Masse)** auf, im **Dreieck Schanf-Nauders-Stilfser Joch**. Sie besteht aus Kristallin (Sesvenna- oder Münstertaler Kristallin, Oberer Gneiszug im Unterengadin) und zugehörigen Sedimenten, zur Hauptsache triadischen Alters, die mit dem Kristallin teils direkt stratigraphisch verbunden (Scarl-«Decke»), teils mehr oder weniger abgesichert sind (Schuppen des Umbrailgebietes und des Unterengadiner Piz Lad; sekundär SW-bewegte Quattervals-«Decke»).

Das Kristallin des Oberen Gneiszuges umfasst hauptsächlich drei Typen: relativ feinkörnige, eher dunkle Biotitgneise (mit Plagioklas, oft auch Granat und Staurolith), hellere, grobkörnigere Muskovitgneise von granitischer Zusammensetzung (z. T. Augengneise) und dunkelgrüne, kieselsäureärmere Amphibolite bis Hornblende-Epidot-

⁶ KLÄY spricht sich zwar aus faziellen Gründen gegen diese Zuordnung aus. Doch sein für den Vergleich herangezogenes «Unterostalpin» besteht aus den – penninischen – Falknis-, Sulzfluh-, Tasna- und Arosa-Decken, nicht aber aus dem **wirklichen Unterostalpin des Oberengadins (Err- und Bernina-Decke)**.

Chloritschiefer. Jüngere Diabasgänge sind selten. Die **kristallinen Serien** haben im **Karbon** eine **intensive Verfaltung** durchgemacht (besonders schön sichtbar am **Burgfelsen von Serviez**); die **alpine Durchbewegung** äussert sich in **Ruschelzonen** und einer **destruktiven Zerbrechung** der Gesteins. An der Oberkante des **Kristallins** beobachtet man eine vor-permische **Verwitterungszone**, mit **Rotfärbung**.

Die untere Trias (und oberes Perm?) wird durch **grüne** und **rote Sandsteine** vertreten («**Verrucano**», «**Servino-Buntsandstein**»). Die Mächtigkeit wechselt stark, von 0 bis 200 m. Im obersten Teil (Schichten von Punt la **Drossa**) werden die **Sandsteine** karbonatführend.

Mit der Mitteltrias werden **Karbonatgesteine** dominierend. Ihr unterer **Abschnitt** ist **teils dolomitisch**, teils kalkig; **dickbankigere** graue Dolomite machen die obere Hälfte aus. In der unteren **Val d'Uina** werden die **mitteltriadischen Karbonatserien** (**Scarl- und Arlberg-Formation**) über 300 m dick; meist liegt ihre Mächtigkeit wegen **tektonischer Störungen** und wegen primären **Ausdünnens** weit unter dieser **Zahl**.

Die **Obertrias** bildet fast **alle Dolomitklötze** der **Unterengadiner Dolomiten**. Unten liegt die **Raibler-Formation**, die dank ihren Gipsen, **Rauhacken** und **Tonschiefern** als bevorzugtes tektonisches **Abscherungsniveau** dient. **Darüber** folgt die um 1000 m mächtige **Hauptdolomit-Formation**, **dickbankige** graue Dolomite. Die **fossilreichen Kössener-Schichten** sind besonders im **W-Teil** der **Unterengadiner Dolomiten** vertreten.

Der **Jura** tritt im **Landschaftsbild** weniger hervor, mit Ausnahme von **liasischen Dolomitbreccien**, die in der **Lischana-Gruppe** tief in den **Aauptdolomit** **hinabgreifen**.

Im **grossen** gesehen ist der tektonische Bau der **Sesvenna-Scarl-Scholle** recht **einfach**. Das **Kristallin** des oberen **Gneiszug**, **gegenüber** der **Plattamala** gegen 2 km mächtig, **verschmälert** sich gegen **WSW** und **spitzt** **W** der **Val Plavna** zwischen den **Trias-Sedimenten** und der **Engadiner Linie** aus⁷. **SSE** davon zieht eine **synklinale Einmündung** durch, in welcher **Piz Pisoc**, **Piz Lischana** und **Piz Schalámbert** liegen. Eine **sekundäre Aufwölbung** bringt in der **Val d'Uina** **nochmals** das **Kristallin** an die Oberfläche. **SE** davon liegt die **grosse Kuppel** des **Sesvenna-Massivs**.

Die **Auflagerung** der Sedimente auf dem **Kristallin** ist nicht ganz ungestört. **Abscherungen** finden sich an der Basis der mesozoischen **Schichtreihe**, **ganz** besonders aber im Niveau der **gipsführenden Raibler-Schichten**. In den **nordöstlichen** Unterengadiner Dolomiten bedingt dies eine **disharmonische Tektonik** der unter- und mitteltriadischen Formationen **einerseits**, des **Hauptdolomit- und Jura-Stockwerkes** andererseits. Diese Tendenz verstärkt sich gegen **SW** (s. **KELLERHALS**, 1966), und jenseits des **Clemgia-Tales** macht sich der **Oberbau** weitgehend selbständig. Die sekundären **SW-Bewegungen**, welche dem Bau der **Quattervals-Gruppe** sein Gepräge verleihen, machen sich im zentralen **Unterengadin** nur **ganz** untergeordnet bemerkbar. Dagegen wurden die Sedimente der **Scarl-Einheit** **unter** dem gegen **W** gerichteten Vorschub der **Ötzmasse**, namentlich am **Piz Lad**, lokal von ihrer **Unterlage** abgerissen und mit dem **Ötztal-Kristallin** **verschuppt**.

8. Die Silvretta-Scholle

Das **Kristallin** der **Silvretta-Schubmasse** umrahmt das **Engadiner Fenster** im **N**, **W** und **SW**; im **SSW** **stösst** es an die **Engadiner Störung**. Mesozoische Sedimente **sind** nur am **Westrand** der **Decke**, im **Ducan- und Landwassergebiet**, erhalten **sowie** im **N**, **wo** die **nördlichen Kalkalpen** mit mehr oder weniger **tektonisiertem** Kontakt an die **nördliche Phyllitgneis-Zone** der **Silvretta** **stossen**.

⁷ Über den vermuteten Zusammenhang von Oberem Gneiszug und Silvretta-Kristallin s. S. 83.

Der **Innenbau** des **Silvretta-Kristallins** ist sehr kompliziert, namentlich in der Nuna-Gruppe und im Scaletta-Gebiet, wo verschlungene **Falten** mit steilstehenden Achsen auftreten. Dieser Faltenbau ist **grossenteils herzynischen** Alters (300 m. J.), d. h. bei der alpinen **Faltung** wurde ein riesiger Block alten **Grundgebirges** – ein «Stück Böhmen» – als zusammenhängende Scholle über die jungen penninischen **Sediment-Formationen geschoben**. Die **alpine** Deformation äussert sich hauptsächlich durch Scherflächen, längs welchen durch die Reibungswärme sogar partielle **Aufschmelzung** des Gesteins erfolgen **konnte** (Pseudotachylite).

9. Die Ötztal-Scholle

An einer scharfen, flach gegen E einfallenden Überschiebung, der Schlinig-Linie, überreitet das Kristallin der Ötztal-Scholle die mesozoischen Sedimente der Scarl-Scholle. Besonders schön ist die Überschiebung am Munt Russenna und im Hintergrund der Val d'Assa zu sehen; Klippen liegen auf dem Piz da Rims und dem Piz San Jon.

Mesozoikum der Ötztal-Scholle ist nur in einer komplexen Synklinale am Jaggl (Cima del Termine), E der Reschenscheideck, erhalten⁸.

C. Die tektonischen Einheiten im **Landschaftsbild**

Der asymmetrische Aspekt der Unterengadiner Talung ist weitgehend durch das Gesteinsmaterial bestimmt.

Die **sanften Gehänge** und engen Schluchten des linken Talhanges bestehen aus den meist **kalkführenden Bündnerschiefern** des Fensterinnern. Die Gesteine verwittern leicht; da sie aber generell steiler als der Hang gegen S einfallen, kommt es nur stellenweise (besonders WNW Sent) zu **grösseren** Sackungen und Rutschungen. Dagegen tragen sie eine **ausgedehnte Decke** von Inn-Moränen, Quellen finden sich meist an der Grenze **Moräne-Bündnerschiefer**. Die etwas härteren Gesteine der Roz-Schuppen treten im Landschaftsbild nur gelegentlich hervor (Schlosshügel Tarasp; S Seraplana).

Von der geringmächtigen Zone von Ramosch fallen vor allem die **vegetationsfeindlichen Halden** der **Serpentinite** auf (Clemgia-Schlucht).

Das granitische **Kristallin** und die wechselvollen, vorwiegend kalkigen Gesteine der Tasna-Decke bedingen die reizvolle Landschaft von **Ardez**, die Bergkette Piz Minschun-Piz Tasna und bauen die waldigen **Vorberge** zwischen Val Plavna und Val Sampuoir auf. E der Val **Plavna** tritt sie auf der rechten Talseite morphologisch kaum in Erscheinung. Um so auffallender ist die Felskante der Plattamala (Fortezza, P. 1548), wo der Granit der Tasna-Decke auf das **Nordufer** des **Inns** überspringt und diesen in die bekannte Talenge zwingt.

Unter den oberostalpinen Decken dominiert die Sesvenna-Scarl-Scholle im Landschaftsbild. Das Kristallin des Oberen Gneiszuges, westlich der Clemgia nur ganz lückenhaft aufgeschlossen, bildet am Ausgang der Val d'Uina und der Val d'Assa düstere, bewaldete Hänge; bei Serviez tritt es auf eine kurze Strecke auf das **linke Innufer** über. Darüber erheben sich die hohen, hellen Dolomit- und **Kalkmauern** der Unterengadiner Dolomiten. Schuttbildungen von der rechten Talseite sind **vorwiegend** karbonatisch; nur lokaler Schutt aus den tieferen Gehängen, von Pradella an innabwärts, zeigt **Kristallinvormacht**.

⁸ M. THÖNY (Wien) deutet diese Sedimente neuerdings als Fenster **unter** der Ötztal-Decke (schriftliche Mitteilung).

ert, namentlich in der Nuna-
n mit steilstehenden Achsen
lters (300 m. J.), d. h. bei der
ges – ein «Stück Böhmen» –
chen Sediment-Formationen
ich durch Scherflächen, längs
elzung des Gesteins erfolgen

chiebung, der Schlinig-Linie,
schen Sedimente der Scarl-
ussenna und im Hintergrund
Rims und dem Piz San Jon.
en Synklinale am Jaggl (Cima

ng ist weitgehend durch das

Talanges bestehen aus den
rn. Die Gesteine verwittern
fallen, kommt es nur stellen-
3 Rutschungen. Dagegen tra-
len finden sich meist an der
Gesteine der Roz-Schuppen
shügel Tarasp; S Seraplana).
r allem die vegetationsfeind-

iegend kalkigen Gesteine der
die Bergkette Piz Minschun-
Plavna und Val Sampuoir auf.
logisch kaum in Erscheinung.
ezza, P. 1548), wo der Granit
nd diesen in die bekannte Tal-

enna-Scarl-Scholle im Land-
stlich der Clemgia nur ganz
d'Uina und der Val d'Assa
e kurze Strecke auf das linke
olomit- und Kalkmauern der
nten Talseite sind vorwiegend
hängen, von Pradella an inn-

Fenster unter der Ötztal-Decke

Das **Kristallin** der **Silvrettagruppe** baut die **Nuna-Gruppe** auf, wo der Inn eine Strecke weit die **Engadiner Störungslinie** verlässt. Die **tirolische Ötztal-Decke** greift nur ganz **randlich** auf das **Unterengadin** über.

D, Bemerkungen zu zwei Korrelationsproblemen

1 Die penninische Stellung der Tasna-Decke

Seit 1955 haben wir **Falknis-, Sulzfluh-** und **Tasna-Decke** ins **Penninikum** gestellt und sie als **Abkömmlinge** einer gegen E allerdings stark modifizierten **Briançonnais-Schwelle** betrachtet. Gegenüber dieser Korrelation haben verschiedene **Autoren** (STAUB, 1958; CADISCH, 1968, p. 47; MEDWENITSCHE, 1962; und – in vorsichtiger Formulierung – auch WENK, 1962) der früher üblichen Zuordnung der **Tasna-, Arosa-, Sulzfluh-** und **Falknis-Decke**⁹ zum **Unterostalpin** den **Vorzug** gegeben, allerdings – von STAUB abgesehen – nicht mit eingehender Begründung. Da diese Kritik z. T. auf einem Missverständnis beruht, wonach die **penninische Herkunft** der genannten Decken von der «mittelpenninischen Lösung» des Schamser **Dilemmas** abhängt, möchten wir hier nochmals kurz die Gründe darlegen, die uns **zur** Einordnung der **Tasna-Decke** im **Penninikum** bewogen haben.

a) **Falknis-** und **Sulzfluh-Decke** liegen in **Mittel- und Nordbünden** unter der **ophiolithführenden Arosener Decke**. Die **letztere** ist mit der **südbündnerischen Platta-Decke** – **definitionsgemäss** der obersten **penninischen** Einheit – **identisch**.

b) Die **Schichtreihe** der **Sulzfluh-Decke** ist derjenigen der **präalpinen Klippen-Decke** **sehr** eng verwandt; namentlich die **Mithen** (externes «**Pseudo-Briançonnais**» oder **M-M-M-Schwelle** BOLLERS [1963]) zeigen die **allerengsten** Beziehungen zur **Sulzfluh**. Die **Ableitung** der **Klippendecke** aus **östlichen Äquivalenten** der **Briançonnais-** und **Sub-briançonnais-Zone** ist **von ELLENBERGER** und anderen eindeutig nachgewiesen worden.

c) Dem wirklichen **Unterostalpin** – den **Sedimenten** der **Err- und Bernina-Decke** – **fehlen** die für **Falknis-, Sulzfluh-, Tasna-** und **Arosa-Decke** charakteristischen **mesozoischen** Serien. Es **fehlen Malmkalk** vom **Typus Falknis** oder gar **Sulzfluh**, es **fehlen Tristelkalk-** und «**Gault**»-**Niveau**, es **fehlen** namentlich die **Diabase** und **Serpentinite** der **Arosener Sone**.

Bei diese **Beweisführung** bleibt also das «**Dilemma der Schamser Decken**» **ausgeklammert**. Sie bleibt **gültig**, ob die **Schamser Einheiten** von der **Margna-Decke** oder ob sie **von tieferen penninischen Kristallindecken** abgeschert wurden¹⁰.

Der **Deckengeometrie** und der **Fazies** der **mesozoischen Sedimente** **sind** die **wesentlichen Korrelationskriterien** **alpinektonischer** Elemente. Die **Zusammensetzung** des **vortriadischen Kristallins** ist als **Merkmal** **erheblich** weniger zuverlässig, da sie ja in **erster Linie** von der **herzynischen Struktur** abhängt, die in **sehr vielen Fällen** ganz **schief**

⁹ **Penninische** Stellung von **Falknis, Schams** und **Sulzfluh** bei **unterostalpin** Stellung der **Tasna-Decke**, wie dies von **TOLLMANN** (1965) propagiert, **seitdem** jedoch vom **selben Autor** wieder **korrigiert** wurde, ist **angesichts** der ausgesprochenen **Faziesanalogien** zwischen **Falknis** und **Tasna** **äußerst unwahrscheinlich**.

¹⁰ Wie wir (**TRÜMPY** und **HACCARD**, 1969) vor **kurzem** **ausgeführt** haben, scheint uns die **Schamser** Frage **noch** nicht **spruchreif**. Die «**untere** Lösung» (**HAUG**, 1925; **STREIFF**, 1962) ist an sich **plausibler**, **doch** wirft eine **Herleitung** aus der **Splügener Mulde** **grosse** Schwierigkeiten auf. **Eher** käme eine **Abkunft** aus **höheren** Teilen der **Misoxer Mulde** in Frage, aus welcher ja **zumindest** das **tiefste** **Schamser Element**, die **Bruschhorn-Areue-Schuppe**, **nachgewiesenermassen** **stammt** (**Diskussion** mit **S. NEHER** und **A. GANSSER**).

zum Streichen der alpinktonischen Leitlinien und der mesozoischen Faziesstreifen verläuft. Herzynische Granitoide sind kein untrügliches Kennzeichen des unterostalpinen Bereichs; sie treten ja auch im sicheren Penninikum auf (z. B. Truzzo-Granit in der Tambo-Decke) und dürften, alpinmetamorph völlig ungeprägt, selbst im Lepontin stark vertreten sein (NABHOLZ, 1956). Auch die früher oft ins Feld geführte Ähnlichkeit der Tasna-Granite mit Graniten der Bernina-Decke kann deshalb kaum eine unterostalpine Herkunft von Tasna, Falknis und Sulzfluh beweisen¹¹.

Das Typus-Unterostalpin (grisonider Faziesbereich) wird zweifellos durch die Sedimente der Err- und Bernina-Decke im Oberengadin, Puschlav und Oberhalbstein repräsentiert¹². Die Abgrenzung gegen den piemontischen Eugeosynklinaltrog ist keine scharfe; die tiefsten unterostalpinen Abscherungsdecken (Castellins, Carungas-Decke, «Oberhalbsteiner Schiefer») zeigen eine tiefmeerische Jura- und Kreidefazies, die sich kaum von derjenigen der liegenden Platta-Decke unterscheidet. Wir ziehen die Faziesgrenze dort, wo die tektonisch höchsten (südlichsten) Ophiolithe vorkommen, wobei wir uns bewusst sind, dass auch diese – bequeme – Grenzziehung künstlich ist.

Der Grossteil der Arosa-Zone wird dadurch natürlich noch penninisch. Es ist aber durchaus denkbar, dass die höchsten, ophiolithfreien Schuppen, die unter der Arosen Zone subsumiert werden (z. B. Casana bei Klosters, vielleicht auch Verspala-Flysch), effektiv dem grisoniden Faziesraum zugeordnet werden könnten.

Noch nicht ganz klar ist das Verhältnis des bündnerischen (grisoniden) Unterostalpins zum österreichischen (lungauriden) Unterostalpin. Die Verhältnisse in Graubünden machen es wahrscheinlich, dass der piemontesische Trog gegen E völlig ausspitzt; schon im Querschnitt des Unterengadins ist er nur noch durch die schwächtigen, mit Vorbehalt der Arosen Zone zuzuordnenden Reste im Hangenden der Tasna-Decke vertreten (S. 78). Dies würde bedeuten, dass der lungauride Faziesgürtel Äquivalente sowohl des bündnerischen Unterostalpins wie auch der stark modifizierten Briançonnais-Schwelle umfasst; es würde fernerhin erklären, weshalb im Hangenden des Tiroler Unterostalpins nochmals Serpentine auftreten können (Reckner in den Tarntaler Bergen, s. MECHTHILD ENZENBERG, 1967).

Möglicherweise ist der grisonide Bruchschollengürtel auch eine mehr oder weniger lokale, bündnerische Spezialität; seine tirolischen Analoga zeigen etwas andere Fazies, und im W tritt an die Stelle des unterostalpinen Faziesgürtels der noch deutlich eugeosynklinal entwickelte des Ligurikums oder «Ultrapenninikums» (Simmen-Decke und Helminthoiden-Flysch). Der mächtigen Simmen-Decke der Westalpen steht östlich des Rheins nichts vergleichbares gegenüber, auch wenn fazielle Beziehungen zur Arosa-Zone, zum Unterostalpin und zum nördlichen Kalkalpin (Allgäu-Decke) bestehen.

¹¹ E. WENK hat zwar neuerdings (1962) wieder die enge Verwandtschaft von Albula- und Tasna-Granit betont. Für den Feldgeologen ist diese entschiedene Stellungnahme eines führenden alpinen Petrologen etwas überraschend. Der Albula-Granit der Err-Decke zeigt eine ganz normale granitische Struktur, während der Tasna-Granit, mit seiner feinkörnigen Grundmasse und den bald gedrängt, bald mehr einzeln darin spriessenden Feldspäten, ganz abnormal und ausgesprochen inhomogen ausgebildet ist. Auch in chemischer Hinsicht lässt sich der Tasna-Granit kaum mit den herzynischen Granitoiden der Err- und Bernina-Decke in nähere Beziehung setzen (P. NIGGLI, 1919).

¹² Der Begriff «Unterostalpin» wurde erstmals von HOEK (1906) verwendet, und zwar für Serien, die heute grossenteils der Tschirpen-Decke Mittelbündens zugeordnet werden. Hier müsste man also, wenn man streng nach Prioritäten vorgehen möchte – was wohl sinnlos ist – die Typuslokalität des Unterostalpins statuieren. Es ist übrigens nach Fazies und Stellung gut denkbar, dass die Tschirpen-Decke effektiv ein Abkömmling der Bernina-Decke ist.

mesozoischen **Faziestreifen** Kennzeichen des **unterostalpin** auf (z. B. **Truzzo-Granit** in **Lepontin** als **Feld geführte Ähnlichkeit** deshalb kaum eine unterostalpin¹¹.

und zweifellos durch die **Sedimentation** und **Oberhalbstein** relictuell **geosynklinal** ist keine **Castellins, Carungas-Decke, T- und Kreidefazies**, die sich **verändert**. Wir ziehen die **Fazies** **verändert** vorkommen, wobei wir **Artificial** ist.

Alpen. Es ist aber **Alpen**, die unter der **Arosener** **Schicht** auch **Verspala-Flysch**, **Alpen**.

Alpen (**grisoniden**) **Unterostalpin**. Die Verhältnisse in **Graubünden** Trog gegen E völlig **ausgesprochen** noch durch die schwächtigen, **Hangenden der Tasna-Decke** **Äquivalente** **modifizierten Briançonnais** im **Hangenden des Tiroler** (**Reckner** in den **Tarntaler**

Alpen eine mehr oder weniger **Alpen** zeigen etwas andere **Fazies**, **Alpen** der noch deutlich **eugeo** **Alpen** (Simmen-Decke und **Alpen** steht östlich des **Alpen** Beziehungen zur **Arosener** (**Allgäu-Decke**) bestehen.

Alpen von **Albula- und Tasna-** **Alpen** zeigt eine ganz normale **Alpen** Grundmasse und den bald **Alpen** abnormal und ausgesprochen **Alpen** der **Tasna-Granit** kaum mit den **Alpen** Beziehung setzen (**P. Niggli**,

(1906) verwendet, und zwar für **Alpen** zugeordnet werden. Hier müsste **Alpen** was wohl sinnlos ist – die Typus- **Alpen** und Stellung gut denkbar, dass **Alpen** ist.

OBERHAUSER (1968) sowie JACOBSHAGEN und OTTE (1968) haben darauf hingewiesen, dass mindestens seit dem Cenoman die Arosener Zone (s. l.) (inklusive eventuelle unterostalpine Anteile) und der Nordrand der Kalkalpen benachbart waren. Dies kann im E durch bedeutende vorcenomane Überschiebungen erklärt werden; im W jedoch ist kaum damit zu rechnen, da die unterostalpine Schichtreihe des Engadins ja bis ins Cenoman reicht. Man darf mit JACOBSHAGEN und OTTE vermuten, dass der grisonide Faziestreifen, zwischen Arosa-Decke und Kalkalpen, gegen E verkümmerte, und man darf diese Nachbarschaft weiterhin als Indiz dafür heranziehen, dass die Kalkalpen nördlich und nicht südlich der zentralalpinen Erosionsreste mesozoischer Formationen (Jaggl, Scarl-Ortler, Ducan-Landwasser) einzuordnen sind. In dieselbe Richtung weisen Faziesanalogien zwischen der südlichen Bernina-Decke (Sassalbo) und der Allgäu-Decke, welche schon RUDOLF STAUB aufgefallen sind; leider hat dieser Autor jedoch versucht, die drei Teildecken der kohärenten kalkalpinen Überschiebungsdecke ganz verschiedenen zentralalpinen Kristallinblöcken zuzuweisen. Die Nachbarschaft Unterostalpin/Kalkalpin, die in Graubünden und Vorarlberg recht wahrscheinlich ist, schließt natürlich nicht aus, dass sich östlich der Hohen Tauern – und eventuell sogar in den Stubaier Alpen? – ein echtes «Mittelostalpin» im Sinne von A. TOLLMANN dazwischenschaltet.

2. Über die gegenseitige Stellung von Sesvenna-, Silvretta- und Ötztal-Scholle

Das Verhältnis der drei das Unterengadiner Fenster umrahmenden ostalpinen Kristallinschollen ist recht verschieden gedeutet worden.

Für TERMIER (1905) war die Silvretta-Decke die höchste ostalpine Einheit. In Verfolgung dieser These postulierten ZYNDEL (1912) und DANIEL TRÜMPY (1912) eine Entwicklung der Silvretta-Decke unter die Unterengadiner Dolomiten, zwischen Schanf und der Val Plavna. RUDOLF STAUB (1937, 1962, 1964) hat in verschiedenen Varianten dieselbe Interpretation vertreten und hat die gesamten Sedimentmassen des Gebirgsdreiecks Schanf-Nauders-Ortler ins Liegende der oberostalpinen Silvretta-Ötztal-Decke eingeordnet, bald (bzw. teils) als mittelostalpine Elemente, bald als überfahrenen Stirnkopf der oberostalpinen Decken. Die Deutungen STAUBS konnten insofern nicht befriedigen, als sie den offenkundigen engen Zusammenhang aller ostalpinen Elemente zwischen Campo-Ortler und Ötztal wie auch die Existenz von aberrant gerichteten Schüben negierten bzw. bagatellisierten.

Demgegenüber betonte WENK (1934) die Verwandtschaft zwischen dem Sesvenna-Kristallin des Oberen Gneiszuges und dem Silvretta-Kristallin der Nuna-Gruppe, wenn er auch ausdrücklich festhielt, dass ein direkter Zusammenhang zwischen den beiden Kristallin-Komplexen nicht nachzuweisen sei. CADISCH (1953, 1968) und EUGSTER (1959, 1962, 1965) haben einen solchen Zusammenhang jedoch ohne weiteres angenommen und die Scarl-Sedimente damit ins normale Hangende der Silvretta-Decke versetzt.

Wenn auch CADISCH und EUGSTER insofern zuzustimmen ist, dass Campo-, Sesvenna-, Silvretta- und Ötztal-Kristallin samt den zugehörigen Sedimentserien nur mehr oder weniger lokale Schollen innerhalb einer im Prinzip einheitlichen, zentral-ostalpinen Schubmasse darstellen, so stehen ihrer Interpretation doch zwei gewichtige Argumente entgegen:

1. Der Kristallinspan des Oberen Gneiszuges wird W des Clemgiales immer schwächer. Jenseits einer Schuttzone in der Val Plavna ist dann plötzlich das Kristallin der Nuna-Gruppe da, das gegen W gewaltig anschwillt. Es ist nun seit SPITZ und DYHRENFURTH (1915) bekannt, dass ein wahrscheinlich oberostalpinen, recht mächtiger und auch vom Tal aus sehr auffälliger Dolomitzug unter die Silvretta-Decke hineinzieht (s. auch BOESCH et al., 1953). Dieser Dolomit des Munt della Bescha (S Pra

Putèr) ist in der Literatur recht stiefmütterlich behandelt worden und fehlt sogar auf den neuesten tektonischen Karten (CADISCH et al., 1968). Er macht eine direkte Verbindung des oberen Gneiszuges zur Silvretta-Decke sehr unwahrscheinlich. Nach seiner Stellung unter dem Silvretta-Kristallin lässt er sich mit dem Dolomit von Schanf und mit den subsilvrettiden Linsen (HEIERLI, 1955) in Parallele setzen.

2. Vor allem aber muss darauf hingewiesen werden, dass das Verhältnis der Scarl-Sedimente zum Oberen Gneiszug E der Val Plavna und zum Silvretta-Kristallin W davon ein vollkommen anderes ist. Während sie dem ersteren mehr oder weniger normal-stratigraphisch auflagern, ist zum Silvretta-Kristallin ein eindeutig tektonischer, diskordant zu den Strukturen der Engadiner Dolomiten stehender Kontakt vorhanden. An das Silvretta-Kristallin treten, abgesehen von Rauhwacke-Schürflingen, nicht die ältesten, sondern jüngere, norische und selbst rhätische Trias-Formationen; dies ist auch durch die Stollenbauten der Engadiner Kraftwerke bestätigt worden (KÖNZ, 1969)¹³.

Die Engadiner Störung (oder Stragliavita-Linie) zieht SSE des Silvretta-Kristallins, aber NNW des Sesvenna-Kristallins durch. In der Val Plavna schneidet sie das erste gegen E, das zweite gegen W ab.

Wir haben vor kurzem (TRÜMPY und HACCARD, 1969) folgende Arbeitshypothese formuliert:

Silvretta und Ötztal waren ursprünglich dieselbe Decke. Ihre Trennung wurde durch die jungalpine, linkssinnige Transversalverschiebung der Engadiner Störung bewirkt. An den Bahnen der Engadiner Linie im W, der Silltal-Störung im E ist der Ötztal-Block spätalpin gegen N vorgestossen und hat dabei zwischen Prutz und Imst die Silvretta, zwischen Imst und Innsbruck den Kalkalpen-Südrand überfahren; die Teleskopierung der Metamorphosezonen am Brenner mag ebenfalls zum Teil diesem Vorstoss zuzuschreiben sein.

Es ist in dieser Hinsicht von Bedeutung, dass SW-NE streichende Sedimentmulden am Westrand der Silvretta-Masse (Landwasser, Ducan) und am Westrand der Ötztal-Masse (Jaggl) vorkommen, und dass die Fazies dieser drei Zeugen der ursprünglichen Sedimentbedeckung einer einheitlichen Silvretta-Ötztal-Decke viele gemeinsame Züge aufweist. Auch die Anordnung der Zonen im Kristallin ist mit dieser Hypothese gut vereinbar.

Dadurch kämen nun die Engadiner Dolomiten, da sie klar unter der Schling-Überschiebung der Ötztal-Decke liegen, logischerweise auch in ein Niveau unter der Silvretta-Decke. Allerdings ist die Überschiebung der Ötztal/Silvretta-Decke nicht nach Norden gerichtet, sondern nach NW, wenn nicht gar gegen W; somit läge die Sesvenna-Scarl-Scholle, grosstektonisch betrachtet, eher neben als unter der Silvretta (SOMM, 1965).

Die primäre Stirn der Sesvenna-Scarl-Scholle lag ursprünglich wohl wenig jenseits der Engadiner Linie und strich NE-SW. Das Sesvenna-Kristallin biegt gegen SW zurück und mag allenfalls – durch die nach SW gerichtete Rückschuppung der Quattervalsgruppe sekundär verfrachtet – an der Corna dei Cavalli erhalten sein. Die Existenz einer solchen primären, schon von STAUB und EUGSTER angedeuteten Stirne mag auch erklären, weshalb NW der Engadiner Störung nur relativ unbedeutende Elemente – der Dolomitaug des Munt della Bescha, die subsilvrettiden Linsen und vor allem der Dolo-

¹³ Die Profildarstellung EUGSTERS (1962) trägt diesen Verhältnissen nicht Rechnung. Am Stragliavita-Pass steht der Kontakt zwischen Silvretta-Kristallin und Trias überdies saiger.

lt worden und fehlt sogar auf
) Er macht eine direkte Ver-
mwahrscheinlich. Nach seiner
dem Dolomit von Schanf und
ele setzen.

lass das Verhältnis der Scarl-
d zum Silvretta-Kristallin W
ren mehr oder weniger normal-
i ein eindeutig tektonischer,
stehender Kontakt vorhanden.
wacke-Schürflingen, nicht die
e Trias-Formationen; dies ist
rke bestätigt worden (KÖNZ,

SSE des Silvretta-Kristallins,
avna schneidet sie das erste ge-

59) folgende Arbeitshypothese

ce. Ihre Trennung wurde durch
r Engadiner Störung bewirkt.
örung im E ist der Ötztal-Block
Prutz und Imst die Silvretta,
überfahren; die Teleskopierung
m Teil diesem Vorstoss zuzu-

E streichende Sedimentmulden
und am Westrand der Ötztal-
frei Zeugen der ursprünglichen
-Decke viele gemeinsame Züge
i ist mit dieser Hypothese gut

e klar unter der Schlingig-Über-
in ein Niveau unter der Sil-
tal/Silvretta-Decke nicht nach
en W; somit läge die Sesvenna-
als unter der Silvretta (SOMM,

rsprünglich wohl wenig jenseits
t-Kristallin biegt gegen SW zu
e Rückschuppung der Quatter-
valli erhalten sein. Die Existenz
angedeuteten Stirne mag auch
v unbedeutende Elemente – der
Linsen und vor allem der Dolo-

erhältnissen nicht Rechnung. Am
llin und Trias überdies saiger.

mitklotz von Schanf¹⁴ – in einer den Unterengadiner Dolomiten analogen Stellung vor-
handen sind.

Es sei nochmals betont, dass diese Deutung vorderhand nur den Wert einer Arbeits-
hypothese besitzt. Sie muss in einem weiteren Rahmen diskutiert werden, wobei sich
namentlich die Frage nach der geometrischen und faziellen Stellung der verschiedenen
oberostalpinen Sedimentserien am Westende der Ostalpen–Kalkalpen, Landwasser-
Ducan, Jaggl, Scarl–Quattervals, Ortler, Südalpen – aufdrängt.

Literaturverzeichnis

- ALLEMANN, F. (1957): Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil), unter beson-
derer Berücksichtigung des Flyschproblems. Jb. Hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein, 56, 244 p.
- BOESCH, H., CADISCH, J. und WENK, E. (1953): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der
Schweiz, Blatt 424 (20), Zernez. Schweiz. Geol. Komm.
- BOLLER, K. (1963): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der
Klippendecke (östlich der Rhone). Eclogae geol. Helv. 56/1, p. 15–102.
- BURKARD, G. (1953): Geologische Beschreibung der Piz-S-clialambert-Gruppe (Unterengadiner
Dolomiten). Diss. Univ. Bern, 63 p.
- CADISCH, J. (1946): Über den Flysch der Tasna-Decke (Unterengadin). Eclogae geol. Helv. 39/2,
p. 105–109.
- CADISCH, J. (1947): Ein Beitrag zur Geologie der Mineralquellen von Schuls-Tarasp. Eclogae
geol. Helv. 39/2, p. 235–237.
- CADISCH, J. (1950): Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. Eclogae
geol. Helv. 43/2, p. 172–180.
- CADISCH, J. (1953a): Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl., Basel (Wepf), 480 p.
- CADISCH, J. (1953b): Geologie. SAP, Unterengadin, Samnaun, p. 17–23.
- CADISCH, J. (1961): Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. Verh. Geol.
Bundesanstalt 2, p. 115–124.
- CADISCH, J., BEARTH, P. und SPAENHAUER, F. (1941): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der
Schweiz, Blatt 420 (14), Ardez. Schweiz. Geol. Komm.
- CADISCH, J. und EUGSTER, H. (1966): Zernez–Ofenpass–Münstertal–Reschenscheideck–Unter-
engadin–Zernez, Exkursion Nr. 44. In: Geol. Führer Schweiz, 9, Basel (Wepf), p. 893–915.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. und WENK, E. (1968): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der
Schweiz, Blatt 44, Scuol/Schuls-Tarasp. Schweiz. Geol. Komm.
- ENZENBERG, M. (1966): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. Mitt. Ges.
Geol. Bergbaustud., 17, p. 5–50.
- EUGSTER, H. (1959): Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. Eclogae geol. Helv. 52/2,
p. 555–562.
- EUGSTER, H. (1962): Versuch einer tektonischen Synthese der Engadiner Dolomiten. Vh. Schweiz.
Natf. Ges., 142. Jvers.
- EUGSTER, H. (1965): Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen
Decke. Eclogae geol. Helv. 58/1, p. 17–20.
- EUGSTER, H. (1966): Geologie. In: Wissenschaftl. Führer schweiz. Nationalpark. Basel, Schweiz.
Bund Natursch., p. 36–42.

¹⁴ SOMM (1965) hat den Carnzug der Val Mela (E Brail) mit dem Carn in der Unterlage der
Terzascholle (= sekundär nach SW bewegter Scarl-Oberbau) in Verbindung gebracht. Es scheint
aber eine andere Korrelation naheliegender zu sein, wonach die gesamte Schuppenzone der Val
Mela zur Ortler-Einheit zu stellen wäre; die Terza-Scholle wäre in diesem Fall der Val Tanter-
mozza nur zuoberst am Muot sainza Bön erhalten, und der Dolomit von Schanf entspräche damit
allein der Falcun-«Mulde» (= Scarl-Unterbau); s. B. SCHNEIDER, Diss. im Druck.

- GRUBENMANN, U. (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Die kristallinen Gesteine. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 23. Lief., p. 146-245.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs. Diss. ETH, Zürich, 125 p.
- HAMMER, W. (1915): Die basische Fazies des Granits von Remüs (Unterengadin). Verh. k.-k. Geol. Reichsanstalt, Nr. 15 und 16, p. 302-305.
- HAUG, E. (1925): Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes Occidentales. Bull. Soc. géol. France 4/3, p. 97-244.
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Ciuos-chel (Graubünden). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 101, 106 p.
- HOEK, H. (1906): Das zentrale Plessurgebirge. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., 16.
- JACOBSSHAGEN, V. und OTTE, O. (1968): Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Waid (Ostalpen). Geologica et Palaeontologica, 2, p. 97-107.
- KARAGOUNIS, K. und SOMM, A. (1962): Geologische Probleme aus den südlichen Engadiner Dolomiten. Eclogae geol. Helv. 55/2, p. 474-480.
- KELLERHALS, P. (1966): Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 126.
- KLÄY, L. (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin). Eclogae geol. Helv. 50/2, p. 289-467.
- KÖNZ, P. (1969): Sickerwasserströmungen im Hauptdolomit beim Bau der Engadiner Kraftwerke. Schweiz. Bauw. 42, p. 839-846.
- LOMBARD, A., GANSSER, A. et al. (1962): Guidebook for the International Field Institute; the Alps, 1962. Amer. Geol. Inst.
- MEDWENITSCH, W. (1953): Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm. Kober-Festschr. «Skizzen zum Antlitz der Erde», Hollinek, Wien, p. 168.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil). Eclogae geol. Helv. 55/2, p. 460-467.
- NIGGLI, P. (1919): Petrographische Provinzen der Schweiz. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 64.
- OBERHAUSER, R. (1868): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. Jb. Geol. B. A., Wien, 111, S. 115-145.
- PAULCKE, W. (1910): Tertiär im Antirhätikon. Zentralbl. Min. Geol. u. Paläont., p. 540.
- RICHTER, M. (1957): Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach W und E. Z. deutsch. geol. Ges., 108/2, p. 156-174.
- SOMM, A. (1965): Zur Geologie der westlichen Quaternals-Gruppe (Graubünden). Ergebn. wissenschaftl. Unters. schweiz. Nationalpark, 52, 146 p.
- STAUB, R. und CADISCH, J. (1921): Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Eclogae geol. Helv., 16.
- STAUB, R. (1937): Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., 72.
- STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau; Beziehungen und Probleme. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 103, 184 p.
- STAUB, R. (1962): Engadiner Dolomiten und Münstertaler Alpen. Mitt. Natf. Ges. Graubünden, N.F., 89, 12 p.
- STAUB, R. (1964): Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. Jb. Natf. Ges. Graubünden, 89-90, 217 p.
- STREIFF, V. (1962): Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. Eclogae geol. Helv. 55/1, p. 77-132.
- TARNUZZER, CHR. (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Das Gebiet der Sedimente. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 23. Lief., p. 1-143.
- TERMIER, P. (1904): Sur la fenêtre de la Basse-Engadine. C. r. Acad. Sci. (Paris).
- TERMIER, P. (1905): Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. géol. France, 4/5 p. 209-289.
- THEOBALD, G. (1860): Unterengadin. Geognostische Skizze. Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. Naturw., 76 p.

TOLL
a
TORI
G
TRÜN
Z
TRÜN
e
TRÜN
L
VAN
R
WEN
U
WEN
E
WUN
gä
ge
ZYNE
P

Geol
Geol
B
B
Geol
B
B
B
Geol
N
N
1:
Geol
B
Geol
B
Carta
E

- TOLLMANN, A. (1965): **Faziesanalyse** der **alpidischen** Serien der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft G, p. 103–133.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). Jb. Natf. Ges. Graubünden, 85, 83 p.
- TRÜMPY, D. (1912): **Zur** Tektonik der untern **ostalpinen** Decken Graubündens. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 43, p. 1–9.
- TRÜMPY, R. (1955): Remarques **sur la corrélation** des **unités penniques** externes entre la Savoie et le **Valais** et **sur l'origine** des nappes **préalpines**. Bull. Soc. géol. France, 6/5, p. 217–231.
- TRÜMPY, R. und HACCARD, D. (1969): Reunion **extraordinaire** de la **Société Géologique** de France: Les Grisons, 14.–21. Sept. 1969, Soc. géol. France, fasc. 9, p. 330–396.
- VAN LOON, W. E. (1960): **Petrographische** und **geochemische** Untersuchungen im Gebiet zwischen **Remüs** (Unterengadin) und Nauders (Tirol). **Geologica Ultraiectina** 7, p. 11–68.
- WENK, E. (1934): Der **Gneiszug Pra Putèr-Nauders** im Unterengadin und das Verhältnis der **Umbraildecke zur Silvretta/Ötztal-Decke**. Eclogae geol. Helv., 27/1, p. 135–146.
- WENK, E. (1962): Einige Besonderheiten des unterostalpinen **Kristallins** im Unterengadin. Eclogae geol. Helv., 55/2, p. 457–460.
- WUNDERLICH, H.-G. (1958): Ablauf und **Altersverhältnis** der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündner Schiefer **Nordtessins** und Graubündens. **Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen, Math.-Physik. Klasse**, 7, p. 115–151.
- ZYNDEL, F. (1912): Über den **Gebirgsbau** Mittelbündens. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 41, p. 27.

Geologische Karten

- Geologische** Generalkarte der Schweiz, 1:200 000:
Blatt 4, St. **Callen-Chur**, 1959.
Blatt 8, Engadin, 1964.
- Geologischer Atlas** der Schweiz, 1:25 000:
Blatt 420 (Nr. 14), Ardez, 1940.
Blatt 424 (Nr. 20), Zernez, 1948.
Blatt 249/249 bis (Nr. 44), Scuol-Tarasp, 1968.
- Geologische Spezialkarten** (Schweiz. Geol. Komm.):
Nr. 58, Geol. Karte des Unterengadins, 1:50 000 (U. Grubenmann und C. Tarnuzzer), 1910.
Nr. 72, Geol. Karte der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Schanfs und dem Stilfser Joch, 1:50 000 (A. Spitz und G. Dyhrenfurth), 1915.
- Geologische Karte** der österreichisch/ungarischen **Monarchie**, 1:75 000:
Blatt Glurns und Ortler (W. Hammer), 1912.
- Geologische Spezialkarte** der Republik Österreich, 1:75 000.
Blatt Nauders (W. Hammer), 1923.
- Carta **geologica** delle Tre Venezie, 1:100 000:
Foglio Passo di **Resia** (W. Hammer), 1925.