Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles
subventionnés par la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera
pubblicati dalla
Commissione Geologica Svizzera
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)
sovvenzionati dalla Confederazione

Neue Folge, 101. Lieferung
Des ganzen Werkes 131. Lieferung

Geologische Untersuchungen in der Albulazone

zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden)

Mit 17 Textfiguren und 3 Tafeln

Von

Hans Heierli

Zürich

GEDRUCKT MIT UNTERSTÜTZUNG
DER STIFTUNG DR. JOACHIM DE GIACOMI DER SCHWEIZERISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

BERN
In Kommission bei
KÜMMERLY & FREY AG., Geographischer Verlag, Bern
1955
Druck Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission

In der Sitzung vom 27. Februar 1954 legte Herr Dr. Hans Heierli der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Geologische Untersuchungen in der Albulazone» vor mit dem Gesuch, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Diese geologische Untersuchung stützt sich auf die von Herrn Heierli durchgeführte Kartierung auf den Normalblättern 517 Bergün-E und 518 Ofenpass-W der Landeskarte der Schweiz 1:50 000.

Da die detaillierte Kartenaufnahme im Maßstab 1:10 000 bei der späteren Herausgabe der Blätter Bevers und Scanfs des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000» übernommen werden kann, beschloss die Kommission in ihrer Sitzung vom 26. Februar 1955, die sorgfältige Arbeit in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Mit dem Druck konnte sogleich begonnen werden. Herr Heierli wird einen wesentlichen Beitrag an die Druckkosten leisten, wofür ihm die Geologische Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, die Originalkartierungen sind bei der Schweizerischen Geologischen Kommission deponiert.

Für den Inhalt des Textes und der beigegebenen Illustrationen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Basel, im Oktober 1955.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

L. Vonderschmitt

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	III
Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln	VII
Vorwort des Verfassers	VIII
Literaturverzeichnis	X
Geologische Karten und Profile	XV
Topographische Karten	XVI
Einleitung und Problemstellung	1
Historisches	3
Romanische Flurnamen	5
I. Die Bauelemente der Albulazone	6
1. Subsilvrettide Triaslinsen	6
A. Stratigraphie	6
1. Detailprofile	6
2. Zusammenfassung	7
B. Tektonik	8
C. Zusammenhänge	9
2. Dolomit von S-chanf	15
A. Stratigraphie	15
1. Raiblerschichten	15
2. Hauptdolomit	15
3. Rhät (inkl. Plattenkalk)	16
4. Lias in «Kalkbankfazies»	17
B. Tektonik und Zusammenhänge	17
1. Norien (Hauptdolomit)	18
2. Rhät (inkl. Plattenkalk)	19
3. Lias	19
3. Ela-Ortler-Decke	20
A. Stratigraphie	21
1. Raiblerschichten	21
2. Hauptdolomit	22
3. Plattenkalk	22
4. Lias	22
a) Kieselige Basisschichten	22
b) Lias in Allgäufazies	23
5. Dogger	24
6. Malm (und ?Unterkreide)	24
7. Allgemeines zur Stratigraphie	25
B. Tektonik	27
1. Die Triasfalten der Üertsch-Compass-Gruppe	28
2. Die Tektonik des Schieferlias	30
4. Rauhwackenzug Albulahospiz–Zuoz	31
A. Stratigraphie	31
Rauhwacken	32
B. Tektonik und Zusammenhänge	36
5. Gualdaunaschuppe	38
A. Stratigraphie	39
1. Detailprofile	39
2. Zusammenfassung	43
a) Anisische Stufe	43
b) Ladinische Stufe	43
c) Karnische Stufe	43
d) Norische Stufe	44
e) Lias und Dogger	45
1. Rote Alvbrekzie (Steinsbergerfazies)	45
2. Kiesellias	45
3. Höherer Lias und Dogger	46
f) Malm	46
g) Kreide	47
B. Tektonik	47
1. Westlich des Pass d'Alvra (Albulapass)	47
2. Umgebung des Pass d'Alvra	48
3. Gualdauna und Val d'Es-cha	48
4. Abgrenzung	49
C. Zusammenhänge	50
6. Muntischelschuppe	54
A. Stratigraphie	54
1. Detailprofile	54
2. Zusammenfassung	55
a) Kristallin	55
b) Casannaschiefer	56
c) Verrucano	56
d) Buntsandstein	56
e) Anisische Stufe	56
f) Ladinische Stufe	56
g) Raiblerschichten	57
h) Hauptdolomit	57
B. Tektonik und Zusammenhänge	57
7. Castellschuppe	59
A. Stratigraphie (Detailprofile)	59
B. Tektonik	62
8. Guardavalschuppe	62
A. Stratigraphie (Detailprofile)	63
B. Tektonik	63
9. Arscheidaschuppe	64
A. Stratigraphie (Detailprofile)	64
B. Tektonik	66
C. Allgemeines zu den Schichtreihen der Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe	67
1. Kristallin	67
2. Casannaschiefer	67
3. Verrucano	68
4. Buntsandstein	68
5. Anisische Stufe	69
6. Ladinische Stufe	70

Seite

7. Karnische Stufe 70
8. Norische Stufe 71

D. Einordnung der Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe 71

10. Valbellaschuppe 72

A. Stratigraphie 72
1. Raiblerschichten 72
2. Hauptdolomit 72
3. Lias (und? Dogger) 73
4. Malm 73
5. Kreide 73
6. Allgemeines 74

B. Tektonik und Zusammenhänge 74

11. Liaszug Albula–Valbella (Albula-Lias) 75

12. Sedimentkeil bei La Punt 77

13. Sedimentkeile am Errdecken-Nordrand (Crasta Mora-Keile) 77

A. Stratigraphie 78
1. Detailprofile 78
2. Zusammenfassung 80

B. Tektonik und Zusammenhänge 81

II. Tektonische Übersicht 83

1. Die Silvrettadecke 83
2. Die subsilvrettiden Linsen (Scarldecke) 85
3. Der Dolomit von S-chanf (Quatervalsdecke) . . 86
4. Die Ortlerdecke 86
5. Gualdauna- und Muntischelschuppe (Languard-Allgäu-Decke) 88
6. Elemente der Berninadecke 89
7. Die Errdecke 90

Anhang: Erdbeben 91

III. Zur Morphologie 92

1. Talbildung 92

A. Terrassen und Terrassensysteme 92
1. Beidseits des Albulapasses 92
2. Unteres Oberengadin 93

B. Talbildung und Gesteinsunterlage 94
Lokale Komplikationen 94

2. Glazialmorphologisches 95

A. Moränen 95
1. Valbella am Albulapass 95
2. Val Müra 96
3. Umgebung von Chapella 97

B. Gletscherwirkungen auf den Untergrund . . 97
1. Gletscherschliffe 97
2. Rundhöcker 97
3. Schliffgrenze 98
4. Trogtäler 98
5. Kare und Gletscherseen 98
6. Übertiefung des Haupttales 98
7. Blockströme 99

3. Weitere Quartärbildungen 99

A. Verfestigte Schotter 99
B. Quellen 101

Zusammenfassung

1. Subsilvrettide Linsen 102
2. Dolomit von S-chanf 102
3. Ela-Ortler-Decke 102
4. Rauhwackenzug Albulahospiz–Zuoz 102
5. Gualdauna- und Muntischelschuppe 103
6. Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe . . 103
7. Valbellaschuppe, Liaszug Albulahospiz und Keil bei La Punt 103
8. Crasta Mora-Keile 103
9. Morphologisches 103

Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

Seite

Fig. 1. Detailkarte der Umgebung des Piz Belvair 7
Fig. 2. Querprofile durch die Umgebung des Piz Belvair 8
Fig. 3. Tektonische Skizze der Umgebung des Piz Belvair 8
Fig. 4. Einwicklung der subsilvrettiden Linsen am Innknie bei Cinuos-chel 11
Fig. 5. Die Ostbastion des Piz Üertsch 29
Fig. 6. Profil durch die Raiblerschichten östlich Ospiz d'Alvra 39
Fig. 7. Kontakt zwischen Eladecke (Blaisunlias) und Gualdaunaschuppe nördlich des Ospiz d'Alvra 42
Fig. 8. Interne Verschuppung in der Castellschuppe 62
Fig. 9. Aufschuppungen an der Basis der Castellschuppe 66
Fig. 10. Saluverprofil in der Schlucht auf Valbella 73
Fig. 11. Aufschluss westlich des Ospiz d'Alvra 78
Fig. 12. Strukturkurvenkarte der Umgebung von Bravuogn 84
Fig. 13. Mechanik der Torsion des Blaisunlias in der Üertschgruppe 87
Fig. 14. Glaziallandschaft im obern Val Müra 96
Fig. 15. Lagerungsverhältnisse von Grundmoräne und Schotter bei San Güerg nördlich von S-chanf 101
Fig. 16. Die Berge nördlich des Albulapasses 104
Fig. 17. Val d'Es-cha und Val Müra 105

Taf. I. Geologische Karte der Albulazone 1 : 25 000
Taf. II. Geologische Querprofile durch die Albulazone 1 : 25 000
Taf. III. Tektonische Karte des südlichen Mittelbünden 1 : 75 000

Vorwort des Verfassers

Obwohl die Abklärung der Tektonik im südöstlichen Graubünden in den vergangenen Jahrzehnten grosse Fortschritte zu verzeichnen hatte, blieben doch noch einige lokale Gebiete einer zukünftigen genauen Kartierung vorbehalten, welche die Aufdeckung interessanter Zusammenhänge erhoffen liess. Eines dieser Gebiete ist die Sedimentzone am Albulapass.

Die vorliegende Arbeit, welche diese Albulazone zum Gegenstand hat, ist auf Anregung und unter Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Staub entstanden. Die Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten 1951–1953 durchgeführt und erfolgten auf der Grundlage einer Vergrösserung 1 : 10 000 von Ausschnitten der Blätter «Bergün» und «Ofenpass» der Landeskarte der Schweiz [1]). Ausserdem standen mir terrestrische und Luftaufnahmen der Eidgenössischen Landestopographie zur Verfügung.

Die Originalkartierungen sind bei der Schweizerischen Geologischen Kommission in Basel, Belegsammlung und Dünnschliffe am Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich deponiert.

Mein Dank gebührt vor allem meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Staub, der mir dieses wundervolle und dankbare Gebiet, mit dem ich schon seit früher Kindheit eng verbunden war, zuwies und mir in manchen interessanten Diskussionen und Exkursionen wertvolle Hilfe zuteil werden liess. Unvergesslich bleiben mir die Stunden, wo er auf hoher Warte die grossartige Tektonik der zu unsern Füssen liegenden Engadiner Berge vortrug – eine Tektonik, mit deren Erkenntnis sein Name für immerdar verbunden sein wird.

Mein Freund und ehemaliger Lehrer, Herr Dr. H. Eugster in Trogen, ist es, der in mir das Interesse zur Geologie recht eigentlich geweckt hat. Ich bin ihm nicht nur deshalb äusserst dankbar, sondern auch für seine rege Anteilnahme am Fortgang meiner Arbeit und für die mit ihm verbrachten gemeinsamen Begehungen. Ein glücklicher Zufall wollte es, dass wir Gebietsnachbarn wurden.

Herr Dr. F. Roesli, den ich auf mehreren Exkursionen begleiten durfte, hat mir manche dankenswerte Beobachtung in uneigennütziger Weise zur Verfügung gestellt und mir auch tiefere Einblicke in die für mich bedeutsame Samadener Zone und in das Murtirölgebiet vermittelt.

Sodann bin ich den Herren Prof. Dr. A. Jeannet, Prof. Dr. W. Leupold, Prof. Dr. R. Trümpy, Prof. Dr. H. Suter und Dr. J. Krebs für die mannigfachen Anregungen zu grossem Dank verpflichtet.

Herr Prof. Dr. Waldmann von der Geologischen Bundesanstalt stellte mir anlässlich eines Besuches in Wien zuvorkommend die Sammlungen von A. Spitz zwecks Einsichtnahme zur Verfügung.

Gerne gedenke ich auch der Herren Prof. Dr. G. O. Dyhrenfurth für die Überlassung von Manuskripten, Dr. E. Wanner für Mitteilungen über Erdbebenstatistik, Dr. J. U. Hubschmied und Dr. A. Schorta für Beratung in der Deutung romanischer Flurnamen.

Mein Studienkollege Dr. W. Hess vermittelte mir nicht nur die ersten Kenntnisse der ostalpinen Schichtreihen, sondern brachte auch manche neue Ideen.

Bei der Einwohnerschaft des engern Arbeitsgebietes fand ich jederzeit gastfreundliche Aufnahme, und die schönen Stunden mit ihr werde ich immer in dankbarer Erinnerung behalten. Besonders dankend erwähnt seien hier die Familie Walther in Zuoz, Herr Jagdaufseher P. Margadant in Samedan und die Familie Poltera vom Ospiz d'Alvra.

---

[1]) Die Landeskarte der Schweiz (L.-K.) hat die romanische Nomenklatur konsequent, wenn auch nicht immer glücklich, eingeführt. Auch in der vorliegenden Arbeit wird diese Ortsnamengebung verwendet, unter allfälligem Hinweis auf diejenige im Siegfriedatlas (S.-A.). Eingeführte geologische Begriffe, welche auf dem S.-A. fussen, werden jedoch beibehalten.

Die Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft hat sich in entgegenkommender Weise bereit erklärt, meine Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen. Die Stiftung Dr. Joachim de Giacomi gewährte mir einen Beitrag an die Druckkosten. Auch diesen beiden Institutionen sei an dieser Stelle mein Dank ausgesprochen.

Meine grösste Dankbarkeit aber gehört meinen Eltern, die mir das Studium, trotz der damit verbundenen Einschränkungen, überhaupt ermöglichten, und meiner lieben Frau, welche mir in jeglicher Beziehung immer helfend an die Hand ging. Ihr sei diese Arbeit gewidmet.

Literaturverzeichnis

Ampferer, O. (1933*a*): Beitrag zur Geologie des Rätikons. – Jb. geol. B.-A. 83, Wien.

— (1933*b*): Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. – S.-B. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. I, 142/3–4.

— (1934): Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikongebirges. – Jb. geol. B.-A. 87, Wien.

— (1940): Probleme der Arosazone im Rätikongebirge. – Mitt. Alpenländ. Geol. Ver. 33.

Ampferer, O. und Hammer, W. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. k.-k. geol. R.-A. 61/3–4, Wien.

Andeer, P. J. (1858): Der Albula, historisch, geognostisch und botanisch beschrieben. – Jber. Natf. Ges. Graubünden, N. F. 3.

Arbenz, P. (1913): Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 58.

— (1919): Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 64.

— (1920): Über Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. – Ecl. geol. Helv. 16/1.

— (1923): Über Saluvergesteine. – Mitt. Natf. Ges. Bern, S.-B.

Arbenz, P. und Tarnuzzer, C. (1923): Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden. – In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz.

Arni, P. (1926): Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. – Diss. Zürich.

Bearth, P. (1932): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. – Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 12.

Blaser, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. 2. Teil: Geologie des nördlichen Gebietes. – Vaduz.

Blumenthal, M. M. (1936): Die Allgäu-Decke in den Bergen des Grossen Walsertales. – Ecl. geol. Helv. 29/2.

Boesch, H. (1937): Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten. – Diss. Zürich.

Böse, E. (1896): Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. – Z. Dtsch. Geol. Ges. 48/3.

— (1898): Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. – Z. Dtsch. Geol. Ges. 50.

Brauchli, R. (1921*a*): Zur Geologie des südwestlichen Plessurgebirges (Graubünden). – Jb. Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. 1.

— (1921*b*): Geologie der Lenzerhorngruppe. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 49/2.

Brückner, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. – Ecl. geol. Helv. 34/1.

Brunnschweiler, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Diss. Zürich.

Buch, L. v. (1815): Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubündten. – Abh. Akad. Wiss. Berlin, Phys. Kl.

Cadisch, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. II., erweit. Aufl. – Basel.

Cadisch, J., Leupold, W., Eugster, H. und Brauchli, R. (1919): Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 64.

Cadisch, J., Eugster, H. und Leupold, W. (1930): Berichte über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Mittelbünden (1928). – Ecl. geol. Helv. 23/1.

Caflisch, C. (1954): Weissenstein am Albula–Crap Alv, 1654–1954. – Bündner Monatsblatt 2. (Mit Beitrag von H. Heierli zur Geologie von Crap Alv.)

Cornelius, H. P. (1912): Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. – Zbl. Min. etc.

Cornelius, H. P. (1925): Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. – Geol. Rdsch. 16.

— (1927): Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. – Zbl. Min. etc., Abt. B.

— (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Das Baumaterial. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 70/1.

— (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe. II. Der Gebirgsbau. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 70/2.

— (1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe. III. Quartär und Oberflächengestaltung. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 70/3.

— (1953): Grundzüge der allgemeinen Geologie. – Wien.

Diener, C. (1884): Die Kalkfalte des Piz Alv. – Jb. k.-k. geol. R.-A., Wien.

— (1888): Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. – S.-B. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. I.

Domaradzki, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. – Diss. Zürich.

Eggenberger, H. (1926): Geologie der Albulazone zwischen Albulahospiz und Scanfs. – Ecl. geol. Helv. 19/3.

Escher v. d. L., A.: Tagebücher I–X. – Manuskr. dep. ETH. Zürich.

Escher v. d. L. A. und Studer, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittelbündten. – N. Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. f. d. gesammten Naturw., Neuchâtel.

Escher v. d. L., H. C. (1796): Geognostische Übersicht der Alpen in Helvetien. – Eisenach-Halle.

— (1814): Notiz über den Silberberg bei Davos. – Leonhards Taschenbuch, 8. Jg.

Eugster, H. (1923): Geologie der Ducangruppe. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 49/3.

— (1924): Die westliche Piz Üertsch-Kette (Preda–Albulapass). – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 49/5.

— (1925): Der Ostrand des Unterengadinerfensters. – Ecl. geol. Helv. 18.

— (1934): Exkursion 88: Tiefenkastel–Filisur–Albula–Ponte. – Geol. Führer d. Schweiz 13.

Frank, M. (1934): Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. – Geol. Rdsch. 25/2.

— (1935): Zur Fazies und Bildung der Trias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. – Mitt. Min.-Petr. Inst. Techn. Hochsch. Stuttgart.

Frauenfelder, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. – Diss. Zürich.

Frei, F. (1922): Geologische Untersuchung der östlichen Bergünerstöcke. – Jb. Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. 2.

— (1925): Geologie der östlichen Bergünerstöcke. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 49/6.

Genge, E. (1952): Einige Beobachtungen an Rauhwackevorkommen der Klippendecke im hintern Diemtigtal (Berner Oberland). – Ecl. geol. Helv. 45/2.

Grunau, H. (1945): Die Hornsteinbreccie von Maran bei Arosa. – Mitt. Natf. Ges. Bern, N. F. 3.

— (1947): Geologie von Arosa mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. – Diss. Bern.

Gümbel, C. W. v. (1888): Geologisches aus dem Engadin. – Jber. Natf. Ges. Graubünden 31.

— (1893): Geologische Mitteilungen über die Mineralquellen von St. Moritz und ihre Nachbarschaft nebst Bemerkungen über das Gebirge bei Bergün und die Therme von Pfäfers. – S.-B. Akad. Wiss. München, Math.-phys. Kl.

Häfner, W. (1924): Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 54/1.

Hammer, W. (1907): Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. I. Über Verrukano und Trias im Schliniger- und Avignatal. – Verh. k.-k. geol. R.-A., Wien.

— (1911): Die Schichtenfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. – Jb. k.-k. geol. R.-A. 61/1, Wien.

Hegwein, W. (1927): Beitrag zur Geologie der Quatervalsgruppe im Schweiz. Nationalpark (Graubünden). – Diss. Bern. (Manuskr.).

Heim, Alb. (1878*a*): Untersuchung über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. – Basel.

— (1878*b*): Über die Talstufen und Terrassen in den Alpentälern. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 3.

— (1879): Die Seen des Oberengadin. – Jb. Schweiz. Alpenclub, 15. Jg.

Heim, Alb. (1885): Handbuch der Gletscherkunde. – Stuttgart.

— (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. K. Schweiz 25.

— (1922*a*): Geologie der Schweiz. Bd. 2/2. – Leipzig.

— (1922*b*): Über die Gipfelflur der Alpen. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 67.

— (1927): Die Gipfelflur der Alpen. – Neujahrsbl. Natf. Ges. Zürich.

Heim, Arn. (1924): Über submarine Denudation und chemische Sedimente. – Geol. Rdsch. 15/1.

Helbling, E. (1952): Morphologie des Sernftales. – Geogr. Helv. 7/2.

Helbling, R. (1903): Aufnahmen in Val d'Err und Tschitta. – Manuskr. Basel.

— (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 76.

Heritsch, F. (1915): Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze. – Hb. reg. Geol., Heidelberg.

— (1927): Die Deckentheorie in den Alpen. – Fortschr. Geol. u. Palaeontol. 6/7, Berlin.

Hess, W. (1949): Geologische Untersuchungen in den westlichen Münstertaler Alpen. – Diplomarb. Zürich (Manuskr.).

— (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraèle (Graubünden). – Ecl. geol. Helv. 46/1.

Horwitz, L. (1917): Anciens plis dans les Préalpes médianes. – P. V. Soc. Vaudoise Sci. Nat.

— (1918*a*): Sur les faciès des depôts liasiques dans quelques régions des Préalpes médianes. – P. V. Soc. Vaudoise Sci. Nat.

— (1918*b*): Sur le Dogger et le Malm du massif des Bruns dans les Alpes fribourgeoises (Communication préliminaire). – Cracovie.

— (1919): L'âge des calcaires à entroques liasiques dans les Préalpes médianes. – P. V. Soc. Vaudoise Sci. Nat.

Houten, J. van (1929): Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. – Ecl. geol. Helv. 22/1.

Hubschmied, J. U. (1932): Über Ortsnamen des Berninagebietes. – In: Clubführer SAC für Graubünden, Bd. 5.

— (1934): Über Ortsnamen des Silvretta- und Samnaungebietes. – In: Clubführer SAC für Graubünden, Bd. 8.

Jäckli, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). – Ecl. geol. Helv. 34/1.

Jeannet, A. (1912/13): Monographie géologique des Tours d'Aï. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 24.

Inhelder, H. W. (1952): Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten. – Diss. Zürich.

Kappeler, U. (1938): Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. – Diss. Zürich.

Katz, H. R. (1948): Geologische Untersuchungen am Piz Lad. – Diplomarb. Zürich (Manuskr.).

Kraus, E. (1936): Der Abbau der Gebirge. I: Der alpine Bauplan. – Berlin.

— (1951): Die Baugeschichte der Alpen. I und II. – Berlin.

Leuchs, K. (1907): Geologische Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges. – Z. Ferdinandeum, Innsbruck.

— (1926): Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch. 17.

Leuchs, K. und Udluft, H. (1926): Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. – Senckenbergiana 8.

Leupold, W. (1922): Der Gebirgsbau des untern Landwassertales in Mittelbünden. – Jb. Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. 2.

Lugeon, M. (1902): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – Bull. Soc. géol. France 4/1.

Machatschek, F. (1928*a*): Zur Morphologie der Schweizeralpen. – Festschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin.

— (1928*b*): Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. – Mitt. Geogr.-ethnogr. Ges. Zürich 27.

Mylius, H. (1916): Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamasker Alpen. – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 41.

Niggli, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten. II: Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. – Basel.

Nussberger, G. (1896): Beiträge zur Kenntnis von Mineralwässern. – Jber. Natf. Ges. Graubünden, N. F. 39.

Ott, E. (1922): Zur Geologie der westlichen Bergünerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa) im Oberhalbstein und der südlichen Randzone Tinzen–Preda (Graubünden). – Jb. Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. 2.

— (1924): Geologie der westlichen Bergünerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa, Graubünden). – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 49/5.

Penck, A. (1912): Über glaziale Erosion in den Alpen. – C. R. XIe Congr. Géol. Internat. (1910).

— (1919): Die Gipfelflur der Alpen. – S.-B. Preuss. Akad. Wiss. 17.

Penck, A. und Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. I–III. – Leipzig.

Pieth, F. (1945): Bündner Geschichte. – Chur.

Richter, M. (1924): Allgäuer Alpen. – Samml. geol. Führer, Berlin.

Roesli, F. (1927*a*): Beitrag zur Geologie des Murtiröl bei Zuoz. – Diss. Bern (Manuskr.).

— (1927*b*): Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin). – Jb. Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. 7.

— (1928): Über das gegenseitige Verhältnis von Languard- und Campodecke. – Ecl. geol. Helv. 21/1.

— (1944): Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. – Ecl. geol. Helv. 37/2.

— (1945): Sedimentäre Zone von Samaden (Samaden, Kt. Graubünden). Vorläufige Mitteilung. – Ecl. geol. Helv. 38/2.

— (1947): Ergänzungen zur Stratigraphie der Schlattain-Serie mit besonderer Berücksichtigung eines Vorkommens von Cancellophycus-Schichten im Oberengadin (Sedimentäre Zone von Samaden). – Ecl. geol. Helv. 40/2.

Rothpletz, A. (1888): Das Karwendelgebirge. – Z. Dtsch.-Österr. Alpenver.

— (1900): Geologische Alpenforschungen. I: Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung. – München.

— (1902): Geologischer Führer durch die Alpen. – Samml. Borntraeger, Berlin.

Schaetti, H. (1952): Geologie des östlichen Fürstentums Liechtenstein. – Diss. Bern (Manuskr.).

Schardt, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). – Arch. Sci. phys. et nat. 30/12.

— (1898): Les Régions exotiques du Versant nord des Alpes suisses. – Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat. 34.

Scheuchzer, J. J. (1716): Von dem Julier Berg in Pündten. – Naturgeschichten des Schweizerlandes 2, Zürich.

Schiller, W. (1904): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I: Lischannagruppe. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 14 (1903).

— (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II: Piz Lad-Gruppe. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 16.

Schlagintweit, O. (1908): Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und Sta. Maria. – Z. Dtsch. Geol. Ges. 60.

Schorta, A. (1934): Über Ortsnamen des Albulagebietes. – In: Clubführer SAC für Graubünden, Bd. 6.

Schumacher, C. (1929): Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rätikon (Drei Schwestern-Gallinakopf-Gruppe). – Diss. Berlin.

Schuppli, H. (1921): Petrographische Untersuchungen im Gebiete des Piz Languard (Oberengadin). – Diss. Zürich.

Senn, A. (1924): Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. – Ecl. geol. Helv. 18/4.

Sererhard, N. (1872): Einfalte Delineation aller Gemeinden gemeiner dreien Bünden nach der Ordnung der Hochgerichten eines jeden Bunds, ihren Nammen, Nachbarschafften, Höfen, Situationen, Landsart, Religion und Land-Sprach nach kurz entworfen, samt beigefügten etwelchen Merkwürdigkeiten der Natur durch N'S', einen Bunds-Mann, beschrieben im Prettigeu auf Seewis des Lobl. X Gerichten Bunds im Jahr unsers Heilss 1742. – Bündnerische Geschichtschreiber und Chronisten, 8. Publication. Cur.

Spitz, A. (1912/14): Aufnahme der Gegend Ponte–Albulapass und Notizen dazu. – Wien (Manuskr.)

— (1917): Referat über Cornelius und Staub. – Verh. k.-k. geol. R.-A., Jg. 1917/11, Wien.

— (1919): Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin. IV: Die Umgebung von Scanfs und die Oberengadiner Bogen. – Verh. k.-k. geol. R.-A., Jg. 1919/8, Wien.

Spitz, A. und Dyhrenfurth, G. O. (1913*a*): Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. – Verh. k.-k. geol. R.-A., Jg. 1913/16, Wien.

— (1913*b*): Ducan-Gruppe, Plessur-Gebirge und die Rhätischen Bogen. – Ecl. geol. Helv. 12/4.

— (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 44.

Staub, R. (1913): Zur Tektonik des Berninagebirges. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 58.

— (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 60.

— (1916*a*): Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav. – Ecl. geol. Helv. 14/2.

— (1916*b*): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 46/1.

— (1917): Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 46/3.

— (1919): Über das Längsprofil Graubündens. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 64.

— (1920*a*): Zur Geologie des Sassalbo im Puschlav. – Ecl. geol. Helv. 15/4.

— (1920*b*): Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. – Ecl. geol. Helv. 16/1.

— (1920*c*): Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 65.

— (1920*d*): Zur Nomenklatur der ostalpinen Decken. – Ecl. geol. Helv. 16/3.

— (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 52.

— (1934*a*): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 69/1.

— (1934*b*): Übersicht über die Geologie Graubündens. – Geol. Führer d. Schweiz, 3.

— (1937*a*): Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 72/1.

— (1937*b*): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. I. – Vjsch. Natf. Ges.Zürich 72.

— (1938): Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. – Ecl. geol. Helv. 31/1.

— (1938): Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. – Ecl. geol. Helv. 31/2.

— (1944): Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte. — Verh. Schweiz. Natf. Ges.

— (1948*a*): Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 93.

— (1948*b*): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28.

— (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. – Ecl. geol. Helv. 42/2.

— (1950): Geologie. – In: Malojastrasse, Postroutenführer PTT, Bern.

— (1952): Der Pass von Maloja, seine Geschichte und Gestaltung. – Jb. Natf. Ges. Graubünden 83.

— (1953): Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde. Kober-Festschrift, Wien.

Staub, R. und Cadisch, J. (1921): Zur Tektonik des Unterengadinerfensters. – Ecl. geol. Helv. 16.

Staub, R. und Lombard, A. (1944): Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse en Haute-Engadine. – Ecl. geol. Helv. 37/2.

Steinmann, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. II: Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 16.

Steinmann, H. G. (1929): Die Bedeutung der Liasbreccien im Unterostalpin Südbündens. – Geol. Rdsch. 20/4–5.

Stoecklin, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe. – Diss. Zürich.

Studer, B. (1851): Geologie der Schweiz. I. – Bern und Zürich.

Tarnuzzer, C. (1893): Wanderungen in der bündnerischen Triaszone. – Jb. Natf. Ges. Graubünden 36.

— (1896): Geologisches Gutachten für die Anlage einer normalspurigen Bahn Chur–Albula–Ofenberg–Münster (Engadin-Orientbahn). – Die Schweizer Bahnen.

— (1898): Geologischer Bericht. – In: Engadin-Orientbahn, Schweizerischer Teil. Zürich.

TARNUZZER, C. (1904): Die geologischen Verhältnisse des Albulatunnels. – Jb. Natf. Ges. Graubünden, N. F. 46.

— (1913): Die bisherige Erdbebenforschung in der Schweiz und ihre Resultate für Graubünden. – Jb. Natf. Ges. Graubünden 54.

— (1916): Aus Rätiens Natur und Alpenwelt. – Festgabe Versamml. Schweiz. Natf. Ges.

TERMIER, P. (1903): Sur la synthèse des Alpes orientales. – C. R. Séance Acad. Sci., Paris.

— (1904): Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. – Bull. Soc. géol. France 4/3.

— (1905): Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. – Bull. Soc. géol. France 4/5.

THEOBALD, G. (1860): Naturbilder aus den Rhätischen Alpen. – Chur.

— (1863): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. – Beitr. geol. K. Schweiz 2.

TRÜMPY, D. (1913): Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 58.

— (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 46.

UDLUFT, H. (1931): Ein neuer Beitrag zum Dolomitproblem. – Z. Dtsch. Geol. Ges. 83/1.

WANNER, E. (1945): Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich. – Ecl. geol. Helv. 38/1.

WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. – Diss. Zürich.

ZIEGLER, W. (1952): Geologische Aufnahme des Druckstollens Marmorera–Tinzen. – Diplomarb. Zürich (Manuskr.).

ZOEPPRITZ, K. (1906): Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 16.

ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens. – Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 41/1.

Geologische Karten und Profile

BERTOSSA, A. (1949): Geologische Profile durch die Tschittazone bei Preda. 1 : 10 000. – Manuskr. dep. ETH. Zürich.

BOESCH, H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPAENHAUER, F. und WENK, E. (1948): Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000. Blatt 424: Zernez.

BRAUCHLI, R. und GLASER, T. (1922): Geologische Karte von Mittelbünden. Blatt C: Lenzerhorn. 1 : 25 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 94C.

CADISCH, J. und LEUPOLD, W. (1929): Geologische Karte von Mittelbünden. Blatt B: Davos. 1 : 25 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 94B.

CORNELIUS, H. P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe. Ost- und Westblatt. 1 : 25 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 115A und 115B.

EGGENBERGER, H. (1926): Geologische Karte der Albulazone. 1 : 25 000. – Manuskr. dep. Geol. Komm., Basel.

EUGSTER, H. und FREI, F. (1927): Geologische Karte von Mittelbünden. Blatt F: Bergün. 1 : 25 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 94F.

EUGSTER, H. und LEUPOLD, W. (1930): Geologische Karte von Mittelbünden. Blatt D: Landwasser. 1 : 25 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 94D.

FREI, F. und OTT, E. (1926): Geologische Karte von Mittelbünden. Blatt E: Piz Michèl. 1 : 25 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 94E.

HEGWEIN, W. (1934): Geologische Karte der Quatervalsgruppe im Schweiz. Nationalpark. – Bern.

SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G. (1915): Geologische Karte der Engadiner Dolomiten. 1 : 50 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 72.

STAUB, R. (1916): Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 78.

— (1921): Profile durch die westlichen Ostalpen. 1 : 150 000. – In: HEIM, Geologie der Schweiz, 2/2, Leipzig.

— (1923): Tektonische Karte der Alpen. 1 : 1 000 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 105A.

— (1926*a*): Querprofile durch die Alpen. 1 : 500 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 105B.

— (1926*b*): Schematische Längsprofile durch die Alpen. 1 : 1 000 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 105C.

Staub, R. (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1 : 50 000. Mit tektonischer Karte der südlichen rhätischen Alpen 1 : 250 000. – Beitr. geol. K. Schweiz, Spez. K. 118.

Studer, B. und Escher v. d. L., A. (1853): Carte géologique de la Suisse. 1 : 380 000. – Winterthur.

Theobald, G. (1864): Geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000. Blatt XV: Davos-Martinsbruck.

— (1865): Geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000. Blatt XX: Sondrio–Bormio.

Zoeppritz, K. (1906): Geologische Karte des Oberengadins zwischen Albulapass und Livigno. 1 : 50 000. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 16.

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000:

Blatt 258, Bergün (1951)
Blatt 259, Ofenpass (1951)

Topographischer Atlas der Schweiz 1 : 50 000:

Albula (1943)
Ofenpass (1944)

Topographische Karte der Schweiz 1 : 100 000:

Poschiavo (1947)

Einleitung und Problemstellung

Das im folgenden behandelte Gebiet findet gegen E und SE seine natürliche Begrenzung durch das alte Längstal des Inn, von La Punt (S.-A.: Ponte) bis Cinuos-chel (S.-A.: Cinuskel). Gegen N wird es abgeschlossen durch die Überschiebungsfläche des Silvrettakristallins; über Val Susauna (S.-A.: Sulsannatal), Val Dros löng, Munt Griatschouls, Viroula, Plazzetta bis zur Fuorcla Pischa. Die westliche Grenze lieferten die Aufnahmen von H. Eugster (1924) und von J. Stoecklin (1949); sie verläuft vom Piz Üertsch über Compass und Crap Alv (S.-A.: Weissenstein) bis an den Nordfuss der Dschimels (S.-A.: Giumels). Von hier weg gegen E wurde als südliche Begrenzung der Nordrand des Errkristallin-Hauptkomplexes längs der Nordabdachung der Crasta Mora-Kette angenommen, welcher bei God Arvins den Inn erreicht.

Die im Engadin einerseits und im Querschnitt des Piz d'Ela (S.-A.: Piz d'Aela) anderseits mächtig entwickelte unter- und mittelostalpine Deckenfolge wird in der Umgebung des Albulapasses stark zusammengepresst zwischen der Front des Errkristallins (Crasta Mora) im S und dem steil aufgestauchten südlichen Errosionsand der Silvrettadecke (Keschgruppe) im N. Während sich diese Störungen innerhalb der Ela-Ortler-Decke vorwiegend in den duktilen Liasschiefern totliefen, kam es in den südlich anschliessenden tektonisch tiefern Elementen zu bedeutenden Reduktionen und zu Einwicklungen unter die Errdeckenfront. Vertreter verschiedener unter- und mittelostalpiner Decken und Teildecken sind hier zu einem wirren Tauchfalten- und Gleitbretterhaufwerk – zu den «Maduleiner Faltenzügen» Zoeppritzs – zusammengestaucht. Vom Albulapass gegen W ist die Fortsetzung dieser Schuppen von Schutt bedeckt und taucht erst wieder am Lai da Palpuogna und westlich Preda in der Tschittazone Stoecklins mit stark vereinfachtem Bau auf. Im E wird der Komplex zunächst durch das breite Oberengadin schief abgeschnitten und verschwindet unter den Alluvionen des Inn. Die z. T. gegen NE vorgeschleppte Fortsetzung unserer Schuppenzone östlich des Haupttales ist in den ebenfalls eingewickelten Serien am Murtiröl und am Piz Mezzaun zu suchen.

Eine petrographische Untersuchung von Err- und Silvrettakristallin erübrigte sich in Anbetracht der neueren, erschöpfenden Arbeiten von P. Bearth (1932) und von H. P. Cornelius (1935). Hingegen war vor allem eine genaue Kartierung der dazwischenliegenden Sedimentzone in der weitern Umgebung des Albulapasses erwünscht, nicht nur, um deren Tektonik abzuklären, sondern auch, um Material zu erhalten für stratigraphische Vergleiche einerseits mit der Tschittazone im W, anderseits mit den nach den bisherigen Ergebnissen verwandt erscheinenden Sedimenten bei Samedan (S.-A.: Samaden) und im Murtirölgebiet. Im Zusammenhang mit diesen vergleichenden Studien sollte sich dann eine Einordnungsmöglichkeit der Albulaschuppen in das bestehende ostalpine Deckengebäude ergeben. Infolge weitgehenden Fehlens von Leitfossilien musste hiebei vor allem auf lithologische und Profil-Vergleiche abgestellt werden. Daneben waren noch einige unabgeklärte Spezialprobleme zu verfolgen, so der Zusammenhang zwischen Trias und Lias in der östlichen Üertschgruppe, die Herkunft der Rauhwackenanhäufung im «Rauhwackenzug» (ca. Zuozerzone Eggenbergers), die Altersfrage der seit Eugster und Cornelius im Untersuchungsgebiet als Saluvergesteine bezeichneten Sedimentserie und das Alter des Schotters von S-chanf (S.-A.: Scanfs). Ein grösserer Abschnitt wurde sodann den subsilvrettiden Linsen gewidmet, um die Möglichkeiten ihrer tektonischen Stellung auszuschöpfen. Nachdem in neuester Zeit von R. Staub (1952) auch eine Talgeschichte des Oberengadins zur Diskussion gestellt worden war, konnten im Anschluss daran auch einige morphologische Betrachtungen in meinem Gebiet angestellt werden.

Die verwirrend grosse Anzahl tektonischer Elemente mit ihren unvollständigen und faziell recht verschiedenartigen Schichtreihen bedingte eine etwas ungewohnte Stoffeinteilung, indem zunächst jede Schuppe oder Decke sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Hinsicht und in ihrer Stellung

im ostalpinen Deckengebäude ganz durchbehandelt wird, um erst am Schluss der Arbeit auf grossräumige Zusammenhänge zu sprechen zu kommen. Es wurde vor allem auch auf die Anführung möglichst vieler und lithologisch detaillierter stratigraphischer Profile Wert gelegt, nicht nur, um genaue Vergleichsmöglichkeiten mit frühern Arbeiten zu erhalten, sondern auch, um für spätere vergleichend-stratigraphische Studien im ostalpinen Raum weitere Grundlagen zu schaffen.

Historisches

Der Albulapass musste wahrscheinlich schon von den Römern als Nebenroute zum Julierpass für den Handel benützt worden sein – eine Verbindung der Via Claudia mit dem nördlichen Bünden herstellend. Funde aus dieser Zeit liegen zwar nicht vor. Genauer datierbare Ereignisse nahmen im Oberengadin ihren Anfang mit der Ausdehnung des bischöflichen Besitzes von Chur (967), wobei Zuoz zum Mittelpunkt der Oberengadiner Gebietsherrschaft erkoren wurde. In dieser Zeit, wie auch nachher unter dem Gotteshausbund, waren der Albulapass und das untere Oberengadin wichtige Durchgangsrouten für Reisen und militärische Aktionen, von der Krönungsfahrt Friedrichs II. nach Deutschland bis zum Aufmarsch der Bündner an die Calven. Hingegen trat der Albulapass für die Handelsreisen – infolge seiner steilen Nordrampe, unterbrochen durch den lange Zeit nicht begehbaren Bergünerstein (Crap) – immer hinter dem Julierpass zurück. Auch heute noch erfüllt glücklicherweise nur wenig Verkehrslärm den romantischen und für naturverbundene Bergwanderer einzigartigen Pass, wo die seltensten Alpenblumen bis an die Strasse hinab gedeihen, und wo sich in das Herdengeläute die scharfen Pfiffe der unzähligen Murmeltiere mischen, während in den nahen Flühen die Gemsen sich jagen und im tiefblauen Himmel der Adler seine weiten Kreise über den sattgrünen Alpweiden zieht.

Eine erste wissenschaftliche Kunde vom Albulagebiet erhalten wir von J. J. Scheuchzer (1716), aus der weitern Umgebung auch von H. C. Escher v. d. L. (1796). Der deutsche Geologe L. v. Buch überliefert uns einige wahrscheinlich auch von H. C. Escher v. d. L. beeinflusste Notizen aus dem südlichen Bündnerland (1815).

Die ersten Schweizer Geologen, welche das Albulagebiet systematischer bereisten, waren A. Escher v. d. L. und B. Studer. Von ihnen stammen viele wertvolle Beobachtungen, die nicht nur in einer zusammenfassenden Publikation (1839) und in einer geologischen Karte (1853), sondern auch in den Tagebüchern A. Eschers v. d. L. niedergelegt sind, einer wahren Fundgrube von z. T. grossartig klaren Zeichnungen und Notizen. So scheuten die beiden Forscher auch die mühsame Wanderung über die damals noch tief vergletscherte Fuorcla Pischa nicht, um Einblick in die Schichtenfolge und in den Gebirgsbau zu gewinnen. Sie erkannten z. B. schon richtig, dass der Hornstein auf Pischa mit demjenigen des Blaisungipfels zusammenhänge. Auch die Dolomitriffe auf Pischa (subsilvrettide Linsen) entgingen ihrem scharfen Auge nicht, und sie verbanden diese mit dem Dolomit des Piz Üertsch – eine Auffassung, die auch heute noch durchaus diskutabel ist.

Einige spärliche Angaben geognostischer Natur über das Üertschmassiv finden wir bei P. J. Andeer (1858).

G. Theobald (1860 ff.) leistete für die Geologie Bündens Bahnbrechendes, besonders in stratigraphischer Hinsicht. So schuf er den Begriff «Casannaschiefer» (Typlokalität: Casanna resp. Chaschauna südöstlich von S-chanf) für metamorphe Schiefer zwischen Kristallin und Verrucano, so gliederte er die Trias – wobei allerdings der Hauptdolomit eine zu grosse Ausdehnung erlangte. Weniger glücklich war Theobald in der Deutung der Tektonik, welche infolge der Annahme von gebirgsbildender Aktivität der Kristallinmassen auf der relativen Autochthonie basierte und nur lokale Falten- und Muldenzüge zuliess. Auch die von ihm bereits beobachteten Kristallinklippen am Umbrailkamm und auf Falò wurden auf diese Weise interpretiert. Seine Kartenblätter (1864, 1865) stellen aber ein Meisterwerk seiner Zeit dar.

Nach längerem Stillstand brach eine Periode an, in welcher sich vor allem ausländische Geologen um die Entwirrung der geologischen Verhältnisse in Bünden bemühten. Namen wie C. Diener (1884, 1888), C. W. v. Gümbel (1888, 1893) und E. Böse (1896) sind eng verknüpft mit dem Albulagebiet. Besonders letzterer hat, dank seiner kritischen Bewertung früherer Aufnahmen, Entscheidendes zur modernen Auffassung des Gebirgsbaues beigetragen – er sprach schon von «colossalen Überschiebungen» im

Albulagebiet –, während wir C. W. v. Gümbel neben anderem auch die eindeutige Einordnung gewisser Horizonte des Aptychenkalkes verdanken.

Nicht vergessen werden darf daneben der Churer Lehrer Chr. Tarnuzzer, der seinen Kanton während langer Jahre mit viel Liebe durchforschte (1893–1920). Leider lehnte er sich in der tektonischen Interpretation allzu stark an die damals bereits überholten Ansichten Theobalds an.

Aus der Freiburger Schule von G. Steinmann, dessen Forschungen die Alpengeologie so viel Anregung verdankt, ging neben andern auch K. Zoeppritz hervor, welcher erstmals das Gebiet östlich des Albulapasses detailliert kartierte (1906). Von ihm stammen mehrere Fossilfunde, und er schuf die Bezeichnung «Maduleiner Faltenzüge» für die Sedimentzone im Albulatal. Doch konnte er sich, im Gegensatz zu seinem Lehrer, nicht zu der von H. Schardt (1893), M. Lugeon (1902) und P. Termier (1903, 1904) begründeten Deckentheorie durchringen, welche, im Gegensatz zu A. Rothpletz (1902), einen S–N-Schub annahmen. Der letztere hingegen sah vorwiegend einen Schub aus E, wie er – neben weiteren Schubrichtungen – für die eigentlichen Ostalpen noch bis in die neueste Zeit postuliert wurde (O. Ampferer, 1933 *b*). Seine «südliche Randspalte», längs welcher die Bewegung erfolgen sollte, stimmt mit der Silvretta-Überschiebungsfläche überein. Ein nur historisch interessanter Versuch, das ganze Albulagebiet als autochthon zu erklären, wie es auch K. Zoeppritz (1906) annahm, stammt noch von H. Mylius (1916). So unterschied er im Querschnitt von Preda von S nach N: die Err-Pilzfalte, die Predaer Mulde, die Ela-Pilzfalte, die Bergüner Mulde und die Falte des Chavagl grond. Der Schub wäre nach ihm entweder allseitig oder von N her erfolgt.

F. Zyndel war der erste, der 1912, nach wichtigen vorbereitenden, leider unveröffentlichten Erkenntnissen von R. Helbling (1903), eine tektonische Synthese des östlichen Bündens im Sinne der neuen Deckentheorie versuchte. Grossräumige Betrachtungen in gleicher Richtung stellte auch D. Trümpy (1913) an, während H. P. Cornelius 1912 die ersten Ergebnisse seiner Studien im Albula-Julier-Gebiet publizierte. Von A. Spitz, der im Zusammenhang mit der Bearbeitung der Engadiner Dolomiten (gemeinsam mit G. Dyhrenfurth, 1914) auch nach Mittelbünden geführt wurde, stammt eine leider verschollene Karte der Albulagegend (1912/14). Er versuchte auch hier, seine Deckenbogentheorie und den E-Schub anzuwenden (1919).

Eine neue und für die Geologie Bündens äusserst fruchtbare Epoche wurde 1913 eingeleitet durch die Arbeit von R. Staub über die Tektonik des Berninagebirges und durch seine Studien zur Tektonik und zur vergleichenden Stratigraphie der südöstlichen Schweizer Alpen (1916 *b*, 1917). Dieser Forscher bot 1924 in einer umfassenden Synthese über den Bau der Alpen die Grundlagen für Spezialstudien in allen Teilen Graubündens. Neben ihm betrieb die Berner Schule unter P. Arbenz, der selbst auch einige wichtige Arbeiten zum Ostalpin beitrug (1919, 1920, 1923), detaillierte Kartierungen in Mittelbünden. Insbesondere H. Eugster verdanken wir bedeutsame Studien über die Geologie der Ducan- und der Üertschgruppe, die sich nicht in der minutiösen Gebietsaufnahme erschöpfen, sondern darüber hinaus nach den grossen Zusammenhängen forschen. Seine Vermutung, dass die Sedimentzone am Albulapass als von oben her eingewickelter Schuppenhaufen zu betrachten sei – was R. Staub übrigens schon früher (1916 *b*) angenommen hatte –, wurde bestätigt durch die eingehenderen Untersuchungen von H. Eggenberger (1926) in meinem engern Arbeitsgebiet, welcher die einzelnen Elemente der Languard-, Bernina- und Errdecke zuordnete. Mangels einer direkten Verbindung über den schutterfüllten Talboden des Engadins hinweg mit dem Murtirölgebiet, wo F. Roesli (1927 *a*, 1927 *b*) kartierte, und mangels detaillierter Schichtprofile aus den erwähnten Decken mussten derartige Zuordnungen naturgemäss den Charakter des Hypothetischen tragen. In neuerer Zeit wurde aber sowohl von R. Staub (1937 *a*, 1948 *a*) als auch von seinen Schülern (H. Boesch, 1937; U. Kappeler, 1938; J. Stoecklin, 1949; W. Inhelder, 1952; W. Hess, 1953) sowie von F. Roesli (1944, 1945, 1947) und von H. P. Cornelius (1935, 1950) weiteres reichhaltiges Material für vergleichend-stratigraphische Studien beigebracht. In der tektonischen Interpretation der Albulazone weichen hingegen die Auffassungen stark auseinander. H. P. Cornelius sah in ihr nur Sedimente des Errdeckenrückens und der Errstirn (Albulalappen); ein Schuppenbau existierte für ihn nicht. Demgegenüber hielt R. Staub auch 1937 und 1948 an seiner seit 1916 vertretenen Anschauung einer vorwiegend mittelostalpinen Herkunft der Elemente am Albulapass und an

deren Einwicklung durch die Errdecke fest – eine Deutung, wie sie durch die vorliegenden Aufnahmen nur bestätigt werden konnte.

Die Morphologie der Schweizer Alpen, oft vernachlässigt, nichtsdestoweniger aber für die ganzheitliche Betrachtung geologischer Verhältnisse unerlässlich, fand ihren ersten Betreuer in Alb. Heim (1878 ff.). Vorwiegend glazialmorphologisch arbeiteten A. Penck und E. Brückner (1909). Später wurde die alpine Morphologie besonders von R. Staub (1934 *a*, 1939, 1948 *b*) sowohl in grossem Rahmen als auch in Spezialstudien gepflegt. Seine neueste Arbeit (1952) über die Talgeschichte des Oberengadins hat die Ausgangsbasis für entsprechende weitere Untersuchungen in ganz Bünden geschaffen. Erwähnt seien in diesem Zusammenhang auch die Arbeiten von F. Machatschek (1928) und von J. Cadisch (1953).

Die Entwicklung der geologischen Erforschung meines Gebietes ist hier nur in grossen Zügen skizziert worden. Weitere historische Angaben finden sich in den einzelnen Kapiteln.

Romanische Flurnamen

Das nachstehende Verzeichnis einiger Flurnamen aus meinem Gebiet erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit und absolute Genauigkeit der Übertragung, zumal die verschiedenen Autoren oft voneinander differierende Deutungen anführen. Die deutschen Umschreibungen geben oftmals nur den Sinn des romanischen Wortes wieder.

Acla dal Spih	Maiensäss auf dem Grat
Acla Laret	Maiensäss mit Lärchen
Alesch	Alexius (Personenname)
Alvra	weisser Bach
Arets	Viehläger
Arpiglia	kleine Alp
Arscheida	Wurzelboden
Belvair	Viehtränke
Blais	steile Bergwiese
Blais sterla	Rinderwiese
Botta Cuolm	Gipfel des Hügels
Brail	Burghügel
Buera	Ochsenweide
Chaminedas	Speisekammern
Champatsch	grosses wüstes Feld
Chamues-ch	Bischofsfeld
Chapella	Kapelle
Cinuos-chel	kleine Vertiefung
Compass	«Norden»
Crap Alv	weisser Stein
Crasta	Grat
Crasta Mora	schwarzer Kamm
Cruschetta	kleines Kreuz
Curtinatscha	hässlicher Hof
Dadains	inner...
Dadour	ausser...
Drosa	Alpenerle (in Glarus: Tros)
Dschimels	Zwillinge
Ervedi	Sommerweide für Säumer
Es-cha	Zunder
Foura da l'Üertsch	Üertschloch
Funtaunas	Brunnen, Quellen
Gianduns	Gerölle
God Arvins	Arvenwald
God God	grosser Wald
Guardaval	Talwache
La Punt	die Brücke
Madulain	Erzberg
Muntatsch	wüster Berg
Muot Ot	hoher Hügel
Murtèl	Alpweide
Nova	neu
Palpuogna	die Alp am Kehr
Palüd	Sumpf
Peidra Mora	schwarzer Stein
Pignait	Fichtenwald
Pischa	Wasserfall
Piz Cotschen	roter Berg
Piz Griatschouls	Jägerhorn
Piz Kesch	Gletscherspitz
Piz Mez	Mittenspitz
Piz Üertsch	schiefe Spitze
Pizzet	kleine Bergspitze
Plaun Grand	grosse Ebene
Plazbì	Waldlichtung
Plazzetta	Weideboden
Pradatsch	grosse schlechte Wiese
Pro	Wiese
Pschaidas	Giessbach
Resgia	Säge
Sassa	Felskuppe
Seglias	Wasserfall
Tolait	Föhrenwald
Urezza	Schafweide
Vadret	Gletscher
Val del Diavel	Teufelstal
Valbella	schönes Tal
Vallatscha	wüstes Tobel
Viroula	Pockennarbe
Zavretta	zuoberst

I. Die Bauelemente der Albulazone

1. Subsilvrettide Triaslinsen

(Nr. 2 in Taf. II)

Wandern wir durch das Val d'Es-cha aufwärts, so fallen uns schon von weitem zwei morphologisch stark hervortretende helle Rippen im obersten Talabschnitt, auf Pischa, auf, welche sich deutlich abheben vom dunklen Liasschutt der Blaisun-Nordhänge einerseits und vom rötlichschwarzen Silvrettakristallin der Kesch-Cotschen-Gruppe anderseits, und die schon von A. Escher v. d. L. und B. Studer (1839) erwähnt wurden. Diese zwei Dolomitbastionen gehören einer Reihe von Linsen an, welche die Basis des Silvrettakristallins im Untersuchungsgebiet auf ihrer ganzen Länge begleiten. Sie enthalten meist nur einen hellen Hauptdolomit und eine gelbe, teilweise tektonisierte Rauhwacke des Raiblerniveaus. Einzig westlich des Piz Belvair, auf Viroula, treten noch ältere Schichtglieder (Ladinien) hinzu. Der Bau dieser Linsen ist normalerweise recht einfach, gleitbrettartig.

A. Stratigraphie

1. Detailprofile

a) Fuorcla Pischa 785800/164660/2870 [1])

etwas westlich des Passes ragen aus dem Liasschutt hervor:

8. [2])hell- bis rauchgraue, dichte bis zuckerkörnige Dolomite, schlecht gebankt, lagenweise mit diffuser Rotfärbung, sehr hell bis leicht rötlich anwitternd, feinbrekziöse Partien unregelmässig eingestreut. 6–10 m aufgeschlossen.

30 m südlich:

7. schmutziger, weisser bis rötlicher, weicher Gips, mehlig zerfallend und zerbröckelnd, mit feinkarriger Oberfläche. 1–3 m aufgeschlossen.

b) Pischa 786500/164700/2770

N: 7. gelbe, groblöcherige Rauhwacke mit bunten Tonschieferfetzen und Trümmern von mylonitisiertem Silvrettagneis und hellem Dolomit. 0–8 m.

S: 8. heller, feinkörniger Dolomit, grobe Bankung nur aus der Ferne erkennbar, stark rötlich verfärbte Oberfläche, bituminöser Geruch beim Anschlagen, helle Schutthalden. Ca. 50 m.

c) Südostgrat des Piz Cotschen 787870/164900/2650

in einzelnen isolierten Aufschlüssen:

7. gelbe und graue, löcherige Rauhwacke, z. T. polymikt (mit bis faustgrossen Trümmern von gelblich anwitternden Raiblerdolomiten und kleinern von grünen Glimmerschiefern und schwarzen Hornsteinkalken).

---

[1]) Zur Lokalisierung von Profilaufnahmen treten i. A. an Stelle der Ortsnamen die auf Bern (600/200) bezogenen und in jeder topographischen Karte enthaltenen Kilometerkoordinaten.

[2]) Um schon in den Detailprofilen gewisse Anhaltspunkte über die stratigraphische Stellung der einzelnen Schichtkomplexe zu vermitteln, wurden dieselben i. A. gemäss ihrem Alter numeriert. Es bedeuten: 1 = Kristallin, 2 = präpermische metamorphe Sedimentserien («Casannaschiefer»), 3 = Verrucano, 4 = Buntsandstein und Campilerschichten, 5 = Anisien, 6 = Ladinien, 7 = Carnien, 8 = Norien, 9 = Plattenkalk und Rhät, 10 = Lias und Dogger, 11 = Malm (Radiolarit und Aptychenkalk), 12 = Saluvergesteine und Kreide i. A. Hingegen entsprechen sich die Unterabteilungen (*a*, *b*) in den einzelnen Profilen nicht.

8. blaugrauer, feinkörniger Dolomit, nicht gebankt, hell bis leicht rötlich und mehlig anwitternd, feinkarrige Oberfläche; eingeschaltet sind Lagen von rel. grober sedimentärer Dolomitbrekzie.

Totale Mächtigkeit von 7 und 8: ca. 25 m.

d) Grat nordwestlich des Piz Belvair (Fig. 1) 789840/165630/2740

Ein zusammenfassendes stratigraphisches Profil zeigt:

6*a*. dunkelgrauer, feinspätiger Dolomit, grobbankig, klüftig mit weissen dolomitischen Adern, mit dunkler blaugrauer bis braungrauer Oberfläche, z. T. leicht kalkig, Reste von Diploporen;

6*b*. graue, selten gelbe, löcherige Rauhwacke, mit z. T. rauhwackigen Brocken des Dolomites 6 *a*.;

7*a*. gelbe Rauhwacke mit einzelnen nussgrossen Gipsbrocken und mit roten, glänzenden, kalkfreien Tonschiefern;

7*b*. sandiger, rötlicher Kalk, dünnbankig, hell orangerot anwitternd;

8. hellgrauer und rötlicher, dichter, kalkiger Dolomit, schlecht gebankt, klüftig, sehr helle und mehlige Oberfläche, in kantige Stücke zerbrechend, helle Schutthalden.

Mächtigkeiten stark wechselnd.

Bezüglich des Quatervals-Hauptdolomites am Westhang des Piz Belvair s. S. 20.

e) Val Dros löng 794400/168120/1840

7. gelbe Rauhwacke mit bunten Tonschieferchen und bis kopfgrossen Trümmern von Silvrettakristallin und hellem Hauptdolomit. 8–25 m;

8. heller feinkörniger Dolomit, ungebankt. 9–6 m.

f) Weg Tolait–Susauna 796520/168310/1700

7. gelbe und rostbraune, feinporöse Rauhwacke, ohne Trümmer. 0–12 m;

8. heller, blaugrauer, feinkörniger Dolomit, klüftig mit weissen Adern, stark tektonisiert, Oberfläche sehr hell und lagenweise rötlich. 0–4 m.

2. Zusammenfassung

Der einheitlich graue Dolomit 6 *a*, lokal westlich des Piz Belvair anstehend, erinnert in seinem lithologischen Charakter wie auch im Diploporengehalt ganz an den Wettersteindolomit des Ladiniens. Er ist kaum zu unterscheiden von solchem der Castellschuppe (S. 70).

Die vorwiegend graue Rauhwacke 6 *b*, ebenfalls westlich des Piz Belvair auf Viroula, muss dem Ladinien zugezählt werden, vor allem wegen ihres Hervorgehens aus dem indifferenten Dolomit 6 *a*, ist also als Horizont der «mittlern Rauhwacke» zu deuten (vgl. auch R. Staub: Berninakarte, 1946). Es dürfte sich hier eher um ein oberladinisches Rauhwackenniveau als um die Basisrauhwacke des Ladiniens handeln.

Dass die übrige Rauhwacke 7 (resp. 7 *a*) mindestens teilweise tektonisch überprägt ist (p. p. Dolomitmylonite nach J. Cadisch, 1953), erkannten schon F. Zyndel (1912) auf Raspaunas und A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) im Val Gianduns und bei Cinuos-chel. Doch ist die Hauptmasse, nach den Einschlüssen von bunten Tonschiefern und gelbli-

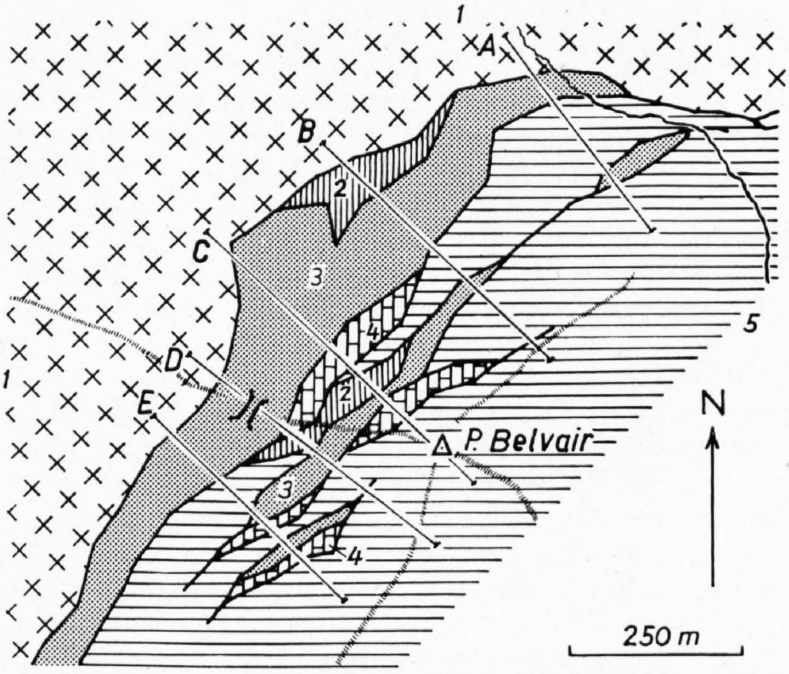


Fig. 1. Detailkärtchen der Umgebung des Piz Belvair.
1 = Silvrettakristallin, 2 = mittlere Trias i. A., 3 = Rauhwacke i. A., 4 = Hauptdolomit, 5 = Allgäuschiefer des Lias.
A–E = Profillinien (vgl. Fig. 2).

chen Raiblerdolomiten zu schliessen, sicher als eigentliche Raiblerrauhwacke anzusprechen. Die roten sandigen Tonschiefer, welche am Inn bei Cinuos-chel und im Val Mela einen wesentlichen Bestandteil dieser Rauhwacke bilden, wurden von G. Theobald (1863) als roter Verrucano gedeutet. Gips kann ebenfalls in der karnischen Stufe in Verbindung mit Rauhwacke vorkommen (Fuorcla Pischa, S. 6).

Der rötliche Kalk 7 *b* am Piz Belvair ist ebenfalls ein Vertreter der Raiblerstufe, eine Rekurrenz des vor allem in der Arscheidaschuppe mächtig auftretenden «Bergnelkenkalkes» des Anisien.

Im hellen Dolomit 8 endlich erkennen wir den typischen, vor allem an der Basis brekziösen Hauptdolomit, wie er in der Silvretta-, Scarl- und Ortlerdecke ausgebildet ist. Um Virgloriakalk, wie C. Tarnuzzer (1893) glaubte, kann es sich jedenfalls nicht handeln.

B. Tektonik

(Taf. II, Prof. 1–4, 6, 7, 11–13, 24, 25, 28, 31)

Die subsilvrettiden Linsen begleiten in Form isolierter Schichtplatten mit meist verkehrter Serie die Silvrettabasis. Irgendwelche Faltenbiegungen konnten an keiner Stelle beobachtet werden. Hingegen kam es auf Viroula und auf Muntatsch zu eigentlicher Gleitbretterbildung und zu intensiven Verschuppungen mit dem Lias der Ela-Ortler-Decke, am Piz Belvair auch mit Fetzen von Quatervalsdolomit (Fig. 2 und 3). Im Val Dros löng führte der Anschub der Quatervals-Deckenstirn (Dolomit von S-chanf) zu komplexen Verzahnungen der Linsen mit dem hangenden Silvrettakristallin, teilweise unter

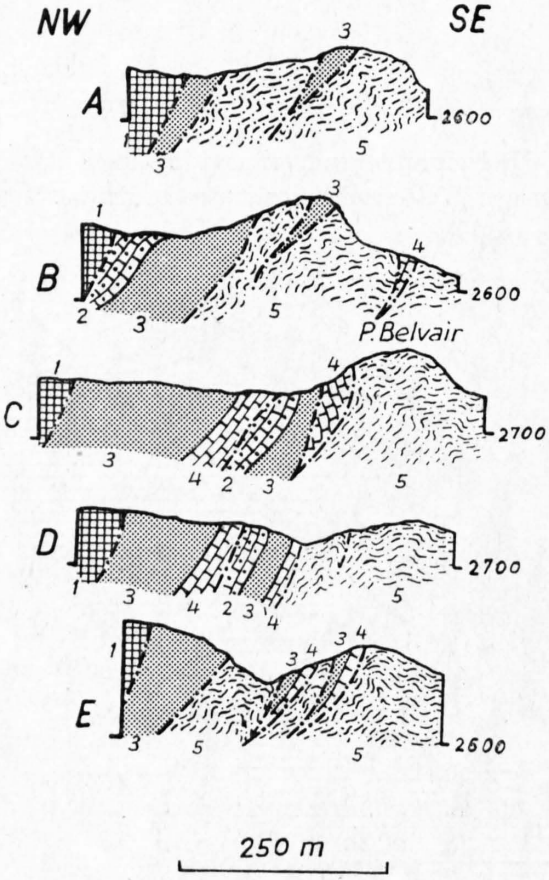


Fig. 2. Querprofile durch die Umgebung des Piz Belvair.

1 = Silvrettakristallin, 2 = Ladiniendolomit, 3 = Rauhwacken i. A., 4 = Hauptdolomit, 5 = Allgäuschiefer des Lias (Profillage s. Fig. 1).

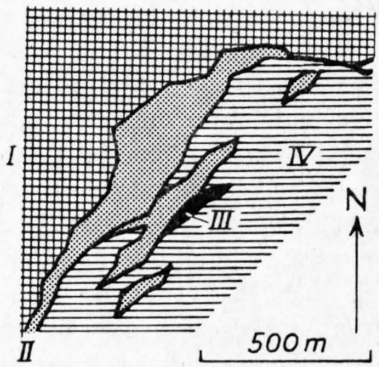


Fig. 3. Tektonische Skizze der Umgebung des Piz Belvair.

I = Silvrettakristallin, II = subsilvrettide Triaslinsen, III = Quatervalsdecke, IV = Eladecke (vgl. Fig. 1).

Bildung einer «Reibungsbrekzie» (H. Eggenberger, 1926) mit bis meterlangen Blöcken der angrenzenden Gesteine. Am Inn bei Cinuos-chel wickelte die Quatervalsdecke die Linsen unter sich ein (Fig. 4).

Querbrüche sind in diesen Triasschuppen ziemlich häufig. Die obere (westliche) Dolomitbastion auf Pischa wird von zwei SSE-streichenden scharfen Scherflächen zerrissen, und auch bei der Chamanna d'Es-cha kann aus der Verteilung der Rauhwacken-Versickerungstrichter auf Querstörungen geschlossen werden. Bedeutsam für die Grosstektonik sind aber vorab jene Querbrüche, welche auch sowohl das Silvrettakristallin als den liegenden Fraèle-Blaisun-Lias durchsetzen, so auf Plazzetta und am Südostgrat des Pizzet, auf Muntatsch.

C. Zusammenhänge

Die spezielle Eigenart der subsilvrettiden Triaslinsen, welche trotz ihrer Lage unmittelbar unter dem traîneau écraseur der oberostalpinen Schubmasse einen durchgehenden Bestand an nur wenig tektonisiertem Hauptdolomit und weichen Rauhwacken aufweisen, rechtfertigt eine eingehende Fragestellung nach ihrer Herkunft und nach dem Mechanismus der mise en place.

Bevor wir jedoch an den Versuch einer Zuordnung dieser Triaslinsen zu einem bestimmten Deckenkomplex herangehen, ist eine Verfolgung ihrer Fortsetzung gegen W einerseits und gegen NE längs des Engadins anderseits – welch letztere uns für eine Parallelisation schon wichtige Anhaltspunkte liefern wird – notwendig.

Eine Wanderung von der Fuorcla Pischa gegen W führt uns zunächst in den aufschlusslosen, blockstrom- und schutterfüllten steilen Talhintergrund des Val Plazbì. Nach mühsamem Aufstieg erreichen wir den Grat zwischen diesem Tal und dem Val Tisch, die Einsattelung zwischen dem Nordkamm des Piz Üertsch und der Tschima da Tisch, wo wieder der helle Dolomit mit gelber Rauhwacke und rötlichem Gips längs einer Quetschzone zwischen nördlichem Silvrettakristallin und südlichem Ela-Lias ansteht. Auf dem Weiterweg, ins Val Tisch absteigend, stossen wir in der breiten Mulde der Saglients mehrerenorts auf helle Dolomite und Versickerungstrichter, beim kleinen See südlich der verlassenen Eisengruben auch auf anstehende gelbe Rauhwacke. Das Hangende dieser Gesteine am Fuss des steilen Südabfalles der Tschima da Tisch-Piz da Darlux-Kette – wir erkennen in ihnen unschwer die Fortsetzung unserer Linsen – bildet hier nun aber nicht mehr direkt das Silvrettakristallin, sondern die sich an der Silvrettabasis einschaltende Untertrias der «verkehrten Serie des Val Tisch». Diese intensiv verschuppte Schichtreihe bereichert sich im Verlauf gegen W mit immer jüngern Gliedern und stösst diskordant an die basale Silvretta-Überschiebungsfläche. Westlich des Steilabfalles in den untern Saglients – welcher seine Entstehung einer von einem Querbruch durchschnittenen lokalen Aufwölbung des Ela-Lias innerhalb eines östlichen Ausläufers der Bergüner Mulde verdankt – lassen sich infolge der mächtigen Schuttbedeckung keine Äquivalente der die Silvrettabasis begleitenden Triaslinsen mehr feststellen, und erst gegen den Ausgang des Val Tisch zu, südöstlich des Weilers von Sagliaz, treten unterhalb des Fahrweges tektonisch stark zerquetschte, in der Hauptmasse jedoch sedimentäre gelbe Rauhwacken und helle brekziöse Dolomite als Vertreter unserer Linsen zwischen dem hangenden Hauptdolomit von Sagliaz (im N) und dem liegenden Allgäulias der Elafalten (im S) auf. Man könnte nun versucht sein, auch den Sagliazer Dolomit als in der Bergüner Mulde der Eladecke angehäufte westliche Fortsetzung der subsilvrettiden Linsen zu betrachten. In diesem Falle müsste aber die kontinuierliche Schichtreihe (Ladinien bis Norien) der untern Schuppe der «verkehrten Serien im Val Tisch», welches Profil besonders schön bei einer Wanderung von den Häusern von Sagliaz nach der Alp Darlux erfasst werden kann, durch eine nirgends aufgeschlossene Scherfläche (listrische Fläche oder Gleithorizont) irgendwo willkürlich zerschnitten werden. Zudem unterscheidet sich der eher dunkle eigentliche Dolomit von Sagliaz – also die Bastion oberhalb, östlich der Hauptstrasse – auch lithologisch ganz wesentlich vom hellen Dolomit der subsilvrettiden Linsen, wie wir ihn aus dem Val Tisch kennen.

Die Zuordnung des Dolomites von Sagliaz zu bestimmten tektonischen Elementen ist schon mehrfach versucht worden, insbesondere da – neben den unklaren Verbindungen mit den Sedimenten im Val Tuors – auch sein Zusammenhang mit der «verkehrten Serie des Val Tisch» infolge lokaler Querbrüche gestört ist. R. Staub (1924) zählt ihn samt den subsilvrettiden Linsen zur Umbraildecke alter Deutung, welche etwa der heutigen Scarldecke entspricht, und verfolgt seine

westliche Fortsetzung über den Chavagl bis zur Motta Palousa, in die «Suraver Zwischendecke» ZYNDELS hinein. Der gleiche Autor gelangt auch später (1937 *a*) zu einer ähnlichen Auffassung, indem er bei Zernez einen Zusammenhang der Triaslinsen an der Silvrettabasis und damit auch des Dolomites von Sagliaz mit dem Oberbau der Scarldecke erkennt – eine Version, die er ebenfalls in seiner Berninakarte (1946) aufrechterhält. Er erwägt aber auch die Möglichkeit einer Parallelisation mit der Stelvioschuppe des Ortlers, im Hangenden des Fraèlelias.

Für H. EUGSTER (1923) ist der Dolomit von Sagliaz ein zwischen Ducantrias und Silvrettabasisfläche eingeklemmtes Schichtpaket und kann, zusammen mit Raibler und Ladinien die untere Schuppe der «verkehrten Serien im Val Tisch» bildend, als verkehrter Mittelschenkel der Silvrettadecke, im besondern der Muchetta-Ducan-Teildecke, aufgefasst werden, während die obere Schuppe über das Val Tuors direkt mit der Ducantrias zusammenhängt. Neuestens (mündliche Mitteilung) glaubt H. EUGSTER eher an eine Verbindung des Dolomitklotzes bei Sagliaz mit der Ducantrias, also mit Rückensedimenten der Silvrettadecke, über die Quetschzone (Tuorslinse) im vordern Val Tuors.

W. LEUPOLD (1922) diskutiert die südliche Fortsetzung der Sandhubel-Teildecke, einer tiefern und nördlicheren Schuppe der Silvrettadecke, die er in der Pnez-Urmina-Schuppe des untern Albulatales und weiter vermutungsweise im Dolomit von Sagliaz und in der «verkehrten Serie des Val Tisch» sieht. Die Wiesener Scherfläche würde demnach unter den Muchettafalten hindurch – schüsselförmig verbogen – mit der Stulser- resp. mit der Chavagl-Überschiebung (F. FREI, 1922) zusammenhängen. Dabei stützt sich LEUPOLD auf das Auftreten von permischem Quarzporphyr in der eigentlichen Sandhubelkette nördlich des Landwassertales wie auch in der Pnezschuppe bei Bellaluna.

Sowohl die Deutung der Aufnahmen von H. EUGSTER als auch eigene Begehungen im vordern Val Tuors bis zur Resgia da Latsch zeigten nun, dass die Trias von Sagliaz s. l., welche im God Davos Sumdiess die hangenden Sedimente der Ducanmulde diskordant abschneidet, schliesslich über einen schmächtigen Hauptdolomitkeil am Grunde des Tuorsbaches bei der Buorcha (S.-A.) in die gegen NW überkippte «Strielamulde» EUGSTERS südöstlich des Cuolm da Latsch hineinführt – einer durch deutliche Scherflächen sowohl von den an ihr senkrecht abstossenden Mesozoika des Piz Prosonch (Ducanmulde) wie auch vom Kristallin des Cuolm da Latsch separierten Anhäufung von Obertrias im seitlichen Druckschatten der Latscher Stirnaufwölbung des Mittelostalpins.

Den von W. LEUPOLD (1922) als typisch für die Sandhubel-Teildecke angeführten Quarzporphyr findet man allerdings – zwar nur lokal – auch in der Muchetta-Ducan-Teildecke (südlich des Val Tuors und am Piz Miez, beim Lai da Fier). Doch berechtigt die tektonische Stellung sowohl der «Strielamulde» als auch der Triasschuppe von Sagliaz, welch letztere südlich der Tschima da Tisch, etwa bei den Eisengruben, im Hangenden von EUGSTERS «unterer Scherfläche» gegen E auskeilt, zur Annahme eines nähern Zusammenhanges mit der Pnez-Urmina-Schuppe. Und diese letztere scheint mit aller Wahrscheinlichkeit ein von den südlich anschliessenden Muchettafalten überfahrenes Element der Sandhubel-Teildecke zu sein. Ob aber die «verkehrte Serie im Val Tisch» den vollständig ausgebildeten Mittelschenkel der Urminaschuppe darstellt, wie F. FREI (1922) glaubt, wage ich zu bezweifeln, nachdem sich diese «verkehrte Serie» als ein Schuppenhaufwerk mit mindestens zwei Hauptelementen herausgestellt hat.

Aus alledem ergibt sich, dass die Deutung des Dolomites von Sagliaz als südliches Äquivalent der in bezug auf die Ducanfalten liegenden Sandhubel-Teildecke die grösste Wahrscheinlichkeit besitzt.

EUGSTERS «untere Scherfläche» im Val Tisch, der die Funktion als Grenze Silvrettadecke–subsilvrettide Linsen zukommt – während die «obere Scherfläche» nach Obigem als südliche Fortsetzung der Wiesener Scherfläche zu deuten ist –, zieht damit, zu einer seichten Mulde verbogen, unter dem Dolomit von Sagliaz durch. Südlich von Sagliaz trifft man, am Nordhang des Val Tisch, nochmals zwei tektonisch stark bearbeitete Rauhwackenaufschlüsse. Diese Rauhwacke setzt sich, immer der Basis der Sagliazer Dolomitmasse folgend, längs einem epigenetischen Tallauf des Tischbaches gegen NW fort und mündet in die von Rauhwacken und tektonischen Brekzien begleitete Scherfläche am Südportal des untersten Kehrtunnels oberhalb Bravuogn. Damit gehört auch der helle Dolomit beidseits der Albula, westlich der Strasse, zu den subsilvrettiden Linsen, wie dies auch R. STAUB (mündliche Mitteilung) vermutet hat.

Im Wald von God sur Islas, gegen Sablunùn zu, stehen vereinzelte, schon von H. EUGSTER (1923) beobachtete gelbe Rauhwacken mit bunten Tonschieferfetzen an: Vertreter der subsilvrettiden Linsen in der Bergüner Mulde der Eladecke. Ebenso wurden bei der Renovation des Scheibenstandes von Bravuogn Rauhwacken freigelegt. H. EUGSTER (1923) erwähnt solche auch auf Zinols (L.-K.: God sur Zinols). Doch beschränken sich diese Vorkommen auf einige von der Erosion verschonte Relikte in lokalen Vertiefungen der mittelostalpinen Bergüner Mulde.

Um den Dolomit von Sagliaz herum verbinden sich diese Rauhwacken, über einen Aufschluss in der Wasserstube beim Schwimmbad von Bravuogn, beinahe lückenlos mit EUGSTERS «Tuorslinse» in der Quetschzone bei Plan Tizolas im vordern Val Tuors. Allerdings sind die Verhältnisse hier – dank neuer Aufschlüsse – etwas anders zu deuten, als H. EUGSTER (1923) sie darstellte, indem das Gipslager bei der Resgia da Latsch von der eigentlichen Tuorslinse (Hauptdolomit und Raiblerschichten) durch ein bis an den Tuorsbach herabstreichendes Band von buntem Verrucanokonglomerat des Cuolm da Latsch getrennt ist und somit der «Strielamulde» angehört. Tektonisch der Tuorslinse gleichzusetzen sind die gipshaltigen Rauhwacken und die Dolomite vom Lavinèr Trigd (Lavinèrschuppe), wie schon H. EUGSTER erkannte, welcher Tuorslinse und Lavinèrschuppe als linsenförmige Schürflinge zwischen Silvretta-

überschiebung und Ela-Lias auffasste. Sowohl die Tuorslinse als auch die Aufschlüsse im Lavinèr Trigd sind Anhäufungen der subsilvrettiden Linsen im seitlichen Druckschatten der mittelostalpinen Latscher Stirn. Andeutungen eines verkehrten Schenkels der Urminaschuppe, wie sie F. Frei (1922) im Lavinèr Trigd sah, konnte ich nicht feststellen; es handelt sich hier nur um teils tektonisierte Rauhwacke und Gips des Raiblerniveaus.

Ein Äquivalent unserer Linsen, in analoger tektonischer Lage, ist die Rauhwacke, welche am Cuolmatsch, nördlich des Corn da Tinizong (S.-A.: Tinzenhorn), sowohl mit der Untertrias der eingewickelten, halbfensterartig im Ela-Lias aufgeschlossenen Silvrettadecke als auch mit dem Lias der Ortlerdecke verknetet ist. Die weitere Fortsetzung der Triaslinsen gegen W, gleichzeitig deren westlichste Vorkommen, finden wir erst wieder in der Umgebung der Motta Palousa, im obersten Val Gronda: einige kleine Rauhwackenschürflinge zwischen dem Porphyr der Silvrettadecke (Sandhubel-Teildecke) und der Obertrias resp. dem Lias der Eladecke.

Anderseits wurden die subsilvrettiden Linsen auch von Susauna gegen NE, längs des Engadins, weiter verfolgt. Am Innknie bei Plaunchins (S.-A.), südlich von Cinuos-chel, steht eine mächtige gelbe Rauhwacke mit grünen Schiefern – schon von A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) als karnisch gedeutet – an, gegen W normal übergehend in den hellen Dolomit. Dieser Komplex wird an steil nach NW einfallender Schubfläche überlagert von dem auch bei der Station aufgeschlossenen, tauchfaltenartig verbogenen Quatervals-Hauptdolomit und von diesen umhüllenden Rhätkalken. Aber auch in Cinuos-chel, hart neben dem Silvrettakristallin, stossen wir wieder auf die Raiblerrauhwacke. Die Quatervalsdecke (Dolomit von S-chanf) hat hier somit die subsilvrettiden Linsen eingewickelt (Fig. 4).

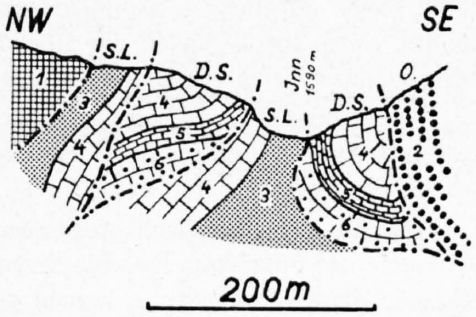


Fig. 4. Einwicklung der subsilvrettiden Triaslinsen am Innknie bei Cinuos-chel.

1 = Silvrettakristallin, 2 = Verrucano, 3 = Rauhwacke i. A., 4 = Hauptdolomit, 5 = Rhät, 6 = Kalkbanklias. S. L. = subsilvrettide Triaslinsen, D. S. = Dolomit von S-chanf, O. = Ortlerdecke.

Im Val Torta finden wir die gleiche, bis 60 m mächtige gelbe Rauhwacke wieder auf der rechten Engadiner Talseite, angehäuft an der steilstehenden Silvrettabasis, zwischen dem Silvrettakristallin und der reduzierten Schichtfolge der ebenfalls von den Ortlerschuppen eingewickelten Quatervalsdecke. Über den God Cumün, gegenüber von Cinuos-chel, zieht diese Rauhwacke ins Val Mela, wo sie mächtig angehäuft und mit den Basismyloniten der Silvrettadecke verknetet ist. Weiter gegen NE ist aber der Zusammenhang nicht ganz klar. Wohl steht im Val Verda ein heller, lithologisch demjenigen der subsilvrettiden Linsen ähnlicher Hauptdolomit des Scarldecken-Oberbaues an, doch geht dieser nach oben (bei verkehrter Schichtreihe) normal in gelblichen Raiblerdolomit (mit bunten Schiefern) über, welch letztern wir im kompakten Verband in unsern Linsen vermissen. Anderseits fehlt im Val Verda die Raiblerrauhwacke grösstenteils. Wohl begleiten im Val Raschitsch, am Eingang ins Val Cluoza und am Spöl bei Falcùn wieder gelbe Rauhwacken die Silvrettabasis. Ein Weiterziehen unserer Linsen in den Oberbau der Scarldecke ist damit sehr wahrscheinlich, zumal auch am Stragliavitapass wieder ganz ähnliche Verhältnisse wie auf Pischa herrschen, aber ein eindeutiger Zusammenhang wird sich erst ergeben, wenn weitere Aufschlüsse und Aufnahmen im Val Verda und im Val S-chüra vorliegen.

Ein kurzer historischer Überblick möge die Schwierigkeit einer Einordnung der subsilvrettiden Linsen in das ostalpine Deckensystem veranschaulichen.

Schon A. Escher v. d. L. und B. Studer (1839) versuchten, das auffällige Dolomitriff auf Pischa mit benachbarten ähnlichen Gesteinen zusammenzuhängen. So erblickten sie im «Kalk» des Piz Üertsch die Fortsetzung dieses Dolomites. Die gleiche Auffassung vertrat G. Theobald (1863), für den zwischen Pischa und Piz Üertsch eine Mulde des Hauptdolomites vorlag, in welche der Lias der Blaisungruppe eingesenkt sei. C. Tarnuzzer (1893) sprach ebenfalls von einer Mulde. F. Zyndel (1912) verband die «Fetzen zwischen Aela- und Silvrettadecke» mit seiner Suraver Zwischendecke; teilweise aber sollten die Dolomite und Rauhwacken an der Basis des Silvrettakristallins auch dem Mittelschenkel der Silvrettadecke angehören. A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) rechneten die Rauhwackenlinsen bei Cinuos-chel, im Hangenden des Dolomites von S-chanf, zum liegenden westlichen Schenkel ihrer Trupchun-Antiklinale, so dass also sowohl im Val Torta als auch im obern Val Gianduns, wo der Scanfser Dolomit gegen W auskeilt, eine normale Verbindung zwischen den Rauhwacken und den Allgäuschiefern zustande kam. R. Staub (1924) sah in unsern Triaslinsen eine westliche Fortsetzung der Umbraildecke alter Deutung (entsprechend der heutigen Scarldecke) und verfolgte sie über den

Dolomit von Sagliaz bis an die Motta Palousa, also in die «Suraver Zwischendecke» ZYNDELS hinein. H.EUGSTER (1923) postulierte einen Zusammenhang mit den Ducanfalten, erwog aber auch die Möglichkeit, dass es sich bei diesen Linsen um den verkehrten Mittelschenkel der Silvrettadecke handeln könnte – eine Auffassung, welche auch H. EGGENBERGER (1926) vertrat, ohne sie jedoch weiter zu diskutieren. W. HEGWEIN (1927), der die verkehrte Schichtreihe im Val Mela, eine unserer Triaslinsen, untersuchte, sah in ihr eine von der Quatervalsfront eingewickelte westliche Fortsetzung der Basis seiner Umbraildecke (= Scarldecke). Eine Deutung als Verkehrtschenkel der Ortlerdecke kam für ihn wegen der grossen Faziesunterschiede nicht in Frage. Demgegenüber fasste F. ROESLI (1927 *b*, Karte) diese verkehrte Serie im Val Mela als unterostalpin auf. 1937 kam dann R. STAUB nochmals auf das Problem der Einordnung der subsilvrettiden Linsen zu sprechen (1937 *a*); seine Auffassung blieb im wesentlichen die gleiche wie 1924; er konnte aber die Zugehörigkeit zur Scarldecke weiter präzisieren, indem er die Linsen bis nach Zernez verfolgte und sie mit dem scarliden Oberbau verband. Gleichzeitig betonte er aber auch, insbesondere für den Dolomit von Sagliaz, die Möglichkeit einer Parallelisation mit der Stelvioschuppe des Ortlers, im Hangenden des Fraèlelias, womit auch er schon den tatsächlich nicht bestehenden Zusammenhang dieses Dolomites mit den subsilvrettiden Linsen anzweifelte (S. 10). Neuestens treten H. EUGSTER und W. LEUPOLD (mündliche Mitteilung) eher für eine Deutung der subsilvrettiden Triaslinsen als zurückgebliebene Schubsplitter der von der listrischen Silvretta-Überschiebungsfläche schief angeschnittenen Ducanmulde, eventuell auch von der längs der Wiesener Scherfläche ebenfalls bis auf die Deckenbasis hinabgreifenden Landwassermulde ein.

Da die Verbindung der subsilvrettiden Linsen mit der Scarldecke, insbesondere mit deren Oberbau, anhand der Aufschlüsse in den rechtsseitigen Tälern des Engadins zwischen Cinuos-chel und Zernez durch meine Begehungen nicht eindeutig bewiesen, sondern nur sehr wahrscheinlich gemacht werden konnte, sollen im folgenden die Möglichkeiten diskutiert werden, welche hinsichtlich der Zuordnung unserer Linsen zu bestimmten tektonischen Stockwerken bestehen.

1. Es kann sich um Sedimente des Rückens der Silvrettadecke in von der Überschiebungsfläche angeschnittenen tiefgreifenden und verscherten Muldenzügen handeln, z. B. der Ducanmulde (im S) oder der Landwassermulde (im N).

Die Silvretta-Basisfläche steigt gegen W und SW auf, während die muldenförmig verbogenen Rückensedimente der Silvrettadecke (Sandhubel, Muchetta, Ducan) i. A. einen axialen Anstieg gegen NE verzeichnen. Damit kommen im Verlauf gegen SW immer jüngere Schichtglieder dieser hangenden Sedimentserie in Kontakt mit der von der innern Struktur der Silvrettadecke weitgehend unabhängigen listrischen Überschiebungsfläche. Mithin ist auch die Möglichkeit gegeben, dass Reste dieser Mesozoika beim weitern Vormarsch der oberostalpinen Schubmasse in nordwestlicher Richtung (in der tiroliden Hauptphase) zurückgeblieben sind. Ebenso war längs interner streichender Schubflächen der Silvrettadecke, insbesondere längs der Wiesener Scherfläche (W. LEUPOLD, 1922), welch letztere innerhalb der Landwassermulde bis zur Deckenbasis weiterzieht, ein Überfahren von Triasgliedern des Deckenrückens, speziell der Sandhubel-Teildecke, durch die Kristallinmasse der Ducan-Teildecke durchaus möglich.

Würde diese Ableitung für die subsilvrettiden Linsen zu Recht bestehen, so müssten einmal die verschiedensten Triasgesteine, wenn auch in Gleitbretter aufgelöst, der südlichen Begrenzung des Silvrettakristallins folgen, im Gegensatz zu der in diesen Linsen lediglich vorhandenen Obertrias. Zweitens stehen die «verkehrten Serien im Val Tisch» (S. 9) – welche in der Tat derartige zurückgebliebene Deckenrückensedimente sowohl der Landwasser- als auch der Ducanmulde darstellen – nirgends in normalem Kontakt mit den subsilvrettiden Linsen, sondern sind entweder durch die «untere» (entsprechend Silvretta-Basisfläche) oder die «obere» Diskontinuitätsfläche (entsprechend Wiesener Scherfläche) scharf von ihnen getrennt (S. 9). Drittens würde diese Parallelisation die Verbreitung der Linsen längs der Silvrettabasis auf die immerhin beträchtliche Länge von den Bergünerstöcken bis nach Zernez (und vielleicht noch weiter, Lischannagebiet) nicht erklären können, einerseits weil infolge der gegen NE aufsteigenden Axen der Rückenmulden der Silvrettadecke diese Sedimente (Ducanmulde) im Verlauf gegen E schon etwa im Querschnitt der Tschima da Tisch den Kontakt mit der Überschiebungsfläche verlieren, anderseits weil auch bei Annahme einer Interferenz verschiedener Schubrichtungen mindestens die östlichsten Vertreter unserer Linsen nicht zu deuten wären. W. LEUPOLD (1922 und mündliche Mitteilung) will neben einem S- bis SE-Schub (tirolide Hauptphase) auch eine syn- oder eventuell spätorogene Bewegung aus E bis sogar NE für die Ableitung der Basislinsen aus den Silvretta-Rückenmulden verantwortlich machen – Ideen, wie sie auch O. AMPFERER (1933 *b*) zur Erklärung der tektonischen Verhältnisse um Bravuogn heranzieht. Zweifellos weist nun die interne Struktur der Silvrettadecke, neben dem auf SE-Schub beruhenden Streichen der Muldenaxen und der Steilstellung der Basisfläche an deren Südrand, in der Anlage eben dieser im grossen gegen SW ansteigenden listrischen Basisfläche auf eine aus NE wirkende

Komponente hin. P. Arbenz (1920) hat aber nachgewiesen, dass die letztern Strukturen als vor dem Vorstoss der oberostalpinen Schubmasse im dinarischen Ursprungsgebiet gebildete und von der in nördlicher bis vor allem nordwestlicher Richtung vorschreitenden Hauptüberschiebung nur mehr transportierte Züge zu betrachten seien. Gewisse Anzeichen für Schub aus E während oder nach der Silvrettaüberschiebung sind zwar lokal bei Bravuogn vorhanden in der Stauchung und Umbiegung der von der Kristallinmasse der Tschima da Tisch überfahrenen Ducansedimente in südliches bis südöstliches Streichen (H. Eugster, 1923). Doch waren solche Komponenten, nach den minimen und nur lokalen Auswirkungen zu schliessen, keineswegs imstande, die Silvrettadecke weit nach W zu bewegen, ganz abgesehen von den Vorstellungen von A. Rothpletz (1902) und von A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1913 *b*, 1914). Diese Stauchungserscheinungen sind übrigens ebensogut und mit grösserer Wahrscheinlichkeit als Folgen eines spätern Schubes aus SW in der unterliegenden Ela-Ortler-Decke zu deuten (S. 88).

2. Als Reste des verkehrten Mittelschenkels – etwa analog der Deutung des «Lochseitenkalkes» in den Glarner Alpen durch Arn. Heim und J. Oberholzer – wurden die subsilvrettiden Linsen von F. Zyndel (1912), mit allem Vorbehalt von H. Eugster (1923) und sodann von H. Eggenberger (1926) aufgefasst. Die normalerweise verkehrte Schichtreihe (lokale Ausnahme an der Fuorcla Pischa) lässt einen derartigen Schluss gut zu. Doch muss bedacht werden, dass die Silvrettadecke nicht als Deckfalte, sondern als kompakter Schubschlitten mit einer Kristallinbasis, als «traîneau écraseur» über die Unterlage vorgeschoben wurde. Es wäre auch unverständlich, wie von der sicher einst vollständigeren Schichtfolge eines postulierten Mittelschenkels bei der Dutzende von Kilometern betragenden Überfahrung durch die Silvrettamasse ausgerechnet die Rauhwacke und der Hauptdolomit, beinahe unmetamorph, erhalten geblieben wären.

3. Die Linsen können als von der Silvrettadecke an ihrer Schubbahn mitgeschleppte Schubfetzen der Quatervalsdecke gedeutet werden.

Diese Verbindung ist die am wenigsten wahrscheinliche. Einmal sind die lithologischen Differenzen zwischen dem hellen ungeschichteten Hauptdolomit der Silvretta-Basislinsen und dem dunklen feinschichtigen Quatervalsdolomit (S. 15) sehr gross. Sodann fällt die nach SW zurückweichende Front der Quatervalsdecke i. A. mit der Engadiner Tallinie oberhalb von Zernez zusammen, mit Ausnahme der sekundären Stirn im Dolomitklotz von S-chanf (S. 20) und des lokalen vorgeschleppten Schubsplitters am Piz Belvair (S. 20), der beiden einzigen Vertreter dieser Decke westlich des Inn.

4. Es kann sich um Elemente der Ortlerdecke, insbesondere von höhern Schuppen derselben handeln.

Besonders die Stelvioschuppe der südlichen Ortlerzone zeigt, am Nordhang des Monte Livrio (Stilfser Joch) und am Piz d'Esan (S.-A.: Piz d'Esen), einen Hauptdolomit, der in vieler Hinsicht mit demjenigen unserer Linsen verglichen werden kann. Im Westabschnitt des Aufnahmegebietes, etwa im Querschnitt des Piz Üertsch, wo der Fraèlelias noch direkt an die Silvrettabasis stösst, liesse sich eine Herleitung von der in bezug auf die Liasmasse ebenfalls hangenden Stelvioschuppe, vielleicht sogar ein näherer Zusammenhang mit der Trias der Üertschkette, also mit nördlicheren Abschnitten des Ortlerraumes, recht gut verstehen. Sobald sich aber, wie vom Val Gianduns gegen E, weitere tektonische Elemente (Quatervalsdecke, Scarldecke) zwischen die Ortlerzone und die subsilvrettiden Linsen einschalten, wird ein derartiger Zusammenhang kompliziert, ja tektonisch ganz unmöglich, man wollte denn Quatervals- und Scarldecke erst in einer spätern Schubphase als die Ortlerdecke vormarschieren lassen. Eine solche Bewegungsabfolge wird aber ausgeschlossen, einerseits durch die Verhältnisse am Westhang des Piz d'Esan, wo die Quatervalsdecke unter die Ortler-Stirnschuppen eingewickelt ist (S. 19) und mit ihr auch die Silvretta-Basislinsen von der tiefern Ortlertrias überfahren wurden, anderseits durch die Tatsache, dass die Stelvioschuppen erst in einem letzten Akt der Vorschiebung der Ortlerdecke endgültig in den liegenden Fraèlelias hineingepresst wurden. Ein weiteres, stratigraphisches Indiz gegen eine Zuordnung unserer Linsen zur Ortlerzone liegt in der bisweilen recht bedeutenden Mächtigkeit der sicher sedimentären Rauhwacken in den erstern – z. B. im Val Dros löng –, wogegen die höhern Einheiten der Ortlerzone nur sporadische, im Streichen nicht durchhaltende Raiblerrauhwacken aufzuweisen haben (U. Kappeler, 1938), diese letztern vielmehr zur Hauptsache im Rauhwackenzug (S. 31) zurückgeblieben sind.

5. Die grösste Wahrscheinlichkeit besitzt die Herleitung von einem Komplex, welcher schon vor der Überschiebung der Silvrettadecke eine in der grisoniden Vorphase geschaffene, in bezug auf die

Quatervals- und die Ortlerdecke hangende oder mindestens nördlichere Lage einnahm. Man kann hier etwa an Stirnsedimente (Frontschuppen) der oberostalpinen Decke denken, welche vorgängig der tiroliden Hauptphase auf dem Rücken und vor der Front mittelostalpiner Einheiten passiv nach N verfrachtet wurden, um beim Vormarsch der oberostalpinen Hauptmasse von dieser überfahren und in an der Silvrettabasis verschieden weit vorgeschleppte Schuppen aufgelöst zu werden (R. Staub, 1937 *a*). Man kann sich aber auch vorstellen, dass eine subsilvrettide, im Vergleich zur Quatervalsdecke höhere oder gar tiefere tektonische Einheit beim Überfahrenwerden durch den Silvretta-Schubschlitten in Gleitbretter zerrissen wurde. Eine solche Einheit musste auf jeden Fall einst eine vollständigere und i. A. verkehrte Schichtreihe besessen haben, die neben Unter- und Mitteltrias vielleicht auch Paläozoikum und Kristallin enthielt, wobei dann die ältern Glieder vom oberostalpinen traîneau écraseur sukzessive längs des Gleitniveaus der Raiblerrauhwacken abgeschuppt und vorgeschleppt worden wären. Die Annahme einer untiefen Einmuldung der mittelostalpinen Unterlage im Raum der heutigen subsilvrettiden Linsen, gegen S abgeschlossen durch einen schwach ausgebildeten Kamm – gewissermassen einer Embryonalanlage für die spätere aktive Aufbrandung der Ela-Trias und für die damit verbundene Steilstellung der Silvretta-Überschiebungsfläche (S. 88) – wird eine derartige Interpretation noch weiter stützen. Die erstere Deutung, also die Beheimatung der subsilvrettiden Linsen an der Stirn der Silvrettadecke, welche auch mit der Auffassung von R. Staub (1937 *a*) über die Stellung der Scarldecke, in deren Oberbau unsere Linsen ja mit grosser Wahrscheinlichkeit hineinziehen (S. 11), übereinstimmt, kann verschiedene, von R. Staub und andern Bündner Geologen festgestellte Tatsachen für sich buchen, während eine Herleitung der Triaslinsen von einem eindeutig mittel- oder unterostalpinen Komplex daran krankt, dass ein solcher in der postulierten tektonischen Lage bis heute überhaupt noch nirgends nachgewiesen wurde. Wohl ist die Stellung der Scarldecke nach den neuesten Untersuchungen von W. Hess (1953) wieder Gegenstand von Diskussionen. Doch scheint mir die von diesem Autor auf Grund lediglich lokaler, in der Tat verschieden interpretierbarer Verhältnisse in den Münstertaler Alpen vorgebrachte Argumentation einer mittelostalpinen Einordnung der Scarldecke nicht genügend, um deren Deutung als überfahrenen Stirnkopf der Silvrettamasse, wie sie von R. Staub auf Grund weitreichender Begehungen ausgearbeitet wurde, wesentlich zu erschüttern; ganz abgesehen davon, dass sich die Verhältnisse längs der Silvrettabasis in meinem Gebiet niemals mit der von W. Hess angenommenen extrem tiefen Lage der scarliden Einheit im ostalpinen Deckensystem vereinbaren lassen. Weitere Untersuchungen insbesondere im nördlichen Abschnitt der Quatervalsgruppe wären notwendig, um mindestens die Funktion des westlichen Äquivalentes der Gallolinie – Einwicklungs- oder Anschiebungslinie – aufdecken zu können. Indessen scheint aber nach meinen Begehungen gerade hier viel mehr für eine typische Einwicklung der gegen S schon im Val Mela ausspitzenden Scarldecke unter die Quatervals- und Ortlerschuppen zu sprechen.

Warum ist nun im E die Scarldecke mächtig entwickelt und in Ober-, Mittel- und Unterbau (R. Staub, 1937 *a*; H. Boesch, 1937) gliederbar, westlich des Engadins aber nur in spärlichen Linsen des Oberbaues vertreten? Es scheint mir, dass der Grund dafür vorab im Bau der oberostalpinen Schubmasse zu suchen ist. Das Engadin verläuft konform der Aufschiebungslinie der Ötzmasse auf die ursprünglich mit ihr zusammenhängende Silvrettamasse. Westlich der Engadiner Furche musste also der Belastungsdruck der Silvrettadecke und des von SE her auf sie aufgeschobenen Ötzkristallins, somit auch die Auswalzung wesentlich intensiver sein als östlich dieser Tallinie, wo einzig die Ötzmasse das Unter- und Mittelostalpin und die Scarldecke überlagerte. Die Stirn der Quatervalsdecke, die ebenfalls durch das Engadin zwischen S-chanf und Zernez gegeben ist, dürfte auch durch die ihren Vormarsch hemmende Südostfront der von der Ötzmasse abgebrochenen und abgesunkenen Silvrettadecke in ihrer Lage bestimmt worden sein.

Zusammenfassend halten wir fest, dass eine Herleitung der subsilvrettiden Triaslinsen aus dem Oberbau der Scarldecke, also eine Deutung als vom nachrückenden Silvretta-Schubschlitten weit nach NW verfrachtete und gleitbrettartig aufgelöste Schubsplitter aus der primären Silvrettastirn, die wahrscheinlichste ist.

2. Dolomit von S-chanf

(Nr. 3 in Taf. II)

Dieses in Form einer wohlausgebildeten Tauchfaltenreihe von oben in den Fraèle-Blaisun-Lias eingepresste Element umfasst nur Obertrias, Rhät und Lias. In allen Stufen ist der Unterschied gegenüber der Ortlerdecke, mit der diese Einheit oft verbunden wurde, ausgeprägt, während die gesteinsmässigen und tektonischen Tatsachen auf deren Natur als Teilstirn der Quatervalsdecke hinweisen.

A. Stratigraphie

Das Fehlen von zusammenhängenden Profilen über die ganze Schichtreihe (Raiblerschichten–Lias) hinweg bedingt, dass die einzelnen Stufen gesondert betrachtet werden müssen. Das von riesigen Wäldern (God God) bestandene Gebiet ist immerhin nicht so aufschlussarm; vielmehr kann man durch Kombination benachbarter Profile einigermassen auf die Mächtigkeiten schliessen.

1. Raiblerschichten

Als Kern der nicht sehr tiefgreifenden Tauchfalten sind die Raiblerschichten nur lokal noch vorhanden. In der Hauptsache handelt es sich um

gelbe, groblöcherige Rauhwacken mit bis faustgrossen, in Auflösung begriffenen Trümmern heller Raiblerdolomite, bunten (vorwiegend roten) Sandsteinbrocken und grünen und roten Tonschieferfetzen.

Im Val Gianduns (2010 m) und beim Steinbruch nördlich von S-chanf stehen ausserdem an:

hellgraue, feinkörnige Dolomite, stark tonhaltig, ockergelb bis braun anwitternd, mit rostbraunen Tonschieferschmitzen und weissen dolomitischen Adern.

Angaben der totalen Mächtigkeit sind unmöglich wegen der tektonisch und erosiv bedingten Reduktion.

Die grösste feststellbare Mächtigkeit erlangt die in einem Tauchfaltenkern angehäufte Rauhwacke im untern Val Gianduns und bei der Acla Laret (S.-A.: Acla Perini) mit 150 m, während der Raiblerdolomit beim oben erwähnten Steinbruch, zwischen zwei Scherflächen eingekeilt, höchstens 30 m mächtig ist.

2. Hauptdolomit

a) Basis

Nur an einer Stelle, beim obigen Steinbruch nördlich von S-chanf, ist die Hauptdolomit-Basisbrekzie aufgeschlossen. Hier liegen zwischen steil nach NW einfallenden Raiblerdolomiten und dunklem Hauptdolomit

3–8 m einer groben, monomikten Dolomitbrekzie mit faust- bis über kopfgrossen eckigen Trümmern heller und seltener dunkler Dolomite und mit hellgrauem, dolomitischem, feinspätigem Zement.

Um «Druckbrekzien» im Innern des Hauptdolomites, wie diese Brekzien von A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) gedeutet wurden, kann es sich nicht handeln, sondern um eine eindeutige Sedimentärbrekzie an der Basis des Hauptdolomitkomplexes.

b) Dolomit

1. Felsbastion südlich von Susauna 795250/167800/1860

— dunkelblaugrauer, mausgrau anwitternder, feinkörniger Dolomit, ungebankt und klüftig, oberflächlich weiss mehlig anwitternd, mit feinen kalzitischen Adern;
— mausgrauer, feinkörniger Dolomit, hellgrau-bräunlich anwitternd, ungebankt, knorrig-schiefrige Oberfläche mit rundlichen schwarzen Flecken (?Korallen);
— dunkler, dichter Dolomit, dünnplattig und massig, Schichtflächen fein gerippt, Oberfläche mit braunen Tonputzen und grossen weissen Flecken (?Korallen);
— dunkler, dichter Dolomit, ungebankt, klüftig, mit mehlig-weissen, kalkigen Schicht- und Oberflächenbelägen, zähe, schwärzlich anwitternd, feingeschichtet.

2. Val Gianduns 792980/166500/2270

— dunkelblaugrauer, feiner Dolomit, ungebankt, aber mit feiner «Jahresschichtung» und mit i. A. dunkler, fast schwarzer, knorriger Oberfläche;
— feinspätiger, dunkler Dolomit, braungrau anwitternd, mit unregelmässig eingeschalteten feinbrekziösen Schüttungen, klüftig, poröse Oberfläche.

3. Val Gianduns 793320/166400/2150

— dunkler, feinkörniger Dolomit, schlecht gebankt, mit heller Oberfläche und feiner Schichtung;
— heller, zäher Dolomit, schlecht und grob gebankt;
— dunkler Dolomit, grobbankig und stark klüftig, Feinschichtung an hellen und dunkleren Lagen erkennbar.

Mächtigkeit des Hauptdolomites: 100–170 m.

Typisch für den Hauptdolomit des Scanfser Klotzes sind also relativ dunkle, im Schutt ziemlich hell anwitternde Dolomite. Eine Bankung ist nicht oder nur aus der Ferne sichtbar (La Sassa von Zuoz aus). Dagegen ist für diesen Dolomit charakteristisch eine feine Bänderung (Helligkeitsunterschiede), etwa vergleichbar einer groben «Jahresschichtung», welche (nach U. Kappeler, 1938) auf wechselnde terrigene Einschübe während der Sedimentation zurückzuführen ist, somit auf geringe Ablagerungstiefe und Landnähe hindeutet.

3. Rhät (inkl. Plattenkalk)

Die deutliche Dreiteilung dieser Schichtstufe, wie sie schon H. Eggenberger (1926) vom God God anführte, konnte bestätigt und genauer belegt werden. Es folgen sich (stratigraphisch) von unten nach oben:

a) plattige Kalke («Quatervals-Fazies» nach A. Spitz und G. Dyhrenfurth),
b) bunte Schiefer («Kössener Schieferfazies» mit «herbstlaubfarbenen Schieferletten» nach W. Paulcke und nach A. Spitz),
c) Lumachellenkalke, seltener korallogene Kalke.

Ein Äquivalent des «norisch-rhätischen Grenzniveaus» (A. Spitz und G. Dyhrenfurth, 1914), also eine Wechsellagerung von 2–30 cm dicken dolomitischen und kalkigen Bänken an der Basis der Plattenkalke, konnte ich u. a. an der Felsbastion südlich von Susauna in typischer Ausbildung finden. Nachdem neuerdings W. Hess (1953) auf Grund einer Sichtung der von Spitz und Dyhrenfurth gesammelten Fossilien aus dem Norien und dem Rhät zu einer wesentlich andern Gliederung dieser zwei Stufen gelangt ist, darf dieselbe zum Teil auch für den Dolomitklotz von S-chanf angewendet werden. Insbesondere wird das «norisch-rhätische Grenzniveau» (entsprechend den «Prà Grata-Schichten» nach W. Hess) dem mittlern Norien zugewiesen. Die Plattenkalkfolge («Quatervals-Schichten» nach W. Hess) rechne ich aber, mindestens teilweise, zum Rhät, denn die Deutung als ausschliesslich obernorisch (W. Hess) scheint mir nach den von A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) erwähnten, wenigstens zum Teil eindeutig rhätischen Fossilfunden doch zu gewagt. Immerhin gemahnt die absolute Fossillosigkeit des Plattenkalkes bei S-chanf zu einiger Vorsicht in der Datierung.

a) Plattenkalke

1. Felsbastion südlich von Susauna 795250/167800/1860

— dunkelgrauer, fast schwarzer, dichter Kalk, dünnplattig bis dickbankig, aber immer ausgesprochen plattig absondernd, mit wulstiger dunkelblaugrauer Oberfläche mit hellen rundlichen Flecken (?Korallen). 5 m;
— dunkelblaugrauer, feinkörniger Kalk, dünnplattig, mit regelmässiger Querklüftung, graublau bis hellgrau-gelblich anwitternd, fein verzahnte Schichtflächen mit feinen schwarzen Tonhäutchen, oft mit leichter Kreuzschichtungsdiskordanz. 10 m.

2. Val Gianduns 793300/166420/2160

— dunkler, fast schwarzer, klingender, plattiger Kalk (Platten 2–20 cm dick), gegen oben leicht schiefrig werdend; min. 18 m.

Mächtigkeit des Plattenkalkes: 25–35 m.

b) Schiefer

1. Felsbastion südlich von Susauna 795280/167700/1950

— dunkle, tonige Kalkschiefer, auf den welligen glänzenden Schichtflächen braunrote Tonschieferschmitzen. 4–5 m.

2. Val Gianduns 793470/166290/2080

— hellgelbe bis braunrote Kalkschiefer, dicht, stark tonig, knorrige Schichtflächen mit gelbbraunen Tonputzen. 8–10 m.

3. Val Gianduns 792980/166520/2280

— mausgraue und braunrote schiefrige Kalke, mit tonigen braunen Lagen und mit 3–5 cm dicken Bänklein eines hellen, feinsandigen Kalkes, ca. 12 m.

4. Val Gianduns 793240/166440/2180

— dunkelgrauer, schiefriger Kalk mit braunen Tonlinsen auf den Schichtflächen, knorrig; eingeschaltet sind bis 10 cm dicke Bänke von blauem, plattigem Kalk; min. 10 m.

Mächtigkeit der Schieferfolge: 0–15 m.

c) Lumachellenkalke

1. Alpweg südlich der Alp Griatschouls 794120/166780/2130

— dunkelgraue bis schwarze, braunfleckige, schiefrige und knorrige Kalke, stark brekziös, mit undeutlichen, zerbrochenen Trümmern von Zweischalern, Seeigelstacheln und Stielgliedern von Crinoiden;
— korallogene, dunkle Kalke, Oberfläche mit hellen, rundlichen Flecken von ± 5 mm Durchmesser.

2. Prospiz 794440/166550/2040

— schwarze, knorrige, tonreiche Kalke, schiefrig zersplitternd, mit toniger glänzender Oberfläche;
— korallogene, schwarze, dichte Kalke, ungebankt.

Die Korallenkalke halten sich an die Basis dieser Lumachellenkalkgruppe, während die typischen Lumachellenkalke unvermittelt in den Kalkbanklias überführen.

Mächtigkeit der Lumachellenkalke: 5–10 m.

4. Lias in «Kalkbankfazies»

1. Val Gianduns 793200/166460/2210

— mausgrauer, feinbrekziöser Kalk, grobbankig, mit diffus verteilten, weissgelben Tongallen, hell blaugraue und mehlige Oberfläche. 12 m aufgeschlossen.

2. Val Gianduns 793530/166350/2120

— dunkler, feinkörniger Kalk, leicht knorrig-schiefrig, Oberfläche hellgrau mit feinsandigem und eisenschüssigem Belag und mit schwarzglänzenden, tonigen Schlieren, regelmässige Querklüftung. 6–10 m;
— dunkler, feiner Kalk, grobbankig, braunschwarz anwitternd, mit sandigen Zwischenlagen. 0–2 m.

3. Alpweg südlich der Alp Griatschouls 794120/166780/2130

— dunkelblauer, fast schwarzer Kalk, dicht bis feinkörnig, grobe Bänke (30–50 cm dick), längs der Schichtung schwarzglänzende Tonflasern, Oberfläche dunkelblau bis mehlig weissgrau. 8–10 m.

Auch A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) erkannten den Unterschied zwischen dem kalkigen Lias nördlich von S-chanf – also dem «Kalkbanklias» (H. Eggenberger) unserer Einheit – und den besonders im Val Trupchun fossilreichen Fleckenmergeln der Fraèlemulde (Ortlerzone). Nach ihnen sind dies aber nicht zwei verschiedenen Räumen entstammende Liasfazies, sondern zwei verschiedene Altersniveaux des gleichen Ablagerungsraumes.

Leider wurden im Liaskalk keine Belegfossilien gefunden, aber das liasische Alter ist auf Grund lithologischer Vergleiche, insbesondere mit dem Lias der Quatervalsgruppe, sehr wahrscheinlich gemacht.

B. Tektonik und Zusammenhänge

(Taf. II, Prof. 1–7)

Auf Grund vermehrter Aufschlüsse im God God (Wegbauten) konnte der von H. Eggenberger (1926) lediglich vermutete Tauchfaltencharakter der Dolomit-Lias-Masse bei S-chanf bestätigt und im einzelnen genauer rekonstruiert werden, soweit es die teilweise mächtige und bis zur Alp Griatschouls hinaufreichende Grundmoränenbedeckung durch das Engadiner Eis (S. 97) zuliess. Der für Oberengadiner

Verhältnisse beinahe ungewohnt einfache Faltenbauplan konnte sich nur hier, in der Bucht von S-chanf, wo der Belastungsdruck der Ötzmasse grösstenteils vom unmittelbar westlich benachbarten Silvrettakristallin aufgenommen wurde (S. 14) und wo sich daher vorwiegend nur ± horizontale Druckkomponenten (mit einer Resultante aus ca. SE) auswirkten, relativ ungestört ausbilden und erhalten. Immerhin kommen doch, besonders im südwestlichen Abschnitt (mittleres Val Gianduns), in kleinerem Maßstab auch bei Cinuos-chel, lokale Einwicklungen unter den Allgäulias der Ela-Ortler-Decke vor. Die Axen dieser Einwicklungen im Val Gianduns streichen generell NW–SE, so dass auf gewisse seitliche Ausweichbewegungen der Quatervals-Teilstirn im God God gegen SW, parallel der steilstehenden Silvrettabasis, geschlossen werden kann. Immerhin waren derartige Bewegungskomponenten durchaus sekundär und untergeordnet.

G. Theobald (1863) liefert uns schon einige Angaben über die Dolomitfelsen der Sassa, welche er als Hauptdolomit betrachtet und über die Zuozer Rauhwacke hinweg in weitem Faltenbogen mit dem Dolomit beim Castell Zuoz (S. 62) verbindet. Die Rauhwacke westlich vom Prospiz erwähnt er auch, und er stellt das Auskeilen des Dolomites gegen W im obern Val Gianduns fest. Das Obernorien-Rhät (Plattenkalke und Schiefer) an der Strasse zwischen S-chanf und Chapella (S.-A.: Capella) deutet er als Muschelkalk.

Die von K. Zoeppritz (1906) gegebene Darstellung, welche auf einfachem, autochthonem und deshalb aufrechtem Faltenbau basiert, kann naturgemäss den Verhältnissen nicht gerecht werden, weil für ihn alle benachbarten gleichaltrigen Gesteine in näherm Zusammenhang stehen sollen, unbeschadet der lithologischen Unterschiede. So wird der schiefrige Fraèlelias von Chanels-Bügls in einem Zuge mit dem Liaskalk des Val Gianduns genannt, und der Hauptdolomit vom God God stellt nur eine von vielen Triaskuppeln dar, welche den hangenden Lias (bei aufrechter Lagerung) in mehrere Züge aufteilen. So wird auch der Hauptdolomit im Val Dros löng und bei Susauna (S.-A.: Sulsanna) (subsilvrettide Linsen, S. 7) mit demjenigen nördlich von S-chanf verbunden, trotz der frappanten faziellen Differenzen. Ein derart rascher Wechsel im lithologischen Habitus auf so kurze Distanz ist aber gerade aus der Hauptdolomitzeit nirgends bekannt.

A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) sprechen von einer «Scanfser Mulde», welche von der südöstlicheren, zum Teil über sie vorgeschobenen Fraèlemulde durch eine durchgehende Verrucano-Rauhwacken-Serie – die heutige Cristalloschuppe der Ortlerzone; R. Staub, 1937 *a*; ein östliches Äquivalent des Rauhwackenzuges (S. 38) – getrennt ist. Zu diesem Ergebnis gelangten die beiden Geologen wegen der oben erwähnten Einwicklung südlicher Randpartien der Dolomitmasse von S-chanf.

Diese lokalen Einwicklungen des Quatervalsdolomites unter den Schieferlias der Ortlerzone im Val Gianduns führten R. Staub (1924) dazu, diesen Dolomit einerseits als geschlossenes und überkipptes Gewölbe gegen W unter den Liaszug Trupchun–Blaisun versinken zu lassen und ihn anderseits mit der Ortlertrias südlich von S-chanf (im Val Varusch) zu verbinden, nachdem der gleiche Autor schon früher (1916 *b*) in diesem Dolomit ein Element der Campodecke s. l. erblickt hatte. Aus dem gleichen Grunde sah H. Eugster (1923) im Gewölbe der Latscher Stirn der Eladecke bei Bravuogn ein westliches Äquivalent des auch von ihm als aufrechte Falte gedeuteten Dolomites von S-chanf.

Die Detailaufnahmen von H. Eggenberger (1926) ergaben dann recht eindeutig, dass die Dolomitmasse des God God gesamthaft von oben her in den liegenden Ortlerlias eingespiesst und zum Teil unter ihn eingewickelt wurde. Er weist sie, auf Grund fazieller Ähnlichkeiten in allen Stufen der vorhandenen Schichtreihe, den Unterengadiner Dolomiten, im besondern der heutigen Quatervalsdecke zu. Eine Verbindung mit der Ortlerdecke ist nach ihm wegen der lithologischen Unterschiede im Hauptdolomit wenig wahrscheinlich.

Aus den Angaben von W. Hegwein (1927) wird man nicht recht klug. Einerseits vergleicht er unsern Dolomit mit seiner den Gipfelkopf des Piz d'Esan tragenden Schuppe *a* der Quatervalsdecke – also mit der Stelvioschuppe des Ortlers nach R. Staub, 1937 *a* (S. 12) –, anderseits weist er ihn tiefern Einheiten seiner Umbraildecke – der Scarldecke neuer Deutung – als schwach eingewickelten westlichen Ausläufer zu.

R. Staub kommt (1937 *a*) in seiner Gesamtschau des Engadin-Ortler-Gebietes, basierend auf den Profilen Eggenbergers, auf eine neue Konzeption. Der Unterbau der Scarldecke, welcher unter dem Einwicklungskeil der Ortlerdecke im Val Mela, in einzelne isolierte Fetzen aufgelöst, nach W zieht, entwickelt sich westlich von Cinuos-chel wieder mächtig und streicht am God God mit zwei tauchenden Stirnen in die Luft aus. Nur die dritte, südlichste Stirn – nach Eggenbergers Profilen deutlich durch eine tiefgreifende Scherfläche von den nördlich anschliessenden Falten getrennt – ist ein Element der Quatervalsdecke – eine Auffassung, welche er auch in seiner Berninakarte (1946, tektonische Karte) beibehält.

Es seien zunächst vom rein lithologischen Standpunkt aus für die einzelnen Schichtglieder Vergleiche mit benachbarten Gebieten gezogen. Dabei können gleich die unterostalpinen Schichtreihen weggelassen werden, weil sie für eine Herleitung der Tauchfalten vom God God nicht in Frage kommen.

1. Norien (Hauptdolomit)

a) Ortlerzone: i. A. herrscht hier ein heller, relativ gut gebankter Dolomit vor (Üertschgruppe, S. 22). Für Vergleiche kommen höchstens primär südliche, höhere Elemente (Stelvioschuppe) in Betracht, in denen die für unsern Hauptdolomit so typische Bänderung lokal ebenfalls auftritt (U. Kappeler, 1938).

b) Quatervalsdecke: diese führt, mit Ausnahme der Schuppe *f*, einen zu unserm Dolomit auffallend ähnlichen Hauptdolomit (W. Hegwein, 1927).

c) Scarldecke: in dieser Einheit stimmt namentlich der Hauptdolomit des Unterbaues leidlich mit dem Dolomit von S-chanf überein (H. Boesch, 1937), was R. Staub (1937 *a*) auch zu dieser Verbindung veranlasste. Demgegenüber

geht aus den Tabellen des Norien, welche W. Hess (1953) gibt, deutlich hervor, dass i. A. dem Hauptdolomit der Scarldecke sowohl die Feinschichtung als auch die dunkle Anwitterungsfarbe fehlt.

2. Rhät (inkl. Plattenkalk)

a) Ortlerzone: graue, fossilführende Mergel, wie sie U. Kappeler (1938) aus der Ortlerzone im Val Varusch (Tscheppa verda, S.-A.) und H. Eugster (1924) aus der westlichen Üertschgruppe beschreiben, fehlen am God God. Zudem: Wie liesse sich die transgressive Ausbildung des in der Mächtigkeit stark schwankenden und schon am Albulapass primär gegen E ausspitzenden Rhäts in der Üertschgruppe – mit allen Anzeichen terrestrischer Einschübe – mit unsern gleichmässig mächtigen, ohne Sedimentationsunterbruch auf den Hauptdolomit folgenden Plattenkalken und Schieferserien vergleichen?

b) Quatervalsdecke: auch in dieser Stufe können beinahe lückenlose Vergleiche mit unserm Rhät gezogen werden. Es sei nur an die obernorische Wechsellagerung von Kalk und Dolomit («norisch-rhätisches Grenzniveau» nach A. Spitz und G. Dyhrenfurth) erinnert, aber auch an die Folge Plattenkalk–bunte Schiefer–Lumachellen in der Quatervalsgruppe (W. Hegwein, 1927).

c) Scarldecke: die schwarzen Rhätmergel (Kössener Schichten), welche H. Boesch (1937) als typisch für diese Einheit beschreibt, fehlen in dieser Ausbildung am God God, ebenso der Fossilreichtum. Nach der von W. Hess (1953) gegebenen Zusammenstellung des Norien fehlen anderseits Einlagerungen von Kalkzügen («Prà Grata-Schichten») im obern Hauptdolomit der Scarldecke weitgehend. Transgressive Auflagerung der Rhätkalke auf Hauptdolomit, wie sie W. Schiller (1903) aus der Lischannagruppe bei Scuol erwähnt, ist bei S-chanf nicht festzustellen.

3. Lias

Hier sind am ehesten eindeutige lithologische Vergleiche zu ziehen. Einerseits fällt die Ortlerzone mit ihren nur an der Basis von kieseligen Kalken begleiteten monotonen Fleckenmergeln in Allgäuerfazies (H. Eugster, 1924; U. Kappeler, 1938; vgl. auch S. 22 ff.), anderseits aber auch die Scarldecke mit ebenfalls vorwiegend mergelig-schiefriger Liasausbildung (im Lischannagebiet mit Steinsbergerbasis) dahin, und so verbleibt nur die Quatervalsdecke, welche die zu unserm Lias analoge Kalkbankfazies besitzt (W. Hegwein, 1927).

Weisen schon die lithologischen Befunde mit grosser Wahrscheinlichkeit auf eine Herleitung der Dolomitmasse von S-chanf aus der Quatervalsdecke hin, so ist der Zusammenhang beider in den rechtsseitigen Runsen und Tälchen des Inn unterhalb von Cinuos-chel ein eindeutiger. Zunächst sei aber einmal festgehalten, dass sich eine Zweiteilung dieses Dolomitklotzes in einen dem Scarldecken-Unterbau angehörigen nördlichen und einen zur Quatervalsdecke zu zählenden südlichen Anteil (R. Staub, Berninakarte, 1946) nicht durchführen lässt. Wohl zeigt gerade der Hauptdolomit gewisse Ähnlichkeiten mit demjenigen des scarliden Unterbaues im Terzagebiet, doch ist die lithologische Übereinstimmung aller Schichtprofile am God God unter sich und mit den Schuppen der Quatervalsdecke östlich des Engadins eine weit grössere als etwa diejenige mit dem Scarldecken-Profil. Die von H. Eggenberger (1926) mangels genügender Aufschlüsse nur annähernd genau konstruierten Querprofile erwecken tatsächlich den Eindruck einer Trennung zwischen nördlichen und südlichen Tauchfalten, obwohl dieser Autor dies gar nicht betont. Nachdem nun aber weitere Aufnahmen genauere Profilkonstruktionen erlaubt haben, ergibt sich eindeutig, dass eine solche Zweiteilung nicht existiert. Im südwestlichen Abschnitt (Val Gianduns) zerreissen zwar mehrere interne streichende Brüche den sonst einfachen Tauchfaltenkomplex – eine normale Folge der hier wieder intensiveren Zusammenstauchung –; wie aber wäre bei Annahme von deckentrennenden Schubflächen dann etwa das Querprofil von S-chanf bis Susauna zu deuten, wo der einheitliche Hauptdolomit in weitgespannten und beinahe jurassisch anmutenden Falten durchgehend verfolgbar ist? Es ist also die gesamte Obertrias-Rhät-Lias-Masse des God God zwischen der Silvrettabasis resp. den subsilvrettiden Triaslinsen im NW einerseits und dem liegenden Allgäulias der Ortlerzone im SE anderseits als ein und dasselbe tektonische Element zu betrachten.

Um die Zuordnung des Dolomites von S-chanf weiter zu verfolgen, wurden die Untersuchungen auch in die rechtsseitigen Täler des Engadins zwischen Cinuos-chel und Zernez ausgedehnt; denn hier, in diesen schwer zugänglichen wilden Runsen, war der Schlüssel zu suchen. Einmal setzt sich die Schichtfolge des God God gegen NE fort in die Hauptdolomit-Rhät-Felsen beidseits des Inn bei der Einmündung des Vallember und beim grossen Innknie gegenüber Cinuos-chel (Plaunchins, S.-A.) – hier noch zweigeteilt durch ein Fenster der eingewickelten subsilvrettiden Triaslinsen (Abb. 4). Das Val Torta lieferte, infolge grossflächiger Überdeckung mit verfestigtem Gehängeschutt und mit Lokalmoränen, nur einen kleinen, von W. Hegwein (1927) nicht kartierten Aufschluss, der für unsere Untersuchung jedoch von grossem Wert ist.

Es folgen sich hier (799140/169250/1790) von unten nach oben:

— gelbe, poröse Raiblerrauhwacke, mit roten und grüngelben glänzenden Tonschieferfetzen. Min. 15 m. – Subsilvrettide Linsen;
— dunkelgraue bis schwarze, auch schmutzigbraune Lumachellenkalke des Rhät, ockergelb bis hellbraun anwitternd und knorrig. 0,6 m;
— dunkelgraublauer, dünnplattiger, feiner Kalk (Plattenkalk). 0,1 m (tektonisch reduziert);
— dunkler, feinkörniger Dolomit, schlecht bis grob gebankt; unregelmässige Feinbänderung durch Helligkeitsunterschiede markiert; Quatervals-Hauptdolomit; ca. 4 m.

Schief abgeschnitten von:

— rotem, grobem Quarzkonglomerat. Verrucano der Ortlerzone.

Ein ähnliches Profil treffen wir weiter nördlich im Val Mela (799840/169630/1920) an. Von unten nach oben:

— gelbe Raiblerrauhwacke mit gelblichen Dolomittrümmern und bunten Tonschieferchen. Min. 4 m. – Subsilvrettide Linsen;
— dunkler, feingebänderter Dolomit, teilweise mit feinbrekziösen Einschaltungen, nicht gebankt, in den untersten Lagen dünne kalkige Einlagerungen. Hauptdolomit. Ca. 3 m.

Mit einer leichten tektonischen Diskordanz folgen darüber:

— dünnbankiger, toniger, gelblicher Dolomit, mit braunen Tonlagen. 4–5 m. – Anis der Ortlerzone;
— dunkler, schmutzigbraun anwitternder Dolomit, dickbankig, mit rotbraunen Tonschmitzen auf den Schichtflächen. Min. 8 m. – Anis der Ortlerzone.

Der dunkle feinschichtige Dolomit, in dem wir das Äquivalent des Hauptdolomites vom God God erkennen – im Val Torta vergesellschaftet mit Rhät –, setzt also gegen NE fort zwischen der hangenden einwickelnden Ortlertrias (Cristalloschuppe; R. Staub, 1937 *a*) und der liegenden Rauhwacke der subsilvrettiden Linsen (Scarldecken-Oberbau).

Im Val Verda, von ca. 1950 m an aufwärts, stossen wir auf eine mächtige Folge von analogen, dunklen und schlecht gebankten Dolomiten, ebenfalls mit unregelmässiger Feinschichtung, welche sich bis unter den Muot sainza Bön am Nordgrat des Piz d'Esan hinaufzieht. Dort geht sie nach oben normal in plattige Rhätkalke über, unter Zwischenschaltung einer dünnschichtigen Kalk-Dolomit-Wechsellagerung («Norisch-rhätisches Grenzniveau» nach Spitz) von 3–4 m Mächtigkeit.

Ein Zusammenhang des Dolomites von S-chanf mit der Quatervalsdecke ist also über die obigen Zwischenglieder in den Runsen am Esan-Westabfall klar ersichtlich, zumal auch in den zwischen diesen Tälern liegenden Hängen die sporadischen Aufschlüsse eine derartige Verbindung erlauben. Im einzelnen dürften insbesondere die Schuppen *f* und *g* (W. Hegwein, 1927), also die primär südlichen, als Diavelschuppen (R. Staub, 1937 *a*) bekannten und von W. Hess (1953) neuerdings als westliche Ausläufer seiner Serraglioscholle bezeichneten Elemente der Quatervalsdecke für eine Parallelisation in Frage kommen, nachdem ein direkter Zusammenhang mit dem Hauptdolomit am Muot sainza Bön, der aus höhern Quatervalsschuppen aufgebaut ist, nachgewiesen wurde.

Nicht unerwähnt bleiben darf ein vereinzeltes Vorkommen von typischem Quatervals-Hauptdolomit und von mit diesem verbundener Kalk-Dolomit-Wechsellagerung am Westhang des Piz Belvair (789970/165500/2730) (Fig. 1 und 2). Es dürfte sich bei demselben um ein von der Quatervalsdecke abgeschertes Schichtpaket handeln, welches unter dem Schubschlitten der Silvrettadecke mitgeschleppt wurde. Für die westliche Begrenzung (Stirnfront) der Quatervalsdecke (S. 86), welche nach wie vor durch das obere Val Gianduns gegeben ist, spielt dieser lokale Schubsplitter jedoch keine Rolle.

3. Ela-Ortler-Decke

(Nr. 4 in Taf. II)

Diese grosse mittelostalpine Einheit, welche in der frühinsubrischen Phase aktiv von unten her die Silvrettabasis deformierte, besteht östlich des Engadins aus dem mächtigen Campokristallin und einer Trias bis Oberkreide umfassenden Schichtreihe. Im Untersuchungsgebiet nehmen jedoch im wesentlichen

nur noch Sedimente von Raibler- bis Malmalter am Aufbau der Decke teil. Aber auch diese tektonisch reduzierte Schichtfolge westlich des Inn ist nicht zusammenhängend, sondern der Kontakt zwischen Hauptdolomit und Lias ist – wenigstens im östlichen Abschnitt der Üertschgruppe – meist derart gestört, dass man recht eigentlich von Teildecken – etwa vergleichbar den osthelvetischen – sprechen kann; eine Erscheinung, wie sie auch am Ortler selbst von R. Staub (1937*a*) und von U. Kappeler (1938) festgestellt worden ist. Dabei ist die Obertrias-Teildecke (Stelvioschuppe und nördlichere Triasschuppen) in Form von Stirn- und Tauchfalten in die in einer frühern Bewegungsphase abgeschuppte Jura- (Kreide-) Teildecke (Fraèlezug) von oben her eingespiesst. Unmittelbar an der Ostgrenze meines Gebietes keilen an der Varuschmündung die letzten Kristallinschuppen der Ortlerbasis samt der ältern Trias und dem Verrucano gegen W aus. Mit Vorbehalt können in gewissen Elementen des Rauhwackenzuges (S. 38) westliche Äquivalente solcher Basisschuppen der Ortlerdecke (= Campodecke s. str.) erblickt werden.

A. Stratigraphie

1. Raiblerschichten

Diese bilden das älteste Schichtglied der Obertrias-Teildecke der Ortlerzone im Untersuchungsgebiet. Sie streichen, mit den übrigen präliasischen Sedimenten, am Ostfuss des Piz Üertsch axial gegen E in die Luft aus, und ihre östliche Fortsetzung ist erst wieder im vordern Val Varusch zu finden. Da insbesondere die karnische Rauhwacke als basaler Gleithorizont der Üertschfalten diente und wahrscheinlich grösstenteils im Rauhwackenzug (S. 31) angehäuft ist, dürfte das Raiblerprofil in der Üertschgruppe nicht vollständig sein.

Das beste Detailprofil liefert der verschuppte Raiblerkern im untersten Drittel der Südwand des Piz Üertsch (783940/162880/2830). Wir finden hier von oben nach unten:

8. heller, feinkörniger Dolomit, weisslich anwitternd, in eckige Stücke zerfallend. Über 150 m (nördlicher, hangender Schenkel).

Unter einer scharfen Scherfläche folgen:

7*a*. Linsen von gelber, poröser Rauhwacke mit bunten Tonschieferfetzen. 0–2 m;
7*b*. dunkler, fast schwarzer, feinkörniger Dolomit, grobbankig und schlecht gebankt, stark klüftig, mit eckig-blockiger Absonderung. 0–3 m (?Prosantoschichten). – Kontinuierlich übergehend in:
7*c*. hellgrauer und gelblicher, dichter Dolomit, hell gelbbraun anwitternd, gut gebankt, Schichtflächen fein verzahnt und mit dunklen Tonhäutchen, mit Linsen von grünlichbraunen, serizitisch glänzenden Tonschiefern. 2–3 m;
7*d*. dunkelroter, feiner Sandstein. 2–10 m;
7*e*. Wechsellagerung von:
— mausgrauem, feinkörnigem, ungebanktem Dolomit, stark zerbrochen und feinbrekziös, klüftig mit weissen Adern, hell gelblich-ocker anwitternde Oberfläche, hoher Tongehalt, mit Fetzen von grünen Tonschiefern;
— roten und grünen, knorrigen Tonschiefern, brekziös und ineinander verknetet, mit kleinen Brocken des gelblichen Dolomites;
— hellgrauem bis grünlichem, dichtem, marmorartigem Dolomit, nicht gebankt, mit roten Tonschieferlagen, Oberfläche hellgelb anwitternd mit dunklen, dendritisch verteilten Schieferchen;
— rötlichem, dichtem Dolomit, leicht schiefrig, gelbrot anwitternd, mergelig, mit ziegelroten Tonschieferfetzen;
— dunkelroten und schwärzlichen, glänzenden, knorrigen Tonschiefern, mit Fetzen von grünen Schiefern und einigen feinsandigen Lagen;
Zusammen 18–20 m;
7*f*. schmutzig grünbrauner, schiefriger und tuffogener, feiner Sandstein, Schichtflächen mit Muskowitschüppchen und schwarzen und rostroten Fe-Tonschieferschmitzen. 0–1 m;
7*g*. mausgrauer, klüftiger und teilweise feinbrekziöser Dolomit, hellgelb anwitternd, i. A. stark tonhaltig (Tongallen) und mit bunten Schieferfetzen. 2–3 m;
8*a*. monomikte Hauptdolomit-Basalbrekzie mit bis kopfgrossen eckigen Trümmern von hellem Dolomit und mit dolomitischem, aschgrauem, feinkörnigem Bindemittel. 2–4 m;
8*b*. heller, feinkörniger Hauptdolomit.

Am Ostgrat des Piz Üertsch, gegen die Foura da l'Üertsch zu (784860/163200/2660), treten längs dem Kontakt zwischen Hauptdolomit und Liasschiefern Linsen von Raiblerdolomit auf, welche mit dem Hauptdolomit normal verbunden sind (Ela-Üertsch-Falten), während sie schief an der Scherfläche gegen die kieseligen Basisschichten des Blaisunlias absetzen (Fig. 5). Von S nach N unterscheiden wir:

8*a*. hellgrauer, feinbrekziöser, grobbankiger Hauptdolomit;
8*b*. grobe, dolomitische Basisbrekzie des Hauptdolomites. 2–3 m;

7*a*. heller, feinkörniger und sandiger Dolomit, schlecht gebankt, mit seitlich auskeilenden, dünnen Lagen von weisslichem, dichtem, marmorartigem Dolomit, knorrige Schichtflächen mit hellgelben Tonschmitzen. 0–1 m;

7*b*. mausgrauer, feinkörniger Dolomit, nicht gebankt, mit brekziösen Lagen, tonreich, schmutzigbraun anwitternd, mit Linsen und Flasern von roten, glänzenden, kalkfreien Tonschiefern, die hellgelb anwittern. 0–3 m;

14. grobe, polymikte [1]) Brekzie mit Trümmern von Raiblerdolomiten, bunten Tonschiefern und von Liaskalken und -hornsteinen, stark verknetet, Komponenten längs der Schieferung angeordnet. 0–1 m. (Tektonische Brekzie).

Eine Scherfläche schneidet diese Serie diskordant ab, und es folgen ebenfalls schief abstossende kieselige Basiskalke des Blaisunlias.

Mächtigkeit der karnischen Stufe: 0–100 m.

2. Hauptdolomit

An der Basis wird er immer begleitet von einer groben Sedimentärbrekzie [2]), der «Hauptdolomit-Basisbrekzie», mit bis kopfgrossen hellen Dolomittrümmern (Grat zwischen Piz Üertsch und Compass, Ostbastion des Piz Üertsch). Das ebenfalls dolomitische Bindemittel enthält unregelmässig verteilte rote, grüne und schwärzliche glänzende Tonschiefer. Vor allem in den untern Partien dieser Brekzie, welche wahrscheinlich noch in die Raiblerstufe zu stellen sind («Riesenbrekzie» nach W. Hess, 1953), ist der Tongehalt recht gross, ebenso ist hier auch der Zement rötlich verfärbt (submarine Transgressionsbrekzie mit terrigenen Einschüben). Diese «Basisbrekzie» kennen wir von verschiedenen Lokalitäten im Ostalpin.

Der eigentliche Hauptdolomit, der das mächtige Üertschmassiv aufbaut, ist sehr hell und kaum gebankt. Nur aus Distanz lassen sich grobbankige Strukturen feststellen. Sowohl in den untersten 10–20 m als auch am Übergang ins Rhät (westlich des Compass) resp. in den transgressiv aufruhenden tiefern Lias (an der Ostbastion des Piz Üertsch) verfärbt er sich hellrötlich bis ockergelb unter dem Einfluss terrigener Einschwemmungen während der Transgression und der Regression. Feine Sedimentärbrekzien sind in allen Horizonten häufig, keilen aber seitlich immer bald aus – Indizien von tieforogenen Bewegungen des Meeresbodens mit submarinen Rutschungen.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits nimmt in der Üertschgruppe gegen E sukzessive ab, einerseits infolge des axialen Anstiegs der Triasfalten und der damit verbundenen erhöhten Erosionstätigkeit, anderseits aber auch primär, indem im E eine Emersion und damit Erosion früher, schon im obern Norien, erfolgte, während im W mindestens noch das untere Rhät in Form von Plattenkalken und Schiefern zur Ablagerung kam.

Mächtigkeit des Hauptdolomites: bis 350 m.

3. Plattenkalk

In den Üertschfalten, dem nördlichen Hauptelement der Eladecke, keilt das Rhät schon ausserhalb meines Gebietes, am Piz Zavretta, stratigraphisch gegen E aus. Dagegen finden sich am Südhang des Compass (782340/161850/2380), in einer südlichen und mit dem Gualdauna-Element verschuppten Tauchfalte der Decke (S. 30), obernorisch-rhätische Plattenkalke, welche normal aus dem nach oben kalkiger werdenden Hauptdolomit hervorgehen, in der Ausbildung von:

dunkelgrauen bis schmutzigbraunen, sehr dünnplattigen, dichten und feinkörnigen Kalken (Bänklein von 1–2 mm Dicke, zusammengefasst zu ausgesprochen plattig absondernden Bänken von 2–10 cm Dicke), mit fleckigen und schmutzig gelbbraunen Schicht- und Oberflächen. 0–12 m.

4. Lias

a) Kieselige Basisschichten

Da einerseits die liasische Überflutung nicht überall gleichzeitig einsetzte (S. 26) und sich insbesondere im Streichen der einzelnen Ablagerungsräume recht beträchtliche zeitliche Verschiebungen ergeben

[1]) Die landläufige Bezeichnung «polygen» für eine Brekzie mit Trümmern verschiedener Herkunft, insbesondere auch mit Kristallinkomponenten, ist insofern ungenau, als nicht die Brekzie an sich, sondern nur ihre Komponenten unterschiedlichen Ursprungs sind. Ich gebe daher dem neutralen Prädikat «polymikt» den Vorzug.

[2]) Die Bezeichnung «Primärbrekzie» muss als Oberbegriff für alle Brekzien, die sich im ursprünglichen Ablagerungsraum bildeten, reserviert bleiben. «Sekundärbrekzien» sind aufgearbeitete und tektonische Brekzien.

können, anderseits der Lias auch infolge tektonischer Differentialbewegungen meist mehr oder weniger diskordant an der Hauptdolomit-Obergrenze resp. am Rhät absetzt, sind die eigentlichen Basisschichten des Unterjura – soweit sie als solche bezeichnet werden können – nur an wenigen Stellen anzutreffen und nur im westlichen Abschnitt (Muot, Bergünerstöcke) einigermassen sicher bestimmbar, denn am Piz Üertsch und östlich davon hat der Teildeckenbau (S. 28) den normalen transgressiven Kontakt zwischen Hauptdolomit und Lias, mit wenigen Ausnahmen, ganz zerstört.

Auch am Ostfuss des Piz Üertsch, wo das beste diesbezügliche Profil aufgeschlossen ist, grenzt der Unterlias anormal an Raibler- resp. unter- bis mittelnorische Schichten der Üertschfalte. Doch scheint hier tatsächlich die Liasbasis vorzuliegen, denn in deren westlicher Fortsetzung, zwischen dem Piz Üertsch und dessen Ostbastion, geht der Hauptdolomit normal, wenn auch mit einer Erosionsschichtlücke, in analoge kieselreiche Gesteine über. Hier, in der Foura da l'Üertsch (784840/163300/2720), können in den E–W-streichenden und mit 60–70° gegen S einfallenden Schichten von S nach N, stratigraphisch von unten nach oben unterschieden werden:

8. heller, feinkörniger Dolomit, weiss-mehlig anwitternd, schlecht gebankt, in eckige Bruchstücke zersplitternd. – Hauptdolomit der Üertschfalte;
7. heller, gelblich anwitternder, mergeliger Dolomit, ungebankt, mit Linsen und Schmitzen von vorwiegend dunkelroten, sandigen Tonschiefern. 0–5 m. – Raiblerdolomit der Üertschtrias.
Diese Obertrias wird von einer Scherfläche diskordant abgeschnitten. Ebenfalls mit leichter Diskordanz (7–8°) stossen daran die folgenden Basisschichten des Lias.
10 *a*. grauer und grüner, feiner, dolomitischer Kalk, schmutzig gelbbraun anwitternd, knorrig gebankt. 0–2 m;
10 *b*. graublauer, dichter Kalk, gut gebankt, mit bis 10 cm dicken Lagen von schwarzem Hornstein. 1,5 m;
10 *c*. blaugraue, tonige Kalkschiefer, knorrig, hellblaue Oberfläche. 1 m;
10 *d*. reiner, weisser, grobkristalliner Kalzit, gelbweiss anwitternd. In Linsen bis 0,6 m;
10 *e*. dünnbankiger, blauer, feiner Kalk mit hervorwitternden bräunlichen, mehr sandigen Bänklein. 0,5 m;
10 *f*. dunkler, hell anwitternder, knorrig gebankter Hornstein. 0,8 m;
10 *g*. Wechsellagerung von blauem, dichtem Kalk und dunklem Hornstein (Bänke 2–10 cm);
10 *h*. dünnbankige Wechsellagerung von dunkelblaugrauen, dichten und von helleren, sandigen, braungelb porös hervorwitternden Kalken. 3 m;
10 *i*. schwarzer, dichter Hornstein, muschelig brechend. 0,1 m;
10 *k*. dunkelgraue Kalkbrekzie mit hellgrauen, sandkorn- bis haselnussgrossen Komponenten und mit Fossilspuren. 0–1 m;
10 *l*. dunkelblaugrauer Kalk mit hervorwitternden, sandigen, bräunlichen Lagen und mit vereinzelten Hornsteinschnüren. 3,5 m;
10 *m*. dunkelgraue, mergelige, schiefrige Kalke, mit braunen, dendritischen Flecken auf der Schichtfläche. Diese Kalke leiten die monotone Fleckenmergelfazies des Lias (+ Doggers) ein.

Ein ganz analoges Profil kann auch in der schwer zugänglichen steilen Runse zwischen dem Piz Üertsch und seiner Ostbastion, wo der Lias auf kurze Strecke normal, wenn auch mit einer Transgressions-Schichtlücke, aus dem Hauptdolomit hervorgeht, aufgenommen werden.

b) Lias in Allgäufazies

Nicht nur gestalten die mannigfaltigen Faziesrekurrenzen und kurzfristigen Sedimentationszyklen eine detaillierte Profilierung des aus den schmächtigen kieseligen Basisschichten kontinuierlich sich entwickelnden Fleckenmergellias äusserst langwierig: die intensive Kleinfältelung – meist in Form der Schoppfaltung (J. Cadisch, 1953) –, mit der diese duktile Masse auf tektonische Beanspruchung reagierte, und die damit verbundenen, oft im Schutt verborgenen weiteren Repetitionen verunmöglichen geradezu die Aufnahme von auch nur einigermassen durchgehenden und mächtigkeitsgetreuen Profilen. Erst im unmittelbar Liegenden der Radiolarite des Malm können wieder bestimmtere, wenn auch durch die Unsicherheit in der Datierung des Beginns der Radiolaritsedimentation eingeschränkte (S. 47) Aussagen über die Stufenzugehörigkeit gemacht werden. Im Hinblick auf diese Schwierigkeiten begnüge ich mich mit der Anführung einiger den Allgäulias zusammensetzender Gesteinstypen:

— dunkle, blaugraue, dichte bis feinspätige Kalke, blaugrau mehlig anwitternd, ausgeprägte Querklüftung, klotzige Schichtköpfe. – Vor allem in den obersten Partien des Schieferlias, die eventuell schon in den Dogger hineinreichen, sind diese Kalke vorherrschend (Südostgrat des Piz Cotschen);
— dunkle, fast schwarze, knorrig-schiefrige Kalke, schmutzig graubraun anwitternd, tonhaltig, mit schwarzglänzenden Tonschlieren auf den Schichtflächen;
— helle, blaugraue, feinkörnige Kalke, gut gebankt, mit schnurartig ± längs der Schichtung angeordneten, hell graubraun hervorwitternden perlschnurartigen Kieselkonkretionen (seitlich auskeilend) von max. 5 cm Dicke. – Diese Ausbildung ist einerseits wenig über der eigentlichen Liasbasis (S. 26), anderseits am Übergang in die kieselreichere Griffelschieferfazies des Doggers anzutreffen;

— dunkelgraue und braune, schiefrige, feine Kalke, wechsellagernd mit schwarzen, glänzenden Tonschiefern (in Lagen bis zu 30 cm) und mit schmutzigbraunen, dendritisch verteilten, tonig-limonitischen Putzen auf den grauen Schieferungsflächen. – Diese Gesteine wiegen in der Allgäufazies der Ortlerdecke vor;
— dunkelbraune, kalkige Schiefer und feinspätige Kalke mit ± haselnussgrossen Limonitkonkretionen, welche auf der Oberfläche herauswittern. – Dieser Horizont ist im obersten Drittel des Allgäulias durchgehend verfolgbar als 5 bis 15 m mächtiges Band (z. B. beim Wasserfall auf Pischa);
— grobe, sedimentäre Kalkbrekzie mit bis kubikmetergrossen Blöcken von blaugrauem Kalk. – Derartige Brekzien kommen in seitlich jeweilen rasch ausspitzenden und bis 15 m mächtigen linsigen Einschaltungen in verschiedenen Niveaux vor;
— feine, polymikte Brekzie mit bis nussgrossen, kalkigen und dolomitischen Komponenten und einem schwärzlichen, kalkigen und tonigen Zement. – Diese Brekzie ist auf die untersten Horizonte des Allgäulias beschränkt und verdankt ihre Entstehung ausgedehnten submarinen Rutschungen mit Zufuhr von Triasdolomitgeröllen von benachbarten blossgelegten Hochzonen her;
— dunkle, fast schwarze, marmorartig durchscheinende, feinkörnige Kalke;
— schmutzigbraune, hell klingende, tonige Kalkschiefer, zerfallen in hellgrau anwitternde, spiessige Stücke;
— feine und gröbere Sedimentärbrekzien mit bis kopfgrossen Trümmern von blaugrauen Kalken und von graubraunen Kalktonschiefern finden sich überall in Form von dünnen Linsen eingeschaltet;
— braunrot anwitternder, sandiger Kalk, mit feinoolithischen Limonitkonkretionen ziehen mit 10–20 m Mächtigkeit ungefähr in der Mitte des Schieferkomplexes dem Südabhang der Blaisunkette entlang. – «Schokoladebraune Schiefer» nach H. Eugster (1924).

Mächtigkeit des Lias: bis 800 m.

5. Dogger

a) Pischa (westliche Bastion) 786720/164750/2680

unten: 10*a*. blaugrauer, dichter, gut gebankter Kalk, mit Einschaltungen von dunkelgrauen, schwarzen und schmutzigbraunen Kalktonschiefern. – Lias;
10*b*. schiefrig-knorriger, dunkler Kalk, stark verfältelt, mit schwarzglänzenden, tonigen Schichtflächen, ockergelb bis bräunlich anwitternd, Kieselgehalt gegen oben zunehmend, auffallend regelmässige Querklüftung, zerfällt in langstengelige und griffelige Stücke. Eingeschaltet sind 0,2–0,5 m dicke Bänke eines dunkelblaugrauen, feinkristallinen Kalkes. Oberste Horizonte laminiert und brekziös, mit gedrehten, haselnussgrossen, ? oolithischen Einschlüssen verschiedener Kalke und mit weisslichgrauen Hornsteinlagen und -linsen, die gegen oben immer mehr überhandnehmen und in den Radiolarit (11) hineinführen. 8–12 m. – Dogger in Griffelschieferausbildung;

oben: 11. knorriger, fettglänzender, hellgrauer und grünlicher Hornstein, grünbraun anwitternd, klüftig, zähe. – Radiolarit.

b) Südostgrat des Piz Cotschen 787840/164860/2640

unten: 10*a*. dunkelgrauer, schmutzigbraun anwitternder, knorrig-schiefriger Kalk mit schwarzen, glänzenden Tonlagen. – Lias;
10*b*. knorriger, dunkelblaugrauer Kalk mit unregelmässigen, hervorwitternden, helleren, kieseligen Schnüren; wechsellagernd mit dunklen Kalktonschiefern. Auf der zum Teil karrigen Oberfläche der obersten 2–3 m dieses Kalkes treten stecknadelgrosse, rötlichgraue, oolithische Konkretionen hervor. 8–9 m. – Dogger in oolithischer Ausbildung;

oben: 11. hellgrauer, knorriger Quarzit, grobbankig, klüftig. – Radiolarit.

c) Piz Belvair 789980/165340/2820

Wahrscheinlich als Dogger anzusprechen sind die gelb- bis dunkelbraun anwitternden, sandigen Tonschiefer mit schwarzglänzenden Zwischenlagen am Westende des Gipfelgrates, die in ihrem Aussehen an den Zoophycusdogger der Préalpes médianes (J. Cadisch, 1953) oder der Samadener Zone (R. Staub, mündliche Mitteilung; F. Roesli, 1947) erinnern (S. 27).

Mächtigkeit des ? Doggers: 0–25 m (tektonisch reduziert).

6. Malm (und ? Unterkreide)

Westliche Bastion auf Pischa 786530/164700/2720

unten (S): 10*a*. blaugrauer, feinkristalliner Kalk, hell anwitternd, mit hervorwitternden Kalzitkonkretionen. Min. 3 m;
10*b*. dünnbankiger und plattiger, blauer Kalk, feinschichtige Farbunterschiede («Jahresschichtung»), dicht, marmorähnliche Oberfläche, Schichtflächen fein verzahnt. 0,8 m;
10*c*. grünlich anwitternder, kieselreicher, dichter bis grobspätiger Kalk. 0,4 m;
10*d*. blauer, feinspätiger Kalk, hell anwitternd, dünnbankig und leicht knorrig verschiefert, Kalzit in Knollen und längs der Schichtung braunweiss hervorwitternd. 1 m;
10*e*. hellgrauer und hellgrüner, dichter Kalk, grau bis hellrot anwitternd. 0,1 m;

10*f*. grauer, dünnbankiger bis ungebankter, grobspätiger Kalk, braunrot anwitternd, stark kieselhaltig. 3 m;
11*a*. lauchgrüner, dichter Kalk, dünnschichtig, aufblätternd, grau-grün-rötliche Oberfläche. 0,1 m;
11*b*. heller, grünweisser, dichter Hornstein mit fleckigen, hellroten Partien, muscheliger Bruch, Schichtflächen olivgrün mit Serizitüberzug, grob gebankt und klüftig. 3,5 m;
11*c*. mausgrauer, dichter, marmorartiger Kalk, dünnplattig (Bänke 0,4–10 cm), Schichtflächen unregelmässig gewellt und oft fein stylolithisch verzahnt und mit schwarzglänzenden, dünnen, tonigen Belägen. 0,6 m;
11*d*. dunkelblaugrauer bis schwarzer Kalk, schwach verschiefert, Schichtflächen mit braunem, dendritischem Tonüberzug, klüftig. 4 m. – ? untere Kreide;
11*e*. schwarze, glänzende Kalkschiefer. 0,2 m;
11*f*. dunkelgraublauer, feiner Kalk, schmutzigbraun anwitternd, leicht schiefrig. 0–0,2 m;
11*g*. schwarze, glänzende Kalktonschiefer. 1 m;
11*h*. dunkler, feinbrekziöser Kalk, klüftig, dünnbankig. 0,3 m;
11 *i*. schwarzer, feinkörniger, schiefriger Kalk mit welligen, schwarzen, tonigen Schichtflächen, zerfällt in kleine Schieferchen. 0,5 m;
oben (N): 11*k*. dunkler bis schwarzer, dichter Kalk mit dicken weissen Kalzitadern. 0–10 cm (in Linsen längs der Scherfläche gegen den hangenden Hauptdolomit der subsilvrettiden Linsen; S. 6).

Mächtigkeit: 0–30 m (tektonisch reduziert).

7. Allgemeines zur Stratigraphie

Die Schichtfolge der Ortlerzone s. str. (Elatrias und Blaisunlias) beginnt im Untersuchungsgebiet mit den Raiblerschichten. Das Fehlen der Untertrias bedeutet nicht unbedingt, dass sie überhaupt nicht abgelagert wurde. So erwähnt F. Roesli (1927 *a*) aus der Ortlerdecke im Val Trupchun ein vollständiges Profil vom Buntsandstein bis zum Lias. W. Hammer (1907) und A. Spitz (1919) vermuten, dass die Untertrias zur Raiblerzeit wieder aberodiert wurde. Tatsächlich sind ja die karnischen Sedimente vorwiegend lagunärer Entstehung. Doch finden sich weder im Ortlergebiet noch in den Ela-Üertsch-Falten Transgressionsbrekzien des untern Carnien, welches vielmehr eine Regressionsfazies darstellt. A. Spitz (1919) nimmt daher auch als möglich an, dass die Untertrias, mindestens im westlichen Abschnitt der Ortlerzone östlich des Engadins, im S zurückgeblieben sei. Eine Abscherung in dem als Gleithorizont prädestinierten, ton- und rauhwackenreichen Raiblerniveau ist im Albula-Ela-Gebiet um so wahrscheinlicher, als dasselbe Phänomen auch in der Ortlergruppe (R. Staub, 1937 *a*; U. Kappeler, 1938) und im Unterbau der Quatervalsgruppe (Stelvioschuppe des Ortlers; W. Hegwein, 1927; R. Staub, 1937 *a*) beobachtet werden kann, wo die karnischen Sedimente an der Basis der obertriadischen Stelvioschuppe stark verschleppt und reduziert sind. Als Gleitfläche wirkte insbesondere die karnische Rauhwacke, welche im Untersuchungsgebiet in schmächtigen Linsen hauptsächlich der Überschiebungsfläche der Ortlertrias folgt, gleich wie in der Elagruppe (E. Ott, 1924; F. Frei, 1925). Die geringe Mächtigkeit dieser Rauhwacke, im Streichen oft auf Null reduziert, dürfte somit nicht auf Nichtabsatz, sondern vielmehr auf tektonische Abscherung zurückzuführen sein. Auch vom Ortler herkommend, wird die Trias der Ortlerdecke infolge von Abschuppungen im Verlauf gegen W, gegen das Engadin zu, immer schmächtiger und lückenhafter (Varusch).

Die Allgäuschiefer des Lias (+ Doggers) wiegen in der Ortlerdecke des Albulagebietes quantitativ bei weitem vor. Tiefere Schichtglieder sind nur im W des Gebietes, in der Muot-Üertsch-Kette, anzutreffen. So spitzt das Rhät der eigentlichen, nördlichen Üertschfalte schon im Querschnitt des Piz Zavretta gegen E primär-stratigraphisch aus, während sein östlichstes Vorkommen (nur Plattenkalk) in den südlicheren und mit den liegenden Einheiten (Gualdaunaschuppe) verfalteten Schuppen der Ortlertrias am Südhang des Compass, in der Bastion im Val del Diavel liegt (S. 22). Westlich etwa der Linie Compass–Piz Üertsch ruhen die Liassedimente – soweit nicht lokale Scherflächen den Zusammenhang komplizieren – i. A. normal, wenn auch mit leichter Transgressionsdiskordanz, dem Hauptdolomit auf. Gleiche Verhältnisse werden auch östlich davon geherrscht haben, doch sind hier die Übergänge durch spätere Abschuppungen an der Liasbasis (S. 28) grösstenteils zerstört. Es stellt sich die Frage, ob überhaupt kein Rhät zur Ablagerung gelangte, oder ob es nachträglich fortgeschwemmt oder an Ort und Stelle aufgearbeitet wurde. Wahrscheinlich unterdrückte eine lagunär-terrestrische Phase, verbunden mit leichten Verbiegungen des Untergrundes – als Vorläufer der intensiveren liasischen Orogenbewegungen – in der Rhätzeit im Abschnitt östlich des Compass jegliche mächtigere Sedimentation, denn es fehlen im direkten stratigraphisch Hangenden (Kiesellias) nicht nur Anzeichen von Brekzien mit aufgearbeitetem Rhät; man trifft auch inner-

halb und im weitern Umkreis des an sich schon geräumigen Ortler-Sedimentationsraumes keine analogen Gesteine – die unterliasischen Alvbrekzien der Gualdaunaschuppe, welche gemäss ihrer primären Lage vor der Ortlerstirn (S. 45) am ehesten solche Komponenten enthalten müssten, weisen nur Bruchstücke von hellem Hauptdolomit und ältern Dolomiten, hingegen keine dunklen Rhätkalke und -schiefer auf. Nach dieser Emersion im Rhät und zum Teil schon im obern Norien fand eine rasche Senkung des Ortlerraumes statt; der Lias setzt – meist mit leichter Diskordanz auf den Hauptdolomit – ohne Andeutungen einer Transgressionsbrekzie unvermittelt mit neritischer und ? bathyaler Kieselkalk- resp. Allgäufazies auf der feinkarrigen Hauptdolomitoberfläche ein. Der unterste Brekzienhorizont des Lias, 2–5 m über der Obergrenze des Hauptdolomites und im Streichen nicht durchhaltend, führt ausschliesslich liasische Komponenten, und die durch ihn angezeigte Schichtlücke ist submariner Entstehung. Nur an wenigen Stellen (Ostgrat des Piz Üertsch) wird die unterliasische (eventuell oberrhätische) neuerliche Immersion lokal markiert durch einen terrigen beeinflussten Eisendolomit an der Liasbasis (H. Eugster, 1924), der jedoch auch kein aufgearbeitetes Rhätmaterial führt. Eine genauere Datierung dieser Überflutung ist infolge ihrer Ungleichzeitigkeit nicht möglich. F. Roesli (1927 *a*) setzte sie im Murtirölgebiet teilweise schon im Rhät an, und H. P. Cornelius (1925) konnte sie im Salzkammergut ziemlich genau an die Grenze Rhät-Lias stellen. Sowohl die wenn auch minime Erosionsdiskordanz (3–10°) des Allgäulias resp. des basalen Kiesellias auf den Hauptdolomit (z. B. am Compass), die auch von E. Ott (1924) aus der Ortlerdecke vom Piz Mitgèl – ebenfalls ohne Transgressionsbrekzie – und von R. Brauchli (1921 *b*) aus der mit der Ela-Ortler-Decke näher verwandten Tschirpendecke im Aroser Gebiet beschrieben wird, als auch das Eingreifen des am Compass noch spärlich vorhandenen Rhäts, aber auch der Liasbasis, in karrenartige Vertiefungen der Hauptdolomitoberfläche weisen auf eine Emersion hin, welche in der Elagruppe nur von kurzer Dauer war (etwa das untere Rhät umfassend), im Üertschgebiet dagegen mindestens das obere Norien, also etwa die Plattenkalkstufe, das Rhät und vielleicht auch noch tiefern Lias umfasste – beides Anzeichen einer Verbiegung des Sedimentationsraumes der Ortlerzone in Axenrichtung mit zunehmendem Gefälle gegen W.

Bei der eigentlichen Liasbasis (5–40 m), wie sie an der Ostbastion des Piz Üertsch (S. 22) aufgeschlossen ist, handelt es sich um kieselreiche Gesteine, oft mit Kieselschnüren, ähnlich denen, welche A. Jeannet (1912/13) aus dem untern und mittlern Lias (etwa bis Domérien) der Préalpes médianes als zeitliches Äquivalent der Echinodermenbrekzie beschrieb und die H. P. Cornelius (1935) auch aus der Errdecke erwähnte; analog dem Kiesellias der Gualdaunaschuppe (S. 45) oder dem unterostalpinen «Albulalias» (S. 75).

Die Hauptmasse des Lias liegt in der Ortlerdecke meines Gebietes in der im ganzen monotonen Fazies der Allgäuschiefer vor (S. 23). Diese bestehen in den untern Partien vornehmlich aus blaugrauen und gut gebankten Kalken mit dünnen Lagen von Kalktonschiefern, welch letztere gegen oben immer mehr überhandnehmen und den von ihrem feinen Schutt übersäten Hängen ein schmutzig graubraunes Aussehen geben. Auf tektonische Beanspruchung reagieren sie mit Kleinfältelung und Zerbrechen in griffelige Stücke und liefern so einen mächtigen Schuttmantel. Der Begriff «Griffelschiefer» soll hier jedoch nur für die obersten Horizonte der Allgäuschiefer, welche vermutlich schon den Dogger repräsentieren, reserviert bleiben. Regellos eingeschaltete Bänke von seitlich rasch ausspitzenden Sedimentärbrekzien und ein in den mittleren Partien der Schieferfolge eingeschaltetes, bis 10 m mächtiges durchhaltendes Band von «schokoladebraunen» eisenreichen Tonschiefern (H. Eugster, 1924) – besonders am Südgrat des Piz Blaisun gut aufgeschlossen – beleben das eintönige Bild der Allgäuer Schieferfazies und weisen gleichzeitig auf bedeutende orogenetische Bewegungen im Lias hin, ohne dass es zu Emersionen kam. Aussagen über Tiefenverhältnisse anhand der Sedimente und damit verbundene Rekonstruktionen von Schwellenzonen innerhalb des liasischen Sedimentationsraumes (P. Arbenz, 1919) lassen sich hier jedoch mit dem heute vorliegenden Beobachtungsmaterial noch nicht durchführen.

Bestimmbare Fossilien hat mir der Blaisunlias im Albulagebiet nicht geliefert. Südlich der westlichen Bastion auf Pischa fand ich Belemniten- und Korallenreste. H. Eggenberger (1926) erwähnt auch einen Crinoidenkelch von der gleichen Lokalität. In der weitern Umgebung des Untersuchungsgebietes wurden gefunden:

von E. Böse (1898): *Arietites* cf. *raricostatus* Ziet (Val Trupchun), *Harpoceras* sp. (Val Trupchun);

von K. Zoeppritz (1906): *Inoceramus ventricosus* Sow. (Val Müschauns), *Schlotheimia angulata* Schloth. (Monte Motto);

von O. Schlagintweit (1908): *Arietites* cf. *raricostatus* Ziet (Val Torta), *Arietites* cf. *obtusus* Sow. (Val Torta);

von H. Eugster (1924): *Pentacrinus* sp. (Piz Üertsch);

von F. Roesli (1927 *a*): Muscheln- und Ammonitenbruchstücke aus Sinemur und Hettang (Val Varusch).

Die Allgäufazies hält auch im Dogger noch an; ein Sedimentationsunterbruch fand nicht statt. Ein Fehlen des Doggers infolge Trockenlegung kann nicht angenommen werden (H. P. Cornelius, 1925). Höchstens können Schichtlücken infolge nachträglicher submariner Denudation (Meeresströmungen, Rutschungen) vorkommen (Arn. Heim, 1924). Ein eindeutiges Ausscheiden des Doggers war mir nicht möglich. Immerhin macht sich ein langsamer, aber kontinuierlicher lithologischer Wechsel mit der Annäherung an den Radiolarit bemerkbar, vor allem das Auftreten von eigentlichen «Griffelschiefern», welche in ähnlicher Ausbildung lokal schon im Lias vorkommen (S. 23), hier (am Gipfel des Piz Blaisun, auf Pischa und auf Muntatsch) aber vorwiegen und mit ihrem grösseren Kieselgehalt eine bathyalere Tiefenstufe und veränderte Sedimentationsbedingungen anzeigen. Allgemein nimmt der diffus verteilte Gehalt an Kieselsäure gegen oben sukzessive wieder zu, so dass sich der Übergang in den eigentlichen Radiolarit beinahe unmerklich, aber doch auf ziemlich kurze Distanz vollzieht (Piz Blaisun, Pischa; S. 24). Quarzitbänke, wie sie E. Ott (1924) an der Radiolaritbasis aus dem Val Rots (am Südfuss der Bergünerstöcke) anführt, sind auch am Pizzet wohl dem Dogger zuzurechnen. Die Marmorisierung der Kalkschiefer, das Auftreten von grünen Tonhäuten und die Einschaltung linsiger Lagen von Hornsteinen in den Kalken an der Basis des Radiolarits wurden von F. Roesli (1927 *a*) auch vom Murtiröl und von R. Staub (mündliche Mitteilung) als Dogger und unterer Malm erwähnt. Schwarze kieselige Mergelschiefer des Aalénien finden sich auch im Val Trupchun. Weitere Glieder in den obersten Horizonten des Allgäuschieferkomplexes, welche auf Doggeralter hinweisen, sind die feinoolithischen Kalke (Südostgrat des Piz Cotschen, S. 24). Griffelschiefer und oolithische Ausbildung sind auch für den Dogger anderer Regionen typisch: Dogger-Oolithe (Blegi-Oolithe) und griffelige Schiltschichten des Argovien im Helvetikum, «Barre oolithique» der Préalpes médianes, Oolithe in der Samadener Zone, Calcaires noduleux und Aalénienschiefer der Préalpes médianes, oolithische Klauskalke in den Ostalpen usw.

Der Malm (eventuell inklusive oberer Dogger und Unterkreide, S. 24) ist vertreten durch vorwiegend lauchgrüne, seltener weisslichgraue, nie aber rote Radiolarite (mit unbestimmbaren Spumellarien) und durch mit diesen wechsellagernde und gegen oben überwiegende ± marmorisierte «Aptychenkalke» (Piz Blaisun, Pischa, Südostgrat des Piz Cotschen). Die generelle Folge Radiolarit unten – Aptychenkalk oben weist auf mittelostalpine Verhältnisse hin. Auf Pischa (S. 24) folgt über dem eigentlichen Aptychenkalk (ohne Aptychen; man bezeichnet diesen Kalk, seinem lithologischen Habitus entsprechend, wohl besser als «Hyänenmarmor», wenn auch die Marmorisierung nicht so weit fortgeschritten ist wie bei den oberpenninischen und unterostalpinen typischen Hyänenmarmoren) eine Serie von Kalken und Kalkschiefern, welche vielleicht zum Teil schon unterkretazisch sind. H. Eugster (1924) deutete analoge schwärzliche schiefrige Gesteine in gleicher tektonischer Stellung, im obern Val Plazbì und im Val Tisch, mit Vorbehalt als Saluverschiefer.

B. Tektonik

(Taf. II, Prof. 1, 3, 6–14, 19–25, 28, 31–33, 35, 37–42)

Die Eruierung des Bauplanes der Ortlerdecke, insbesondere auch in bezug auf seine genetische Deutung, wird infolge der Überprägung grossräumiger Strukturen durch die weitgehend auch lokalen lithologischen Inhomogenitäten zuzuschreibende intensive Mikrotektonik des Allgäulias ungemein erschwert.

Während der Stirn- und Tauchfaltencharakter der obern Trias in der Üertschkette klar zutage tritt, kann der Innenbau des Lias (und höhern Jura) nur an zwei Gipfelbauten, am Piz Blaisun und am Piz Belvair, hier allerdings mit wundervoller Klarheit, eingesehen werden.

Obertrias einerseits und Jura anderseits besitzen auch im westlichen Abschnitt der Ortlerzone, mit Ausnahme der Bergünerstöcke, i. A. durchwegs ihre eigene Tektonik und sind in der östlichen Üertschgruppe nur an wenigen Stellen (Südwesthang des Compass, Mulde zwischen Compass und Piz Üertsch, lokal auch am Ostgrat des Piz Üertsch) normal-stratigraphisch miteinander verbunden. Auch A. Escher v. d. L. und B. Studer (1839) bemerkten schon den abnormen Kontakt zwischen «Kalk» (= Hauptdolomit) und «Flysch» (= Liasschiefer) am Piz Üertsch. Man kann recht eigentlich von «Teildecken» etwa im Sinne von R. Helbling (1938) sprechen, wobei die ursprünglich kontinuierliche Schichtreihe der Ortlerdecke im Verlauf der alpinen Orogenese, wahrscheinlich schon in einer relativ frühen Phase, längs mehreren stratigraphisch festlegbaren Gleithorizonten aufgespalten wurde. Auf einem untern (im Raiblerniveau) löste sich die Obertrias – die heutigen Ela-Üertsch-Falten – von ihrer normalen, ältern Unterlage. Ein höheres Gleitniveau ungefähr an der Basis des Lias – annähernd zusammenfallend mit der rhätischen Schichtlücke (S. 26) – wurde vom Jura, welcher die heutige Fraèlezone zusammensetzt, zur Abschuppung benützt. Dass die Ortlerdecke auch östlich des Casannapasses nicht als einheitliche Platte, sondern als intensiv gefalteter und in sich verschuppter Komplex von Kristallin, Trias und Jura mit mehreren Gleitniveaux aufzufassen sei, bemerkte R. Staub schon 1924. Auch für ihn ist die Trias der Bergünerstöcke und der Üertschgruppe – in mehreren Keilen von oben her in den Lias eingespiesst – das primär Liegende des Bergüner-Albula-Lias. Ein Vergleich mit den analog entstandenen östlichen helvetischen «Teildecken» (Kreidedecke, Malm-Dogger-Decke usw.; R. Helbling, 1938) ist aber nur teilweise berechtigt, weil die infolge der alpeninterneren Lage der Ortlerdecke grössere Intensität und Mannigfaltigkeit der verschieden gerichteten Schubkräfte nicht nur eine komplizierte Tektonik (gegenseitige Einwicklungen und Verschuppungen) der beiden Teildecken geschaffen, sondern auch die Gleitfläche beider ausserordentlich stark beansprucht hat, während wir etwa die Basisfläche der oberhelvetischen Kreidedecke als nur schwach verbogene Muldenfläche längs der Alvier-Churfirsten-Gruppe verfolgen können.

Von einem durchgehenden Teildeckenbau kann aber in der westlichen Ortlerzone ebensowenig wie in den Glarner und St. Galler Alpen gesprochen werden, denn sowohl in der Elagruppe als auch am Glärnisch wurde die Schichtreihe nicht aufgespalten, und die Gleithorizonte erfüllten ihre Funktion, welche ihnen in der östlichen Üertschgruppe und östlich des Engadins resp. in der Alviergruppe zukam, nicht mehr. So ist in den Bergünerstöcken, ja schon in der Muot-Zavretta-Kette – welche schon A. Escher v. d. L. und B. Studer (1839) miteinander verbanden – eine tektonische Gliederung in eine Obertrias- und eine Jura-Teildecke nicht mehr durchzuführen; vielmehr ist hier der Übergang Hauptdolomit-Lias, unter Einschaltung von Rhät, durchaus normal und nur lokal (auf S-chagnèn, Cuziraint und im vordern Val Tisch) leicht durch Dislokationen gestört. Auf die Diskrepanz zwischen Ost- und Westabschnitt der Ortlerzone im Albularaum, welche sich aus der Betrachtung der gegenseitigen Stellung von Obertrias und Jura ergibt, soll später (S. 87) eingegangen werden.

1. Die Triasfalten der Üertsch-Compass-Gruppe

(Taf. II, Prof. 33, 35, 37, 38, 40, 41)

Die Obertrias ist normalerweise in Form von Tauchfalten (R. Staub, 1924: tauchende Triasantiklinalen im Rücken der Ortlerdecke) in den Schieferlias eingespiesst, was G. Theobald, zwar in anderem Sinne, schon 1863 vermutete (muldenförmige Einsenkung), im Gegensatz zu C. Tarnuzzer (1893), der von einer Dolomitantiklinale des Üertsch sprach. Die nördlichste Hauptstirn baut den Piz Üertsch auf und zieht gegen W weiter in der Kette des Piz Zavretta (H. Eugster, 1924), greift aber nicht tief, so dass einerseits in der Einsattelung zwischen Piz Üertsch und Piz Zavretta der liegende Lias des Val Tisch bis auf die Südseite der Kette hinübergreift, anderseits auch am steilen Ostgrat der Lias bis 200 m unter den Gipfel des Piz Üertsch hinaufreicht. Hier streicht heute die nördlichste Triasfalte gegen E aus und zog wohl einst, mit Axenanstieg gegen E, hoch über dem Südgrat des Piz Blaisun weiter. Eine Stirn-

umbiegung dieser Falte ist angedeutet und meist von einer Scherfläche zerrissen; beide Schenkel, wovon der nördliche den Üertschgipfel aufbaut, fallen steil gegen N ein, und Rudimente des Faltenkerns – Dolomite und Sandsteine des Raiblerniveaus – ziehen in sporadischen Linsen quer durch den obersten Drittel der imposanten Südwand des Piz Üertsch, um sowohl gegen W, hier angehäuft, hart neben dem Sattel zwischen diesem Gipfel und der Zavrettakette als auch am Üertsch-Ostgrat direkt an den Blaisunlias zu stossen.

Der Kontakt mit der nächstsüdlicheren Teilfalte, welche den untern Teil der Südwand des Piz Üertsch einnimmt, ist im Gelände markiert durch eine gegen W leicht ansteigende Felsterrasse ungefähr in der Wandmitte. Ihre östliche Fortsetzung wird an zwei den ganzen Gebirgsstock durchreissenden steilstehenden und ± N–S-streichenden Querbrüchen, deren einer wenig östlich des Gipfels den Grat erreicht, der andere in der tiefen Runse zwischen dem Piz Üertsch und seiner Ostbastion durchzieht, sukzessive tiefer gesetzt. Dieses bruchtreppenartige Absinken gegen E wird in der nördlichsten Falte jedoch kompensiert durch den oben erwähnten Axialanstieg. In der steilen Mulde zwischen Piz Üertsch und Compass anderseits, wo der Liasschiefer längs einer Querstörungszone tief in die Dolomitmasse eingeschleppt ist, verliert diese Falte den Kontakt mit der südlich folgenden Dolomitstirn, nicht nur weil auch hier die Axen wieder höher liegen als im Querschnitt des Hauptgipfels – dieser also in einer Querdepression liegt –, sondern weil auch die beiden Tauchfaltenaxen gegen W divergieren. So sind sie am Nordgrat des Compass schon durch 300 m Lias voneinander getrennt.

Das südlich an die eigentliche Üertschfalte anschliessende Element hat einen wesentlich komplexeren Bau. Während in der Südwand des Piz Üertsch der einheitliche Faltenkern noch in Form von mächtigen Raiblerlinsen vorhanden ist (Profil S. 21), verdoppelt sich die Tauchfalte am Nordosthang des Compass und wird derart verschuppt, dass im Sattel nördlich dieser Schieferpyramide schon eine vierfache Folge von Hauptdolomit und Raiblerdolomiten vorliegt. In der Mulde zwischen den beiden Gipfeln zieht der Liasschiefer, den wir schon im Sattel zwischen Piz Üertsch und dem Zavrettakamm antrafen, durch und trennt östliche und westliche Triasfalten voneinander, ohne dass dieselben jedoch wesentlich gegeneinander versetzt wären. Die auffälligen weinroten Raiblersandsteine gestatten dabei gerade hier eine genaue Verfolgung der Tektonik. Lokale Querbrüche, zum Teil auch listrische, schief die Schichtreihe durchsetzende Bruchscharen, verstellen die einzelnen Schuppen weiter. Infolge des lokalen Axenanstiegs gegen W streicht die ganze Schuppenzone der südlicheren Triasfalten westlich des Compass-Nordgrates schliesslich in die Luft aus, um aber sofort wieder steil nach W einzuschiessen. Aber auch gegen E teilt sich diese Tauchfalte auf. Die oben beschriebenen zwei Querbrüche machen sich stark bemerkbar. In der Ostbastion des Piz Üertsch, wo der Hauptdolomit gegenüber demjenigen der Südwand des Hauptgipfels um mindestens 50 m tiefer gesetzt ist, können drei Teilschuppen unterschieden werden, teilweise nur noch als schmächtige, im Lias eingekeilte Hauptdolomitlinsen feststellbar (Fig. 5). Es scheint, dass hier die tektonisch zerquetschten obersten Raiblerschichten der Üertschtrias, normal in den Hauptdolomit übergehend, unmittelbar an den Schiefer- resp. Kiesellias stossen. Die Verhältnisse sind aber nicht so eindeutig, und es könnte sich bei diesem «Raiblerdolomit» vielleicht auch um eine Abart des von H. Eggenberger (1926) beschriebenen «Eisendolomites» an der Liasbasis handeln, um so mehr, als an dieser Lokalität auch die kieselreichen Basisschichten des Blaisunlias (S. 22) anzutreffen sind, die etwas westlich davon einigermassen normal aus dem Hauptdolomit hervorgehen. Immerhin weist die Lithologie dieser fraglichen Gesteine eher auf Raibleralter hin. Auf jeden Fall setzt auch diese komplexe südlichere Tauchstirn von der Ostbastion nicht in gleichem Sinn an den Südgrat des Piz Blaisun fort, sondern

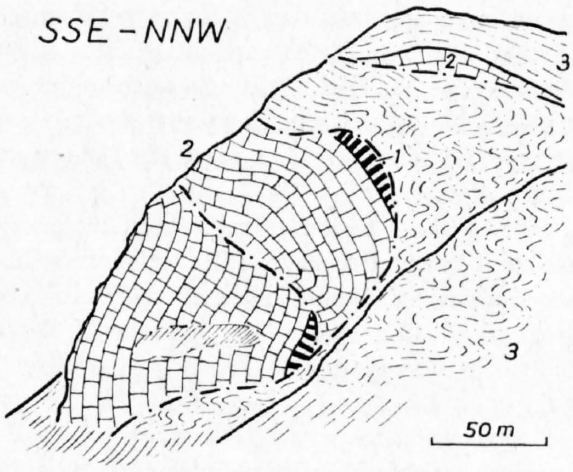


Fig. 5. Die Ostbastion des Piz Üertsch von der Foura da l'Üertsch aus.

1 = Raiblerschichten, 2 = Hauptdolomit, 3 = Allgäuschiefer des Lias.

verzeichnet ebenfalls einen axialen Anstieg gegen E, der aus Querflexuren in der Foura da l'Üertsch ersichtlich ist.

In der Südwand des Compass steckt mitten im Schieferlias ein bis 6 m mächtiger, flach gegen N einfallender Keil einer gelben Rauhwacke, an der Basis begleitet von Linsen des gelblichen Raiblerdolomites. Nach der Lage dieses Keils müssen wir annehmen, dass auch er einen intensiv verschuppten Rest einer südlicheren Abspaltung der Ela-Üertsch-Stirnfalten darstellt. Für eine Herleitung aus der Gualdaunaschuppe (S. 38) liegt er zu hoch.

Am Südwestabhang des Compass ist eine weitere, südlichste Tauchstirn der Üertschtrias (Hauptdolomit und Plattenkalk; S. 22) mit Elementen der Gualdaunaschuppe verkeilt. Gegen E streicht sie rasch in die Luft aus und wird an einem Querbruch abgeschnitten (S. 48), während ihre Fortsetzung gegen W mit Unterbrüchen über S-chagnèn in die Südhänge der Muotkette hineinzieht.

2. Die Tektonik des Schieferlias

Wiegen in der Obertrias-Teildecke (Üertschfalten s. l.) Tauchfalten vor, so besitzt die liegende Lias-Teildecke, der auch Dogger und Malm (und ? Unterkreide) angehören, im Untersuchungsgebiet (östlich der Zavrettagruppe) eine i. A. aufrechte Lagerung. Im Gesamtbild stellt sie eine von streichenden Synklinalen durchzogene, flach gegen N resp. NW eintauchende Platte dar. Die scheinbar regellose Mikrotektonik (Kleinfältelungen) lässt bei Betrachtung über grössere Räume hinweg die Resultanten verschiedener Kräfte erkennen, so vor allem ein Aufdringen gegen N (Nordgrat des Piz Üertsch und des Piz Blaisun), welchem ja auch die Silvrettabasis ihre sekundäre Steilstellung im Val Tisch und auf Pischa verdankt (S. 88). Eine minutiöse graphische Auswertung all dieser kleinen und kleinsten windschiefen Faltenzylinder dürfte interessante Resultate über die Sukzession und Richtung der verschiedenen Schubkomponenten und indirekt auch über die Beschaffenheit der Silvretta-Überschiebungsfläche liefern, geht aber über den Rahmen dieser Arbeit hinaus.

Im westlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes wird der Bauplan des Liaskomplexes weitgehend beherrscht von den in ihn eingelassenen obertriadischen Stirnfalten und Schuppen, denen sich der duktile Allgäuschiefer anschmiegt. Eine enggepresste Einspiessung von Radiolarit am Nordgrat des Compass (Taf. II, Prof. 39) dürfte auch durch eine weitere derartige, heute aberodierte und verscherte Trias-Tauchfalte in ihrem Hangenden bedingt sein. Die sich in den Lias fortsetzenden internen Scherflächen der Triasfalten gehen gegen die Tiefe zu rasch in plastischere Verformung, in flexurartige Schoppfaltung über.

Weiter im E fehlt die Bruchtektonik schon im Querschnitt des Piz Blaisun vollkommen; ein Zeichen, dass die Üertschfalten schon 1 km östlich ihres heutigen östlichen Erosionsrandes wesentlich höher lagen, dass also der Axialanstieg gegen E recht steil vor sich ging, worauf übrigens auch die Querflexuren in der Foura da l'Üertsch, in der liasischen Unterlage der Ostbastion des Piz Üertsch hinweisen (S. 28). Die östliche Fortsetzung der Üertschfalten bildet sich zwar am Südgrat des Piz Blaisun noch in seichten Synklinalen des Lias ab. Diese ESE- bis E-streichenden Strukturen werden aber schon wenig östlich der Terrassas von der Schubfläche zwischen Ortlerdecke und Gualdaunaschuppe (S. 42) schief abgeschnitten. Die zwei langgestreckten Synklinalen mit Radiolaritkern auf dem Gipfel und im obersten Teil des Nordgrates des Piz Blaisun (Taf. II, Prof. 31) dürften das Abbild einer in bezug auf die eigentliche Üertschfalte nördlicheren Dolomitstirn sein. Begehen wir diesen Nordgrat abwärts, so befinden wir uns immer in den höhern Niveaux des Lias, zum Teil wahrscheinlich im Dogger, der in flachen Wellen parallel dem Hang gegen N absinkt. Wenig oberhalb der Fuorcla Pischa wird der Jura plötzlich steil nach unten abgebogen und sticht beinahe senkrecht unter das Silvrettakristallin resp. unter die subsilvrettiden Triaslinsen ein. Das gleiche abrupte Abtauchen des Schieferlias längs der Silvrettabasis hält auf deren ganzen Länge in meinem Gebiet an. Auf Pischa (S. 24) und am Südostgrat des Piz Cotschen folgen dieser Überschiebung Radiolarite des Malm, und am Piz Belvair (S. 24) grenzt wahrscheinlicher Dogger an die Obertrias der hangenden subsilvrettiden Linsen. Das generelle N- und NW-Fallen der verfältelten Liasschieferplatte – C. Tarnuzzer (1896) sprach von einer Liasmulde – ist auch in allen linksseitigen Tälern des Engadins zwischen Madulain und S-chanf feststellbar. Im Val Gianduns schaltet sich zwischen diesen Liaskomplex

und die hangende, von ihm an steiler Fläche angefahrene Silvrettadecke der Dolomit von S-chanf, den A. Escher v. d. L. und B. Studer (1839) mit dem Dolomit des Piz Üertsch verbanden und unter welchen der von A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) zu ihrer Scanfser Mulde gerechnete Fraèle-Lias ebenfalls steil eintaucht, in einem Halbfenster im untern Val Gianduns und bei der Acla Laret aber zwischen zwei Tauchfalten der Quatervalsdecke weit nach N reicht (Taf. II, Prof. 7). Über die Ebene bei S-chanf, unter dem Schotter hindurch, wird die Verbindung mit der Liasmasse von Varusch-Trupchun, also mit der eigentlichen Fraèlemulde (R. Staub, 1924) hergestellt. Im vordern Val Varusch treten auch triadische Gesteine der Ortlerdecke, hier mit kristalliner Basis (Campokristallin), wieder auf. Von R. Staub wurde die analoge Obertrias bei Scrigns (S.-A.) im Val Trupchun und westlich der Punta Casana (S.-A.) auch 1924 schon mit der Trias der Bergünerstöcke verbunden. Aber wie in der östlichen Üertschgruppe, so ist auch hier, im Val Varusch, der Lias der Ortlerdecke immer durch eine Scherfläche von den nur linsenförmig auftretenden, verschuppten ältern Schichten getrennt, welche östlich von Chanèls wieder aussetzen, so dass der Lias direkt auf den schwarzen Schiefern der Berninadecke (W. Hegwein, 1927), also des God-Drosa-Flysches (R. Staub, 1937 *a*), liegt.

4. Rauhwackenzug Albulahospiz–Zuoz

(Nr. 7 in Taf. II)

Dieser Komplex entspricht zum Teil der «Zuozerzone» von H. Eggenberger (1926), besitzt aber einen andern Bau, eine vollständigere Schichtreihe und, besonders im W (Valbella), eine grössere Ausdehnung als die Eggenbergersche Zone.

Triadische Rauhwacken verschiedener stratigraphischer Horizonte und vielleicht auch verschiedener tektonischer Einheiten sind die Hauptbestandteile dieses Zuges, in dem nur lokal auch Verrucano und weitere Triasglieder (Dolomite usw.) auftreten.

Die Tektonik des Rauhwackenzuges ist, soweit Strukturen festgestellt werden können, recht kompliziert und seine Stellung im ostalpinen Deckengebäude nicht ganz eindeutig. Er erfüllt die «drucktoten» Räume in der Albulazone und hält sich generell an das Liegende sowohl des Fraèlelias als auch der Ela-Üertsch-Trias. So kommt es zu mannigfachen Verschuppungen und Einwicklungen mit fast allen Elementen zwischen der liegenden Err- und der hangenden Eladecke. Gegen W setzt dieser Zug über die Felsen von Crap Alv als «Zwischenelement» (J. Stoecklin, 1949) fort bis an die Fuorcla Tschitta, während östlich des Engadins in der Cristalloschuppe grosse Anteile von ihm die tatsächliche Basis der Ortlerzone bis an den Südfuss der Königsspitze (Gran Zebrù) im Val d'Uzza bilden.

A. Stratigraphie

Einige Detailprofile mögen die nur lokal vorkommenden und neben den Rauhwacken quantitativ unbedeutenden, mit diesen aber stratigraphisch verbundenen paläozoischen und weitern triadischen Schichtglieder aufzeigen.

a) Schlucht von Pro (Albula E) (Verrucano-Anisien) 787850/162880/2225

unten (S): 3. hellgraue und grünliche, seidenglänzende, feinsandige Serizitphyllite. Min. 1,5 m;
4*a*. rote und grüne, feine Sandsteine, dünnschichtig. 2 m;
4*b*. lauchgrüne, grobe Sandsteine, leicht verschiefert. 1 m;
4*c*. weisse, schiefrige Sandsteine mit Serizitschieferschmitzen. 1 m;
4*d*. rote, grobkörnige Sandsteine. 2 m;
4*e*. rote, glänzende, feinsandige Glimmerschiefer. 2 m;
5*a*. hellbrauner, spätiger, kalkiger Dolomit mit weiss hervorwitternden Kalzitadern, zum Teil schiefrig, mit glänzenden, rostbraunen Tonschieferschmitzen. 3 m;

oben (N): 5*b*. graue, selten gelbbraune, löcherige Rauhwacke, ohne Dolomittrümmer.

b) Südosthang des Muntischel (Verrucano-Anisien) 789200/162950/2450

unten (SE): 3*a*. graues und hellrotes Konglomerat mit weissen, haselnussgrossen Quarzgeröllen, leicht verschiefert. 4 m;
3*b*. grüner, serizitisch glänzender, sandiger Schiefer. 0,3 m;

4*a*. roter, grober Sandstein. 1,5 m;
4*b*. hellroter und weisslicher, feiner Sandstein, lagig anwitternd. 1 m;
4*c*. graugrüne, helle, glänzende, serizitische Schiefer. 0,2 m;
4*d*. hellgraue, silberglänzende, knorrige Schiefer, hellbraun anwitternd. 2 m;
4*e*. heller, rötlicher, knorrig-schiefriger und feinspätiger Kalk. 0,5 m. – Campilerschichten;
4*f*. feinkörniger, hellgrauer Sandstein, dünnbankig. 2 m;
5*a*. hellgrauer und rötlicher, feiner Kalk, dünnschichtig. «Bergnelkenkalk». 5–6 m;
oben (NW): 5*b*. graue und gelbe Rauhwacke. «Untere Rauhwacke».

c) Muntischel (Ladinien-Raibler) 789060/163210/2520

unten (S): 6. rauchgrauer, feinspätiger Dolomit, dunkel anwitternd, ungebankt, mit undeutlichen Diploporen. Min. 6 m;
7*a*. mittelgrobe Dolomitbrekzie mit Bruchstücken von gelblichen und hellroten Dolomiten und Kalken. 8 m (eventuell Ladinien);
7*b*. rauchgrauer, feiner Dolomit, weisslichgelb anwitternd, mit unregelmässig verteilten braunen Tonhäuten und hervorwitternden weissen Adern. 5 m (eventuell Ladinien);
oben (N): 7*c*. gelbe und graue, groblöcherige Rauhwacke mit sporadischen roten Tonschieferfetzen und kleinen Brocken des Dolomites 7*b*.

d) Nordosthang des Muntischel (Ladinien-Raibler) 789440/163240/2400

E: 6*a*. graue, feinporöse Rauhwacke ohne Dolomittrümmer. «Mittlere Rauhwacke»;
6*b*. dunkelgrauer, feiner Dolomit, mausgrau anwitternd, ungebankt mit dünnbankigen Partien. 46–50 m;
6*c*. hell- bis rauchgrauer, dichter Dolomit, hell anwitternd, grobbankig, wulstige Oberfläche. 20 m;
7*a*. hellgrauer, feinbrekziöser Dolomit, mit marmorartig gemaserter Oberfläche. 0–6 m (eventuell Ladinien);
7*b*. heller, dichter Dolomit, gelblich anwitternd, mit roten und gelbbraunen Tonschieferchen auf den knorrigen Schichtflächen. 8 m;
7*c*. hellroter, dichter Kalk, marmorartig. Rekurrenz des «Bergnelkenkalkes». 0–2 m;
W: 7*d*. gelbe, löcherige Rauhwacke mit roten Tonschieferchen.

Rauhwacken

Diese in unserm Element vorherrschenden Gesteine wurden schon als recht verschiedenaltrig gedeutet. Bekannt ist, dass im Ostalpin – auch in den Préalpes médianes (A. Jeannet, 1912/13) –, neben sporadischen tektonisch entstandenen rauhwackigen Brekzien (D. Trümpy, 1913; H. P. Cornelius, 1927), im besondern drei stratigraphisch festlegbare Rauhwackenhorizonte auftreten: an der skythisch-anisischen Grenze («untere» Rauhwacke), an der Basis und in untern Partien des Wettersteindolomites («mittlere» Rauhwacke) und in der karnischen Stufe (mehrere Niveaux, «obere» oder Raibler Rauhwacke). Gleicherweise hat R. Staub in seiner Berninakarte (1946) eine untere, vorwiegend anisische, eine mittlere ladinische und eine obere karnische Rauhwacke ausgeschieden.

Während G. Theobald (1863) die Rauhwacken am Inn bei S-chanf (San Güerg), um Zuoz und am Albulapass zu den Raiblerschichten s. l. (obere Rauhwacke, oberkarnische Lüner Schichten) zählt, spricht C. Tarnuzzer (1896) von unterer Rauhwacke. Nur beim Ospiz d'Alvra (S.-A.: Albulahospiz) soll nach ihm karnische Rauhwacke anstehen, welche im Gegensatz zur untern keinen Gips führen soll – eine bestimmt unrichtige Argumentation. Während F. Zyndel (1912) wieder für Raiblerrauhwacke plädiert, deuten sie A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) als anisisch, wie auch früher K. Zoeppritz (1906). Nachdem H. Eggenberger (1926) teilweise tektonische Entstehung, teilweise ladinisches und Raibleralter angenommen hat, glaubt neuerdings H. P. Cornelius (1935, 1950), sie am ehesten der anisischen Stufe zuordnen zu können, schliesst aber die Möglichkeit eines karnischen Alters (rote Tonschiefer und Raiblerdolomite im Hangenden dieser Rauhwacke östlich des Ospiz d'Alvra; vgl. aber S. 50) nicht aus.

Die verschiedenen Autoren haben also diesen Rauhwacken schon jedes mögliche Alter gegeben. Tatsächlich ist es unmöglich, in unserm Rauhwackenzug durchgehend ein und dieselbe Rauhwacke zu verfolgen. Auf Valbella (kleiner See südlich der Alphütte Albula) und am Osthang des Muntischel geht sie aus dunklem diploporogenem Wettersteindolomit hervor (mittlere Rauhwacke). Am Muntischelgipfel enthält sie bunte sandige Tonschiefer und geht seitlich in gelblichen tonigen Raiblerdolomit über (obere Rauhwacke). Und im Vallatscha (Chül da la Veglia) wie auch im untern Val Bos-chetta kann sie wegen ihrer Verknüpfung mit «Bergnelkenkalk» (S. 69) und mit braunen schiefrigen Mergelkalken nur als anisisch gedeutet werden (untere Rauhwacke). Es sind demnach alle drei bekannten Rauhwackenniveaux in unserm Zug vertreten, die an vielen Orten ohne Zwischenschaltung anderer Triasgesteine (Dolomite usw.) scheinbar normal-stratigraphisch miteinander zusammenhängen.

Die grosse Ausdehnung des Rauhwackenkomplexes Albula–Muntischel–Zuoz berechtigt zu einigen allgemeinen Bemerkungen zum Rauhwackenproblem. Es seien vorerst kurz die wichtigsten der bestehenden neueren Erklärungsversuche, insbesondere auch solche, welche sich auf das Untersuchungsgebiet beziehen, angeführt.

K. Zoeppritz (1906), der die Rauhwacke seines Gebietes (Albula–Livigno) durchwegs der Untertrias zuordnet («untere Rauhwacke»), sieht in ihr keinen primären, also während oder gleich nach der Diagenese aus dem Ausgangsgestein entstandenen Komplex; sie steht aber in ursächlicher Verbindung mit der Auslaugung von Gips, und ihre Ausgangsgesteine sind lagunäre und salinarische Bildungen.

A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) erklären sich den typischen Habitus der Rauhwacke als Folge der Auslaugung von Gips aus einem ursprünglich kalkig-dolomitisch/salinarischen Mischgestein. Tektonische Zermalmung und nachträgliche Versinterung taten das Ihre zum Bild der rezenten Rauhwacke.

H. P. Cornelius (1925, 1935, 1953) hält nur eine primäre Entstehung, also noch im nicht tektonisch deformierten Sedimentationsraum, für möglich, als Folge der Eindampfung von Meeresteilen. Die Rauhwacke ist genetisch verknüpft mit Gips und Dolomit, und es soll vorgängig der Rauhwackenbildung eine Wechsellagerung von Dolomit und Anhydrit (resp. Gips) bestanden haben, welche nachher durch Kalzitbildung aus Gips und durch Herauslösung des infolge nachträglichen Zusammensackens zertrümmerten Dolomites in Rauhwacke überging. Die spätere gänzliche Entfernung des verbliebenen Gipses schuf dann weitere Hohlräume, was die typische löcherige Textur bewirkte. Diese sedimentäre Rauhwacke, die im Ostalpin eindeutig in mehreren Niveaux eingeordnet werden kann, besitzt eine geringe Widerstandsfähigkeit gegenüber tektonischer Beanspruchung, wobei sie Trümmer aus dem Nebengestein aufnehmen kann.

H. Jäckli (1941) betrachtet ebenfalls die lagunären, der Eindampfung unterworfenen Gebiete mit ihren Gips- und Salzsedimenten als Ursprungsort der Rauhwacke, welch letztere aber nicht primär, sondern erst «subrezent» durch Umsetzungen unter Mitwirkung des Grundwassers entstanden sein soll. Gegenüber tektonischer Beanspruchung verhält sich nach ihm die Rauhwacke infolge ihres hohen Wassergehaltes wie ein Brei – eine hochviskose Flüssigkeit («Rauhwackensuppe») –, so dass ihre ungerichtete Struktur i. A. erhalten bleibt.

W. Brückner (1941), der verschiedenen Decken entstammende Rauhwacken untersuchte, sieht die Rauhwackenbildung aus Dolomit-Gips-Gesteinen als eine Folge der Ersetzung des Gipses durch Kalzit unter gleichzeitiger Auflösung des Dolomites infolge Verschiebung des chemischen Gleichgewichtes zwischen Gips und Kalzit. Er erklärt aber die heute vorliegenden Rauhwacken als rezente, oberflächennahe Bildungen unter dem Einfluss des Grundwassers. Eine wesentliche Einwirkung der tektonischen Bewegungen kommt so nicht in Frage.

R. O. Brunnschweiler (1948) unterscheidet im Glarnerland mehrere Rauhwackenarten der Trias. Die Struktur gewisser Rauhwacken – nicht aber die Rauhwacke an sich – ist sicher primär-sedimentär bedingt; es sind echte einsedimentierte Brekzien im Gefolge von Niveauschwankungen, lagunäre Aufarbeitungsprodukte von Dolomiten.

E. Genge (1952) gelangt für die zum Teil auch posttriadischen «Rauhwacken» der Klippendecke zum Ergebnis, dass sie resp. ihre Ausgangsgesteine nicht primär sedimentiert wurden, sondern rein tektonischer Entstehung seien.

Es stehen sich so im Prinzip zwei Deutungsmöglichkeiten gegenüber. Die einen Autoren nehmen eine primäre Entstehung der Rauhwacken in ihrer vorliegenden Ausbildung im ursprünglichen Ablagerungsraum an, während andere eine nachträgliche Rauhwackenbildung, sei es infolge tektonischer Vorgänge, sei es unter dem Einfluss des im abgesetzten Sediment schon lange zirkulierenden Wassers, für wahrscheinlicher halten. Das Problem ist derart komplex, dass sicher mehr Faktoren als bis anhin berücksichtigt werden müssen, wenn auch, gerade wegen der Einwirkung biogener Vorgänge, nie alle erfasst werden können.

Der Chemismus der Rauhwackenbildung kann als abgeklärt gelten: Ein Ersatz des Gipses durch Kalzit unter gleichzeitiger Zersetzung des Dolomites und Abführung des sich bei diesem Prozess bildenden und gelösten Bittersalzes infolge einer Gleichgewichtsverschiebung. Die einschlägige Reaktionsgleichung lautet:

$$\underset{\text{Dolomit}}{CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{Anhydrit}}{CaSO_4} \longrightarrow \underset{\text{Kalzit}}{2\,CaCO_3} + \underset{\text{Bittersalz.}}{MgSO_4}$$

In der dolomitisch-anhydritischen Fazies bildet sich das Ausgangsgestein. Dabei weist der Anhydrit (bzw. der Gips), aber nach den Untersuchungen von H. Udluft (1931) auch der fast stets mit der Rauhwacke in naher Beziehung stehende Dolomit – im Gegensatz zu den kalkigen Sedimenten – auf einen lagunären, küstennahen, der Eindampfung (Evaporation) unterworfenen Sedimentationsraum hin. H. Suter (mündliche Mitteilung) fand z. B. auch im Juragebirge die Rauhwacke immer mit Dolomit, nie aber mit primärem Kalk vergesellschaftet vor (Purbeckien). Das Vorkommen der Rauhwacken des Ostalpins in ganz bestimmten stratigraphischen Niveaux – wir unterscheiden «untere» (entsprechend Reichenhaller Rauhwacke des Röt), «mittlere» (an der Grenze Anisien-Ladinien; im Unterostalpin nach Cor-

NELIUS «untere» Rauhwacke) und karnische «obere» Rauhwacke (vorwiegend oberkarnisch, Lünerschichten, entsprechend Gipskeuper) – lässt vorerst eine «primäre» Entstehung in gewissen Horizonten, aber stets unter Beihilfe ausgedehnter, selektiv wirkender Lösungsvorgänge, als wahrscheinlich zu. Die relative Mächtigkeitskonstanz vieler dieser Rauhwackenkomplexe, welche doch die prädestinierten Gleithorizonte bei tektonischen Bewegungen darstellen müssten, lässt aber darauf schliessen, dass die tatsächlich zur Rauhwackenbildung führenden Lösungsvorgänge erst in einem relativ späten Stadium wirksam eingesetzt haben. Zudem weisen auch gewisse Strukturen, als Abbild der ursprünglichen Schichtung – besonders auf Valbella, wo die grobe unregelmässige Bankung, meist in Form eines flachen Gewölbes, diskordant an den steilstehenden Schichten der Gualdaunaschuppe abstösst (S. 48) – auf eine späte, sogar posttektonische Entstehung dieser Rauhwacken aus dem primären dolomitisch-salinaren Ausgangssediment hin, denn diese Schichtung wäre sicher durch die tektonische Beanspruchung zerstört worden, besonders dann, wenn wir das hier am ehesten zutreffende Verhalten der Rauhwacke als «Rauhwackenbrei» (H. JÄCKLI, 1941) annehmen würden. Ähnliche Strukturrelikte zeigen sich auch in der dem gleichen Element angehörenden Rauhwacke im Vallatscha und im Val Bos-chetta. Leider fehlen in meinem Gebiet tiefere Bohrungen, um allenfalls unter Tag das Ausgangsgestein feststellen zu können. Doch zeigte z. B. der Bau des Lötschbergtunnels, dass die oberflächlich anstehende Rauhwacke in gewisser Tiefe in ein Dolomit-Anhydritgestein übergeht (W. BRÜCKNER, 1941). Nach mündlicher Mitteilung von R. STAUB war bei den Bohrungen an der Greina (Graubünden) die oberflächlich rauhwackisierte Schicht schon in rund 100 m Tiefe absolut trocken. Gleiche Verhältnisse traf man auch am Lukmanier. W. HESS (1953) fand in einem frischen Anriss an einem Rauhwackenhang im Val Schais (Münstertal-Umbrail) schon in wenigen Metern Tiefe die unveränderte Dolomit-Gips-Brekzie. Das gleiche Ausgangsgestein der Rauhwacke konnte ich auch in einem durch Unterhöhlung des Ufers entstandenen jungen Einbruch am Inn unterhalb S-chanf, ebenso beim Scheibenstand von Bravuogn (S. 10) feststellen. Hier ist die sukzessive Umwandlung dieser Brekzie in Rauhwacke unter dem Einfluss des Oberflächenwassers beinahe mit der Zeitlupe zu verfolgen. Anderseits wurde zwar im Simplontunnel, wie übrigens auch im Albulatunnel (C. TARNUZZER, 1904), seinerzeit in grösserer Tiefe noch löcherige Rauhwacke angefahren, die allerdings reichliches, direkt von der Oberfläche zufliessendes Wasser führte und somit nicht unbedingt primär entstanden sein muss, sondern eher durch tektonisch bedingte Zermalmung und damit verbundene freiere Wasserzirkulation aus dem Ausgangsgestein hervorgegangen ist. Jedenfalls ist für die ostalpinen Rauhwacken – abgesehen von einigen kleineren Vorkommen (D. TRÜMPY, 1913) – eine Deutung als reine Tektonite ausgeschlossen. Der Begriff «tektonische Rauhwacke» sollte aber wenn möglich vermieden werden. Ebenso unmöglich ist eine Herleitung aus Kalktuff (Quellsinter), der nur lokal auftritt, keinen Gips führt, reichliche organische Reste in den Hohlräumen enthält und sich an kein stratigraphisches Niveau hält.

Über den Bildungsraum sagt die Textur des Ausgangsgesteins Verschiedenes aus. Es wurden in diesen lagunären, wenig tiefen und i. A. küstennahen Meeresgegenden Dolomit (eventuell teilweise erst sekundär durch Metasomatose aus Kalkriffen) und Gips miteinander sedimentiert. Der Dolomit verfestigte sich diagenetisch, während sich der Gips vorerst infolge langsamer Eindampfung im Sedimentationsraum (bei Regression) sukzessive in wasserfreien Anhydrit umwandelte. Die damit verbundene Volumenverminderung der $CaSO_4$-Einlagerungen bewirkte wohl schon eine erste Deformation des in Verfestigung begriffenen Ausgangsgesteins im Sinne eines Zusammensackens. Gleichzeitig oder auch später konnte sich aber der reversible Prozess auch in umgekehrter Richtung (Anhydrit → Gips) abspielen, und die durch die Wasseraufnahme bedingte Quellung (bis 57 %!) führte zu einer weitern Zertrümmerung der eingeschalteten Dolomitschichten, so dass schlussendlich eine Dolomit-Gips-Brekzie vorlag. Ob nun das Gleichgewicht Gips-Anhydrit in einem bestimmten Moment auf die eine oder die andere Seite verschoben war (je nach Massgabe der vorhandenen Wassermenge), spielt für die Genese der Textur des Ausgangsgesteins keine Rolle; wichtig scheint eher, dass sich dieses Gleichgewicht überhaupt ständig verschob, was bei der Empfindlichkeit derartiger Regressionsfazies auf auch nur minime Wasserspiegelschwankungen ohne weiteres möglich war. Dabei bestand ursprünglich nicht etwa eine regelmässige Wechsellagerung von Dolomit und Gips, wie H. P. CORNELIUS (1925) annahm, sondern die Landnähe bewirkte ein unregelmässiges, stark von der Wasserführung der Zuflüsse, vom Gezeitenspiel und von der

jeweiligen vertikalen Bewegungstendenz des Meeresbodens abhängiges, linsenartig auskeilendes Neben- und Übereinander von Dolomit und Anhydrit (resp. Gips), eine eigentliche Deltaschichtung, wie auch heute noch die häufige Vergesellschaftung von Rauhwacke mit reinem Gips anzeigt (Crap Alv, Nordhang des Piz da las Blais, Fuorcla Pischa). Die uneinheitliche Sedimentation wird weiterhin dokumentiert durch bunte Tonschieferfetzen in verschiedenen Niveaux der Rauhwacke (z. B. Raiblerschichten), die sicher nicht tektonisch eingeschuppt sind. J. Cadisch (1953) nimmt an, dass derartige bunte Schiefer ursprünglich mit Karbonat- und Sulfatbildungen wechsellagerten. Jedenfalls stehen sie mit Organismenresten und deren Verwesungsprozessen und mit verschiedenstufigen Oxydationen und Reduktionen in Zusammenhang. Nach Mitteilung von R. Staub sind u. a. auch die nordschweizerischen Salzlager (Rheinfelden) nicht durchgehend, sondern treten, auch in tektonisch kaum gestörten Gebieten, immer linsenartig, oft fast stockartig auf.

Die Konsequenzen der Ausführungen von H. Udluft (1931), welche sich in bezug auf das Rauhwackenproblem ergeben, sollen im folgenden weiter untersucht werden. Gemäss den physikalisch-chemischen Gesetzen müsste schon im Ablagerungsraum eine Kalzifikation des Gipses nach der Gleichung auf S. 33 und somit die Bildung der Rauhwacke in ihrer heutigen Ausbildung einsetzen. Dies wird in manchen Fällen auch geschehen; für die hier zur Diskussion stehenden Rauhwacken kann aber i. A. die frühzeitige Entstehung durch Auflösung des Gipses wegen der oben erwähnten Tatsachen (Strukturrelikte, relative Mächtigkeitskonstanz) nicht angenommen werden. Wieso unterblieb nun diese Kalzifikation im ursprünglichen Bildungsmilieu? Wir haben gesehen, dass die Ausgangsgesteine der Rauhwacke eine lagunäre Fazies repräsentieren; sie sind Indikatoren einer Eindampfungs- und Regressionsphase. Dabei ist der Partialdruck der Kohlensäure (= proportional dem CO_2-Gehalt des Mediums), der die wechselseitige Beziehung der Kalk- und Dolomitausscheidung regiert, in küstennahen Gebieten, infolge organischer Verwesung, erhöhter Temperatur und Luftzutritt, sehr hoch im Vergleich zu landferneren und tieferen Meeresteilen, ja er liegt hier zumeist wesentlich über dem Schnittpunkt der Lösungskurven von Kalk und Dolomit, so dass in jedem Falle primär Dolomit ausgeschieden wird, solange genügend Mg vorhanden ist (H. Udluft). Eine Ausscheidung von Kalzit ist somit weitgehend unterbunden, wobei über den Grad der Unterbindung vor allem der Kohlensäure-Partialdruck entscheidet, der in Konkurrenz zur Gleichgewichtsverschiebung zugunsten der $CaCO_3$-Ausscheidung steht, welch letztere im gegebenen System als konstant angenommen werden kann. Die zunehmende Regression lässt aber auch den Kohlensäure-Partialdruck stetig weiter ansteigen, so dass die Umwandlung von Gips in Kalzit immer unbedeutender wird; und schliesslich fällt das ganze System der Emersion anheim. Wenn schon eine Regressionsphase auftritt, dann darf in den meisten Fällen auch auf ein arides Klima geschlossen werden, so dass die Kalzifikation des Gipses weiterhin unterbleibt oder mindestens stark zurückgedrosselt ist (Reaktion im festen Zustand). In humiden Gebieten hingegen wird sich bald eine Verwitterungsrinde bilden, und der entstehende Grundwasserstrom verhindert ebenso eine ausgedehntere Rauhwackenbildung, da auch er, nach den Analysen, welche H. Udluft anführt, einen wesentlich erhöhten Kohlensäure-Partialdruck besitzt.

So gelange ich für unsere Rauhwackenzone oder mindestens für einen wesentlichen Teil derselben zur Ansicht, dass das Ausgangsgestein – eine Dolomit-Gips- (resp. Dolomit-Anhydrit-) Brekzie – in der Tiefe vielfach noch vorhanden sein muss, während die eigentliche Rauhwacke nur die relativ oberflächennahen, d. h. prinzipiell die durchwässerten Partien einnimmt. Damit im Einklang steht auch die stratigraphische Horizontierbarkeit der verschiedenen Rauhwackenniveaux (S. 32), die im ganzen Ostalpin durchführbar ist und die auf der Berninakarte (1946) von R. Staub schön zum Ausdruck kommt. Dabei ist es durchaus möglich, dass der Übergang in die ursprüngliche Brekzie erst in grösserer Tiefe eintritt, wie im Simplon- oder im Albulatunnel (S. 34), denn der Grundwasserstrom, der in der einmal gebildeten Rauhwacke ungehindert zirkulieren kann, erreicht eventuell den nötigen Kohlensäure-Partialdruck erst bei Überlagerung durch eine relativ mächtige Verwitterungs- resp. tektonisierte Schicht (H. Udluft), zumal der Schnittpunkt der Löslichkeitskurven von Kalk und Dolomit zur Überwindung der Gleichgewichtsverlagerung zugunsten der Kalkabscheidung für eine Verhinderung der Rauhwackenbildung wesentlich überschritten werden muss.

Die heute an der Oberfläche anstehende Rauhwacke ist somit meines Erachtens zur Hauptsache erst in subrezenter, zum mindesten posttektonischer Zeit entstanden. Doch wandelten sich auch zu allen

frühern Zeiten, seit der Ablagerung des Dolomites und des Gipses, die oberflächennahen Partien dieses Ausgangsgesteins unter dem Einfluss der Atmosphärilien teilweise in Rauhwacke um. Nur diese letztere verhielt sich dann bei tektonischer Durcharbeitung als hochviskose Flüssigkeit, als ein Brei im Sinne von H. Jäckli (1941), wobei sie ihre pseudomorphe Schichtungstextur verlor und auch zum Teil ausgequetscht wurde.

Es könnte nun allerdings die Möglichkeit einer Rauhwackisierung aus der Dolomit-Gips-Brekzie im ursprünglichen Ablagerungsraum bei neuerlicher Überflutung, d. h. bei Beginn eines neuen Sedimentationszyklus, bestehen. Nun ist aber auffällig, dass sedimentär vorgebildete Rauhwacken im Ostalpin nur in der Trias auftreten – die von E. Genge (1952) erwähnten posttriadischen «Rauhwacken» in der Klippendecke sind nach ihm rein tektonischer Entstehung – und dass diese ostalpine Trias durch das beinahe absolute Vorherrschen der Dolomite über die Kalksteine charakterisiert ist. Neben der paläogeographisch wichtigen Erkenntnis einer vorwiegend flachmeerischen und lagunären Fazies zur Triaszeit (S. 34), wobei die Sedimentation mit der gleichmässigen Senkungstendenz im Sinne eines «bassin de subsidence» mehr oder minder Schritt hielt, weist dies aber auch auf die untergeordnete Bedeutung einer schon im Ablagerungsraum vor sich gegangenen Rauhwackisierung des Ausgangsgesteins hin, denn auch die neuerliche Dolomitsedimentation benötigt ja, wie wir oben sahen, neben genügendem Mg-Gehalt des Meerwassers, einen wesentlich erhöhten Kohlensäure-Partialdruck. Eine erst sekundäre Bildung infolge Dolomitisierung von Kalkriffen (Metasomatose; P. Niggli, 1952) ist gerade für die mächtigen und flächenmässig weit ausgedehnten Dolomitmassen der ostalpinen Trias unwahrscheinlich; vielmehr wurde der Dolomit primär als solcher abgelagert.

Es wurde im vorigen versucht, für die Entstehung gewisser stratigraphisch festlegbarer Rauhwacken des Ostalpins, insbesondere für diejenigen des «Rauhwackenzuges», eine Arbeitshypothese zu schaffen, welche möglichst viele vorliegende Tatsachen berücksichtigt. Weiterhin ungelöst bleiben aber die Grundprobleme einerseits der sowohl für die Dolomit- als auch für die Rauhwackenbildung notwendigen grossen Konzentration von Magnesiumsalzen im Wasser des Triasmeeres, die heute nirgends mehr erreicht wird und die höchstens unter Beiziehung von Mg anreichernden Algen und Korallen einigermassen erklärt werden kann, anderseits der nicht zu unterschätzenden und vorläufig unberechenbaren Einflüsse der Organismen und ihrer Reste.

B. Tektonik und Zusammenhänge

(Taf. II, Prof. 7–12, 12–24, 26, 27, 29–32, 34–47, 40, 42)

Der Rauhwackenzug (p. p. «Zuozerzone» von H. Eggenberger, 1926) besitzt einen eigenartigen und scheinbar jeder Deckenzuordnung Hohn sprechenden Bau. Undeutliche interne Strukturen, besonders auf Valbella, am Muntischel und im Vallatscha, in Form flacher Gewölbe (S. 34) können lokal etwas aussagen, sind aber für die ganzheitliche Betrachtung ohne Bedeutung. An den wenigen Stellen, wo auch Verrucano und Triasdolomite anstehen (S. 31 ff.), ist eine aufrechte Lagerung ersichtlich. Jedenfalls existiert nirgends der von C. Tarnuzzer (1896) postulierte Muldenbau des Rauhwackenzuges. Sicher ist dieser Komplex überall unter den Quatervalsdolomit bei S-chanf (S. 15) einzuordnen. Sein Verhältnis zur Ortlerdecke ist aber schon nicht mehr ganz klar. Wohl stösst er sowohl unter die Üertschtrias als auch unter den Fraèlelias ein (Zuoz, Vallatscha, Compass). Trotzdem könnte er gut auch dem weitern Ortlerraum, wo ja sonst bis jetzt allgemein nur sporadisch Rauhwacken gefunden wurden (U. Kappeler, 1938), als unter- bis mitteltriadische «Teildecke» entstammen – der Begriff «Teildecke» ist zwar hier beim Rauhwackenzug, der aus Elementen verschiedener Zonen, eventuell sogar verschiedener Decken zusammengesetzt ist, nicht ganz berechtigt. Die präkarnischen Sedimente, welche östlich des Engadins mehr oder weniger mächtig als ausgewalzte untere Schuppen (Cristallo-Trias; R. Staub, 1937 *a*) der Ortlerzone auftreten, fehlen im Albulagebiet scheinbar vollkommen, so dass eben im Rauhwackenzug oder mindestens in gewissen Teilkomplexen desselben ein westliches Äquivalent dieser tiefern Schuppen erblickt werden könnte. Aber diese Rauhwacke hält sich nicht nur an das Hangende der südlicheren, tektonisch tiefern Einheiten der Albulazone (Gualdaunaschuppe usw.), sondern dieselben sind zum Teil von oben her direkt in diesen Rauhwackenzug eingesenkt. Als dem Languardrücken entstammend, also als primär mit

der Gualdauna- und der Muntischelschuppe verknüpft, kann er nicht gedeutet werden, weil die letzteren nur geringmächtige Rauhwacken aufweisen und in ihnen nur in der karnischen Stufe ein bedeutenderes Gleitniveau vorkommt. Auch die südlichste vor der Errfront herabgewickelte Einheit im Albulagebiet, die Arscheidaschuppe (Berninadecke, S. 72), wird im W, auf Valbella, vom Rauhwackenzug noch unterteuft, der westlich des Ospiz d'Alvra (Taf. II, Prof. 40) gar mit Stirnsedimenten der Errdecke (Crasta Mora-Keile, S. 81) verquetscht und unter die Front des Errkristallins eingewickelt ist.

F. Zyndel (1912) zählte alle Rauhwacken in der weitern Umgebung des Albulapasses, wie auch die gesamte Albulazone südlich der Eladecke, zu seiner unterostalpinen Albuladecke, bezog sie also von unter der Errdecke herauf. R. Staub erkannte aber schon früh (1916 *b*), dass neben andern Elementen am Albulapass auch die Rauhwackenanhäufung von oben herab eingewickelt wurde. Nach H. Eggenberger (1926) ist seine «Zuozerzone», die etwa meinem Rauhwackenzug entspricht, ein Abkömmling der Berninadecke, eventuell der Languarddecke, während R. Staub (1937 *a*) in ihr eine westliche Fortsetzung der Cristallo-Casanna-Trias des Ortlers erblickte. H. P. Cornelius (1935, 1950) zog in seinen «Albulalappen» (vorderes Rücken- und Stirnelement der Errdecke; S. 77) neben allen übrigen Einheiten der Zoeppritzschen «Maduleiner Faltenzüge» auch die von ihm als zur Hauptsache skythisch-anisisch (S. 32) gedeuteten Rauhwacken. J. Stoecklin (1949), der tektonisch analog eingeordnete Rauhwacken in Fetzen bis an die Fuorcla Tschitta verfolgte, sprach mit Vorbehalt von einem zur Eladecke gehörenden «Zwischenelement». Alle neueren Erforscher der weitern Umgebung des Albulapasses, ausser Cornelius, sind sich darin einig, dass der Rauhwackenzug von oben her in den Stirnkopf der Errdecke eingespiesst und unter ihn eingewickelt wurde. Auch stratigraphisch ist die Herleitung von oben wahrscheinlicher, denn für die nördliche Errdecke sind Rauhwacken atypisch, hingegen in den südlichen Rückenteilen der Errdecke (Samadener Zone), in der Berninadecke und besonders im Mittelostalpin weit verbreitet (R. Staub, Berninakarte, 1946; J. Stoeklin, 1949).

Vorerst Einiges zur Entstehung dieser auffälligen Rauhwackenanhäufung. Wir haben gesehen, dass im Rauhwackenzug, neben spärlichem Verrucano und unter- bis mitteltriadischen Dolomiten, vor allem sämtliche drei stratigraphisch fixierbaren Rauhwacken (untere, mittlere und obere Rauhwacke) vertreten sind (S. 32). Diese Tatsache lässt zwei Deutungsmöglichkeiten zu: Entweder war die Sedimentation im Ablagerungsraum dieser Zone während der Triaszeit durchgehend mehr oder minder einheitlich, lagen also meistens lagunäre Faziesbedingungen mit nur kurzdauernden neritischen Zwischenphasen vor; oder aber die Abschuppungsvorgänge längs der drei als Gleitniveaux idealen Rauhwackenhorizonte waren derart intensiv, dass schliesslich diese Rauhwacken im Hinterland der vorgeschobenen Teildecken angehäuft wurden und zum Teil miteinander sekundär in Kontakt gelangten. Zwei Argumente sprechen gegen die erste, lithologische Deutung. Einmal wäre es unverständlich, wie sich inmitten der verschiedenen ostalpinen Deckensynklinalen in der Trias, die sonst überall mehrere gut ausgeprägte Sedimentationszyklen mit lang andauernden neritischen Zuständen (Wettersteindolomit!) aufweist – wenn auch die Meerestiefe, nach dem absoluten Vorwiegen der Dolomite zu schliessen, nie gross war, die ganze Geosynklinale vielmehr als ein «bassin de subsidence» aufzufassen ist (S. 36) –, eine immerhin recht ausgedehnte Zone mit den speziellen und i. A. nur kurzfristig und lokal sich erhaltenden regressiven, salinarischen Bedingungen hätte halten können. Zum Zweiten finden wir nie im gleichen Querschnitt alle drei Rauhwackenstufen unmittelbar normal übereinanderlagernd; vielmehr lösen sie sich im Streichen ab oder sie liegen hintereinander. Es scheint daher eher die zweite, tektonische Deutung als nachträgliche Anhäufung verschiedener zurückgebliebener Rauhwackenniveaux in temporären Druckschattengebieten zuzutreffen.

Die westliche Fortsetzung des Elementes über das Val del Diavel und den Gips bei Crap Alv in die Tschittazone hinein liefert uns keine Anhaltspunkte für dessen Einordnung in das Deckensystem. Dass der Gips und die Rauhwacken von Crap Alv (H. Heierli; in C. Caflisch, 1954) zum Rauhwackenzug gehören, geht aus den zusammenhängenden Aufschlüssen im Val del Diavel (S.-A.) zwischen Albulapass und Palpuogna hervor. Überall jedoch kommen die Rauhwacken mit den verschiedensten tektonischen Einheiten in Kontakt. Hingegen gibt uns die weitere Verfolgung dieser Rauhwacken über die Inntalebene bei S-chanf hinweg und östlich des Engadins Hinweise auf die tektonische Stellung wenigstens eines grossen Teils des Zuozer Zuges. Am Innufer unterhalb S-chanf (bei San Güerg) stehen gelbe Raiblerrauhwacken und Gips (S. 34) an, welche in der streichenden Fortsetzung der Zuozer Rauhwacke liegen. Über Bügls ziehen diese, hier auch mit salinarischen und dolomitischen Gesteinen des Ladiniens, weiter um den Nordfuss des Piz Murtiröl herum – immer nördlich und im Liegenden des God-Drosa-Flysches – und erreichen schliesslich die ausgedehnte Rauhwackenzone im Talgrund des Val Trupchun bei der Einmündung des Val Chaschauna (S.-A.: Val Casana oder Val Casanna), welche hier (bei Chanèls) normal verbunden

ist mit Verrucano und Untertrias einer untern Teilschuppe der Ortlerzone, mit der Cristallo-Casanna-Schuppe (nach R. Staub, 1946, zum Teil schon in hintern Rückenteilen der Languarddecke einzuordnen). Dieser Komplex biegt bei Purchèr, immer flach unter den Fraèlelias eintauchend, scharf nach SW ab und steigt mit verminderter Mächtigkeit am Westhang der Gruppe des Piz Chaschauna (S.-A.: Punta Casana) aufwärts, um auf der Höhe der Schettas vorübergehend tektonisch auszuspitzen und erst wieder östlich des Pass Chaschauna (Casannapass), beim Abstieg ins Livignotal, als basale und sowohl mit dem liegenden Campokristallin als auch mit höhern Teilen der Cristallotrias in näherem Zusammenhang stehende schmächtige Verrucano-Trias-Platte einzusetzen. Ob dazwischen, in den Südhängen der Punta Casana westlich des Casannapasses, die Untertrias der basalen Ortlerschuppen auch noch in Keilen vertreten ist, konnte ich nicht beobachten, scheint aber nach den Aufnahmen von R. Staub (1946) wahrscheinlich zu sein. Die Einordnung mindestens beträchtlicher Teile des Rauhwackenzuges in den Ortlerraum und den südlichen Languardraum, im speziellen die Herleitung aus der Cristallo- und der Casannazone, die R. Staub (1937 *a* und Berninakarte, 1946) vornahm, kann somit erneut durch Tatsachen bestätigt werden. Die beträchtliche Breitenausdehnung des Ortler-Sedimentationsraumes, auf die R. Staub (1924, 1937 *a*) aufmerksam machte, erklärt auch, ohne übermässige Mächtigkeiten annehmen zu müssen, die gewaltige Masse von Rauhwacken. Vielleicht ist auch die Verschuppung der Triasbasis in der Ortlerzone (Zebrùzone, Cristallo-, Casannaschollen usw.) eben längs diesen zurückgebliebenen Rauhwackenniveaux erfolgt, wie auch die Raiblerrauhwacke des basalen Gleithorizontes der Stelvioschuppe und der Ela-Üertsch-Falten wohl zum grössten Teil in diesem Rauhwackenzug anzutreffen sein wird. Keinesfalls ist aber die Deutung dieses Elementes als Rest des Sedimentmantels der Errstirn, die H. P. Cornelius (1950) auf Grund der Aufschlüsse beim Crap Alv gab, zutreffend. Wie weit allerdings noch Rauhwacken anderer Decken in diesem Rauhwackenzug vertreten sind, kann nicht entschieden werden. Jedenfalls können sie nur einen geringen Teil ausmachen; denn tektonisch wäre eine derartige Einheitlichkeit und der offensichtliche Zusammenhang der verschiedenen Teilzüge des Rauhwackenkomplexes bei Annahme eines Sammelsuriums von Rauhwacken verschiedener Einheiten kaum zu verstehen. Immerhin schliesst R. Staub (mündliche Mitteilung) nach den durch Einwicklungen komplizierten Verhältnissen auf Valbella und nach seinen Erfahrungen bei der Aufnahme seiner Berninakarte (1946), wo er durchaus gleichartige Rauhwackenformationen in ganz verschiedenen tektonischen Einheiten (Bernina, Stretta, Languard) kartieren konnte, diese Möglichkeit nicht aus.

Nachdem einmal die verschiedenen Rauhwacken in einem rückwärtigen Raum angereichert waren, wurden sie von den in einer spätern alpinen Bewegungsphase vor- und aufdringenden unterostalpinen Decken (Err, Bernina, Languard) angefahren, durchstossen, zum Teil auch eingewickelt. Ein derartiger Bewegungsmechanismus erklärt auch das sowohl bei der Castell- als auch bei der Arscheidaschuppe zu beobachtende Phänomen, dass der Rauhwackenzug im einen Profil diese Einheiten unterteuft (Zuoz, Chaminedas), in einem andern (Val Bos-chetta) jedoch als deren Hangendes erscheint.

5. Gualdaunaschuppe

(Nr. 5 in Taf. II)

Das Element, welches im westlichen Teil des Aufnahmegebietes die Ela-Ortler-Decke an ihrem Südrand begleitet, benenne ich nach der markantesten Erhebung, die sein Kern aufbaut – dem Gualdauna [1]) – als Gualdaunaschuppe. Gegen W lässt sie sich weiter verfolgen bis über die Fuorcla Tschitta hinaus, während sie gegen E von der Alp Es-cha Dadains weg infolge ihres axialen Eintauchens nicht mehr aufgeschlossen ist und wahrscheinlich bald auskeilt (Chülpisch im Vallatscha). Ihr östliches Äquivalent stellen die God-Drosa-Serien und die Murtiröl-Serien der Mezzaun-Murtiröl-Gruppe dar.

Die Schichtfolge dieser Schuppe beginnt lokal mit oberem Anis, normalerweise aber mit den Raiblerschichten, und reicht bis in die Kreide hinauf. Tektonisch bedingte Schichtlücken beträchtlichen Aus-

[1]) Teilweise auch «Muot Gualdauna» genannt (H. Eggenberger).

masses (Abschuppungen längs stratigraphischer Gleithorizonte) reduzieren diese an sich schon unvollständige und zum Teil (besonders in Jura und Kreide) groborogene Schichtreihe weiter.

Im Prinzip stellt die Gualdaunaschuppe eine Tauchfalte dar, die jedoch weitere interne Verschuppungen aufweist. Insbesondere ist die u. a. auch von H. Eugster (1923) aus der Ducangruppe beschriebene Untervorschiebung des Südschenkels der Tauchfalte bemerkenswert.

A. Stratigraphie

1. Detailprofile

a) Val del Diavel (S.-A.) (Malm-Kreide des Südschenkels) 781850/161640/2140

unten (S): 11*a*. roter, dichter Radiolarit mit Linsen und Knollen von schwarzglänzendem Manganerz. Min. 0,5 m;
11*b*. vorwiegend grüner, selten roter, knorriger Hornstein, mit bunten, glänzenden Tonschieferlagen; wechsellagernd mit dünnschichtigem, grünlichgrauem, dichtem «Aptychenkalk». 0,8–1 m;
12*a*. Radiolaritbrekzie mit feinkörnigem, kalkigem Zement und ± nussgrossen, roten und grünen Radiolaritbrocken. 0–0,8 m;
12*b*. grobe, polymikte Brekzie mit rauchgrauem, kalkigem Bindemittel und mit sandkorn- bis faustgrossen Trümmern von Albulagranit, Biotitgneis, Glimmerschiefer, hellen und dunkleren Dolomiten, zelligem Dolomit, blaugrauem Liaskalk, weisslichem Kalzit und rotem Radiolarit. 8–9 m. – Typische Saluverbrekzie;

oben (N): 12*c*. knorrige, kalkfreie Schiefer, graugrün, dunkel graublau und dunkel rostrot, glänzend, stark kieselhaltig, knorrig-schiefrige Oberfläche. Min. 5 m.

b) Südwesthang des Compass (Alvlias) 782450/161980/2500

unten (S): 8. heller, feinspätiger Dolomit, mit gegen oben mächtiger werdenden Lagen von rötlichem, marmorartigem, dünnbankigem, kalkigem Dolomit. Min. 15 m;
10*a*1. grobe Brekzie mit rotem, kalkig-tonigem Zement und mit weissgelblichen, groben Dolomittrümmern. 0,5 m;
10*a*2. rote, tonig-sandige Schiefer mit kleinen Knöllchen von kristallinem, weissem Kalzit. 1–2 m;
10*a*3. weinrote Echinodermenbrekzie. 3 m;
10*a*4. rote, tonige Schiefer wie 10a_2, stark verfältelt. 0,5 m;
10*a*5. hellroter und weissgelber, marmorartiger, dichter Kalk, dünnbankig. 1 m;
10*a*6. hellgrauer, feinkörniger, marmorartiger Kalk, knorrig bis dünnbankig, mit Schmitzen von grünglänzenden, serizitischen Schiefern. 2,5 m;

oben (N): 10*b*. graublauer, dünnbankiger, feinkörniger Kalk mit Kieselschnüren. Min. 4 m.

c) Südosthang des Compass (Raibler-Norien) 783250/161780/2380

unten (S): 7*a*. gelbe, feinporöse Rauhwacke mit bunten Tonschieferchen. 0–1 m;
7*b*. grünglänzende, gewellte Tonschiefer mit rostbraunen Verwitterungsrillen. 1 m;
7*c*. heller, leicht gelblicher, feinkörniger Dolomit, schlecht gebankt, mit hervorwitternden, weisslichen, dolomitischen Kluftfüllungen und mit bunten Tonschieferschmitzen. 3–5 m;
7*d*. dunkler, sandiger Dolomit, grobbankig und klüftig, eckige Bruchstücke. 0–1 m;
7*e*. grüne, rote und gelbbraune, stark verfältelte, kalkfreie Tonschiefer. 8–9 m;
8*a*. mausgraue, grobe Dolomitbrekzie sedimentärer Entstehung mit Trümmern des hellen Dolomites des Hangenden. 0–2 m;

oben (N): 8*b*. hellgrauer, feinkörniger bis leicht brekziöser Dolomit, schlecht gebankt, hell bläulich anwitternd. Min. 30 m.

d) Albulastrasse östlich Ospiz (Raibler des Faltenkerns; vgl. Fig. 6) 784020/161860/2310

W: 7*a*. dunkler (grauschwarzer), dichter und zäher Dolomit, lagige Helligkeitsunterschiede, nicht gebankt, sporadisch dunkelglänzende Tonschieferschmitzen, schwärzlich bis rostrot anwitternd, in kantige Stücke zerfallend. 3 m. – Prosanto-Schichten;

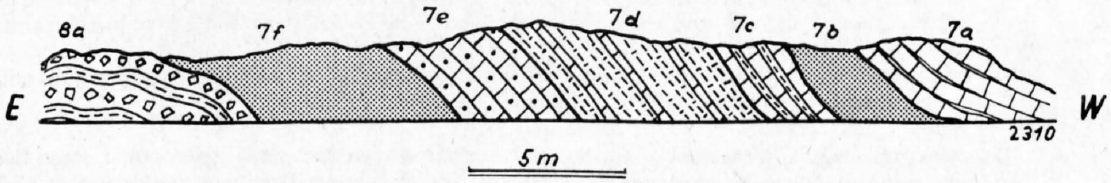


Fig. 6. Profil durch die Raiblerschichten östlich Ospiz d'Alvra.
Erklärung Profil *d*

7*b*. graue und gelbbraune, löcherige Rauhwacke. 1 m;
7*c*. hellgrauer, dichter Dolomit, gelblichweiss anwitternd, mit gelben und braunroten Tonschieferfetzen und -lagen. 2 m;
7*d*. zellig verwitternder, kalkiger Dolomit, gelbbraune Oberfläche, mit gelblichen Schieferzwischenlagen, wechsellagernd mit dem hellen Dolomit 7 *c*. 5 m;
7*e*. hellgrauer, feinbrekziöser Dolomit, schlecht gebankt, mit weiss hervortretenden Kluftfüllungen, fast weiss anwitternd, rauhe Oberfläche, in eckige Stücke zerfallend. 3 m;
7 *f*. gelbbraune, zellige Rauhwacke mit roten Tonschieferschmitzen; übergehend in dunkelgrauen, feinbrekziösen, rauhwackig anwitternden Dolomit. 6 m;

E: 8*a*. grobe, dolomitische Brekzie mit bis faustgrossen, dunkel- bis hellgrauen, oft auch leicht rötlich gefärbten Dolomitkomponenten und einem hellgrauen, hellgelb anwitternden Bindemittel; mit Zwischenlagen von weinroten, sandigen Tonschiefern. Min. 3 m. – Hauptdolomit-Basisbrekzie.

e) Kopf nördlich Alphütte Albula (Raibler-Alvlias des Faltenkerns) 784171/161960/2320

S: 8*b*. mittel- bis hellgrauer, feinspätiger Dolomit, ungebankt, sehr hell anwitternd, in kleine eckige Stücke zerfallend. Min. 7 m;
Scherfläche (Streichen N 85 E, Fallen 80 S);
7*e*. hellgrauer, dichter Dolomit, hell gelblich anwitternd, schlecht gebankt, mit hervortretenden, schnurartigen, weissen Kalzitadern und mit Linsen von graugrünen, gelb anwitternden, sandigen Tonschiefern. Min. 5 m;
8*a*. grobe, dolomitische Brekzie mit bis kopfgrossen, rauch- bis hellgrauen Dolomitkomponenten und hellem Bindemittel; mit vereinzelten grünen Tonschieferzwischenlagen. 2 m;
8*b*. hellgrauer, feinkörniger Dolomit, ungebankt, fast weisse und feinkarrige Oberfläche, zerfällt in eckige Stücke. 20–25 m;

N: 10*a*. grobe, kalkige Brekzie mit bis faustgrossen Trümmern von weisslichen und rötlichen Kalken und Dolomiten und mit weinrotem, mergeligem, fluidal struiertem Zement. Min. 10 m. – Alvbrekzie.

f) Hügel östlich Albulasee (Raibler-Kieselkalk) 784880/162100/2305

S: 8*b*. mausgrauer, feinspätiger Dolomit, ungebankt, hellgrau anwitternd, mit weissen, dolomitischen Adern, undeutliche Feinschichtung erkennbar an Helligkeitsunterschieden, karrige Oberfläche. Min. 2,5 m;
7 *f*. vorwiegend gelbe Rauhwacke mit grünen und rostroten, sandigen Tonschieferfetzen. 0–3 m;
7*e*. rauchgrauer, dichter Dolomit, schlecht und grob gebankt, hellgelbliche und feinkarrige Oberfläche, mit feinbrekziösen Partien und sporadischen roten Tonschieferschmitzen; darin ca. 10 cm dicke Lagen von schwarzen Tonschiefern mit knorriger, braun gefleckter Oberfläche, und mit Linsen von grünen, glänzenden Schiefern. 10 m;
Scherfläche (Streichen N 80 E, Fallen 70 S);
10*a*. grobe, kalkige Brekzie mit bis kopfgrossen Trümmern von dunklem Kalk, hellgrauem und gelblichem Dolomit und mit vorwiegend grauem, in Nestern auch hell- bis weinrotem, mergelig-kalkigem Zement. 15–20 m. – Alvbrekzie;
10*b*1. schwarzgrauer, dichter Kalk, dunkelblau anwitternd, massig, mit wulstiger Oberfläche. 5 m;
10*b*2. dunkelblauer, klüftiger Kalk, gut gebankt, etwas heller anwitternd, mit welligen, braun anwitternden, tonig-limonitischen Linsen auf den Kluftflächen und schnurartigen Kieselkonkretionen längs der Schichtung; wechsellagernd mit schiefrigen, schwarzen Tonlagen von 1–2 cm Dicke. 5 m;

N: 10*b*3. dunkelgrauer, dichter Kalk, knorrig-schiefrig, mit hervorwitternden, weisslichen Kieselschnüren und mit glänzenden, tonigen Schichtflächen. Min. 3 m.

g) Südwand des Gualdauna (Lias-Kreide des Südschenkels) 788440/163460/2560

N: 10*b*. dunkelgrauer, dichter Kalk, grobbankig, heller anwitternd, mit dendritischen, braunen Tonschmitzen auf den Schichtflächen und mit Kieselkonkretionen längs der Schichtung. 4–6 m. – Kiesellias des Nordschenkels;
7. Linsen von dunkelrotem, grobem Sandstein und gelber, poröser Rauhwacke mit Komponenten von grauen und roten Kalken und roten Tonschiefern. 0–1 m. – Relikte des Raiblerkerns, tektonisch bearbeitet;
Scherfläche (Streichen N 80 E, Fallen 75 N);
10*a*. grobe, polymikte Brekzie mit hellgrauen und gelblichen Dolomittrümmern und einem gelblichgrauen bis weinroten, flaserigen, kalkig-tonigen Zement, letzterer auch ganze Lagen bis 5 cm Dicke bildend, oft mit roten Tonlinsen und olivgrünen Tonhäuten, mit Belemniten- und Zweischalerbruchstücken. 20–30. – Alvbrekzie;
10*b*. hellgrauer, feinspätiger Kalk, dünnbankig und stark geklüftet, fast weiss anwitternd, mit weiss hervortretenden, kalzitischen Kluftfüllungen. 1–6 m;
Scherfläche (Streichen N 70 E, Fallen 60 N);
10*c*. feine Brekzie mit Bruchstücken von hell- und dunkelgrauen und roten Kalken und roten Schiefern und mit hellgrauem, feinspätigem, kalkigem Bindemittel, knorrig gewellte Schichtflächen. 1,5 m;
10*d*. dunkelroter, kalkiger, feiner Sandstein, feinschichtig, oft schiefrig, wechsellagernd mit bis 3 cm dicken, roten, knorrigen Tonschiefern. 2 m;

10*e*. grüner, tonreicher Kalk, leicht schiefrig, mit bis haselnussgrossen, von der Grundmasse umflossenen und in der Schichtungsrichtung abgeplatteten sporadischen Einschlüssen von grauem, dichtem Kalk. 0–1 m;

10*f*. grüner, kalkreicher, feiner Sandstein, verschiefert, mit Schmitzen von graugrün glänzenden Tonschiefern. 1,5 m;

10*g*. schwarzer, zuckerkörniger Kalk, dünnplattig und knorrig, dunkelgrau bis braunfleckig anwitternd, mit schwarzglänzenden, welligen Tonschieferschichtbelägen. 7 m;

10*h*. dunkler, feinspätiger Kalk, schlecht gebankt, mit brauner Oberfläche und olivgrünen Schieferschmitzen. 4 m;

11*a*. roter, dichter Hornstein, knorrig, grobgebankt, stark klüftig; wechsellagernd mit dunkelgrauen, sehr dichten, marmorähnlichen, dünnplattigen Kalken (Schichtdicke 0,5–2 cm), lauchgrün bis braun anwitternd. 8 m;

11*b*. graugrüner, dichter Kalk, hell lauchgrün anwitternd, mit braunen, dendritischen Flecken, dünnplattig. 3 m;

12*a*. grüner und roter, grober Sandstein. 0–1 m;

S: 12*b*. rote und grüne, polymikte, grobe Brekzie mit bis faustgrossen Trümmern von Glimmerschiefern, dunklen Kalken und Dolomiten, bunten Tonschiefern und Sandsteinen, rotem Radiolarit und marmorartigen Kalken. Min. 3 m. – Typische Saluverbrekzie.

h) Grat Gualdauna–Muntischel (Malm-Kreide des Südschenkels) 788660/163470/2530

NW: 11*b*. hellgrauer bis grünlicher, dichter, marmorartiger Kalk, fein gebändert und dünnschichtig, sehr hell anwitternd, zerbröckelnd. Min. 1,5 m;
Scherfläche (Streichen N 65 E, Fallen 70 NW);

7. gelbe Rauhwacke und gelblich anwitternder, zelliger Dolomit mit roten Tonschieferchen. 0–3 m. – Relikte des Raiblerkerns;
Scherfläche (Streichen N 70 E, Fallen 75 N);

12*a*. schwarzglänzende, kalkfreie Tonschiefer mit unregelmässigen braunen und rostroten Flecken; wechsellagernd mit grüngrauen, mehlig zerfallenden Kalkschiefern mit welligen, glänzenden Schichtflächen. 12 m;

12*b*. Wechsellagerung von:
— hellgrünen, feinkörnigen, dünnplattigen bis schiefrigen Kalken mit welligen, glänzenden, chlorit- und serizitbelegten Schichtflächen und von:
— rauchgrauen, dichten, dünnschichtigen Kalken, bräunlich anwitternd. 2–5 m;

12*c*. mausgrauer, feinkörniger Kalk, dünnbankig, mit welligen Schichtflächen und weisslich glänzenden, serizitischen Schieferlagen und mit von der Schieferung umflossenen, gedrehten Einschlüssen von nussgrossen, braunen, sandigen Kalkgeröllen. 0–6 m;

SE: 12*d*. rötlicher, dünnschichtiger, feinspätiger Kalk, mit linsigen, grünen Tonlagen; eingeschaltet 2–3 graugrüne Kalkbänke und mehrere schmächtige Lagen eines welligen, roten Kalktonschiefers. 0–8 m. – Couches rouges.

i) Runse Gualdauna–Es-cha Dadains (Kreide) 788920/163560/2450

oben (S): 12*a*. schwarze, grüne und rötliche Kalktonschiefer mit knorrigen, glänzenden Schieferungsflächen. 0–6 m;

12*b*. grüner und roter, feinkörniger Kalk, sehr dünnplattig (Schichtdicke 0,4–1 cm). 1–3 m;

12*c*. rote und grüne, kalkfreie Tonschiefer, glänzend. 1 m;

11*b*. mausgrauer, dichter Kalk, marmorartig, sehr hell anwitternd, dünnbankig. 1–2 m;

11*a*. grauer und grüner, dichter, knorriger Hornstein; wechsellagernd mit kieselhaltigem, graugrünem, dichtem Kalk. 12 m;

12*d*. dunkler, feiner Kalk, dünnschichtig, leicht verschiefert, dunkel graubraun anwitternd, mit glänzenden, tonigen Schichtflächen. 2 m;

12*e*. schwarzblaue, glänzende Tonschiefer mit Kalzitadern, braunschwarz anwitternd. 1,5 m;

12*f*. grüne, seidenglänzende Tonschiefer mit welligen Schichtflächen. 1,5 m;
Scherfläche (Streichen N 35 E, Fallen 70 SE);

7. hellgelbe, rauhwackige Brekzie mit hellgrauen, bis nussgrossen Dolomittrümmern, Linsen von roten und grünen Tonschiefern und hellem, dolomitischem Zement. 0–0,8 m. – Relikte des Raiblerkerns;
Scherfläche (Streichen N 35 E, Fallen 70 SE);

12*g*. schwarzglänzende, knorrige Kalktonschiefer mit Kalzitlagen. 1–1,5 m;

12*h*. grüne, glänzende Tonschiefer mit umflossenen Linsen von grauem, dichtem Kalk. 0,6 m;

12 *i*. schwarze Kalkschiefer wie 12*g*. 0,6 m;
Scherfläche (Streichen N 40 E, Fallen 60 SE);

7. gelbe, polymikte Rauhwacke mit Trümmern von Raiblerdolomiten und von Liaskalken. 0,8–2 m;

unten (N): 10. dunkler, dichter Kalk, gut gebankt, mit dünnen Kieselschnüren längs der Schichtung. Min. 8 m.

k) Bastion südlich Es-cha Dadains (Anisien-Kreide) 789280/163770/2280

W: 5. rauchgrauer, feinkörniger Dolomit, dünnbankig bis schiefrig, mit reichlichen braunen Tonputzen und mit dünnen Lagen braunroter, kalkiger Schiefer. 8–10 m;

6*a*. heller, zäher Dolomit, klüftig, nicht gebankt, oft grobbrekziöse Partien, sehr hell anwitternd, undeutliche und z. T. angehäufte Diploporen, karrige Oberfläche. 18 m;

6*b*. dunkler, diploporogener, feinkörniger bis dichter Dolomit, ungebankt. 4 m;
7*a*. hellgrauer, dichter Dolomit, gelblich anwitternd, mit wenigen bunten Tonputzen. 0,6–1 m;
8*a*. grobe Brekzie mit bis faustgrossen, hellen Dolomittrümmern und sporadischen bunten Tonschieferchen. 0,8 m;
8*b*. heller, feinbrekziöser Dolomit, nicht gebankt, mit wulstiger Oberfläche, in eckige Stücke zerfallend. 0–3 m;
10*a*. grobe Brekzie mit Trümmern von Dolomiten und Kalken und mit violettrotem, marmorisiertem, kalkigem Bindemittel. 0,4 m. – Alvbrekzie;
Scherfläche (Streichen N 10 E, Fallen 80 W);
10*b*. blaugrauer, feinkörniger Kalk, dünnbankig, leicht verschiefert, mit 2–5 cm dicken Lagen von braunem, sandigem Kalk. 2 m;
10*c*. roter und grüner, schiefriger, feiner Sandstein mit schmächtigen Lagen von bunten, glänzenden Tonschiefern. 3 m;
11*a*. Wechsellagerung von:
— grünen, serizitischen Tonschiefern;
— lauchgrünen und roten, dünnschichtigen Kalken;
— grauen, feingebänderten, marmorartigen Kalken;
— graugrünen, dichten, knorrigen Hornsteinen.
2,5 m;
11*b*. dünnschichtiger, dichter, hellgrauer Kalk, hell braungrau anwitternd, marmorartig, mit sporadischen braunen Tonputzen. 3 m;

E: 12. schwarze, glänzende, kalkfreie Tonschiefer mit welligen Schichtflächen. 0–2,5 m. – Saluverschiefer.

l) Terrassas nördlich Ospiz d'Alvra 783790/162100/2420
(Übergangszone Blaisunlias-Gualdaunalias; vgl. Fig. 7)

unten (S): 10*a*. dunkelblauer, feiner Kalk, dünnplattig mit dünnschiefrigen Lagen, hellgrau bis gelbbraun anwitternd, stark klüftig, mit ca. 5 cm dicken Lagen von dunklem Hornstein. Min. 3 m;
10*b*. mausgrauer, dichter, marmorartiger Kalk, massig, kieselhaltig. 0–1 m;
10*c*. wie 10*a*. 8 m;
10*d*. mittelgrobe Brekzie mit Trümmern von dunkelgrauem, feinkörnigem Kalk und mit kalkigem, weissgelbem Bindemittel. 1,5 m;

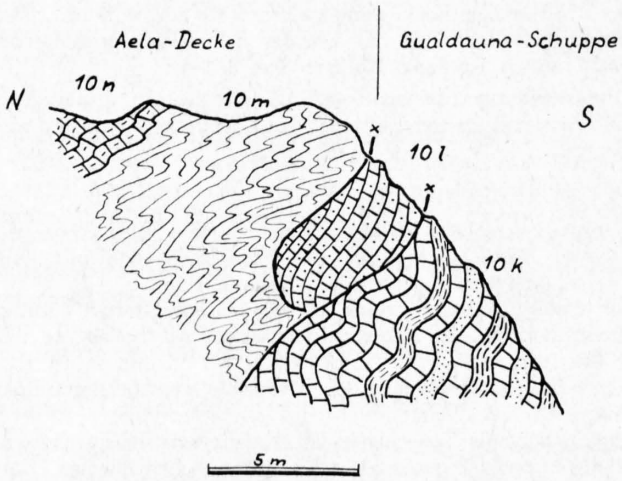


Fig. 7. Kontakt zwischen Ala-Decke
und Gualdauna-Schuppe nördlich Ospiz d'Alvra.
Erklärung Profil *l*.

10*e*. dunkelblaugrauer, mergeliger Kalk, feinschichtig, hell graubraun anwitternd, knorrig-schiefrige Oberfläche, ohne Hornstein. 6 m;
10*f*. wie 10*a*. 5 m;
10*g*. wie 10*e*. 10 m;
10*h*. grobe Brekzie mit bis kopfgrossen Komponenten von dunklen, kieselhaltigen Kalken und von Kalkschiefern und mit hellem, kalkigem Zement. 0–2 m;
10*i*. dunkelblauer Kalk wie 10*a*, mit bis 20 cm dicken, durchziehenden Lagen von grauen und weisslichen, gelb anwitternden Hornsteinen. 4 m;
10*k*. Wechsellagerung von:
— dunkelblauen, feinen Kalken, ungebankt, mit dünnen, perligen Hornsteinschnüren, (30–50 cm), und von:

— mausgrauen, tonigen, feinen Kalken, dünnschichtig bis schiefrig, mit dendritischen, braunen Schichtbelägen, (10–80 cm).
8–9 m;

10 *l*. grauer, feinspätiger Kalk, hell anwitternd, kieselhaltig, mit dunklen Hornsteinschnüren. 0–3 m; Scherfläche (Streichen N 70 E, Fallen 40 N);

10 *m*. dunkle, tonige Kalkschiefer, stark verschiefert, mit glänzenden Schieferungsflächen. 10–12 m. – Blaisunlias;

oben (N): 10 *n*. dünnbankige Wechsellagerung von dunkelblaugrauen und hellen, braun anwitternden Kalken und Kalkschiefern. – Allgäuerfazies des Blaisun-Fraèle-Lias.

2. Zusammenfassung

Infolge der ausgeprägten internen Verschuppung der Gualdaunaschuppe, welche nicht nur oft den einen Schenkel der Tauchfalte unterdrückt, sondern vielfach auch Schichtlücken von bedeutendem Ausmass geschaffen hat, ist es unmöglich, in einem einzigen Querschnitt den vollständigen Gesteinsinhalt dieser Schuppe zu erfassen. Aus dem gleichen Grunde sind Mächtigkeitsangaben oft nur durch Vergleiche mehrerer Profile möglich.

a) Anisische Stufe (5)

Das einzige, nur lokale Vorkommen, im Kern und im Nordschenkel der Tauchfalte, liegt bei der Alp Es-cha Dadains (Prof. *k*, S. 41). Es handelt sich hier wahrscheinlich um an der Schuppenbasis mitgeschleppten oberanisischen Dolomit, lithologisch etwa dem Trochitendolomit in der Ducangruppe (Silvrettadecke; H. Eugster, 1923) entsprechend, also mit der rein dolomitischen Oberzone des Anisien in der Scarldecke (H. Boesch, 1937) vergleichbar.

Ein von H. Eggenberger (1926) namhaft gemachtes Vorkommen von durch Diploporen (J. v. Pia) belegtem anisischem Dolomit am Hügel 2359 (S.-A.: 2366; bei der obern Strassenbrücke im Val d'Alvra) gehört nicht mehr zu unserer Einheit, sondern zur Arscheidaschuppe (S. 70).

Jedenfalls aber stellt das Anisien, und in ihm wahrscheinlich speziell die «untere», skythisch-anisische Rauhwacke (S. 32), ein unterstes, zwar nur lokal benütztes und unbedeutendes Gleitniveau dar, längs welchem die heutige Gualdaunaschuppe von ihrer älteren, normalen Unterlage abgeschoben wurde.

Mächtigkeit: 0–25 m (tektonisch reduziert).

b) Ladinische Stufe (6)

Eine eigentliche Basisbrekzie des Wettersteinkomplexes, als gleichaltrig mit der «mittleren» Rauhwacke, konnte am einzigen Aufschluss – im Val d'Es-cha (Prof. *k*, S. 41) – nicht gefunden werden, wenn man nicht die grobbrekziösen Einschaltungen in den untern Partien des Ladiniendolomites mit Vorbehalt als solche ansprechen will. Dieselben sind aber nicht als Transgressionsbrekzien zu werten, sondern als submarinen Rutschungen zuzuschreibende Sedimentärbrekzien. Zu einem Sedimentationsunterbruch an der Wende Anisien-Ladinien kam es hier noch weniger als im Ablagerungsraum der Errdecke (H. P. Cornelius, 1935; J. Stoecklin, 1949). Ein Niveau der «mittleren» Rauhwacke scheint somit nicht ausgeprägt zu sein, im Gegensatz etwa zur Castellschuppe der Berninadecke (S. 70).

Die gegenüber dem Liegenden sehr undeutliche Bankung, die indifferente Graufärbung, der Reichtum an zwar unbestimmbaren und besonders in den obersten Horizonten nesterartig angehäuften Diploporenresten und die Lage zwischen Anisiendolomit und typischen Raiblerschichten rechtfertigt auf jeden Fall eine generelle Zuordnung dieses Komplexes zum Ladinien.

Mächtigkeit: 0–90 m (tektonisch reduziert).

c) Karnische Stufe (7)

Das vollständigste Raiblerprofil lieferte der auch von H. P. Cornelius (1935) erwähnte Aufschluss an der Strasse östlich vom Ospiz d'Alvra (Prof. *d*, S. 39 und Fig. 6), wo auch die unterkarnischen Prosanto-Schichten (7 *a*) in ähnlicher Ausbildung, aber in geringerer Mächtigkeit wie in der Ducangruppe (H. Eugster, 1923) und bei Alvaneu auftreten. Die übrigen Profile enthalten nur höhere Horizonte der karnischen Stufe mit teilweise salinarischen Bildungen (Rauhwacken, Gips), teilweise flachmeerischen bis

lagunären, tonreichen Dolomiten und Schiefern mit allgemein reichlicher Terra rossa-Zufuhr. I. A. hält sich die noch vorhandene Rauhwacke an die Obergrenze der Raiblerstufe (Prof. *f*, S. 40), doch können gerade im oben erwähnten, ungestörten Profil am Albulapass mehrere verwischte und unvollständige Sedimentationszyklen, gewissermassen Oszillationen während der allgemeinen Regression, festgestellt werden; Erscheinungen, wie wir sie auch aus den Unterengadiner Dolomiten (A. Spitz und G. Dyhrenfurth, 1914; H. Boesch, 1937), aus der Ducanmulde (H. Eugster, 1923) und aus dem Münstertal (W. Hess, 1953) kennen. Eine Gliederung der karnischen Stufe in Raiblerschichten s. str. unten und Torerschichten (Lünerschichten p. p.) oben, wie sie der letztgenannte Autor vornimmt, kann in der Gualdaunaschuppe infolge des normalerweise unvollständigen Raiblerprofils nicht durchgeführt werden.

Wie in der Quatervalsdecke (S. 15) und in der Ortlerzone (S. 21), so bildete auch innerhalb der tektonischen Einheit, welcher die Gualdaunaschuppe entstammt, das karnische Niveau, dank seines hohen Ton- und Rauhwackengehaltes, ein prädestiniertes und hauptsächlich benütztes Gleitniveau bei der Abschiebung von der ältern, normalen Unterlage. Darauf deutet nicht nur die normalerweise mit den Raiblerdolomiten beginnende Schichtreihe, sondern auch der weithin durchhaltende Raiblerkern der verscherten Tauchfalte hin. Damit im Zusammenhang steht die stark schwankende Mächtigkeit der karnischen Stufe. Einzig im Querschnitt der Alp Es-cha Dadains wurden lokal auch mitteltriadische Dolomite, welche auf einem tiefern, anisischen Horizont abglitten, mitgeschleppt (Prof. *k*, S. 41).

Ein vereinzeltes, nicht sicher anstehendes Vorkommen von lauchgrünem Diabastuff am Nordhang des Gualdauna könnte auch der karnischen Stufe angehören. Doch ist damit über das tatsächliche Auftreten von Diabastuffen in den Raiblerschichten der Gualdaunaschuppe noch nichts ausgesagt (vgl. auch Muntischelschuppe, S. 55).

Bei den «Raiblersandsteinen» in gleicher Ausbildung wie in den Üertschfalten der Ortlerdecke, die H. Eggenberger (1926) vom Südhang des Gualdauna erwähnt, handelt es sich um mittel- bis oberjurassische orogene Sedimente (S. 46).

d) Norische Stufe (8)

Wo ein normal-stratigraphischer Übergang aus der karnischen Stufe vorliegt, wird der Hauptdolomit an seiner Untergrenze stets begleitet von wenigen Metern einer groben, teils rötlichen Dolomitbrekzie, der «Basalbrekzie», einem Äquivalent der oberkarnischen (?) «Riesenbrekzie» von W. Hess (1953), die im Ostalpin recht häufig ist. Die noch eine gewisse Strandnähe anzeigenden bunten Mergel in dieser Brekzie (Prof. *d*, S. 39) werden auch von H. Eugster (1923) aus der Ducangruppe und von M. Richter (1924) und M. M. Blumenthal (1936) aus der Allgäudecke des Vorarlbergs erwähnt. Sie dürften zeitlich etwa den Zlambachmergeln des Salzkammergutes entsprechen (H. P. Cornelius, 1925). Die Brekzie als Ganzes muss jedoch als sedimentär, als ein Produkt submariner Rutschungen bezeichnet werden, wenn sie auch gewisse transgressive Züge trägt.

Der eigentliche Hauptdolomit, ein heller und meist ungebankter, zuckerkörniger Dolomit, weist in verschiedenen Niveaux ebenfalls seitlich auskeilende Einschüttungen feiner Sedimentärbrekzien auf. Lithologisch ist er vergleichbar dem Norien der Silvrettadecke oder der Ortlerzone (Piz Üertsch). Der grosse Bitumengehalt, welchen H. Eugster (1923) aus dem Hauptdolomit der Ducangruppe anführt und der sich im typischen Geruch beim Anschlagen äussert, ist auch hier, wenn auch nicht überall, festzustellen. Sowohl die untersten wie die obersten Horizonte weisen einen Strandnähe anzeigenden, erhöhten Ton- und Eisengehalt (Gelb- und Rotfärbung) infolge terrigener Einschwemmungen vom Keuperfestland her auf – analoge Erscheinungen wie im Cornzug (F. Roesli, 1927 *a*) und am Piz Alv (A. Spitz und G. Dyhrenfurth, 1913*a*; R. Staub, 1917) («bunte Keupermergel»). Mergellagen im obern Norien sind auch aus dem Allgäu (M. Richter, 1924) und aus der Sellagruppe des Südtirols (H. P. Cornelius, 1925) bekannt.

Die Mächtigkeit der norischen Stufe ist ebenfalls gewissen Schwankungen unterworfen, die hier aber vorwiegend primär, nicht tektonisch zu erklären sind. Stellenweise muss die Emersion, welche zur norisch-liasischen Schichtlücke (s. unten) führte, schon in das obere Norien fallen. Ausserdem hat der Hauptdolomit während der rhätischen Festlandphase den Schutt für die Alvbrekzie geliefert und war lange Zeit der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt.

Mächtigkeit: 0–70 m.

e) Lias und Dogger (10)

1. Rote Alvbrekzie (Steinsbergerfazies)

Die transgressive Auflagerung und das Eingreifen dieser Brekzie in karrenartige Vertiefungen des Hauptdolomites (Prof. *e*, S. 40) deuten auf eine langandauernde Trockenlegung hin, deren Höhepunkt in die Rhätzeit fällt. Rhätische Sedimente wurden auch hier, wie im östlichen Abschnitt des benachbarten Ortlerraumes zwischen Ela und Üertsch, wahrscheinlich gar nicht abgelagert; denn es fehlen in der Alvbrekzie der Gualdaunaschuppe Anzeichen von Rhätkomponenten. Die vollständigste und reichhaltigste Ausbildung erreicht die Terra rossa-reiche Alvfazies am Compass (Prof. *b*, S. 39) mit groben sedimentären Dolomitbrekzien (mit terrigenen Einschüben), flaserigen rosaroten und gelbweissen Kalken, roten Echinodermenbrekzien vom Typus Steinsberg und weinroten kalkfreien Tonschiefern. Einzelne Glieder dieses Komplexes sind ununterscheidbar von Vorkommen am Piz Alv oder bei Ardez (Ruine Steinsberg), vom Brocatello d'Arzo der Südalpen oder vom Pierre d'Arvel der Westschweiz. In diesem wie in den übrigen Profilen machen sich auch die schon primär unregelmässige Verteilung, der sich oft auf kürzeste Distanz vollziehende Wechsel in der Korngrösse und das rasche seitliche Auskeilen dieser Brekzie bemerkbar, als natürliche Folge der Absatzbedingungen in seichten Muldenzügen, welche von den benachbarten triadischen Hochzonen mit Schutt beliefert wurden. Dass diese lokalen streichenden Inselzüge wellenartig langsam gegen ± N, quer zum alpinen Streichen, vormarschierten, ergibt sich aus gewissen Erscheinungen am Compass (Prof. *b*, S. 39), wo bestimmte Horizonte des Alvlias, welche vorerst noch wesentlich über der Liasbasis liegen, im Verlauf gegen N (im ursprünglichen Sedimentationsraum) immer tiefer und damit näher an die Hauptdolomit-Obergrenze gelangen, um dann plötzlich auszukeilen. Also ein Wandern der schuttliefernden Hochzonen gegen N, wie es R. Staub (Berninakarte, 1946) nicht nur analog für die rote Brekzie am Piz Alv, sondern (1937 *a*) im Grossen auch für die Geantiklinalen des Ostalpins nachgewiesen hat.

Das Alter der Alvbrekzie ist unterliasisch. L. Horwitz (1919) stellte in den Préalpes médianes anhand von Fossilfunden die Hauptverbreitung analoger Gesteine im Lotharingien, mit Streuungen nach oben und unten, fest. Wahrscheinlich dürften aber in der roten Brekzie der Gualdaunaschuppe auch ältere, vielleicht sogar schon rhätische Horizonte vertreten sein.

Aus dem Alvlias erwähnen K. Zoeppritz (1906) *Millericrinus* sp. und *Belemnites acutus* vom Albulapass, H. Eugster (1924) Stielglieder von Crinoiden vom Compass (vgl. auch Prof. *b*, S. 39). Ich fand ferner am Gualdauna (Prof. *g*, S. 40) Belemniten- und Lamellibranchier-Querschnitte.

Mächtigkeit der Alvbrekzie: 0–40 m.

2. Kiesellias

In der typischen Ausbildung (Prof. *l*, S. 42) ist dies ein dunkelblaugrauer, dünn- bis grobbankiger Kalk mit perlschnurartigen und längs der Schichtung angeordneten Hornsteinkonkretionen. Die Kieselsäure kann auch in kompakten Bändern von bis 30 cm Dicke angereichert sein. Die mit diesen kieseligen Kalken wechsellagernden und unregelmässig in sie eingeschalteten, im Gesamtbild jedoch deutlich zurücktretenden dunklen Tonschiefer weisen auf oszillatorische Vertikalbewegungen des Meeresbodens, auf unvollständige Sedimentationszyklen während der Ablagerung dieses liasischen Komplexes hin. Damit in Zusammenhang stehende submarine Rutschungen führten zur Bildung von Sedimentärbrekzienhorizonten. Einen analogen Kieselkalk beschreibt F. Roesli (1927 *a*) aus dem Lias der obern Mezzaunserie (Berninadecke). Auch die kieselreichen Basisschichten des Blaisun-Fraèle-Lias (S. 22) und der «Albulalias» (S. 75) weisen Ähnlichkeiten mit unserm Kiesellias auf.

Während der Nordschenkel der Gualdaunaschuppe vom Ospiz d'Alvra bis zur Alp Es-cha Dadains vorwiegend aus diesem Liaskalk besteht, ist die Mächtigkeit des Kiesellias im Südschenkel wesentlich geringer. Zum grössten Teil hängt dies mit tektonischen Bewegungen innerhalb der Gualdauna-Tauchfalte (Abscherungen im Niveau des Lias, disharmonische Dislokationen, Untervorschiebung des Südschenkels; vgl. Gualdauna, S. 48) zusammen, zum Teil jedoch sind diese Mächtigkeitsunterschiede primär. Das unruhige Bild des Kieselkalkkomplexes mit häufigen Brekzieneinschaltungen beweist recht ausgedehnte orogenetische Bewegungen des Meeresbodens in der Liaszeit, gewissermassen (? frühkimmerische) Vor-

läufer der Alpenfaltung, und damit in kausalem Zusammenhang stehen auch die Mächtigkeitsschwankungen. Dass dieselben besonders quer zum Streichen bedeutend, im Streichen (± E–W) selbst aber klein sind, deutet auf die schon im Unterlias ausgeprägte Anlage von alpin streichenden Deckenstirnembryonen hin. Eine Emersion solcher Hochzonen fand aber in dieser Zeit im Sedimentationsraum der Gualdaunaschuppe wahrscheinlich nur lokal und nur in primär nördlicheren Abschnitten (Südschenkel der Tauchfalte) statt, denn innerhalb der Kieselkalkgruppe fehlen eigentliche Schichtlücken (s. dazu aber S. 27) und terrestrisches Material. Auf jeden Fall muss der Bildungsraum der Schuppe, neben versteilten Gefällsverhältnissen, eine beträchtliche Breitenausdehnung besessen haben, um derartige primäre Mächtigkeitsschwankungen beherbergen zu können.

Der Beginn der Kieselkalksedimentation dürfte an verschiedenen Orten des Gualdaunaraumes recht ungleichzeitig anzusetzen sein. Unterste Horizonte werden der Alvbrekzie zeitlich entsprechen.

An Fossilien wurden von K. Zoeppritz (1906) gefunden: *Pentacrinus* sp. am Albulapass; *Oxytoma inaequivalve* Sow. sp., *Belemnites* sp., *Aegoceras planicosta* und Arieten am Gualdauna.

Mächtigkeit des Kiesellias: 0–140 m.

3. Höherer Lias und Dogger

Wie weit hinauf die Kieselschnurfazies des Nordschenkels reicht, kann infolge mangelnder Aufschlüsse nicht entschieden werden. Wahrscheinlich ist ihre Obergrenze etwa in den untern Dogger zu setzen. Anderseits liefert der Südschenkel am Südabfall des Gualdauna ein wechselvolles Oberlias-Dogger-Profil (Prof. *g*, S. 40). Der hellgraue Kalk (10 *b*), der kontinuierlich aus der Alvbrekzie hervorgeht, dürfte dem Domeriano der Südalpen entsprechen. Die hangende tektonische Fläche unterdrückt vermutlich einige Horizonte und fällt wahrscheinlich mit einer primären Schichtlücke zusammen. Darüber setzt eine i. A. groborogene Serie ein, eingeleitet von einer zum Teil monomikten, zum Teil aber auch saluverähnlichen polymikten Brekzie (10 *c*) – vergleichbar der «Brèche inférieure» in den Préalpes médianes, dem Ammonitico rosso der Südalpen oder den knolligen Klauskalken (Dogger *E*) mit aufgearbeiteten Hierlatzkalken und mit übergreifender Lagerung in den Ostalpen (E. Kraus, 1951/I) –, die etwa ins Aalénien oder ins untere Bajocien zu stellen sein wird. Über dieser Terra rossa-reichen Transgressionsbrekzie folgt ein bunter Zyklus von teils feinoolithischen Kalken, von Sandsteinen und – auch von A. Spitz (1919) erwähnten – Tonschiefern, andernorts als Bathonien belegt (L. Horwitz, 1918 *b*). J. Cadisch (1953) beschreibt ähnliche Sandsteine und bunte Mergelschiefer aus dem Argovien-Oxfordien der Falknisdecke (nach D. Trümpy, 1916). R. Staub (1948 *a*) führt aus der Padellazone des Samadener Gebietes (Julierstirn) grünliche Schiefer des Argovien und aus dem nördlichen Samadener Raum dunkle Kieselschiefer an, die dem Niveau von Ancelle der Westalpen entsprechen. Die lagunären, teils auch terrestrischen Ablagerungsbedingungen – um «tieforogene Flysch-Bewegungen» im Sinne von E. Kraus (1951/I) kann es sich keinesfalls handeln – halten bis zum Einsetzen der Radiolaritsedimentation an, und der Übergang in den Hornstein ist ziemlich abrupt – im Gegensatz zur Eladecke fehlen hier die Griffelschiefer, die Calcaires noduleux des Oxford. Verfingerungen zwischen Doggersandsteinen und Radiolariten, wie sie in der Fraèlemulde (S. 27) häufig sind, kommen hier mehr nur lokal auf Pro vor. Die Horizonte 10 *g* und 10 *h* in der Südwand des Gualdauna (Prof. *g*, S. 40) sind lithologisch vergleichbar mit Mythendogger (Callovien) und mit Sulzfluhdogger vom Pretschwald bei Arosa (J. Cadisch, 1953).

Mächtigkeit von Oberlias und Dogger: 0–25 m.

Gesamte Mächtigkeit von Lias und Dogger: 0–200 m.

f) Malm (11)

Diese Stufe enthält Radiolarite unten und «Aptychenkalke» oben. Der Radiolarit, zum Teil ganz erfüllt von Radiolarien des Typus der Spumellarien, ist vorwiegend rot; grün- und graugefärbte Bänke kommen lokal vor (Nordhang des Gualdauna; Prof. *i*, S. 41). Die drusig angereicherten Manganerze (besonders im roten Radiolarit südlich des Gualdauna) sind nach J. Cadisch (1953) als sedimentäre syngenetische und ursprünglich kolloidale oxydische Bildungen zu verstehen, die während der Diagenese in den heute vorliegenden Braunit umgewandelt wurden. In seinen höhern Partien wechsellagert der Hornstein mit marmorartigem dünnbankigem und feinschichtigem Kalk, welcher gegen oben immer mehr vor-

wiegt. Hornstein und Kalk sind in dieser Zone primär miteinander verzahnt in Form von seitlich auskeilenden Bänken wechselnder Dicke; der Kontakt zwischen beiden ist jedoch immer scharf. Der feingebänderte Kalk mit marmorartig durchscheinender Oberfläche, welcher die obern Malmhorizonte einnimmt, dürfte zeitlich dem fossilbelegten Aptychenkalk des Val Trupchun und des Murtiröl entsprechen, ist aber seiner Ausbildung wegen eher als «Hyänenmarmor» zu bezeichnen (vgl. auch S. 27). Aptychen wurden in meinem Gebiet nirgends gefunden. Gewisse höhere Niveaux wurden von C. W. v. Gümbel (1893) und von F. Roesli (1927 *a*) anhand von Fossilien als Tithon bestimmt. G. Steinmann (1905) erwähnt die Tithonfossilien *Pygope diphya*, Aptychen von *Oppelia* und *Aspidoceras* im Val Trupchun. In diesem Aptychenkalk dürfte wohl auch Unterkreide vertreten sein, wie sie F. Roesli (1946) aus der Zone von Samedan meldet («Weisser Aptychenkalk» des Neocom). In den Südalpen liegt im Biancone eine insbesondere zu diesem letztern analoge Bildung vor. Wie weit in der Radiolarit-Aptychenkalk-Serie anderseits auch noch oberster Dogger vertreten ist, kann nicht entschieden werden; die Möglichkeit solch tiefer Horizonte ist immerhin nach den Ergebnissen von A. Senn (1924) gegeben und wird auch von R. Staub (1948 *a*) angedeutet (tiefste Radiolarithorizonte im Oxford-Argovien). H. Weiss (1949) erwähnt in der Klippendecke (Zone externe) ebenfalls Radiolarite aus dem obern Callovien.

Mächtigkeit: 0–25 m.

g) Kreide (12)

Die neritische und relativ ruhige Aptychenkalkfazies wird nach oben ohne Übergang abgelöst von einer teils grob-, teils feinorogenen Serie, einem zeitlichen und lithologischen Äquivalent der Saluvergesteine in der Zone von Samedan.

Die Altersfrage der eigentlichen Saluvergesteine scheint heute zugunsten ihres Kreidealters entschieden zu sein nachdem R. Staub (1948 *a*) in ihnen im Val Suvretta und im Val Julier Radiolaritgerölle gefunden hat. Es scheint mir daher berechtigt, auch bei den entsprechenden Brekzien am Compass (Prof. *a*, S. 39) und am Gualdauna (Prof. *g*, S. 40) von Saluverbrekzien zu sprechen, um weitere Verwirrung durch Schaffung neuer Bezeichnungen zu vermeiden. Auch mit den von J. Stoecklin (1949) aus dem Albulalappen erwähnten kretazischen Salamùnbrekzien und mit den polymikten Brekzien der Valbellaschuppe (S. 74) und der Crasta Mora-Keile westlich des Ospiz d'Alvra (S. 80) lassen sich Vergleiche ziehen. Ein Doggeralter wird jedenfalls durch die Führung von Radiolaritkomponenten ausgeschlossen. Die Saluverserie kann demnach mit R. Staub (1948 *a*) und H. P. Cornelius (1950) etwa als Abtragungsschutt der akzentuierten Err-Bernina-Stirnschwellen in der vorgosauischen (vorsenonischen) Phase bezeichnet werden.

Neben polymikten Brekzien mit Kristallin-, Dolomit-, Kalk- und Radiolaritkomponenten treten auch grobe Sandsteine, bunte und schwarze Schiefer und Kalke in unregelmässiger Wechsellagerung auf. Am Ostgrat des Gualdauna (Prof. *h*, S. 41) scheint sogar eine eigentliche Couches rouges-Fazies (Turon-Cenoman) vorzuliegen, wie sie u. a. vom Murtiröl (F. Roesli, 1927 *a*) und aus der Falknisdecke (D. Trümpy, 1916) bekannt ist. Vielleicht dürfen die schwarzen Tonschiefer am Gualdauna auch mit den «schwarzen Couches rouges» am Stockhorn (J. Cadisch, 1953) verglichen werden. Ähnliche dunkle Schiefer im obersten Val Tisch und im Val Plazbì (Blaisunlias, vgl. auch S. 27) rechnete auch H. Eugster (1924) zur Saluverserie. Von einer eigentlichen Flyschausbildung kann jedoch nicht gesprochen werden. Mikrofossilien wurden in diesem Komplex trotz eifrigen Suchens nicht gefunden. Auf sein Kreidealter wurde einerseits aus der Lage im Schichtverband, anderseits aus dem Gehalt der Brekzien an aufgearbeiteten Radiolaritgeröllen geschlossen.

B. Tektonik

Der Tauchfaltencharakter der Gualdaunaschuppe ist trotz mannigfacher Verschuppungen über ihre ganze Erstreckung in meinem Untersuchungsgebiet klar erkenntlich. Immer bilden die ältesten Schichtglieder (lokal Anisien und Ladinien, normalerweise aber die Raiblerschichten) den stellenweise verscherten Kern.

1. Westlich des Pass d'Alvra (Albulapass)

(Taf. II, Prof. 40–42)

Der Nordschenkel der Tauchfalte ist in der auffallenden Dolomitbastion am Nordhang des Val del Diavel (S.-A.) mit Relikten einer südlichsten Tauchstirn der hangenden Eladecke (S. 30) mehr-

fach verschuppt und umfasst Hauptdolomit und Lias, letzteren in Alv- und Kieselschnurfazies (Prof. *b*, S. 39). Die beiden tektonischen Einheiten können hier eindeutig unterschieden werden, nicht nur auf Grund der verschiedenartigen Ausbildung des Lias – wie längs des Südabhanges der Blaisunkette; S. 42 –, sondern auch wegen der scharfen, mit beiderseitigen Schleppungen verbundenen Schubflächen. Der Kern der Gualdaunaschuppe, am Südwestfuss des Dolomitklotzes im Val del Diavel und über den Gipsfelsen von Crap Alv, wird von einer gestauchten, nordfallenden Hauptdolomitplatte gebildet.

Der reduzierte Südschenkel, vorwiegend Malm und Jüngeres umfassend, ist, nach den spärlichen Aufschlüssen zu folgern, ebenfalls gestört, indem sich zwischen die verkehrte Serie und den Hauptdolomitkern am alten Albulaweg eine aufrechte Schichtfolge von Malm-Kreide (Prof. *a*, S. 39) einschaltet.

Querbrüche komplizieren den Schuppenbau weiter. So tritt der zur Eladecke gehörende westliche Teil der erwähnten Dolomitbastion (S. 30) an einem N–S-streichenden senkrechten Bruch mit Gualdaunaelementen in Kontakt. Weiter östlich, am Ostende dieser Bastion, wird auch die Gualdaunaschuppe von einer Querstörung scharf abgeschnitten und stösst an den Rauhwackenzug (S. 36).

Die gerade in diesem westlichen Teil sehr starke tektonische Beanspruchung der Gualdaunaschuppe ist eine Folge der Einengung zwischen der vorbrandenden Front des Errkristallins einerseits und den hier tiefgreifenden und mehrfach unterteilten Obertriasfalten der Ortlerdecke anderseits.

2. Umgebung des Pass d'Alvra

(Taf. II, Prof. 32, 34, 36)

Entsprechend dem axialen Ausheben der Elatrias gegen E (S. 28) wird der verfügbare Raum für die Gualdaunaschuppe hier bereits verbreitert. Ein an einer Querflexur weit nach N, bis an den Westrand der Terrassas hinauf vorstossendes Knie des Rauhwackenzuges staucht die Einheit südlich des Compass allerdings nochmals zusammen. Doch schon wenig östlich davon entwickelt sich insbesondere der nördliche Schenkel der Tauchfalte mit dem kieseligen Lias in den Felsen unter den Terrassas mächtig. Den in sich selbst mehrfach verfalteten Kern bilden hier, östlich und westlich des Albulasees, von lokalen Brüchen durchsetzte Raiblerschichten (S. 39). Der reduzierte Südschenkel wird schief abgeschnitten von einer senkrechtstehenden und ± E–W-streichenden Schubfläche, an welcher Hauptdolomit, Liaskalk und – bei der Albulaalp – Radiolarit der Gualdaunaschuppe diskordant mit dem hier gewölbeartig struierten Rauhwackenzug (S. 34) in Kontakt kommen.

3. Gualdauna und Val d'Es-cha

(Taf. II, Prof. 20–24)

Östlich des Albulasees deuten nur mehr wenige Aufschlüsse im Talboden auf das Fortstreichen des reduzierten Tauchfaltenkerns gegen E, so die Alvbrekzie beim höchsten Punkt der Paßstrasse, die Raiblerschichten (tonschieferreiche, gelbe Rauhwacken und Dolomite) bei der obern Strassenbrücke und wenig Hauptdolomit 200 m westlich davon. Der mächtige Kiesellias-Komplex, welcher dem Nordschenkel angehört, kann jedoch unter den Terrassen ± 2460 (S. 92) am Südhang der Blaisunkette durchgehend verfolgt werden bis in die Fuorcla Gualdauna. Sobald der schief das Val d'Alvra querende, ENE-streichende Obertriaskern der Gualdaunaschuppe in den Nordhängen dieses Tales höher aufsteigt, kann die tauchende Stirn wieder vollständig eruiert werden. Die klarste Ausbildung erlangt sie am Gualdauna selbst, indem sich von der Fuorcla gegen E der Südschenkel sukzessive wieder komplettiert (S. 40). Eine eigentliche Stirnumbiegung kann jedoch nur rudimentär und nur am Westhang des Gualdauna festgestellt werden. An ihre Stelle tritt normalerweise eine interne Scherfläche – mit linsenhaften Schürfresten des Obertriaskernes und mit reliktischen Flexuren –, längs welcher i. A. der südliche unter den nördlichen Schenkel vorgeschoben wurde; eine Erscheinung, wie sie besonders schön am Ostgrat des Gualdauna sichtbar ist, wo die normalerweise recht flach gegen N einfallende Jura-Kreide-Serie längs einer breiten Quetschzone – ebenfalls mit Resten des Faltenkernes – plötzlich steil unter die analoge Serie des Nordschenkels einschiesst und sich erst weiter nordöstlich, in den Köpfen über der Alp Es-cha Dadains, wieder

flacher legt und mit dem Nordschenkel über eine Stirnbiegung verbunden ist. Ähnliche Untervorschiebungsphänomene hat auch H. Eugster (1923) aus der Ducanmulde der Silvrettadecke beschrieben.

Die hier mächtig entwickelte Muntischel-Tauchfalte (S. 57), im S und SE an die Gualdaunaschuppe anprallend, bewirkte weitere interne Verschuppungen der letztern. So weisen nicht nur ein mitten in den Malm des nördlichen Schenkels am Nordhang des Gualdauna eingespiesster Rauhwacken-Dolomitkeil, sondern auch die zwei durch rauhwackige Obertrias getrennten Anisienzüge südlich der Alp Es-cha Dadains auf eine Verdoppelung und Verscherung der Tauchfalte hin.

Das axiale Abtauchen der Gualdaunaschuppe gegen E und NE östlich des Gualdauna geht teilweise recht abrupt vonstatten. So versinken die Malm-Kreide-Gesteine des Südschenkels auf dem Grat zum Muntischel – infolge einer Axenkonvergenz der beiden Einheiten – flexurartig unter die Untertrias-Umhüllung der Muntischelschuppe. Zwischen den zwei Felsköpfen (Anisien-Raibler) südlich der Alp Es-cha Dadains zieht ein tiefgreifender Querbruch durch, an dem der östliche Klotz um ca. 40 m gegenüber dem westlichen tiefer gesetzt ist. Das Axialgefälle gegen E muss, im Verein mit einem allgemeinen Ausspitzen, auch im Talgrund des Val d'Es-cha weiter anhalten, denn auf der wesentlich tieferliegenden und flacheren nördlichen Talseite, gegen die Alp Belvair zu, verschwindet jede Spur unserer Schuppe. Und am Chül da la Veglia im Vallatscha stösst der Rauhwackenzug direkt an den hangenden Blaisunlias, ohne Zwischenschaltung irgendwelcher Reste der Gualdaunaschuppe.

4. Abgrenzung

Im Zusammenhang mit der Untersuchung des Bauplans der Gualdaunaschuppe ergab sich auch die Frage nach der Abgrenzung dieser Einheit, insbesondere gegen die nördlich anschliessende Eladecke (Blaisun-Fraèle-Lias). Schon H. Eggenberger (1926) hat auf die Schwierigkeit einer diesbezüglichen Grenzziehung hingewiesen, weil nach ihm meist beiderseits höhere Niveaux des Lias an die postulierte tektonische Fläche stossen sollen.

Zunächst ist festzuhalten, dass meine Gualdaunaschuppe nicht durchwegs mit Eggenbergers «Zone von Gualdauna» übereinstimmt. Dieser Autor betrachtet – im Querschnitt des Gualdauna – den südlich seiner hypothetischen Ela-Überschiebungsfläche anstehenden «Schieferlias» (vgl. aber S. 40) und den Alvlias, an den südlich Linsen von rötlichem Triasdolomit (Hauptdolomit) und Raiblersandsteine am Südabhang des Gualdauna normal anschliessen sollen, als Glieder seiner Zone. Damit würde sich dieses primär lückenhafte und tektonisch noch mehr reduzierte Profil mit gewissen Aufschlüssen beim Albulasee, die ebenfalls von S nach N eine normale Serie von Trias bis Oberlias aufweisen, vergleichen lassen.

Die Deutung der Verhältnisse am Gipfel des Gualdauna, welche H. Eggenberger gibt, ist nun aber in verschiedenen Punkten zu modifizieren. Einmal steht der rote Triasdolomit am bezeichneten Ort (Südwand des Gualdauna) nicht an, sondern findet sich erst weiter unten, auf der Terrasse, welche vom Muntischelgipfel gegen W zieht, und bildet das jüngste Glied der triadischen Umhüllung der Muntischelschuppe (S. 57). Die Alvbrekzie geht im Gegenteil gegen S normal in stratigraphisch jüngere, rote und grüne sandige Schiefer über (S. 46) – Eggenberger deutete diese als karnisch –, die seitlich in Form von Verfingerungen und nach oben (stratigraphisch) in Radiolarit und «Aptychenkalk» (Hyänenmarmor, S. 27) übergehen, so dass an ihrer Deutung als mittel- bis oberjurassisch kein Zweifel besteht. Ähnliche Verfingerungen zwischen Sandsteinen des Doggers und tiefern Radiolarithorizonten fand F. Roesli (1945) auch in der «Serie des Piz Nair» in der Samadener Zone (S. 27). Der Aptychenkalk seinerseits führt gegen S in kretazische Saluvergesteine (Brekzien und Sandsteine) über (S. 47). Anderseits ist der Kontakt zwischen der roten Liasbrekzie und dem Kiesellias auf dem Gipfelgrat des Gualdauna nicht normal, wie es Eggenberger beschreibt, sondern die beiden sind getrennt durch eine auch gegen das Val d'Es-cha hinunter fortsetzende Scherfläche mit Rutschharnischen und Schleppungen, welcher Linsen von obertriadischen Dolomiten, Rauhwacken, Sandsteinen und Schiefern als Reste des Tauchfaltenkerns folgen (S. 40).

Wie schon erwähnt, begegnet die Festlegung der Grenze zwischen dem Ela-Lias und der Gualdaunaschuppe scheinbar grossen Schwierigkeiten. H. Eggenberger vermutete diese Grenze in den Köpfen,

welche die markante Terrasse ± 2460 (S. 92) längs des Südabhanges der Üertsch-Blaisun-Kette vom Compass bis zur Fuorcla Gualdauna tragen. Einen schlüssigen Beweis für diese Auffassung erbringt er allerdings nicht.

Die Neuaufnahme des fraglichen Gebietes führte nun zur Aufdeckung von Daten, welche diese von H. Eggenberger lediglich vermutete Grenzziehung entscheidend stützen und zur Gewissheit werden lassen:

1. Die tektonisierte rauhwackige Brekzie, welche nördlich des Gualdauna und auf der Fuorcla Gualdauna (Versickerungstrichter) mitten im Lias steckt und welche auch R. Staub (mündliche Mitteilung) als Schürflinge längs einer wichtigen Gleitfläche deutet, ist auch am Ostende der Terrasse 2440 bis 2460 in wenigen kleinen, sicher aber anstehenden Vorkommen noch aufgeschlossen.

2. In einer der Runsen, welche den Terrassenrand nördlich des Ospiz d'Alvra angefressen haben (783880/162100/2400), zieht eine scharfe, flach gegen N einfallende Scherfläche durch (Fig. 7 und Taf. II, Prof. 36), welche auch im östlich davon gelegenen Couloir, wenn auch weniger deutlich, beobachtet werden kann. Deren weitere Fortsetzung gegen E und W wird durch einen ausgeprägten Quellhorizont (Taf. I) markiert.

3. Sodann zeigt der Lias der Gualdaunaschuppe einen ganz andern lithologischen Habitus als der Blaisunlias: Der erstere ist durchgehend stark kieselhaltig, und das SiO_2 konzentriert sich oft in dicken Schnüren und eigentlichen Bänken (Kieselschnurlias, S. 45). Diese Ausbildung, welche in der Ela-Ortler-Decke nur der schmächtigen Liasbasis eigen ist (S. 22), führt auch zu einem wesentlich rigiderem Verhalten gegenüber tektonischer Beanspruchung. Anderseits fehlen dem Gualdauna-Lias die Kalktonschiefer, welche einen integrierenden Bestandteil des Blaisun-Fraèle-Lias darstellen, beinahe vollständig und sind nur in höchstens 5 cm dicken Lagen zwischen den vorherrschenden dichten Kieselkalken eingeschaltet. Endlich dürfte die Bildung der erwähnten Terrasse als alter Talbodenrest (S. 92) auch zu einem wesentlichen Teil auf die unterschiedliche Resistenz der beiden ± gleichaltrigen, aber verschiedenen Räumen entstammenden Gesteine zurückzuführen sein.

Anderseits ist auch die südliche Begrenzung der Gualdaunaschuppe, wo sie an den Rauhwackenzug stösst, nicht von allen Autoren akzeptiert. So hängt für H. P. Cornelius (1935, Profile) die graue Rauhwacke (Rauhwackenzug) auf Valbella normal mit den Gesteinen unserer Schuppe zusammen, steht insbesondere mit den Raiblerschichten östlich des Ospiz in Verbindung und soll daher karnisch sein. Nun lässt sich aber in den Rauhwacken dieses Zuges mehrerenorts eine grobe unregelmässige Bankung feststellen (S. 34), welche zeigt, dass diese Rauhwacke überall diskordant, in Form eines flachen Gewölbes, an die ebenfalls schief an der Kontaktfläche absetzenden Sedimente der Gualdaunaschuppe, meist an Lias, am Gualdauna sogar direkt an Kreide, stösst. Ausserdem schaltet sich am Muntischel die hier tiefgreifende Muntischel-Tauchfalte (S. 57) zwischen die Gualdaunaschuppe und den Rauhwackenzug. Somit besteht kein direkter Zusammenhang der beiden Einheiten.

H. Eggenberger (1926) rechnete auch den anisischen Dolomit am Hügel 2359 im Val d'Alvra zur Gualdaunaschuppe. Dieser ist aber von ihr getrennt durch den Rauhwackenzug und gehört zur Arscheidaschuppe (S. 70).

C. Zusammenhänge

Infolge des Ausstreichens unserer Schuppe gegen E ist eine Verbindung mit analogen Einheiten östlich des Inn stark erschwert. Es ist jedoch aus vergleichend-stratigraphischen und aus tektonischen Gründen sehr wahrscheinlich, dass in den God-Drosa-Serien s. l. des Murtiröl (God-Drosa-Serie s. str. und Murtirölserie) (F. Roesli, 1927 *a*) ein Äquivalent der Gualdaunaschuppe vorliegt (siehe dazu auch R. Staub, 1948 *a*). In diesen Serien tritt ebenfalls eine obernorisch-liasische Schichtlücke und eine rote unterliasische Transgressionsbrekzie (Steinsbergerfazies) auf, als Zeichen der beginnenden unsteten orogenetischen Bewegungen – übrigens die einzigen Schichtreihen der Mezzaun-Murtiröl-Elemente, in denen Rhätsedimente vollkommen fehlen. Die sicher primär schon geringe Mächtigkeit des Hauptdolomites am Gualdauna wie am Murtiröl lässt darauf schliessen, dass die Emersion schon im obern Norien erfolgte (S. 44). Ebenso treffen wir in den God-Drosa-Serien eine kürzere und weniger ausgeprägte mittel- bis

oberjurassische Festlandphase – ganz entsprechend den Verhältnissen am Gualdaunasüdhang – mit einer polymikten Transgressionsbrekzie etwa von Doggeralter, welche u. a. aufgearbeitete rote Alvbrekzie enthält. Im stratigraphisch Liegenden dieser Brekzie (10 *c* in Prof. *g*, S. 40) findet sich in der Gualdaunaschuppe (Südschenkel) der dünnbankige helle Kalk (10 *b* in Prof. *g*) (wahrscheinlich höherer Lias), bezeichnenderweise mit stark schwankender und durchwegs kleiner Mächtigkeit, so dass benachbarte Emersionsgebiete gut den Schutt für den darüber transgredierenden brekziösen Kalk liefern konnten. Ein rudimentärer jurassischer Sedimentationszyklus, wie ihn F. Roesli (1927 *a*) für die God-Drosa-Serien nachwies, liegt also auch im obern Lias und im Dogger unserer Schuppe vor. Die erwähnte mitteljurassische Kalkbrekzie besitzt stellenweise Ähnlichkeiten mit der polymikten kretazischen Saluverbrekzie, und auch ein Vergleich mit den Salterasbrekzien (J. Stoecklin, 1949) oder mit den Doggerbrekzien der Castellinsserie des Unterostalpins (R. Staub, 1948 *a*) zeigt gute Übereinstimmungen.

Wie in den God-Drosa-Serien, so treten die Radiolarite auch am Gualdauna nur linsenhaft auf, und der Aptychenkalk ist vorwiegend bunt (grünlich). Ebenso transgredieren die bunten Schiefer und Sandsteine des (? höhern) Doggers am Südabfall des Gualdauna teils auf Oberlias, teils auch auf die tieferliasische Alvbrekzie, wie am Murtiröl. Die ausgesprochene Lückenhaftigkeit und die Neigung zu klastischer Sedimentation (F. Roesli, 1944) unterstützen diese Verbindung der Elemente beidseits des Engadins weiter.

Die westliche Fortsetzung der Tauchfalten vom Gualdauna ist bis an den südwestlichen Abhang des Compass, bis zur Felsbastion im Val del Diavel (S.-A.) klar: auch hier in sich weiter verschuppte tauchende Stirnen mit einem Raibler- oder Hauptdolomitkern und mit einer liasischen Umhüllung; auch hier eine Transgression der unterliasischen Alvbrekzie auf den Hauptdolomit; auch hier ein ausgesprochen lückenhaftes, teils groborogenes und wenig mächtiges Jura- und Kreideprofil. Dabei ist interessant, dass das Rhät der Ela-Üertsch-Falten im gleichen Querschnitt (Piz Zavretta-Val del Diavel) gegen E primär auskeilt, in dem wir, von W her kommend, die transgressive Alvfazies der Gualdaunaschuppe erstmals antreffen; ein Indiz für primäre Nachbarschaft der beiderseitigen Sedimentationsräume. Westlich vom Crap Alv streichen nun aber die Gualdauna-Compass-Tauchfalten in die Luft aus, ohne jedoch einen axialen Anstieg zu verzeichnen, und der Lias der Eladecke kommt bei La Pischotta (westlich des Lai da Palpuogna) in direkten Kontakt mit dem kieseligen Albulalias des Errdeckenrückens (S. 75), stellenweise sogar mit der Trias des Err-Nordrandes (Crasta Mora-Keile, S. 81). Im mittelostalpinen Allgäulias am Palpuognasee lassen sich Synklinalstrukturen feststellen, welche auf ein Fortstreichen der Gualdaunastirn in seinem Hangenden gegen W hinweisen. Beim Wasserfall der Pischotta taucht dieser Lias axial steil gegen W in die Tiefe, ohne dass aber die Gualdauna-Tauchfalte vorläufig wieder erscheint. Kieselreichen Liaskalk finden wir erst wieder im untern Val Mulix, am Weg nach Fallò (S.-A.: Falò), südlich der Obertrias-Tauchfalte von Naz, welch letztere in der streichenden Fortsetzung der Cuziraint-«Mulde» (H. Eugster, 1924) liegt. Aus dem Val Rots, am Südfuss der Bergünerstöcke, beschreibt E. Ott (1924) ein dem Lias von Fallò analoges Profil, das infolge seines gegenüber dem Ela-Lias wesentlich grössern Kieselgehaltes eine frappante Übereinstimmung mit dem Kiesellias der Gualdaunaschuppe (Nordschenkel, S. 45) zeigt. E. Ott zieht hier allerdings, auf Grund der zum Teil neritischen Fazies (?), Vergleiche mit dem Lias der Errdecke. Doch sind ähnliche Verhältnisse auch aus dem Lias bestimmter mittelostalpiner Regionen bekannt. Zudem ist eine Verbindung des Lias von Rots mit demjenigen der nördlichen Errdecke am Nordhang des Piz Mulix nach den Funden von Verrucano und Untertrias, welche R. Staub (mündliche Mitteilung) auf Fallò machte, nicht mehr möglich.

Das Becken von Naz-Preda stellt somit eine lokale axiale Depression im unterostalpinen Untergrund mit einer Anhäufung von Allgäulias der Ortlerdecke (Blaisun-Fraèle-Lias) dar, wie aus den Axialgefällsverhältnissen östlich und westlich davon hervorgeht. Diese Querdepression bildet sich auch weiter nördlich in der axialen Einmuldung östlich der Punt Ota ab. Die Gualdaunaschuppe, welche den Fraèlelias unter sich eingewickelt hat, macht aber diese Muldenbiegung nicht mit, sondern streicht mit konstantem leichtem Gefälle gegen W und erreicht südlich von Naz den Talboden des Val Mulix. Genaueres über die Strukturen der Gualdaunaschuppe zwischen Crap Alv und Fallò kann wegen der erosiven Unterbrechung nicht ausgesagt werden.

Die Hauptmasse des Dolomitklotzes von Naz ist zwar ein tauchendes Element der Ortlertrias s. l. (R. Staub, 1937 *a*; leider sind die unveröffentlichten neueren Untersuchungen dieser Gegend von A. Bertossa nicht zugänglich); doch der helle Hauptdolomit am Weg von Naz nach Mulix (777720/162200/1880), beidseits begleitet vom oben erwähnten kieseligen Lias, stellt sehr wahrscheinlich ein westliches Äquivalent des Gualdauna-Tauchfaltenkerns dar. Auf Tschitta ist infolge der bedeutenden Einwicklungen unter die Kristallinfront der Errdecke eine saubere Trennung von Eladecke, Gualdaunaschuppe und Err-Carungas-Sedimenten nicht mehr möglich. Immerhin scheinen sowohl nördlich wie südlich der Granitklippe von Pt. 2558 (Tschimas da Tschitta) schmächtige Splitter von Hauptdolomit, Alvlias und Kiesellias längs der Basis des Errkristallins der Gualdaunaschuppe anzugehören. Diese Schubspäne werden ihrerseits von der Nazer Trias durch den von R. Staub (mündliche Mitteilung) entdeckten Verrucano-Buntsandstein getrennt. Wie weit gegen W solche vereinzelte verschürfte Vertreter der Gualdaunaschuppe noch reichen, kann ich nicht entscheiden, doch scheinen sie mindestens auf der Fuorcla Tschitta am Aufbau der komplexen Schuppenzone beteiligt zu sein, wie R. Staub schon 1920 vermutete, wenn er schrieb, dass an diesem Längspass die westlichen Ausläufer der «Maduleiner Faltenzüge» zu suchen seien (1920 *b*). Jedenfalls weist der hohe Kieselgehalt des Lias im hintersten Val Rots eher auf eine Zugehörigkeit zur Gualdaunaschuppe – teilweise sicher auch zur Errdecke – als zur Ortlerzone. Endlich dürften vielleicht sogar auf dem Cuolm da Betsch, südlich des Piz Mitgèl, am erosiv bedingten Westrand des Ostalpins kommende Studien noch weitere analoge Schubfetzen zutage fördern.

Die Problematik der tektonischen Stellung des Obertrias-Alvlias-Saluver-Schichtprofils am Südhang des Compass und der jungen Sedimente am Gualdauna wie auch der Verhältnisse um Naz, also ganz allgemein die Einordnung der Gualdaunaschuppe, gaben schon seit dem Beginn der Deckentheorie in Bünden Anlass zu Diskussionen. Damit im Zusammenhang steht auch die Schwierigkeit einer Deutung der komplex gebauten Zone von Tschitta-Cuolm da Betsch. F. Zyndel (1912) bezog den Dolomit und den Alvlias am Compass von unten her als eines der Stirnelemente seiner unterostalpinen «Albuladecke» (etwa entsprechend der heutigen Carungasdecke; R. Staub, 1948 *a*). In neuester Zeit versucht auch H. P. Cornelius (1950) wieder, die meine Gualdaunaschuppe aufbauende Serie als unterostalpin zu deuten. Er lehnt überhaupt jeglichen Schuppenbau der südlich der Ortlerdecke liegenden Elemente ab, betrachtet im Gegenteil die gesamte sedimentäre Zone am Albulapass als zusammenhängende und übereinandergeschobene vordere Rücken- und Stirnfalten der Errdecke, im besondern seines südlicheren Räumen dieser Decke entstammenden «Albulalappens». Damit, dass er den Albulalappen als ebenfalls vor der Errstirn eingewickeltes südlicheres, wenn auch noch nördlich der Samadener Zone zu beheimatendes Element betrachtet und so seine frühere Ansicht von der «Carungasnatur» dieses Teillappens verlässt, kommt dieser Autor wenigstens teilweise den erstmals von R. Staub (1915) postulierten und in der Folge immer wieder bestätigten Ideen einer grossartigen Einwicklungszone am Albulapass entgegen. Die Konstruktion seiner Tauchfalte am Gualdauna (1950, Profile) ist allerdings mechanisch schwer verständlich. Sodann verbindet er den Nazer Dolomit, als Glied seiner zur Carungasdecke gehörenden obern Tschittafalte, mit der Obertrias von Cuziraint, d. h. auch diese letztere bezieht er von unten her. Für die Cuziraint-«Einmuldung» lässt er allerdings auch die Möglichkeit einer Herleitung aus südlichen Elementen der Errdecke, analog dem Albulalappen, offen. J. Stoecklin (1949) und A. Bertossa (Profile) verbinden den Nazer Dolomit mit demjenigen von Cartans auf Tschitta, und auch sie sehen in ihm den Kern der Tschittafalte, der höchsten Teilstirn der Carungasdecke. Diese Deutung entspricht im Prinzip derjenigen von H. P. Cornelius.

Diesen Auffassungen stehen diejenigen anderer Geologen gegenüber, welche die Einheiten um Preda und am Albulapass vorwiegend als von oben herstammende und durch die Errfront teilweise eingewickelte Elemente betrachten. R. Staub sah schon 1924 in der Trias südlich und östlich des Gualdauna (mit Verrucano und Kristallinfetzen), also generell in der Muntischelschuppe (S. 57), ein tektonisches Äquivalent zur mittelostalpinen Trias am Albulapass (Kern der Gualdaunaschuppe, S. 39). Sie liegt nach ihm als basale Ortlertrias bis zum Ospiz d'Alvra unter dem zum Fraèlezug gehörenden «Albulalias» (unter letzterem versteht R. Staub den Lias in den Südhängen der Üertschgruppe, welchen ich zum Teil zur Gauldaunaschuppe, zum Teil zur Ortlerzone rechne; S. 50), während sie sich westlich davon als flach gegen N ansteigende Platte über diesen Lias legt – womit dieser Autor schon den Tauchfaltencharakter der Compass-Trias antönt. Auch die obertriadischen Gesteine bei Preda (Cuziraintmulde) und den Nazer Hauptdolomit zählt R. Staub zu diesem überschobenen Basiselement der Ortlerzone. Sein Albulalias lässt sich mit reduzierter Mächtigkeit bis in den Südfuss der Elagruppe (Tschitta) verfolgen.

H. Eugster, der 1924 die westliche Üertschgruppe untersuchte, erwägt die Möglichkeit, dass der Alvlias und die mit ihm vergesellschafteten Triasdolomite südwestlich des Compass zum liegenden Schenkel der Ela-Üertsch-Triasfalten gehören könnten, infolge des scheinbar normalen Überganges der Alvbrekzie in den Schieferlias im Val del Diavel (S.-A.) und auf S-chagnèn. Doch hält er eine Herleitung dieser Obertrias aus der Bernina- oder Languarddecke oder aus einer tiefern Einheit der Campodecke s. l. für wahrscheinlicher, denn in der Ortlerzone ist die Alvfazies des tiefern Lias beinahe unbekannt. Ausserdem diskutiert H. Eugster die Einordnung des Nazer Dolomites und sieht dessen östliche Fortsetzung mit Vorbehalt in der Cuziraintfalte. Auch diese beiden Komplexe können nach ihm unter Umständen den stirnwärtigen Teil der Languarddecke oder Vertreter einer untern Campoteildecke darstellen.

Die Arbeiten von H. Eggenberger (1926) in meinem Untersuchungsgebiet waren vornehmlich auf Parallelisationen gegen E gerichtet, wo zu gleicher Zeit F. Roesli im Murtirölgebiet kartierte. Die Abgrenzung der Eggenbergerschen «Zone von Gualdauna» wurde schon diskutiert (S. 49). F. Roesli (1927 *a*) verglich auf Grund des Vorkommens eines rötlichen Hauptdolomites auf Pro (S. 49) die Zone von Gualdauna mit dem Cornzug, also mit einem Sedimentkeil der Languarddecke, was auch H. Eggenberger zu seiner Einordnung der Zone von Gualdauna bewog. Die postliasischen Gesteine am

Gualdauna (S. 46) hingegen zeigen nach F. Roesli Ähnlichkeiten mit den God-Drosa-Serien (damals zur Berninadecke gerechnet).

R. Staub brachte später (1937 *a*) wesentlich neue Gesichtspunkte in die vergleichende Tektonik östlich und westlich des untern Oberengadins. Die für die Gualdaunaschuppe und die God-Drosa-Murtiröl-Serien charakteristische Lückenhaftigkeit, die geringen und schwankenden Mächtigkeiten im Schichtprofil und die vom Lias an häufigen groborogenen Einschaltungen weisen i. A. auf unterostalpine Abkunft hin. Eine derartige Geantiklinal- bis Vortiefenfazies kann aber ebensogut auch an mittel- oder oberostalpinen Deckenstirnembryonen auftreten. R. Staub sieht nun gerade in der Allgäudecke der nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg), welche er im ursprünglichen Raum zwischen Languard und Ortler, also an der Ortlerstirn einordnet, ein Element, das dieselbe lückenhafte und in Jura und Kreide groborogene Sedimentation wie gewisse Serien des Murtirölgebietes zeigt.

Dem Alvlias entsprechen altersmässig und lithologisch die Terra rossa-reichen Schattwaldschichten des Vorarlbergs, die ebenfalls transgressiv dem Hauptdolomit auflagern. Insbesondere in der Sorgschrofenschuppe – der nördlichsten Schuppe der Allgäudecke – ist diese Liastransgression mit übergreifendem rotem Hierlatzkalk auf zerklüfteten Hauptdolomit verbreitet (M. Frank, 1934), während in den südlicheren Schuppen die Schattwaldschichten mit Rhät und kieselreichen Fleckenmergeln vergesellschaftet sind. Auch der höhere Lias und der Dogger in der Allgäudecke des Vorarlbergs sind charakterisiert durch eingeschaltete grobsandige Schichten (M. Richter, 1924; M. M. Blumenthal, 1936). Andernorts wird der rote Unterlias überlagert von grünen und roten sandigen Tonschiefern, welche sowohl in der Gualdaunaschuppe (S. 46) als auch in den God-Drosa-Serien und im Val Trupchun an der Malmbasis auftreten und die R. Staub auch 1924 schon dem Dogger zurechnete. Der Aptychenkalk steht sowohl im Allgäu als auch am Gualdauna und am Murtiröl in Wechsellagerung mit roten und grünen Radiolariten, liegt aber zur Hauptsache in deren stratigraphisch Hangendem, im Gegensatz zu unterostalpinen Verhältnissen (Errdecke). Auch R. Staub (1937 *a*) betrachtet übrigens die God-Drosa-Serien, ebenso die Serien vom Aroser Weisshorn, von Maran und von der Weissfluh, als durch den Ortler- resp. den Silvretta-Schubschlitten ausgewalzten Rest der Allgäudecke. Und neuestens (1948 *a*) schreibt er weiter präzisierend, dass das Kristallin des Piz Utèr (S.-A.: Piz Sutèr), als Basis der hintern Rückenabschnitte der Languarddecke, mit grosser Wahrscheinlichkeit in die Basis der God-Drosa-Serie – der «Saluver-Serie» des Murtiröl – hineinführe. Dieselbe bis ins einzelne gehende Identifizierbarkeit der Stufen, wie sie sich zwischen Allgäudecke und God-Drosa-Serien ergibt, herrscht aber auch mit der Gualdaunaschuppe (S. 45).

Anderseits deutet R. Staub (1937 *a*) aber auch die Möglichkeit einer Verbindung der postliasischen Gesteine am Gualdauna-Südhang mit analogen der Fraèlemulde (Pischa, Val Tisch; S. 27) an, so dass die Gualdaunaschuppe vielleicht schon zur Ortlerzone gehören könnte, dies vor allem wegen des von H. Eugster (1924) erwähnten scheinbar normalen Verbandes von Alv- und Allgäulias westlich des Albulapasses (S. 52). Damit wäre folgerichtig auch im Oberjura der Punt Ota nördlich von Naz und in gewissen analogen Gesteinen am Südfuss der Bergünerstöcke ein Äquivalent der Gualdaunaschuppe zu sehen. Dies dürfte aber, wegen der lithologischen Differenzen vor allem im Lias und im Dogger, kaum der Fall sein. Ob die Triaskeile vom Compass und vom Piz Üertsch sowie auch die miteinander in naher Beziehung stehenden Tauchfalten von Cuziraint und Naz (als Teildigitation zwischen den eigentlichen Üertsch-Ela-Falten und den Triasschuppen am Compass), alle nur Abspaltungen einer tektonisch höhern Obertrias-«Teildecke» der Ortlerzone, die etwa der Stelvioschuppe entspräche, sind, wie R. Staub mit Vorbehalt vermutet, scheint mir ebenfalls fraglich in Anbetracht der zwischen südlichen und nördlichen Keilen doch bedeutenden faziellen Unterschiede, auf welche auch H. Eugster (1924) aufmerksam machte. R. Staub glaubt zwar, dass der breitenmässig ausgedehnte Ortlerraum gut derartige Faziesdifferenzen in sich beherbergen könnte. Alvlias, wie er am Compass auftritt, ist jedoch, wie oben erwähnt, in der Ortlerzone nur sehr spärlich vertreten. Zudem ist die Trennung von südlichen Üertschfalten und Gualdaunafalten im Val del Diavel sauber durchführbar. R. Staub lehnt auf jeden Fall eine Zugehörigkeit der Gualdaunaeinheit zur Berninadecke wegen der beträchtlichen lithologischen Differenzen ab. Der nach Obigem in naher Beziehung zur Elatrias stehende Nazer Dolomit muss nach ihm der Zebrùzone, einer nördlicheren Teilschuppe des Ortlers, parallelgestellt werden, während der ihn umhüllende Lias den Fraèlezug gegen W fortsetzt. Neuestens (1948 *a*) vermutet R. Staub eher einen Zusammenhang des Nazer Hauptdolomites mit den gegenüber der Üertsch-Ela-Trias nördlicher zu beheimatenden, im heutigen Bauplan jedoch sowohl in bezug auf die Üertschfalten als auch auf die Cuziraintmulde südlicheren Tauchfalten am Südabfall des Compass und am Gualdauna, also mit meiner Gualdaunaschuppe.

Die tektonische Stellung wie auch die Schichtreihe der Gualdaunaschuppe lassen eine Ableitung dieser Einheit von der Allgäudecke als sehr wahrscheinlich zu. Im besondern kommen die nördlichen Teile dieser Decke (Sorgschrofenschuppe, S. 53) für eine Parallelisation in Frage. Damit kommt der ursprüngliche Sedimentationsraum unserer Schuppe zwischen Alv-Languard-Geantiklinale und Ortlerraum ins unmittelbare Vorland der Ortlerstirn und in den Bereich der alten Campodeckenstirn zu liegen. Diese Einordnung erklärt nicht nur die teilweise groborogene Vortiefensedimentation, sondern auch die räumliche Nachbarschaft und die bauliche Verwandtschaft der Gualdaunaschuppe mit der Ortlerzone. Mit der Erkenntnis vom Zusammenhang zwischen Gualdaunaschuppe und God-Drosa-Murtiröl-Serien (S. 50) erklären sich auch deren nahe Beziehungen zur Casannazone und zu den mittleren Serien des Sassalbo (R. Staub, 1920 *a* und 1946).

6. Muntischelschuppe

(Nr. 6 in Taf. II)

Wenig nordöstlich der obern Brücke der Albulastrasse auf der Engadiner Seite setzt ein schmächtiger Verrucanokeil mitten im Rauhwackenzug ein. Den Südhang des Gualdauna in östlicher Richtung schräg aufwärts traversierend, verfolgen wir diese vorerst noch zweigeteilte, gegen den Muntischel zu immer mächtiger werdende Schuppe, die sich auf dem Grat zwischen Gualdauna und Muntischel zu einer Schichtreihe von Perm bis Raiblerschichten mit einer schmächtigen Kristallinbasis komplettiert und hier einen ausgeprägten, einheitlichen Tauchfaltenbau besitzt. In einzelnen Schubfetzen kommt auch Hauptdolomit vor. Mit wechselndem Axengefälle gegen NE sinkt dieses Element ab bis an die Ova d'Es-cha, wo es – immer noch von oben in den Rauhwackenzug eingelassen – recht unvermittelt gegen E aushebt und nicht weiter zu verfolgen ist.

Die nahen Beziehungen zur Gualdaunaschuppe äussern sich nicht nur in der unmittelbaren Nachbarschaft der beiden Teileinheiten, sondern auch in den einander i. A. ergänzenden Schichtreihen. Die Muntischelschuppe ist die ursprüngliche normale Basis der Gualdaunaschuppe.

Die «Montisellofalte» Eggenbergers entspricht im grossen sowohl im Bau als auch in der Ausdehnung unserer Muntischelschuppe, wogegen sich im Detail einige Unterschiede ergeben.

A. Stratigraphie

1. Detailprofile

a) Bächlein von Blaisun (Anisien) 786650/162830/2280

unten (S) 5*a*. hellgrauer und rötlicher, kalkiger Dolomit, dünnschichtig, weisslichgelb anwitternd, mit braunen und roten Tonschieferschmitzen und dünnen, braunen, tonigen Schichtbelägen. «Bergnelkenkalk». 5 m;
5*b*. heller, spätiger Dolomit, sehr helle Oberfläche, schiefrig, mit reichlichen braunen Tonputzen. 2,5 m;

oben (N): 5*c*. dunkelgrauer, feinspätiger Dolomit, marmorartig durchschimmernde Oberfläche, dünnbankig, graugelb anwitternd. Min 4 m.

b) Runse bei unterer Strassenbrücke Val d'Alvra 787290/163000/2320
(Buntsandstein-Ladinien)

unten (S): 4*a*. schiefriger, grüner, kalkiger Sandstein. Min. 0,1 m;
4*b*. dickbankiger, brauner Dolomit, spätig, mit weissen Kalzitadern. 4 m;
4*c*. schiefriger, grüner Sandstein. 0,3 m;
4*d*. hellgrauer, feinspätiger Dolomit, leicht verschiefert, wellige Schichtflächen mit Serizit und roten Tonhäutchen. 2 m. – Campilerniveau;
4*e*. rötlicher und grüner, feiner Sandstein. 2,5 m;
3. grünes und weissliches, feines Quarzkonglomerat. Min. 12 m. – Verrucano des Tauchfaltenkerns.

Nach 10 m Schutt:
4*f*. roter, feiner Sandstein. 0,5 m;
5*a*. gelbe Rauhwacke mit braunroten Tonschieferchen. 10 m;
5*b*. grauer und roter, marmorartiger, feinkristalliner Kalk. «Bergnelkenkalk». 0–3 m;
5*c*. dunkelgraue, sandig-brekziöse Rauhwacke. 1 m;

5*d*. heller, tonreicher Dolomit, gelblichweiss anwitternd, massig, mit braunen Tonputzen. 2 m;
6*a*. dunkelgraue Rauhwacke. 1,5 m;
oben (N): 6*b*. dunkler Dolomit, schwärzlich anwitternd, grobbankig. Min. 2 m.

c) Hügel nördlich des Muntischel (Kristallin-Hauptdolomit) 788980/163480/2480

E: 5. dunkler, feinkörniger Dolomit, zum Teil rauhwackig anwitternd, mit Einlagerungen von grauer, feinsandiger Rauhwacke. Min. 3 m.

Nach 20 m Schutt:
2. hellgraues und grünes, grobes Quarzkonglomerat mit hellen Serizitschieferschmitzen. 3 m.

Nach 2 m Schutt:
1. Augengneis. 3–4 m. – Kristallinkern der Tauchfalte;
2. dunkler bis schwarzer, knorriger, serizitischer Tonschiefer mit quarzkonglomeratischen Partien. 3 m;
3. grobes Quarzkonglomerat mit dünnen, rötlichen Sandsteinlagen. 2–4 m;
4. roter und rostbrauner Sandstein, grob- und feinkörnige Schichtchen alternierend. 3 m.

Diskordant daran abstossend:
7. dichter, mausgrauer Dolomit, hellgrau-gelblich anwitternd, schlecht gebankt, mit braungelb hervorwitternden Kalzitklüften und braunen Tonschieferschmitzen. 2,5 m;
8*a*. monomikte Dolomitbrekzie mit 0,2–5 cm grossen Trümmern eines mausgrauen Dolomites und mit hellem, feinkörnigem, gelblich anwitterndem Zement. 2–4 m;
W: 8*b*. heller, ungebankter, dichter Dolomit, leicht karrige Oberfläche, mit unregelmässig verteilten feinbrekziösen Partien. Min. 3 m. – Hauptdolomit.

d) Nordhang des Muntischel (Buntsandstein-Ladinien) 789390/163370/2380

W: 4. roter und grüner, grober Quarzsandstein (Arkose) mit konglomeratischen, auskeilenden Schichten. Min. 2 m;
5. hellbrauner und rötlicher, feiner Kalk, dünnschichtig, oft leicht schiefrig, auffallend hellgelb anwitternd, Schichtflächen mit rotbraunen, tonigen Belägen. «Bergnelkenkalk». 5 m;
E: 6. dunkler, feinspätiger Dolomit, nicht gebankt, schwärzlich anwitternd, mit weisslichen, dolomitischen Adern. Min. 5 m.

Dieses Profil ist tektonisch reduziert.

e) Bastion nordöstlich des Muntischel (Kristallin-Raibler) 789600/163520/2280

W: 1. Augengneise und Serizitschiefer. Min. 12 m. – Kristallin des Tauchfaltenkerns;
2. schwarze und dunkelgrüne Serizit-Chlorytphyllite. 8 m;
3. rotes und hell weisslichgrünes, grobes Quarzkonglomerat mit bis eigrossen rundlichen Quarzen. 0–3 m;
4*a*. ziegelroter, dünnschichtiger, feiner Sandstein mit hellrötlichen Quarzaugen, ocker anwitternd. 2–3 m;
4*b*. grüner, schiefriger Sandstein, bräunlich anwitternd, mit serizitischen Schichtbelägen. 0–6 m;
4*c*. gelber, serizitreicher, schiefriger Sandstein. 1 m;
4*d*. lauchgrüner, feiner Sandstein. 3 m;
4*e*. roter und grüner, konglomeratischer Sandstein mit roten Tonschieferchen. 8 m;
5. dunkelgraubrauner, dichter Dolomit, ziemlich dünnbankig, helle Oberfläche mit dunkelbraunen Tonschieferchen. 3 m;
6. dunkler, feiner Dolomit, dünnbankig, klüftig, mit Korallen- und Diploporenspuren. 8 m;
E: 7. hellgrauer, selten rötlicher, feinkörniger Dolomit, weiss bis gelblich anwitternd, schlecht gebankt, hervortretende bräunliche Adern, unregelmässig verteilte braunrostige Tonhäute. 0–12 m.

2. Zusammenfassung

a) Kristallin (1):

– Orthogesteine:

Augengneis [1]) mit Kristallisationsschieferung. Struktur porphyroblastisch. Grundmasse mit Mörtelquarz, Serizit, Muskowit, Chlorit. Darin grosse Einsprenglinge von Plagioklas (Oligoklas) und Orthoklas. In den Klüften reichlich Kalzit und feine Erzkörner.

Feldspatgneis. Struktur porphyroblastisch. Grosse Orthoklas-Einsprenglinge in serizitisch-chloritischer Grundmasse. Quarz in kleinen xenomorphen Körnern, viel Muskowit. Textur schiefrig bis massig. Eisen, Titanit, Erze.

Neben diesen vorherrschenden Gneisen treten weitere, stark verschieferte Orthogneise auf. Diabase wurden auf dem Grat Gualdauna–Muntischel mehrfach, leider nicht anstehend, gefunden. Vielleicht gehören auch sie als Gänge diesem Kristallin an.

---

[1]) Meinem Studienkollegen, Herrn H. R. Mülli, der mir bei der Diagnostizierung des Kristallins behilflich war, sei an dieser Stelle bestens gedankt.

– Paragesteine:

Serizit-Chloritschiefer, Albitschiefer, Marmore in dünnen, ausspitzenden Bänken.

b) Casannaschiefer (2)

Quarzphyllit. Struktur porphyroplastisch. Im fältelig verschieferten Grundgewebe schwimmen helizitisch gedrehte Quarz- und saure Plagioklas- (Albit-Oligoklas-) Einsprenglinge. Kalzit und Erze längs Schieferungsflächen.

Plagioklasphyllit. Struktur leicht porphyroklastisch. In der aus Serizit, Muskowit, Biotit, Chlorit ± Quarz zusammengesetzten, gerichteten, ziemlich grobkörnigen Grundmasse grosse kataklasierte Oligoklas-Einsprenglinge.

Chloritphyllit. Dunkelgrün bis schwarz, schiefrig, glänzend, mit Rutschharnischen, schmutzigbraun anwitternd.

Feldspatphyllit. Dunkelrot, serizitreich, wenig Muskowit, schiefrig, kleine zerbrochene Quarzkörner, reichlich Fe, braunrot anwitternd.

Konglomerat. Schwarz, fein, verschiefert, mit Quarz- und Feldspatkomponenten, stark bituminös, mit braunen Tonschieferschmitzen.

Nur das leicht metamorphosierte schwarze Konglomerat scheint mir, nach Vergleichen mit andern Gebieten (Bernina-, Languarddecke; nach mündlicher Mitteilung von R. Staub) karbonischen Alters zu sein, während die übrigen Gesteine, entsprechend der Casannaschiefergruppe des Ostalpins i. A., eher einem ältern, vielleicht sogar vorpaläozoischen (? jotnischen) Komplex angehören (R. Staub, 1948 *b*).

Mächtigkeit: 0–40 m.

c) Verrucano (3)

Rotes und grünes Quarzkonglomerat, normalerweise grob, mit dünnen roten Sandsteinlagen. Eisenglanz ist in Hohlräumen drusig angereichert (Westgrat des Muntischel). Während dieser Verrucano sich von demjenigen der Ortlerbasis (vorderes Val Varusch) deutlich unterscheidet, hat er mit dem Perm der Berninadecke (Castellschuppe usw., S. 68) viel Gemeinsames.

Mächtigkeit: bis 50 m.

d) Buntsandstein (4)

Vorwiegend roter, seltener grünlicher, feiner Sandstein und Arkosen. Schiefrige Einlagerungen, wie sie im Buntsandstein der Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe (Berninadecke, S. 68) häufig auftreten, fehlen diesem einheitlichen Komplex in der Muntischelschuppe fast vollkommen (Prof. *e*, S. 55). Dieser Buntsandstein erinnert eher an denjenigen der Ortler-Basisschuppen im Val Varusch. Ein nicht durchgehendes Campiler Niveau in Form einer unruhigen Wechsellagerung dolomitischer, toniger und sandiger Schichtchen kann im Albulatal (Prof. *b*, S. 54) ausgeschieden werden (4 *d* und 4 *e*).

Mächtigkeit: bis 30 m.

e) Anisische Stufe (5)

Eingeleitet durch gelbe Rauhwacke («untere» Rauhwacke; Prof. *b*, S. 54) oder – bei wahrscheinlich schon primärem Fehlen dieser Rauhwacke – durch den auch aus der Berninadecke des Albulagebietes (S. 69) bekannten «Bergnelkenkalk» (Prof. *a*, S. 54; Prof. *d*, S. 55), behält das Anisien durchgehend eine lagunäre Fazies bei. Bergnelkenkalkähnliche Bildungen an der Basis des Anisien scheinen überhaupt eine im Ostalpin weitverbreitete Erscheinung zu sein (S. 69). Ähnliche höher-anisische Gesteine wie z. B. im Prof. *b* (S. 54) finden sich sowohl in der Berninadecke (S. 69) als auch im Mittelostalpin (Casanna-, Cristalloschuppe).

Mächtigkeit: bis 20 m.

f) Ladinische Stufe (6)

Die Grenze gegen das Anisien bilden die grauen «mittleren» Rauhwacken (Prof. *b*, S. 54; Prof. *e*, S. 55) – Anzeichen einer kurzen Regression vor der langdauernden ladinischen Senkung. Darüber folgt ein einheitlicher und für ostalpine Verhältnisse relativ geringmächtiger Komplex indifferent grauer, i. A. undeutlich gebankter Dolomite mit grob- bis dünnbankigen und plattigen Horizonten, der sich nicht weiter unterteilen lässt – im Gegensatz etwa zum Ladinien der Berninadecke (S. 70), wo mehrere Sedimentationszyklen unterschieden werden können, obwohl auch dort die allgemeine Senkungstendenz («bassin de subsidence»; S. 36) anhielt. Die Lithologie und die Mächtigkeitsverhältnisse weisen etwa auf

die Ortlerbasis hin, wo die Untertrias und speziell auch die Wettersteinstufe ebenfalls schmächtig ausgebildet sind (Casanna- und Cristallo-Trias im Livigno und im Val Varusch; U. Kappeler, 1938). H. Eggenberger (1926) erwähnt eine auch von K. Zoeppritz (1906) gefundene *Chemnitzia* sp. aus dem Ladinien am Muntischel.

Mächtigkeit: bis 50 m.

g) Raiblerschichten (7)

Rauhwacke: gelb, mit roten sandigen Tonschieferschmitzen. Nur in einzelnen Schubspänen. 0–10 m.
Dolomit: hell, gelblich anwitternd, stark tonig, mit bunten Tonschieferschlieren. 0–8 m. (Prof. *c*, S. 55; Prof. *e*, S. 55).

Dieses Schichtglied ist vor allem tektonisch stark reduziert, weil die karnischen Rauhwacken auch in dieser Einheit, wie andernorts, als wichtigster Gleithorizont bei der Abschuppung stratigraphisch höherer Schichtkomplexe (Gualdaunaschuppe; S. 44), bei der «disharmonischen Faltung» diente.

Mächtigkeit: bis 20 m (tektonisch reduziert).

h) Hauptdolomit (8)

Einzelne Fetzen eines – aus den Raiblerschichten vermittelst einer typischen Basalbrekzie (Prof. *c*, S. 55) hervorgehenden – grauen und leicht rötlichen, dichten Dolomites am Südhang des Gualdauna (S. 44), nördlich des Muntischel und am Felsklotz im Val d'Es-cha, an der Schubfläche gegen die Gualdaunaschuppe rechnete H. Eggenberger (1926) zur letztern und kam daher auf eine wesentlich andere Deutung des Gualdaunaprofils (S. 49). Dieser Hauptdolomit steht aber in normaler stratigraphischer Verbindung mit den Raiblerschichten der Muntischelschuppe.

Roter Hauptdolomit mit Anzeichen feiner Oszillationen des Meeresbodens und von Landnähe ist auch in der Ortlertrias (Üertschfalten; S. 22), in der Gualdaunaschuppe (Allgäudecke; S. 44), im Cornzug (Languarddecke; F. Roesli, 1927 *b*), am Piz Alv und am Sassalbo (nach Mitteilung von R. Staub) bekannt. Auch ausserhalb des Ostalpins kennen wir rote Dolomite gleichen Alters, so am Morvan (H. P. Cornelius, 1925) und in den Splügener Kalkbergen (J. Neher, mündliche Mitteilung).

Mächtigkeit: bis 8 m (tektonisch reduziert).

B. Tektonik und Zusammenhänge

(Taf. II, Prof. 20–24, 26)

Während in den östlichen Abschnitten der Muntischelschuppe (Gualdauna bis Val d'Es-cha) das Kristallin den Kern einer meist nicht sehr tiefgreifenden, in den Rauhwackenzug eingelassenen tauchenden Falte mit teils tektonisch reduziertem Nordschenkel bildet (auch von H. Eggenberger, 1926, beschrieben), geht dieser Tauchfaltenbau im Verlauf gegen W verloren und wird abgelöst von nordfallenden Schichtplatten. Die gegen W steigende Intensität der tektonischen Bewegung macht sich nicht nur in der weiteren Reduktion der an sich schon geringmächtigen Schichtreihe, sondern auch in einer direkten Aufspaltung des Elementes in zwei Schuppen bemerkbar, die beide steil gegen N in den liegenden Rauhwackenzug eingekeilt sind. Schliesslich spitzt – nach einer lokalen Anhäufung im Druckschatten der Querflexur in der Castellschuppe (S. 62) bei der untern Strassenbrücke im Val d'Alvra (Prof. *b*, S. 54) – auch die obere, nördliche Schuppe bei der obern Brücke aus, nachdem die südliche schon in der Schlucht von Pro mit einem Karbon-Verrucano-Schwanz ihr westliches Ende gefunden hat. Eine weitere Fortsetzung gegen W besteht nicht. Anderseits bleibt der Tauchfaltenbau im NE bis an das durch axiales Ausheben bedingte Ostende im Val d'Es-cha erhalten. Vertikalschwankungen der Faltenaxe sind in der Muntischelschuppe überhaupt sehr ausgeprägt. Innerhalb meines Gebietes kann auch keine östliche Fortsetzung mehr gefunden werden.

F. Zyndel (1912) bezog auch meine Muntischelschuppe von unten herauf als Kristallinkern einer Stirnfalte seiner «Albuladecke». H. Eggenberger (1926) konnte dann nachweisen, dass es sich am Muntischelnordhang um eine von oben her stammende Tauchfalte handle, und er sah in seiner «Montisellofalte» ein Element der Languard- oder der Berninadecke. Nach H. P. Cornelius (1950) würden auch die alten Serien am Muntischel eine Teilstirn des unterostalpinen Albulalappens repräsentieren. R. Staub (1924, 1937 *a* und 1946) deutete unsere Einheit als stratigraphische Basis der Campodecke s. str., also der Ortlerzone (Cristallo- und Casannatrias und Campokristallin).

Auffällig ist bei diesem Element, dass seine Schichtreihe normalerweise mit den Raiblerschichten abbricht. Anzeichen einer nachfolgenden Regression fehlen, und Hauptdolomit ist in Fetzen noch vorhanden, so dass nicht an eine primäre Emersion zur karnischen Zeit und Nichtablagerung aller jüngeren Stufen, also etwa an unterostalpine Geantiklinalverhältnisse gedacht werden kann. Vielmehr dürfte auch hier das Phänomen der Abschuppung längs prädestinierten Gleithorizonten, im besondern im Niveau der Raiblerrauhwacke, der Grund für die reduzierte Schichtreihe sein. Wir hätten also in der Muntischelschuppe eine ursprüngliche Deckenbasis vor uns, deren ehemalige jüngere, postkarnische Bedeckung durch Abscherungsvorgänge entfernt wurde und somit heute irgendwo nördlich davon liegen muss.

Als derartige die Schichtfolge der Muntischelschuppe nach oben ergänzende «Teildecke» kommt nun nach der tektonischen Position in erster Linie einerseits die Obertrias der Ortlerzone des Westens, d. h. die Ela-Üertsch-Trias (und der Blaisunlias), die auf einem Raiblerhorizont von ihrer normalen Basis abglitt (S. 25), anderseits die Gualdaunaschuppe mit Hauptabschuppung im Carnien und weitern sekundären Gleithorizonten im Anisien (S. 44) in Betracht. Ein primärer direkter Zusammenhang der Muntischelserie mit der Üertsch-Schichtreihe, also eine Einbeziehung der ersteren in die Ortlerzone der Campodecke s. str. (diese nach R. Staub, 1946, aufgefasst), scheint zwar wenig wahrscheinlich; denn es schaltet sich die Gualdaunaschuppe zwischen die beiden Elemente, und demzufolge müsste die Muntischelschuppe sich nach der Tiefe zu unter der Gualdaunaschuppe hindurch fortsetzen. Sie schliesst aber nach unten mit einer eindeutigen Stirnbiegung ab. Wir können der Schichtfolge unserer Schuppe auch nicht die gleiche Plastizität gegenüber tektonischer Beanspruchung zuschreiben wie dem Rauhwackenzug (S. 36). Eine Einwicklung durch die Gualdaunaschuppe kommt also nicht in Frage. Dass aber umgekehrt diese letztere von der Muntischelschuppe überfahren wurde, dafür sprechen Aptychenkalkrelikte in der Rauhwacke südwestlich des Muntischel, also südlich des Kristallinkerns unserer Einheit.

Bedeutend mehr Gründe bestehen für einen primären Zusammenhang mit der Gualdaunaschuppe, in dem Sinne, dass beide Elemente dem gleichen Ablagerungsraum, also dem Rücken der Languarddecke, einer Region unmittelbar vor der Ortlerstirn entstammen (S. 53), und dass sich hauptsächlich im Niveau der Raiblerrauhwacken die Differentialbewegungen vollzogen, welche zu einer Abschiebung der Gualdaunaschuppe von ihrer normalen Basis, der Muntischelschuppe, führten. Dafür sprechen nicht nur die beiden sich i. A. ergänzenden Schichtreihen – abgesehen von lokalen Schubfetzen mitteltriadischen Alters in der Gualdaunaschuppe (S. 43), norischen Alters in der Muntischelschuppe (S. 57) –, sondern auch die gegenseitige tektonische Position der zwei «Teildecken». Die Kristallinlamellen der Muntischelschuppe lassen sich – auf Grund ihrer wahrscheinlichen Diabas- und Spilitführung (S. 55), aber auch allgemein in ihrem petrographischen Habitus – recht gut mit den Kristallinserien der Languarddecke südlich des Murtiröl (Arpiglia, Utèr; F. Roesli, 1927 *a*) und mit dem ebenfalls der Languarddecke angehörenden Chamuera-Kristallin vergleichen (R. Staub, mündliche Mitteilung). Ähnliche Ortho- und Paragesteine (S. 55) erwähnte übrigens H. Schuppli (1921) schon aus der Languardgruppe bei Pontresina. Sicher sind in der Kristallinserie deutlich mittelostalpine Züge anzutreffen, wogegen sich gegenüber dem Berninakristallin (R. Staub, 1915) und dem Errkristallin (H. P. Cornelius, 1935) bedeutende Unterschiede ergeben. Vergleiche mit Elementen der Languarddecke im Murtirölgebiet (Cornzug, Murtirölserien, Casannazone; F. Roesli, 1927 *a*) und am Sassalbo (R. Staub, 1920 *a* und 1948 *a*) ergeben auch in den Sedimentreihen gute lithologische Übereinstimmungen (z. B. roter Hauptdolomit).

Eine Herleitung der Muntischelschuppe aus der Berninadecke oder aus der Errdecke ist aber auch sowohl stratigraphisch – mächtigerer Verrucano als im Samadener Raum (lithologisch jedoch vergleichbar; S. 56), gut differenzierte Trias – als tektonisch – im Hangenden der jüngeren Berninasedimente – unmöglich.

Die Deutung der Muntischelschuppe als ursprüngliche normale Basis des Gualdauna–God-Drosa-Elementes (S. 38), d. h. als Kristallin-Untertrias-«Teildecke» der von R. Staub (1937 *a*) vor die Ortlerstirn verlegten Allgäudecke, im Rücken der Languarddecke, scheint mir daher den Tatsachen am nächsten zu kommen. Die von R. Staub schon 1924 vorgenommene Verbindung des Kristallins und der alten Serien am Muntischel mit der stratigraphischen Basis der Campodecke s. l. im Val Varusch besteht somit zu Recht, wenn die Campo-Stammdecke auch Teile der Allgäudecke, also des unmittelbaren Ortlervorlandes in hintersten Rückenteilen der Languarddecke umfasst, was auf Grund von petrographischen

Übereinstimmungen im Kristallin, von Faziesanalogien in Ortlerdecke, Gualdaunaschuppe und Muntischelschuppe und des breiten, mehrteiligen Sedimentationsraumes der Ortlerzone s. l. sicher angenommen werden darf.

7. Castellschuppe

(Nr. 8 in Taf. II)

Für dieses Element soll die Bezeichnung von H. Eggenberger (1926) beibehalten werden, denn es stimmt in seiner Ausdehnung und in seinem Gesteinsinhalt ziemlich genau mit der Eggenbergerschen «Castellschuppe» überein.

Ihre grösste Mächtigkeit besitzt diese Schuppe am Südosthang des Muntischel, zwischen Arscheida im S und der obern Es-cha-Schlucht bei der Alp Es-cha Dadour im N. Hier kann man auch, von S nach N, ein vollständiges Profil vom Kristallin bis ins Carnien aufnehmen, während im Verlauf gegen W die höhern Schichtglieder sukzessive durch die hangenden Einheiten (Gualdauna- resp. Muntischelschuppe) längs scharfen Schubflächen abgeschnitten werden. Im NE erlangt die Schuppe in der Crasta bei Zuoz – beim Kurhaus Castell, nach dem die Einheit benannt ist – nochmals eine grössere Bedeutung, allerdings ohne die obige vollständige Schichtreihe aufzuweisen.

Der i. A. ziemlich einfache Bau der Castellschuppe in Gestalt einer gegen N resp. NW relativ flach eintauchenden Schichtplatte kompliziert sich nur lokal durch interne Verschuppungen und Gleitbretterbildung, in der Umgebung des Castells sogar durch das Auftreten von Rudimenten einer eigentlichen, in den Rauhwackenzug eingesenkten Tauchfalte. Eine Querflexur, welche im Querschnitt der Alp Alesch alle tektonischen Einheiten von der Muntischelschuppe bis zur Arscheidaschuppe erfasst, wirkt sich besonders stark in der Castellschuppe aus.

A. Stratigraphie (Detailprofile)

1. Bastion an der Strasse westlich Pro 787890/162700/2180

a) Westabschnitt (Buntsandstein-Ladinien)

unten (S): 4. grüner und weisslicher, feiner Sandstein, leicht verschiefert. 0–1,2 m;
5*a*. stengelig brechende, serizitische, grauglänzende Tonschiefer. 3 m. – Basis des Anisien;
5*b*. dünnschichtiger, gelbbrauner, dichter Dolomit, tonreich. 5 m;
5*c*. mausgrauer, zäher Dolomit mit vielen dunklen Tonhäuten. 4 m;
5*d*. marmorartiger, dunkelgrauer und rötlicher, feinschichtiger Kalk mit dünnen Zwischenlagen von schwarzglänzenden Tonschiefern. «Bergnelkenkalk». 2,5 m;
5*e*. Wechsellagerung von:
— grauer, sandiger Rauhwacke und von
— gelbbraunen, sandigen Tonschiefern mit braunroten gewellten Tonhäuten.
3 m;
oben (N): 6. hellgrauer, weisslich anwitternder, zäher, dichter Dolomit, undeutlich und grob gebankt. Min. 25 m.

b) Ostabschnitt (Verrucano-Ladinien)

unten (S): 3. grünes, weissliches und hellrotes Quarzkonglomerat mit bunten Serizitschieferschmitzen. Min. 1,5 m;
4*a*. heller, weissgrüner, feiner Quarzsandstein mit eingeschütteten mittelgroben Lagen. 4 m;
4*b*. Wechsellagerung (Bänke 5–10 cm dick) von:
— weissen und grünlichen, feinen Sandsteinen;
— gelbbraunen, dünnbankigen, tonreichen Dolomiten;
3 m. – Campilerschichten;
5*a*. dunkelgraue Rauhwacke. 0,8 m. – Übergehend in:
5*b*. dunklen, feinspätigen Dolomit, grobbankig, klüftig. 1,5 m;
5*c*. gelbbrauner, dünnbankiger bis schiefriger Dolomit mit braunen, tonigen Schichtbelägen. 3 m;
oben (N): 6. dunkel blaugrauer, zäher Dolomit, grobbankig, mit feinen weissen, dolomitischen Adern. Min. 5 m.

5 *a* könnte eventuell schon der «mittlern» Rauhwacke, 5 *b* und 5 *c* dem untern Ladinien entsprechen. Das sonst in der Castellschuppe ziemlich mächtige und differenzierte Anisien (Prof. 3) wäre in diesem Fall hier tektonisch entfernt.

2. Bach auf Pro (Verrucano-Anisien) 787850/162900/2230

unten (S): 3*a*. grünschwarze, knorrige, glänzende Serizit-Chloritschiefer. Min. 10 m;
3*b*. grober, grüner, konglomeratischer Quarzsandstein; in grober Wechsellagerung mit grobem Quarzkonglomerat. 2 m;
4*a*. silbergraue, grüne und rötliche Schiefer, knorrig, glänzend, mit 0,5–2 cm dicken weissen Quarzadern. 5 m;
4*b*. grüne, tonige, glänzende Serizitschiefer. 1 m;
4*c*. Schiefer wie 4*a*. 2 m;
4*d*. hellgraue Serizitschiefer mit Kalzitlagen. 2 m;
4*e*. Schiefer wie 4*a*;
4*f*. schwarze, mehlig zerfallende, glänzende Talk-Chloritschiefer. 1 m;
4*g*. Schiefer wie 4*a*. 4 m;
4*h*. grüner und hellrötlicher, feiner Sandstein, schiefrig, mit Serizitbelägen. 6 m;
4*i*. Schiefer wie 4*a*. 2 m;
4*k*. Schiefer wie 4*f*. 4 m;
4*l*. Schiefer wie 4*a*. 5 m;

oben (N): 5. hellgrauer und rötlicher, marmorartiger Kalk, dicht, dünnplattig. «Bergnelkenkalk». 3 m. – Basis des Anisien.

3. Runse nordöstlich Alp Alesch (Verrucano-Ladinien) 788600/162640/2160

unten (S): 3*a*. schwarze und dunkelgrüne, glänzende Serizit-Chloritschiefer. Min. 3 m;
3*b*. rotes und grünes, grobes Quarzkonglomerat. 4–5 m;
4. grüner und hellroter, mittelkörniger Sandstein, oft knorrig-schiefrig. 12 m;
5*a*. graue, seltener gelbbraune, groblöcherige und sandige Rauhwacke. 35 m (tektonisch angehäuft);
5*b*. rauchgrauer, feinkörniger Dolomit, hell anwitternd, ungebankt, knorrig, mit reichlichen braunroten Tonputzen. 4 m;
5*c*. dunkelgraue, grusig zerfallende Rauhwacke. 2 m;
5*d*. gelbbraune, rote und sehr hellgraue, dünnschichtige bis schiefrige, tonreiche Dolomite. 1,5 m;
5*e*. dunkelgrauer, feinkörniger Dolomit, hell anwitternd, gut gebankt, mit hellen kalzitischen Adern und mit einigen Lagen braunroter glänzender Tonschiefer. 3 m;
5*f*. mausgrauer, hell anwitternder, dichter Dolomit, ziemlich dünnbankig, mit dünnschiefrigen Lagen und spärlichen braunen Tonputzen. 2 m;
5*g*. heller, dichter Dolomit, hell gelbbraun anwitternd, sehr dünnplattig (4–10 mm), mit rostbraunen Tonschieferbelägen auf den feinverzahnten Schichtflächen. 8 m;
5*h*. dunkler, zäher, dichter Dolomit, schlecht gebankt, hell anwitternd, mit spärlichen Tonfetzen. 3 m;
5*i*. rauhwackige, dunkle, grobe Dolomitbrekzie. 2 m. – (Evtl. mittlere Rauhwacke);
5*k*. rauchgrauer, dünnbankig-knorriger Dolomit mit heller Oberfläche. 1 m. – (Evtl. Ladinien);
6*a*. dunkelgraue, sandige Rauhwacke. 2,5–3 m. – «Mittlere» Rauhwacke;
6*b*. heller, dünnbankiger Dolomit, hell gelblich anwitternd, mit sporadischen rotbraunen Tonschieferputzen. 4 m;

oben (N): 6*c*. dunkler, feiner Dolomit, knorrig, grobbankig, heller anwitternd, klüftig, mit weissen dolomitischen Adern. Min. 15 m.

4. Nordosthang des Muntischel 789900/163070/2220
(Anisien-Raibler der höhern, nördlichen Schuppe)

E: 5*a*. hellgrauer, feinkörniger Dolomit, knorrig-schiefrig, tonreich, gelbbraun anwitternd, mit dicken braunen Tonbelägen. Min. 4 m;
5*b*. gelbe und graue, sandige Rauhwacke. 4 m. – Kontinuierlich übergehend in:
5*c*. hellgrauen und hellrötlichen, dichten, dünnbankigen Kalk mit feiner Streifung. «Bergnelkenkalk». 0–2 m;
5*d*. rauchgrauer, feinkörniger, ungebankter Dolomit mit reichlichen dunkelbraunen Tonputzen, in eckige Stücke zerfallend. 8 m;
5*e*. hellgrauer, dickbankiger Dolomit, sehr hell anwitternd, Schichtflächen mit tonig-eisenschüssigen Belägen und fein verzahnt. 12 m;
6*a*. graue, feinsandige Rauhwacke. 5–10 m. – Basisrauhwacke des Ladiniens;
6*b*. rauchgrauer, feinkörniger Dolomit, hellgrau anwitternd, grobbankig, Schicht- und Bruchflächen mit feinen Muskowitplättchen. 10–20 m;
6*c*. hellgrauer, dichter Dolomit, mehlig-weisse Oberfläche, mit weiss hervorwitternden k lzitischen Adern. 20–25 m;
7*a*. gelbe, groblöcherige Rauhwacke mit roten Tonschieferchen. 0–10 m. – Raiblerrauhwacke;

W: 7*b*. hellgrauer, dichter Dolomit, gelblich anwitternd, tonreich, mit roten Tonschieferfetzen, knorrig, massig, hervorwitternde unregelmässige dolomitische Adern. 8–15 m.

5. Neuer Weg Madulein–Es-cha (Verrucano-Anisien) 791330/163060/1850

SW: 3. rotes und grünes, grobes Quarzkonglomerat, mit einer Lage (ca. 20 cm) von schwarzen, sandigen Glimmerschiefern. Min. 15 m;

4*a*. hellgrüner, grober Quarzsandstein. 6 m;
4*b*. rötlicher und weisser, feiner bis mittelgrober Quarzsandstein. 0,3 m;
5*a*. dunkelgrauer, feinbrekziöser Dolomit, knorrig verschiefert, rötlich anwitternd. 5 m;
5*b*. dunkelgraue Dolomitbrekzie mit ca. haselnussgrossen Komponenten, graubraun anwitternd, schlecht gebankt. 15 m. – Übergehend in:
5*c*. graue und gelbbraune, brekziöse, grobe Rauhwacke. 8 m;
5*d*. hellgrauer und rötlicher, feiner Kalk, knorrig-schiefrig bis dünnbankig (Bänklein 2–6 cm), hell braunrot und gelblich anwitternd. 4 m;
NE: 5*e*. grobbankiger, feinspätiger, rauchgrauer Dolomit, schmutzig graubraun anwitternd, mit reichlichen rostbraunen Tonschieferschmitzen und mit weissen dolomitischen Adern. Min. 3 m.

6. Unteres Val Bos-chetta (Anisien-Ladinien der nördlichen Schuppe) 792040/164000/1840

oben (NW): 5*a*. gelbe und rötliche, seltener graue, feinsandige Rauhwacke mit ganzen Lagen brauner Tonschiefer. Min. 2,5 m;
5*b*. grauer und rötlicher, stark toniger, kalkiger Dolomit, dünnschichtig und feingebändert, mit Linsen von dunkelbraunen und schwärzlichen dolomitischen Tonschiefern. «Bergnelkenkalk». 1,5 m;
5*c*. dunkler, ziemlich gut gebankter, dichter Dolomit, mit braunen Tonhäutchen und Lagen braunroter Tonschiefer. 0–2 m;
6*a*. graue, groblöcherige Rauhwacke mit feinsandigen Partien. Min. 8 m;
Nach 30 m Schutt:
6*b*. hellgrauer, fast weiss anwitternder, dichter Dolomit, oft leicht rötlich, gut gebankt (Bänke 5 bis 50 cm), Schichtflächen oft gewellt und mit braunen Tonfetzen, Bänke ineinander fein verzahnt. Min. 15 m;
unten (SE): 6*c*. dunkler, schlecht gebankter Dolomit, heller anwitternd, feinkörnig, mit eingeschalteten grobbankigen Partien. Min. 25 m.

7. Steinbruch am Weg Zuoz-Castell (Ladinien) 792880/164050/1740

SW: 6*a*. rauchgrauer, dichter Dolomit, fast weiss anwitternd, gut gebankt, oft leicht verschiefert mit Rutschharnischen, feinkarrige Oberfläche. 3 m;
6*b*. dunkelblaugrauer Dolomit, hellgrau anwitternd, sporadische braune Tonhäute, in den untern Lagen grobbrekziös, schlecht gebankt, zerfällt in eckige Stücke. 2 m;
6*c*. rauchgrauer, dichter Dolomit, grob gebankt. 0,8 m;
6*d*. grobspätiger, hellgrauer Dolomit, sehr dünnbankig bis plattig, grau bis bräunlich anwitternd, klüftig, mit weissen dolomitischen Adern. 0,4 m;
6*e*. dunkelgraublauer, feiner Dolomit mit zahlreichen braunen Tonhäutchen auf den Schicht- und Kluftflächen, stark klüftig, schlecht gebankt. 3 m;
6*f*. hellgrauer, dichter, leicht kalkiger Dolomit, sehr hell anwitternd, mit spärlichen Tonputzen. 2 m;
NE: 6*g*. dunkelblaugrauer, dichter Dolomit, gut gebankt, mit feinsandigen Lagen. Min. 1,5 m.

8. Steinbruch am Es-cha-Weg oberhalb Zuoz 792680/164140/1780
(Ladinien der nördlichen Schuppe)

N: 6*a*. dunkelgrauer, feinkörniger Dolomit, weisslich-mehlig anwitternd, klüftig mit kalzitischen Adern. Min. 2,5 m;
6*b*. dunkler, dichter Dolomit, schwarzgrau anwitternd, einzelne braune tonige Schmitzen, kantige Bruchstücke. 3 m;
6*c*. hellgraue, feine Dolomitbrekzie mit kalzitischem Bindemittel, hell bräunlich anwitternd. 0,5 m;
6*d*. heller, feiner Dolomit, hellgraubraun anwitternd, muscheliger Bruch. 0,5 m;
6*e*. dunkler, feinspätiger Kalk, dickbankig, heller anwitternd, Schichtflächen mit roten Tonbelägen. 1,5 m;
6*f*. dunkler, dichter Dolomit, bankig-klotzig, hell anwitternd, in eckige Bruchstücke zerfallend. 2 m;
6*g*. brekziöser, dunkler Kalk, hellgraue Oberfläche, mit massenhaften, herauswitternden Fossiltrümmern (lumachellenähnlich). 0,1 m. – Aus diesem Gestein bestimmte J. v. Pia ladinische Diploporen (S. 70);
6*h*. dünnbankiger, prismatisch-tafelig brechender Dolomit, dicht, rauchgrau. 0,2 m;
6*i*. dunkler, dichter, kalkiger Dolomit mit knollig bis fladig herauswitternden helleren Partien, Schichtflächen oft bräunlich und gerieft, Bruch kantig. 4 m;
6*k*. dunkelgrauer, schwärzlicher, dichter Dolomit, feinspätige Einschüttungen, nicht gebankt, hellgrau und mehlig anwitternd. 1 m;
6*l*. dunkelgrauer, kalkiger Dolomit, dicht, grobbankig, hell anwitternd, selten braune Tonbeläge auf den Schichtflächen. 4 m;
6*m*. feinbrekziöser, hellgrauer Dolomit, dunklere Oberfläche, an der Basis leicht verschiefert. 3 m;
S: 6*n*. hellgrauer, dichter Dolomit, weisslich-mehlig anwitternd, kleine eckige Bruchstücke. Min. 1,5 m.

B. Tektonik

(Taf. II, Prof. 8–12, 14–24, 26, 27, 29–31)

Die bei der obern Strassenbrücke im Val d'Alvra, nördlich des Hügels 2359 (S.-A.: 2366) als geringmächtige, gegen N in den Rauhwackenzug eintauchende Schichtplatte mit Verrucano und Buntsandstein einsetzende Castellschuppe komplettiert ihre Schichtreihe im Verlauf gegen E sehr rasch und schwillt zu einem mächtigen Komplex an, der den ganzen Süd- und Südosthang des Muntischel einnimmt (Taf. II, Prof. 20–27, 29). Abgesehen von lokalen internen Schubflächen – vor allem längs der verschiedenen ladinischen Rauhwackenniveaux – bleibt der einfache Schichtplattenbau auch hier noch erhalten. Nachdem nördlich der Alp Alesch das Vorbranden der Arscheidaschuppe (S. 66) eine gewaltige Querflexur in der Castellschuppe bewirkt hat (auch von R. Staub, 1946, in der Berninakarte eingetragen), wird die letztere auf Arscheida infolge der Einschaltung der Guardavalschuppe (S. 63) weiter zusammengestaucht, so dass sie sich in mehrere Teilplatten auflöst (Taf. II, Prof. 16, 17), die auch H. Eggenberger (1926) erwähnte. Während im untern Teil der Es-cha-Schlucht zwei konkordant gegen NW einfallende Teilschuppen, beide mit permischer Basis, unterschieden werden können, machen sich im Vallatscha bei Madulain schon Anzeichen einer Schichtumbiegung bemerkbar, und beim Castell (Zuoz) gehen die Stauchungen so weit, dass eigentliche, von oben in den Rauhwackenzug eingepresste Triassynklinalen vorliegen. Die einheitliche Schichtplatte wurde hier in mehrere Elemente aufgelöst und zerbrochen. Diese verhalten sich durchaus selbständig und sind in sich lokal weiter verfaltet. Wir können an der Crasta bei Zuoz im speziellen zwei Teilschuppen erkennen, welche an einer scharfen, durch tektonische Brekzien markierten Schubfläche aneinanderstossen. Insbesondere das obere, westliche Element, mit Anisien und Ladinien (S. 61), bildet im Bereich des Schwimmbades eine schöne Faltenbiegung, welche gegen Zuoz zu in eine Scherfläche ausläuft, während die östlich anschliessende, seicht muldenförmig verbogene Teilschuppe mit einem ebenfalls lokal verscherten Kern von Raiblerdolomit ihr flaches SE-Fallen bis zur Hauptstrasse beibehält, um am Südausgang von Zuoz vermittelst einer engen Muldenbiegung ziemlich abrupt steil gegen SE aufzusteigen (Taf. II, Prof. 8–10). Die tektonische Fläche zwischen den zwei Teilschuppen wird im untern Val Bos-chetta, beim Hotel Castell und östlich davon (am obern Castellweg) von karnischer Rauhwacke (mit bunten Tonschiefern) der östlichen Schuppe begleitet (von K. Zoeppritz, 1906, als «untere» Rauhwacke bezeichnet) (Fig. 8), verliert sich aber gegen W, so dass auf Chaminedas nur noch eine einheitliche, leicht verbogene Schichtplatte vorliegt (Taf. II, Prof. 11). Östlich von Zuoz ist die Fortsetzung der Castellschuppe von Schutt bedeckt.

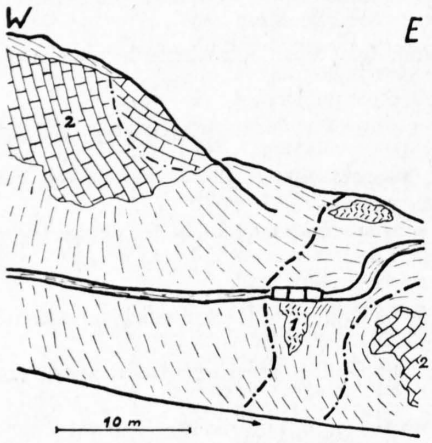


Fig. 8. Interne Verschuppung in der Castellschuppe am Weg Schwimmbad–Castell.
1 = Raiblerrauhwacke, 2 = Ladiniendolomit.

8. Guardavalschuppe

(Nr. 9 in Taf. II)

Als wenig ausgedehnte Einschaltung zwischen die Castellschuppe oben und die Arscheidaschuppe unten hängt die Guardavalschuppe stratigraphisch und baulich eng mit diesen beiden Einheiten zusammen und besitzt auch eine analoge Kristallinbasis. Gegen W schon auf Arscheida am Segantiniweg auskeilend, entwickelt sie sich am sagenumwobenen Burghügel von Guardaval (Sererhard), nach dem die Einheit benannt wurde, mit Hauptdolomit mächtig als teils in sich zerbrochene Schichtplatte, um schon nördlich von Madulain, am Ausgang des Vallatscha, axial steil unter die Innebene zu sinken.

A. Stratigraphie (Detailprofile)

1. Segantiniweg östlich Quelltuff Arscheida (Verrucano-Anisien) 790050/162430/1980

W: 3. rotes und hellgrüngraues Quarzkonglomerat mit weisslichen, gerundeten, bis nussgrossen Quarzgeröllen, sporadisch Schmitzen von bunten, serizitischen Tonschiefern. Min. 10 m;
4*a*. hellroter, rostbraun anwitternder, mittelgrober Sandstein, grob gebankt. 8 m;
4*b*. rauchgrauer, feinkörniger Kalk, massig, klüftig, mit braunen Tonputzen, feinsandige und rauhwackige Oberfläche. 4 m. – Campilerniveau;
4*c*. hellgrauer, feiner Sandstein. 1 m;
5*a*. graue und gelbe, feinporöse Rauhwacke, mit ockergelber Oberfläche und mit dunkelbraunen Tonschieferchen. 1 m;
E: 5*b*. hellgrauer und gelblicher, schiefrig-knorriger Dolomit mit dunkelbraunen Tonschieferlinsen und -putzen. Min. 10 m.

2. Lavinèr auf Arscheida (Verrucano-Raibler) 790130/162300/1880

unten (SE): 3. rotes, seltener hell lauchgrünes Konglomerat mit bis nussgrossen Quarzgeröllen und mit Einlagerungen feinsandiger roter Schichtchen. Min. 12 m;
4*a*. grün glänzende, serizitische und sandige tonige Schiefer. 3 m;
4*b*. hellgrüner, weisslicher und roter, feiner Sandstein, geschichtet und leicht verschiefert. 15 m.
Nach 40 m Schutt:
6. dunkelgrauer, feinkörniger Dolomit, schlecht gebankt, dunkel anwitternd, einzelne dünnbankige Partien, wulstige Oberfläche, rötlichgelbe Felswände. Min. 45 m;
oben (NW): 7. hellgrauer und gelblichbrauner, feinbrekziöser Dolomit, gelblichweiss mehlig anwitternd, dünnbankig und massig, klüftig, tonreich, mit braunen und ziegelroten Tonputzen. Min. 20 m.

3. Lavinèr westlich Guardaval (Ladinien-Raibler) 790400/162400/1900

unten (SE): 6. rauchgrauer, feinkörniger Dolomit, nicht gebankt, schwärzlich anwitternd, mit zahlreichen Diploporen. Min. 50 m;
7*a*. hellgrauer, dichter Dolomit, gelblichweiss anwitternd, mit Stich ins Rötliche, hellere und dunklere Bänke ineinander fein verzahnt, mit braunen tonigen Lagen und Linsen, oft leicht verschiefert, dann bunt rotbraun. 12 m;
7*b*. dunkelgrauer, feinkörniger Dolomit, ungebankt, schwarzgrau und gelbbraun fleckig anwitternd, mit hellen, hervorwitternden, dolomitischen Adern. 6 m;
7*c*. hellroter und fleischfarbener, feinspätiger Kalk, leicht schiefrig, dünnschichtig, graurötlich anwitternd. 3–5 m;
7*d*. gelbe, löcherige Rauhwacke mit roten Tonschieferfetzen. 15–20 m;
oben (NW): 7*e*. graue und rötliche, feinschichtige, dichte bis sehr feinkörnige Kalke mit rauhwackiger Anwitterung und hellgrauer bis hellroter Oberfläche. Min. 3 m. – Karnische Rekurrenz des «Bergnelkenkalkes» (S. 69).

4. Dolomitklotz von Guardaval (Hauptdolomit)

— dunkelblaugrauer, feinkörniger Dolomit, rauchgrau anwitternd, mit weisslichen mehligen Kluftflächen, schlecht gebankt, blockig absondernd, Oberfläche feinkarrig gerippt, kleine eckige Bruchstücke, beim Anschlagen bituminöser Geruch, helle Schutthalden. – Unterer Komplex;
— hellgrauer, dichter Dolomit, oft leicht bräunlich, weiss bis hellblau mehlig anwitternd, oft mit schwarzen Flechten, besser gebankt (Bänke 0,2–1 m), brekziöse Lagen, Felswände oft gelbrot. – Oberer Komplex.

B. Tektonik

(Taf. II, Prof. 12, 14, 15, 17–19)

Die Guardavalschuppe taucht als i. A. einheitliche und aufrechte Schichtplatte gegen NW unter Verrucano, Casannaschiefer oder Kristallin der hangenden Castellschuppe (S. 62) ein. An diese Schubfläche stossen im Verlauf gegen W immer ältere Schichtglieder der Guardavalschuppe und werden schief abgeschnitten. Besonders an der Basis, aber auch innerhalb des dunklen Hauptdolomites, des jüngsten und mächtigsten stratigraphischen Gliedes, welches den isolierten eigentlichen Burghügel von Guardaval aufbaut, ist diese Platte lokal durch Brüche zerhackt. Das diskordante Abschneiden durch die kristalline resp. paläozoische Basis der Castellschuppe bewirkt, dass schon beim Quelltuff von Arscheida, auf der Höhe des Segantiniweges, die Guardavalschuppe mit einem Kristallinschwanz auskeilt, während das steile und durch Querbrüche weiter akzentuierte Abtauchen des Hauptdolomites auf Guardaval und bei Madulain resp. seiner normalen stratigraphischen Unterlage östlich von La Punt unter das Engadin auf nordöstliches Axenfallen zurückgeht.

H. Eggenberger (1926) hatte in Verkennung der Verhältnisse auf Arscheida, die durch die grossflächige Bedeckung mit Quelltuff – welcher einem ausgeprägten Quellhorizont an der skythisch-anisischen Grenze innerhalb der hangenden Castellschuppe seine Bildung verdankt – verwischt sind, seine «Guardavalschuppe» weiter nach W bis zur Valbella, ja bis zum Ospiz d'Alvra verfolgt, also die eigentliche Guardavalschuppe und die Arscheidaschuppe jetziger Deutung als eine Einheit aufgefasst. Die Trennung beider auf Arscheida ist aber eindeutig, indem hier die steil axial nach W am Hang aufsteigende kristalline, zum Teil auch permische Basis der Guardavalschuppe, im Liegenden stets begleitet von anisischen und ladinischen Dolomiten der Arscheidaschuppe, beim Quelltuff am Segantiniweg mit scharfer Schubfläche an das Kristallin der Castellschuppe stösst und hier endgültig ausspitzt.

9. Arscheidaschuppe

(Nr. 10 in Taf. II)

Diese Einheit, die südlich an die Castellschuppe resp. an die Guardavalschuppe anschliesst und bei La Punt axial unter das Engadin taucht, schiesst in ihrem östlichen Abschnitt (auf Arscheida) als einfache Schichtplatte ziemlich steil nach N resp. NW unter die obigen hangenden Schuppen ein, während sich weiter westlich schon bei der Alp Proliebas eine Stirnumbiegung einstellt, bis sich schliesslich auf der östlichen Valbella die Arscheidaschuppe zu einer breit ausladenden Tauchfalte entwickelt hat. Westlich des Hügels 2359 hebt sie aus dem sie umhüllenden Rauhwackenzug aus.

Über einer schmächtigen Kristallinbasis folgen Casannaschiefer, Verrucano und triadische Sedimente bis zur Raiblerstufe (Hauptdolomit nur in kleinen Schürflingen). Die Schichtfolge weist in Lithologie und Mächtigkeitsverhältnissen auf eine nähere Verwandtschaft mit der Castell- und der Guardavalschuppe und des weitern mit den Mezzaun-Bugliauna-Serien östlich des Engadins hin. Die Arscheidaschuppe ist wie die obigen benachbarten Einheiten ein vorgeschleppter und vor der Errfront herabgewickelter Abkömmling des eigentlichen Berninaraumes.

A. Stratigraphie (Detailprofile)

1. Hügel 2359 (S.-A.: 2366) auf Valbella (Buntsandstein-Hauptdolomit) 786200/162310/2350

Dieses Profil gibt gleichzeitig ein Bild von den innern Komplikationen der Arscheida-Tauchfalte auf Valbella.

NW:

7a. heller, dichter Dolomit, gelblich anwitternd, tonreich, mit unregelmässig verteilten rotbraunen Tonschmitzen. 0–12 m;

6a. mausgrauer, feinspätiger Dolomit, kalkig, ungebankt, rauhwackig porös anwitternd. 20 m;

6b. graue, feinsandige Rauhwacke, Kalzit in Schlieren angereichert, stellenweise bräunlich anwitternd. 5 bis 8 m. – «Mittlere» Rauhwacke;

6c. dunkelgraublauer, hellgrau-braunrot fleckig anwitternder, feinkristalliner Dolomit, schlecht gebankt, klüftig, Oberfläche wulstig-karrig. 25 m;

5a. rauhwackig anwitternde, feine Dolomitbrekzie mit hellgrauen, gelben und rötlichen Dolomiten und rotem, feinkristallinem bis sandigem, kalkig-dolomitischem Zement; seitlich übergehend in rauhwackig-porösen, roten, grobspätigen Kalk, dazwischen hellgraubraune und rötliche Kalktonschiefer. «Bergnelkenkalk.» 0–12 m;

5b. hellgrauer, weisslich-hellbraun anwitternder, spätiger Dolomit, klüftig, schlecht gebankt, wulstige und feinkarrige Oberfläche, Bruch oft leicht rötlich, sporadische rostbraune Tonputzen; Tonschiefer auch in bis 2 mm dicken Lagen. 5–30 m;

6d. grauer Dolomit wie *6a.* 25 m;

7b. gelbe Rauhwacke, wechsellagernd mit knorrigen, grauen, gelblichen, roten und grünen Tonschiefern und mit dünnen Bänklein des gelblichen Raiblerdolomites. 0–10 m.

Scherfläche

5c. hellgrauer, oft leicht rötlicher, feinspätiger Dolomit mit unregelmässigen tonigen Schichtbelägen und mit feinbrekziösen Einschüttungen. 10–20 m;

5d. braunroter, kalkiger Dolomit, dünnplattig, mit reichlichen braunroten Tonbelägen und ganzen Lagen von gelbroten Tonschiefern. 0–5 m;

4a. grüner und rötlicher, grober Sandstein, bräunlich anwitternd, undeutlich gebankt, mit Fetzen von bunten, serizitischen Tonschiefern. 2–3 m;

4*b*. violettroter, feiner Quarzsandstein mit haselnussgrossen rundlichen Quarzbrocken. 0–2 m;
5*e*. wie 5*d*. 0–5 m.

Scherfläche

6*e*. wie 6*c*, mit spärlichen braunen, tonigen Schichtbelägen, oft feinbrekziös und mit bis 3 m mächtigen Einschaltungen von grauer, «mittlerer» Rauhwacke. 30–40 m;
7*c*. mausgrauer, roter und hellbrauner, feiner Dolomit, häufig braune Tonhäute, nicht gebankt, leicht verschiefert, braungelb anwitternd. 5–6 m;

SE: 8. Dolomitbrekzie mit dunklen, bis nussgrossen Dolomitkomponenten und sehr hellem, feinkörnigem Zement, Oberfläche feingerillt. 0–2 m. – Hauptdolomit-Basisbrekzie.

2. An der Ova d'Alvra (Buntsandstein-Anisien) 786960/162500/2200

unten (N): 4. graugrüner, feiner, gebankter Sandstein. Min. 3 m;
5*a*. gelbbrauner, dünnplattiger, dichter Dolomit, tonreich. 4 m;
5*b*. graue, feinsandige Rauhwacke. 2 m;
5*c*. weinrote und dunkelbraune, knorrige Tonschiefer. 0,4 m;
5*d*. hellbrauner, grobgebankter Dolomit mit reichlichen braunen Tonschieferschmitzen. 0,8 m;
5*e*. heller, dünnschichtiger, toniger Dolomit mit braunroten Tonputzen. 1 m;

oben (S): 5*f*. gelbe und graue Rauhwacke mit bunten Tonschiefern, übergehend in Zellendolomit mit dünnen braunen Tonhäuten. 0,5 m.

3. Ova d'Alvra westlich Alp Alesch (Buntsandstein-Anisien) 788190/162460/2080

unten (S): 4. grüner und hellrötlicher, feiner Sandstein mit gedrehten, bis haselnussgrossen Quarzaugen. Min. 3 m;
5*a*. mausgrauer, dichter Dolomit, ungebankt, mit schwarzen und dunkelbraunen tonigen Schieferlagen. 3–5 m;
5*b*. dünnbankiger, grauer, rauhwackiger und kalkiger Dolomit mit braunen Tonschieferschmitzen und -lagen, oolithische und herauswitternde Limonitkonkretionen. 0,5 m;
5*c*. dunkler, dichter Dolomit, hell mehlig anwitternd, mit marmorartig durchscheinender Oberfläche, Feinschichtung; gegen oben übergehend in hellroten Kalk, feinschichtigen «Bergnelkenkalk». 6–7 m;
5*d*. rauchgrauer, feinspätiger Dolomit mit spärlichen Tonschieferputzen. 12 m;

oben (N): 5*e*. gelbe, seltener graue, groblöcherige Rauhwacke. Min. 5 m.

4. Bei der Alphütte Alesch (Verrucano-Anisien) 788400/162400/2060

unten (S): 3. grau-grün-rotes, grobes Quarzkonglomerat mit Serizitschieferlinsen und sandigen Lagen. Min. 15 m;
4. grauer und hellgrüner, feiner Quarzsandstein. 0,6 m;
5*a*. gelbbraune, feine Rauhwacke. 0,1 m. – «Untere» Rauhwacke;
5*b*. dünnschichtiger, grauer und hellroter, marmorartiger Kalk. «Bergnelkenkalk.» 4 m;

oben (N): 5*c*. braungrauer, tonreicher Dolomit mit reichlichen dunkelbraunen Tonschieferschmitzen. Min. 10 m.

5. An der Strasse östlich der Alp Alesch (Buntsandstein-Ladinien) 788650/162380/2060

E: 4*a*. lauchgrüner, serizitreicher Tonschiefer mit feinkonglomeratischen Einschüben von gerundeten Quarztrümmern. Min. 2 m;
4*b*. feiner, hellgrüner Sandstein mit groben Einschüttungen, gut geschichtet, rostig anwitternd. 1,5 m;
5*a*. graubrauner, spätiger Dolomit, klüftig, dünnbankig und leicht verschiefert. 3 m;
5*b*. hellgrauer und roter, dichter Kalk mit intensiv rotgefärbten tonigen Schlieren, hellbraun und rot anwitternd, feinschichtig, streifige Oberfläche. «Bergnelkenkalk». 1 m;
5*c*. heller, braungrauer, feinspätiger Dolomit, nicht gebankt, klüftig, mit braunglänzenden, tonigen Schmitzen, Oberfläche oft auch schwärzlich. 1 m;
5*d*. rauchgrauer, grobkörniger, kalkiger Dolomit mit bis 2 cm dicken Lagen von roten Tonschiefern, feinschichtig, schalig abblätternd. 6 m;
5*e*. heller, grauer und rötlicher Dolomit, feinkristallin, helle und mehlige Oberfläche, schlecht gebankt. 1 m;
5*f*. hellgrauer, dichter Kalk, weisslich anwitternd, schlecht gebankt, mit rostbraunen Tonschieferchen, karrige Oberfläche. 3–4 m;
6*a*. rauhwackiger, dunkler, dichter Dolomit, hell anwitternd, schlecht gebankt, mit Lagen von grauer Rauhwacke und mit sporadischen, braunen, tonigen Schmitzen. 3 m;

W: 6*b*. heller, dichter Dolomit, oft leicht rötlich, weisslichgrau bis hellrötlich und mehlig anwitternd, karrige Oberfläche, schlecht gebankt, knorrig-schiefrig, wulstig. Min. 1 m.

6. Köpfe nördlich Kehre 2000 Albulastrasse (Casannaschiefer-Raibler) 789450/162200/2060

unten (S): 2*a*. dunkelgrüne, glänzende Serizitschiefer, feinschiefrig. Min. 9 m;
2*b*. violett-schwarze, serizitische Schiefer, oft rostbraun angelaufen, wellig verbogen, schiefrig bis fast massig, kieselig, Lagen von weisslichen Quarzgeröllen. 3 m;
3*a*. weisses und hellrotes Konglomerat mit rundlichen Quarzgeröllen, schwach verschiefert, muskowitreich. 2 m;
3*b*. grüne, sandige, serizitische Schiefer. 2 m;

3*c*. grüner, leicht schiefriger, grober Sandstein, mit schwarzen und braunen eisenschüssigen Belägen und feinen Muskowitschuppen auf den Schieferungsflächen, wulstige und knorrige Bänke, mit Kreuzschichtungsdiskordanz. 20–30 m;

3*d*. rotes und hell lauchgrünes Konglomerat mit bis nussgrossen rundlichen Quarzgeröllen und einem grauweissen quarzitischen Bindegewebe und Adern, reichlich schwarze Eisenglanzbeläge und rote tonreiche Linsen. 15 m;

4*a*. braunroter, grober Sandstein, dunkelgrau anwitternd. 10 m;

4*b*. hellgrüner, schiefriger, mittelkörniger Sandstein, serizitische Schieferungsflächen. 2 m.

Nach 14 m Schutt:

4*c*. grüner und hellgrauer, schiefriger, glimmerreicher, feiner Sandstein. 1 m.

Nach 10 m Schutt:

5*a*. rauchgrauer, dichter Dolomit, hell schmutziggrau und gelblich anwitternd, dünnbankig (Bänke 10–30 cm), wulstige Oberfläche, Schichtflächen mit braunen Tonschmitzen. Darin mehrere ca. 1 cm dicke Bänklein von grauschwarzen, dichten Dolomiten, die hellgelb anwittern. 14 m;

5*b*. rauchgrauer, feiner Dolomit, nicht gebankt, mit unregelmässig verteilten Tonhäutchen. 2,5 m;

5*c*. hellgrauer und rötlicher, dichter, kalkiger Dolomit, hell rötlich anwitternd. «Bergnelkenkalk». 4 m;

5*d*. dunkler, tonreicher, ungebankter Dolomit mit braunen Tonschieferzwischenlagen. 2–3 m;

6*a*. graue, feinsandige Rauhwacke. 4–5 m. – «Mittlere» Rauhwacke;

6*b*. dunkelgrauer, feinkörniger Dolomit, rauchgrau anwitternd, schlecht gebankt, mit undeutlichen Diploporen. 12–20 m;

6*c*. mausgrauer, feinspätiger Dolomit, hell anwitternd, klüftig, mit weissen dolomitischen Adern, gut und grob gebankt. 8 m;

7*a*. braunroter, dichter Kalk, sehr dünnbankig bis schiefrig, Schichtflächen wellig und mit tonigen und limonitischen Belägen; wechsellagernd mit gelber und graurötlicher, sandiger, feinporöser Rauhwacke. 8 m;

oben (N): 7*b*. graue und gelbe, groblöcherige Rauhwacke mit Brocken eines hellgelblich anwitternden Dolomites und mit bunten Tonschieferfetzen. Min. 25 m.

B. Tektonik

(Taf. 2, Prof. 19–24, 26, 27, 29–31)

Der breite und relativ ungestörte Tauchfaltencharakter der Arscheidaschuppe im W, auf Valbella, ist dokumentiert durch alttriadische resp. paläozoische, ± E–W-streichende Kerne und durch die sich immer an die Süd- und Nordbegrenzung der Einheit haltenden und steil einfallenden jüngsten Schichtglieder, die Raiblerschichten (stellenweise mit Hauptdolomitfetzen) (Prof. 1, S. 64). Diese letztern stossen i. A. an den normalerweise liegenden Rauhwackenzug (S. 36), beim See 2418 in der östlichen Valbella jedoch direkt an die Saluvergesteine der eingewickelten Rückenteile der Errdecke (Valbellaschuppe, S. 72). Knapp östlich des Hügels 2359, unweit der Albulastrasse, gelangt der Raiblerdolomit auch in einer verkehrtliegenden Synklinale innerhalb der Tauchfalte – zwischen zwei Teilantiklinalen mit anisischem Kern – an die Oberfläche, ebenso weitere 300 m östlich in einer analogen «Mulde» auf Funtaunas. Dazwischen jedoch greift die Falte mit enger Stirnumbiegung in die Tiefe (Buntsandstein-Verrucano-Kern). Diese enggepresste tauchende Antiklinale läuft gegen E in einen saigerstehenden, streichenden Scheitelbruch aus, längs dem aus dem untervorgeschobenen südlichen Schenkel verschleppte Relikte von Raiblerdolomiten und -rauhwacken erscheinen.

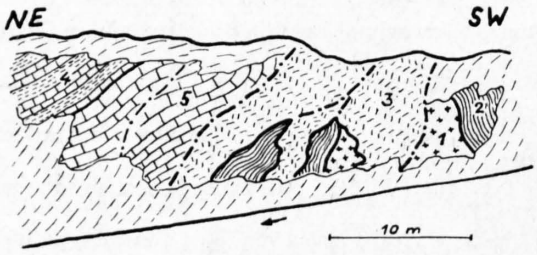


Fig. 9. Aufschuppungen der Basis der Castellschuppe (rechts) am Kontakt mit der Tauchfalten-artigen Arscheidaschuppe (links) mit eingepressten Elementen des Rauhwackenzuges. An der Ova d'Alvra westlich der Alp Alesch.

1 = Kristallin, 2 = «Casannaschiefer», 3 = Rauhwacke, 4 = Anisien, 5 = Ladinien.

Gehen wir auf dem alten, rechtsseitigen Albulafussweg weiter abwärts gegen die Alp Proliebas, so stellen wir fest, wie der Südschenkel der Tauchfalte immer mehr ausspitzt, um im Querschnitt der Alp Nova bereits tektonisch zu fehlen. Die Stirnbiegung setzt dagegen noch bis wenig westlich der Alp Alesch fort (Fig. 9), und der nördliche, hangende Schenkel, der sich nun als einheitliche, nordfallende Schichtplatte präsentiert, hält mit unverminderter Mächtigkeit und mit vollständiger Schichtfolge durch bis an das durch axiales Abtauchen unter die Innebene bedingte östliche Ende der Schuppe zwischen La

Punt und Madulain. Nördlich der Kehre 1940 m der Albulastrasse im untern Val d'Alvra durchreissen zwei ± N–S-streichende, senkrechte Querbrüche die Schuppe und senken den mittlern Teil um etwa 20 m ab, während sich bei der Alp Alesch die vor allem in der Castellschuppe ausgeprägte Querflexur (S. 59) auch in unserer Einheit noch schwach abbildet.

War die Arscheidaschuppe auf Valbella ausschliesslich in den Rauhwackenzug eingesenkt – obwohl der letztere wahrscheinlich zum grössten Teil tektonisch höher einzuordnen ist (S. 38) und von der Arscheidaschuppe eingewickelt wurde –, so verliert sie in ihrem Verlauf gegen E den Kontakt mit diesem und grenzt bei Alesch einerseits an die hangende Castellschuppe im N (S. 62), anderseits an eine nördliche Abspaltung des Kristallins des Errdecken-Stirnkopfes (Albulalappen; S. 81) im S. Auf Arscheida schaltet sich die Guardavalschuppe (S. 63) nördlich unseres Elementes ein und begleitet es bis an den Inn.

Eine Fortsetzung westlich des Hügels 2359 fehlt vollständig und ist wahrscheinlich weniger mit Axenanstieg der Arscheidaschuppe gegen W als vielmehr primär mit dem westlichen Ende der Berninadecke, der diese Schuppe angehört (S. 72), in Verbindung zu bringen (S. 90). Hingegen treffen wir östlich des Engadins in den Mezzaunserien – insbesondere in deren «Hauptserie» (R. Staub, 1946 und 1948*a*) – und in den Bugliaunaserien südlich von S-chanf Schichtreihen an, welche mit der Sedimentserie der Arscheidaschuppe übereinstimmen (S. 72).

C. Allgemeines zu den Schichtreihen der Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe

Weist schon die in allen drei Einheiten gleich ausgebildete kristalline Basis auf einen nähern Zusammenhang hin, so sind die lithologischen Analogien im Paläozoikum und in der Trias dieser Schuppen so gross, dass sie als dem gleichen Ursprungsraum entstammend aufgefasst werden müssen. Auch H. Eggenberger (1926) erkannte übrigens die ähnliche Triasausbildung in seiner Castell- und Guardavalschuppe, ohne allerdings die Konsequenz einer Deutung als Elemente der gleichen Decke zu ziehen. Der enge bauliche Kontakt der drei Schuppen untereinander dürfte die Folge eines gemeinsamen Vormarschierens als mehr oder minder einheitliche Platte mit erst nachheriger endgültiger Aufspaltung unter dem Einfluss der vordringenden und einwickelnden Errstirn sein (S. 81).

1. Kristallin (1)

Neben den auch von R. Staub (1924) und H. Eggenberger (1926) erwähnten Dioriten (mit Oligoklas-Andesin, Hornblende, Zoisit, Epidot und Biotit) aus der Basis der Castellschuppe, die ebenfalls im schmächtigen Kristallin der Arscheidaschuppe (unter dem Segantiniweg auf Arscheida) vorkommen, fand ich auch Gabbros und Quarzdiorite (in der Castell- und in der Arscheidaschuppe). Ausserdem treten als vorpaläozoisches Kristallin mehr lokal auf:

Albitgneis (Serizit-Chloritgneis). Orthogestein. Mit porphyroblastischer Struktur und mit überlagerter leichter Kataklase. Hauptgemengteil ist Albit. Kalzit (in kleinen Kristallen) und Erze sind reichlich. Starke Zersetzung des Gesteins in Serizit. Längs den Bewegungsflächen sind Chlorit und Erze angereichert (aus der Arscheidaschuppe).

Serizitquarzit (metamorpher Sandstein aus alter Sedimentserie). Ungleichkörnig, mit gerundeten und etwas porphyroklastischen Quarzen mit bis 1,5 mm Durchmesser in sehr feinkörniger Quarzgrundmasse mit wenig Serizit (aus der Castell- und der Guardavalschuppe).

Derartige Kristallinserien wurden von R. Staub (1915) und von H. P. Cornelius (1935) aus dem Berninakristallin beschrieben.

2. Casannaschiefer (2)

Diese im Ostalpin meist epi-, höchstens mesometamorphen Paragesteine liegen konkordant, an einigen Lokalitäten aber auch mit schwacher Erosionsdiskordanz dem Kristallin auf. Konglomeratische Einschübe, wie sie in ähnlicher, wenn auch gröberer Ausbildung ebenfalls in den Casannaschiefern der Muntischelschuppe (S. 55) auftreten, deuten, neben dieser Diskordanz, auf ihre mindestens teilweise Natur als Abtragungsschutt alter Gebirge. Über das Alter der Casannaschiefer-«Gruppe», das von R. Staub

neuestens (1948 *b*) als zum Teil vorpaläozoisch, von andern Autoren als durchwegs karbonisch angenommen wird, kann ich mich nicht äussern. Immerhin weisen die neuesten Funde von Kambrium in Kärnten auf das vorpaläozoische Alter gewisser Anteile derartiger Komplexe hin, während konglomeratische und bituminöse Horizonte eher karbonisch sein dürften (S. 56) und z. B. in der Brekziendecke der Westschweiz als Westphalien belegt werden konnten.

Vorkommende Typen sind:

Chloritgneis mit porphyroblastischer Struktur und intensiver Kristallisationsschieferung. Im grano- bis lepidoblastischen Grundgewebe schwimmen linsen- bis schwach augenförmige Porphyroblasten von Plagioklas (Albit-Oligoklas, ca. An 10). Das Grundgewebe enthält reichlich parallelgelagerten Chlorit, feine Körner von Quarz, Titanitkörner und wenig Plagioklas. Stark tektonisch beansprucht, aber wieder verheilt. Zonen mit vorwiegend Chlorit und Muskowit wechseln ab mit feldspatreichen Zonen. Feine Zerrklüfte sind gefüllt mit Quarz und Eisen.

Mylonitisierter Serizitschiefer mit Feinfältelung. Struktur lepido- bis granoblastisch. Hauptgemengteile: Serizit, wenig Quarz, wenig Chlorit. Quarz zum Teil rekristallisiert, zum Teil mit Mosaikstruktur (infolge tektonischer Durcharbeitung). Sehr dicht aufeinanderfolgende Scharen von Bewegungszonen (Abstände oft nicht breiter als die Grösse eines Serizitkristalls).

Untergeordnet sind kalzitreiche Chloritschiefer.

Mächtigkeiten:	Castellschuppe	20–50 m,
	Guardavalschuppe	bis 30 m,
	Arscheidaschuppe	30–50 m.

3. Verrucano (3)

Vorwiegend sind feine bis grobe, zum Teil tektonisch verschieferte Quarzkonglomerate von weisser, hell lauchgrüner, lichtgrauer und hell- bis violettroter Farbe. Linsige Einlagerungen von serizit-muskowitreichen bunten Tonschiefern und von konglomeratischen Chloritschiefern sind vor allem im Perm der Arscheidaschuppe verbreitet (Prof. 6, S. 65).

Vergleicht man den Verrucano der drei Schuppen miteinander, so fällt, neben der innerhalb jeder einzelnen, in die ursprüngliche Lage zurückversetzt gedachten Einheit von S nach N abnehmenden Korngrösse der mehr oder minder gerundeten (oft nur kantengerundeten) Quarztrümmer, vorab das Feinerwerden der Komponenten in den Schuppen in der Reihenfolge Castell-, Guardaval-, Arscheidaschuppe auf, dergestalt, dass die nördlichen Abschnitte des Verrucano der höhern Schuppe annähernd gleiche Korngrösse aufweisen wie die südlichen Abschnitte des Verrucano der benachbarten liegenden Schuppe. Neben einer Schüttung aus S bis SE in den ursprünglichen Raum, die sich in den einzelnen Schuppen abbildet, kann aus den obigen Tatsachen auch auf die primäre enge Nachbarschaft und die gegenseitige Lage der drei Einheiten geschlossen werden, wobei die Castellschuppe im S und die Arscheidaschuppe mit ihren i. A. feinern permischen Konglomeratserien im N lag (S. 72).

Eine eindeutige Einordnung des Verrucano, als Verwitterungsschutt des herzynischen Gebirges (R. Staub, 1917), in das (? untere) Perm (analog dem Rotliegenden) resp. in das Permowerfénien (dieser Begriff hat nur bei kontinuierlicher Perm-Buntsandstein-Schüttung seine Berechtigung; siehe unten) war mir nicht möglich; ich schied ihn lediglich auf Grund seiner Lithologie und seiner Lage zwischen dem Kristallin resp. den Casannaschiefern und dem Buntsandstein aus. Pflanzenreste, wie sie etwa H. Boesch (1937) aus den analogen Stufen in den Engadiner Dolomiten oder H. Eugster (1923) aus der Ducangruppe beschrieb, fehlen meinem Verrucano vollständig.

Mächtigkeiten:	Castellschuppe	80–140 m,
	Guardavalschuppe	70–100 m,
	Arscheidaschuppe	100–150 m.

4. Buntsandstein (4)

Diese Stufe ist charakterisiert durch überwiegend feine, seltener grobe, oft grobgebankte, bunte Sandsteine mit Linsen und Lagen serizitischer Tonschiefer. Eine scharfe Trennung gegen den liegenden Verrucano kann – wie fast allgemein im ostalpinen Raum – weder altersmässig noch lithologisch gezogen

werden, geht doch die unruhige grobe Schüttung des Perms nach oben sukzessive in die ausgeglichenere und feinere Sandfazies der skythischen (?) Stufe über – eine normale Folge der zur Buntsandsteinzeit bereits weitgehend vollzogenen kontinuierlichen Abtragung des herzynischen Gebirges. Eine Zäsur in der Schüttung, welche altersmässig etwa der Zechsteinstufe des Nordens entsprechen würde, ist nirgends angedeutet.

Schon die in den mittlern Partien des Buntsandsteins eingeschalteten linsigen Tonschieferlagen (Castellschuppe, Prof. 2, S. 60; Arscheidaschuppe, Prof. 1, S. 64; Prof. 5, S. 65; Prof. 6, S. 65) deuten auf eine leichte, zaghafte und noch durch terrestrische Zwischenphasen unterbrochene Inundation hin, welche dann in Annäherung gegen die anisische Grenze zu immer ausgeprägter wird und vorerst zur dünnschichtigen und unregelmässigen Wechsellagerung sandiger, schiefrig-toniger und dolomitischer Schichtchen des «Campilerniveaus» führt (Castellschuppe, Prof. 1 *b*, S. 59; Guardavalschuppe, Prof. 1, S. 63).

Mächtigkeiten:	Castellschuppe	30–50 m,
	Guardavalschuppe	40–50 m,
	Arscheidaschuppe	30–50 m.

5. Anisische Stufe (5)

Der Vormarsch des Meeres – im obersten Buntsandstein, im Campilerniveau erst leicht angedeutet, nun aber in eine allgemeine Transgression überleitend – vollzieht sich auch in dieser Zeit nur langsam, und über eine neritische und infolge der intermittierenden und schwankenden Meeresbedeckung unruhige Fazies hinaus kommt es nicht. Stellenweise wird die Basis des Anisien markiert durch eine nochmalige kurze Regression mit gelber und grauer, «unterer», skythisch-anisischer Rauhwacke (Castellschuppe, Prof. 1 *b*, S. 59; Prof. 3, S. 60; Arscheidaschuppe, Prof. 4, S. 65; Guardavalschuppe, Prof. 1, S. 63), andernorts folgen auf den höhern Buntsandstein resp. auf die Campilerschichten braune tonige Dolomite, dunkle Tonschiefer oder hellroter «Bergnelkenkalk», die seitlich ineinander übergehen und sich gegenseitig ersetzen können (Castellschuppe, Prof. 1 *a*, S. 59; Prof. 2, S. 60; Prof. 4, S. 60; Prof. 6, S. 61; Arscheidaschuppe, Prof. 1, S. 64; Prof. 3, S. 65; Prof. 4, S. 65; Prof. 6, S. 66).

H. Eggenberger (1926) nimmt für diesen letztern, fleischroten Kalk, für den er wegen der typischen Farbe die Bezeichnung «Bergnelkenkalk» schuf, karnisches Alter an, obwohl dieses Sediment in allen Profilen nahe über dem Buntsandstein liegt. Nach Eggenberger weist aber seine «Guardavalschuppe» (S. 63), in welcher dieses Gestein hauptsächlich auftreten soll, nahe lithologische Verwandtschaften mit der Errdecke auf, soll somit eine schmächtige Untertrias besitzen, so dass die Nachbarschaft von Buntsandstein und Carnien einigermassen erklärlich wäre. Weitere Argumente für das Raibleralter dieses Kalkes führt er nicht an. Die Verhältnisse in der Castellschuppe wie auch in der «Zuozer Zone», wo die Bergnelkenkalkbank noch wesentlich näher dem Perm liegt, deutet H. Eggenberger als durch tektonische Reduktion bedingt.

Gerade im Querschnitt der Alp Alesch – der meiner Arscheidaschuppe zugehörigen Typlokalität des «Bergnelkenkalkes» von H. Eggenberger (Prof. 5, S. 65) – können wir ein gut entwickeltes und differenziertes Unter- und Mitteltriasprofil aufnehmen, und auch die stratigraphisch höhern Glieder können im gleichen Profil weiter oben, am Südhang des Muntischel, in reichhaltiger und gar nicht unterostalpin anmutender Ausbildung angetroffen werden. Der Bergnelkenkalk (5*b*) ist hier eindeutig ins untere Anisien zu stellen, denn über ihm folgen tonreiche braune, typische Anisiendolomite (5 *c*–5 *f*), während er anderseits fast direkt normal dem Buntsandstein aufliegt. Auch andernorts, besonders in den drei Einheiten der Berninadecke des Albulagebietes, so im Vallatscha und auf Castell (in der Castellschuppe), ist dieser Kalk mit tieferanisischen dunklen Schiefern und Dolomiten vergesellschaftet und geht seitlich aus ihnen hervor. Innerhalb dieser Schuppe folgt er am Südosthang des Muntischel (Prof. 2, S. 60) sogar direkt auf den Buntsandstein. Auch kann er durch intensive Verwitterung in die gelbe «untere» Rauhwacke (skythisch-anisische Grenze) übergehen. Aber auch im Rauhwackenzug (S. 32) und in der Muntischelschuppe (S. 54 und S. 55) konnte ich bergnelkenkalkähnliche Bildungen an der Basis des Anisien feststellen. Anderseits kommen im ebenfalls lagunären Raiblerniveau gewisse Rekurrenzen derartiger Gesteine vor (Rauhwackenzug, S. 32; Guardavalschuppe, Prof. 3, S. 63; Arscheidaschuppe, Prof. 6, S. 66). Doch ist die Bezeichnung «Bergnelkenkalk» für kalkig-dolomitische, blassrote und feinschichtige Bildungen des untern Anisien zu reservieren.

Das Auftreten von lagunär-neritischen, rötlichen und dünnschichtigen Kalken an der Basis und innerhalb des Anisien gewisser Einheiten der Albulazone steht nicht einzig da. So erwähnt R. Staub (1917) einen rötlichen und leicht brekziösen anisischen Kalk aus der Berninadecke am Piz Alv, den er mit dem Calcaire rosé der Klippendecke (A. Jeannet, 1912–1913) vergleicht. Schon A. Rothpletz (1888) entdeckte zwischen dem oberanisischen «Ammonitenhorizont» und dem Wettersteindolomit schmächtige rote Kalke im südlichen Karwendelgebirge. Von Hallein meldet E. Böse (1898) einen rötlichen marmorartigen Kalk vom Typus des Hallstätter Kalkes. Rote Farbtöne, infolge terrigener Einschwemmungen, an der Basis des Anisien, im Übergang gegen die liegenden Werfenerschichten, stellt K. Leuchs (1907, 1926) u. a. am Rauschberg fest. Aus der Scarldecke erwähnen sowohl W. Schiller (1903) vom Piz Lad als auch W. Hammer (1911) vom Jaggl fleisch-

farbene und mattrote anisische Kalke und mit diesen wechsellagernde Kalkschiefer. Am Gipfel des Piz Turettas im Val Müstair folgen nach W. Hess (1953) über der untern Rauhwacke (unteres Anisien) rötliche feinmarmorisierte Kalke und Schiefer, welche aus schwarzen Kalkschiefern durch Entfärbung (?) hervorgehen sollen. In der Ducangruppe führt H. Eugster (1923) gleich mehrere Horizonte von bergnelkenkalkähnlichen Bildungen im Anisien, aber auch im untern Ladinien (mittlere Rauhwacke) an. Am Seejöchl in den nördlichen Kalkalpen fand M. Frank (1935) weinrote Kalkmergel als linsige, ausspitzende Einlagerungen im Muschelkalk. Auch von Mauls und vom Tribulaun werden rötliche Kalkschiefer des untern Muschelkalkes gemeldet (E. Kraus, 1951/I). Sogar im Penninikum treten an der Triasbasis rote Kalke auf, wie ich bei Curaglia (Lukmanier) und im Val Soja beobachten konnte und wie R. Staub (mündliche Mitteilung) bei Castione feststellte. Gewisse Horizonte der die Bergnelkenkalke oft vertretenden dolomitischen Schiefer erinnern an den mittelanisischen Brachipodenkalk im Ducan- und Landwassergebiet (H. Eugster, 1923, und eigene Beobachtungen).

Die ebenfalls lagunär-neritischen höheranisischen Ablagerungen – vorwiegend bunte tonreiche Dolomite und Tonschiefer – mit starken lithologischen Schwankungen gehen an der Grenze zum Ladinien in eine eigentliche, eine nochmalige und letzte kurzdauernde Regression anzeigende salinarische Fazies mit grauer, «mittlerer» Rauhwacke über (Castellschuppe, Prof. 1 *a*, S. 59; Prof. 3, S. 60; Prof. 4, S. 60; Prof. 6, S. 61; Arscheidaschuppe, Prof. 6, S. 66).

Aus dem anisischen Dolomit beim Punkt 2359 im Val d'Alvra (Arscheidaschuppe) erwähnt H. Eggenberger (1926) *Diplopora uniserialis* Pia (Zur tektonischen Stellung dieses Dolomites vgl. auch S. 43 und S. 50). Aus dem Anis am Munt della Bes-cha (S.-A.) (Castellschuppe, Osthang des Muntischel) führt er eine *Physoporella pauciforata* var. *lotharingica* Benecke und von der Felsbastion auf Arscheida (Castellschuppe) einen von P. Arbenz gefundenen *Encrinus* sp. an.

Mächtigkeiten:	Castellschuppe	20–50 m,
	Guardavalschuppe	30–35 m,
	Arscheidaschuppe	25–40 m.

6. Ladinische Stufe (6)

Die salinarischen grauen, «mittleren» Rauhwacken an der Basis des Ladiniens sind fast durchgehend verfolgbar. Seltener treten an ihre Stelle feinspätige, immer aber rauhwackig anwitternde Dolomite (Castellschuppe, Prof. 1*b*, S. 59; Arscheidaschuppe, Prof. 5, S. 65), gelegentlich auch eine eigentliche, ziemlich feine Transgressionsbrekzie als Zeichen der nun kräftig einsetzenden ladinischen Inundation, wie sie auch andernorts im Ostalpin (Ducangebiet, südliche Engadiner Dolomiten, Errdecke) bekannt ist. Die hangende Dolomitserie («Wettersteindolomit») ist im grossen monoton, und eine saubere Dreiteilung derselben, wie sie in der Ducangruppe (H. Eugster, 1923) und im Spöltal (H. Boesch, 1937) durchgeführt werden kann, ist nicht möglich. Im einzelnen jedoch zeigen sich mehrere relativ kurzfristige Sedimentationszyklen, meist aber ohne eigentlich lagunäre Zwischenbildungen (Castellschuppe, Prof. 7, S. 61; Prof. 8, S. 61). Also auch im Ladinien, das durch eine allgemeine Inundation gekennzeichnet ist, spiegeln sich oszillatorische Bewegungen des Meeresbodens noch in der Sedimentfazies ab.

H. Eggenberger (1926) führt aus dem obersten Abschnitt der Es-cha-Schlucht, unweit der Alphütte Es-cha Dadour (Castellschuppe; Prof. 4, S. 60) dickschalige Diploporen an, die nach J. v. Pia für ladinisches Alter sprechen. Auch vom Steinbruch am Es-cha-Weg, östlich des Castells (Prof. 8, S. 61), erwähnt er Diploporen, die ich ebenfalls fand. Ganze Diploporennester finden sich sodann im Wettersteindolomit 100 m westlich des Castells, wenig oberhalb des Segantiniweges, und auf Chaminedas (Castellschuppe).

Mächtigkeiten:	Castellschuppe	bis 350 m (tektonisch angehäuft),
	Guardavalschuppe	70–150 m,
	Arscheidaschuppe	80–120 m.

7. Karnische Stufe (7)

Dieses Schichtglied dürfte auch in den drei Einheiten der Berninadecke im Albulagebiet nicht in seiner vollständigen Ausbildung vorliegen, denn wie in andern Decken (Quatervalsdecke, Ortlerzone, Allgäudecke), so wurden scheinbar auch hier gewisse Horizonte der karnischen Rauhwacke als Gleit-

niveau bei der Abschiebung der hangenden, stratigraphisch jüngern Sedimente benützt. Hauptvertreter sind dunkle und schwärzliche feinspätige Dolomite in den untern Partien und helle, gelb anwitternde tonreiche Dolomite, die sich mehr auf die höhern Horizonte konzentrieren (Castellschuppe, Prof. 4, S. 60; Guardavalschuppe, Prof. 3, S. 63; Arscheidaschuppe, Prof. 6, S. 66). Erstere zeigen Ähnlichkeiten mit den Prosantoschichten der Silvrettadecke bei Brinzauls (S.-A.: Brienz) und in der westlichen Ducangruppe und auch mit den dunklen Dolomiten der Gualdaunaschuppe beim Albulahospiz (S. 39). Die allgemeine Regressionstendenz wird auch durch verschieden mächtige, ausgewalzte oder tektonisch angehäufte gelbe Rauhwacken mit bunten Tonschiefern (Castellschuppe, Prof. 4, S. 60; Guardavalschuppe, Prof. 3, S. 63; Arscheidaschuppe, Prof. 1, S. 65; Prof. 6, S. 66) dokumentiert. Als Rekurrenz des anisischen «Bergnelkenkalkes» (S. 69) sind in der Rauhwacke dünne Bänke von rötlichem, feingeschichtetem und rauhwackig anwitterndem Kalk eingeschaltet, so im Lavinèr westlich des Guardaval. Feinbrekziöse Partien an der Basis des höherkarnischen hellen Dolomites, wie sie auch andernorts vorkommen, sind als Transgressionsbrekzien aufzufassen.

Mächtigkeiten:	Castellschuppe	50–130 m,
	Guardavalschuppe	50– 80 m,
	Arscheidaschuppe	0– 60 m.

8. Norische Stufe (8)

Nur die Guardavalschuppe führt als jüngstes Schichtglied einen mächtigen Hauptdolomit, der den isolierten eigentlichen Burghügel aufbaut. Die schmächtigen und ausgewalzten, tektonisch bearbeiteten Hauptdolomitfetzen der Arscheidaschuppe auf Valbella (Prof. 1, S. 65), welche längs des karnischen Gleithorizontes noch mitgeschleppt wurden, sind nicht für Vergleiche geeignet. Die schon von jeher umstrittene Deutung dieses Guardavaldolomites als Hauptdolomit ist auch heute nicht eindeutig, wiewohl gute Gründe für dieses Alter sprechen. Wohl stellte ihn schon G. Theobald (1863) ins Norien, was allerdings nicht viel besagt, war doch für diesen Autor beinahe aller Triasdolomit norisch. C. Tarnuzzer (1896) spricht von Muschelkalkdolomit. H. Eggenberger (1926) deutet ihn mit Vorbehalt als norisch einzig auf Grund seiner Lage über wahrscheinlich karnischer Rauhwacke. Nach ihm könnte es sich zwar ebensogut um mitteltriadischen Dolomit des «Mittelschenkels» oder einer basalen Abschuppung der höhern Castellschuppe handeln.

Der dunkle, oft wettersteinähnliche Dolomit hat nur wenige lithologische Äquivalente im Norien anderer ostalpiner Einheiten. Von der typischen hellen Ausbildung, wie sie in der Scarldecke, in der Ortlerzone und in der Errdecke auftritt, ist er stark verschieden. Mit dem Quatervalsdolomit (S. 15) hat er nur die dunkle Farbe gemeinsam, unterscheidet sich aber von diesem durch das Fehlen einer ausgeprägten Feinschichtung. Den einzigen sichern Hauptdolomit von analogem Aussehen kenne ich aus den Mezzaunserien (besonders aus der mittlern Serie) und aus der obern Bugliaunaserie (Berninadecke).

Der Kontakt mit den liegenden Raiblerrauhwacken ist normalerweise tektonisch gestört (interner Gleithorizont, S. 63). Im Lavinèr direkt westlich des obern Guardavalhügels, wenig unterhalb des Segantiniweges, finden sich jedoch über der Rauhwacke (stratigraphisch) rote, bergnelkenkalkähnliche Sedimente und typische gelbliche (? oberkarnische) Raiblerdolomite, die normal, unter Zwischenschaltung einer basalen Transgressionsbrekzie, in den Dolomit von Guardaval überleiten. Die brekziösen Lagen, welche dessen Untergrenze auf ihrer ganzen aufgeschlossenen Länge im Lavinèr begleiten, können als Hauptdolomit-Basisbrekzien gedeutet werden. Solche liegen in der Arscheidaschuppe (Prof. 1, S. 64) typischer vor. Diploporen fanden sich in diesem Guardavaldolomit trotz eifrigen Suchens nirgends – ganz im Gegensatz zum diploporenreichen Wettersteindolomit der Castellschuppe.

Mächtigkeiten:	Guardavalschuppe	bis 160 m,
	Arscheidaschuppe	0–10 m (in Linsen).

D. Einordnung der Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe

Dass diese drei Schuppen ursprünglich eng benachbart im gleichen Sedimentationstrog gelegen haben müssen, wurde schon oben (S. 68) anhand gewisser Eigentümlichkeiten im Perm und in den Sedi-

mentserien, aber auch anhand der analogen kristallinen Basis nachgewiesen. Dass des weitern alle drei Einheiten von oben herab vor der Errstirn eingewickelt wurden, wie schon D. Trümpy (1913) und R. Staub (1916 *b*) vermuteten, geht aus dem Tauchfaltenbau insbesondere der Arscheidaschuppe, aber auch gewisser Abschnitte der Castellschuppe hervor. Ein direkter Zusammenhang mit Sedimenten der Errstirn (Crasta Mora-Keile, S. 77), mit dem Albulalappen oder gar mit der Carungasdecke, wie H. P. Cornelius (1950) annahm, d. h. mit der «Albuladecke» (F. Zyndel, 1912), besteht im Albulagebiet nirgends. Mit der primär lückenhaften Trias der südlichen Errdecke (H. P. Cornelius, 1935; R. Staub, 1948 *a*; F. Roesli, 1945; J. Stoeklin, 1949) bestehen kaum Ähnlichkeiten, dagegen mit mittelostalpinen Serien der Ortlerzone (Cristallo- und Casannazone) (R. Staub, 1937 *a*; U. Kappeler, 1938) und mit der Scarl- und der Silvrettadecke (H. Eugster, 1923; H. Boesch, 1937; W. Hess, 1953), wiewohl in den letztern, im Gegensatz zu unsern Einheiten, die einzelnen Stufen gut noch weiter gliederbar sind. Die Herleitung aus einem Teiltrog der Berninadecke, welche schon auf Grund der Kristallinbasis für alle drei Einheiten wahrscheinlich gemacht ist (S. 67), wird durch die faziellen Verwandtschaften zwischen dem Mezzaun-Hauptdolomit (insbesondere der Serlas-Serie, welche die vollständigste Schichtreihe dieser Region aufweist) und dem Dolomit von Guardaval noch weiter gefestigt. Die übrigen Triasglieder lassen sich ebenfalls gut vergleichen mit den Mezzaunserien oder mit dem Alv-Oberbau (R. Staub, 1948 *a*), wobei die erstern in allen Stufen besonders schöne Übereinstimmungen mit unsern Schuppen zeigen, während die Alvserien eher unruhigere Faziesverhältnisse aufweisen. Auch die tektonische Stellung von Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe, im Liegenden eindeutiger Ortler- resp. Allgäuelemente und über resp. vor der Errdecke und ihren Stirnsedimenten spricht für Abkunft aus der Berninadecke, insbesondere aus deren primär nördlicheren Teiltrögen, also etwa hinter der Julierstirn.

10. Valbellaschuppe

(Nr. 11 in Taf. II)

Lokale Keile mit einer primär schon lückenhaften und orogenen, tektonisch noch weiter reduzierten Geantiklinalserie von Obertrias bis Kreide sind auf Valbella von oben in den von ihnen überfahrenen, vorwiegend mittelostalpinen Rauhwackenzug eingespiesst. Es handelt sich um an der Basis höherer Einheiten vorgeschleppte und vor der Kristallinfront der Errdecke (Crasta Mora) herabgewickelte Sedimente der Samadener Zone oder auch nördlicherer Abschnitte des Errdeckenrückens, die etwa dem Albulalappen neuer Deutung (H. P. Cornelius, 1950) entsprechen.

A. Stratigraphie

Infolge der Gleitbretterbildung längs mehreren Horizonten können keine zusammenfassenden Mächtigkeitsangaben gemacht werden.

1. Raiblerschichten

— schwarzer, ungebankter, zäher, feinkristalliner Dolomit, schwach verschiefert, dunkel und olivbraun anwitternd, mit rostigen Limonitausscheidungen auf den Kluftflächen. 0–4 m. – Meist an der Basis. ? Prosanto-Schichten;
— hellgrauer, gelblich anwitternder, toniger, feinbrekziöser Dolomit, schlecht gebankt, klüftig, auf den wulstigen Oberflächen hell hervorwitternde dolomitische Adern und Lagen sowie Fetzen von grünlichen Tonschiefern. 0–6 m;
— gelbe, groblöcherige Rauhwacke mit roten und grünen Tonschieferchen und Brocken des hellgelb anwitternden typischen Raiblerdolomites. 0–12 m.

2. Hauptdolomit

— feine, monomikte Dolomitbrekzie mit hell- und dunklergrauen Dolomiten und mit einem hellen, feinkörnigen Zement. 0–2 m. – Hauptdolomit-Basisbrekzie;
— heller, fast weisser, feinkristalliner Dolomit mit feinbrekziösen Einschüben, nicht gebankt, Oberfläche weiss mehlig anwitternd mit Stich ins Rötliche, sporadische braune Tonschieferschmitzen. 0–3 m.

3. Lias (und ? Dogger)

— grobe, polymikte Brekzie mit gelblichen, hell- und dunkelgrauen Dolomiten und Kalken und mit hellgrauem kalkigem Bindemittel, Kieselgehalt diffus verteilt, aber auch in fingerdicken Schnüren konzentriert. 0–6 m.

4. Malm

— roter Radiolarit mit vielen Radiolarien vom Typus der Spumellarien und mit linsigen und drusigen Einschlüssen von schwarzglänzendem Manganerz (vgl. S. 46) sowie mit flaserigen, seitlich rasch auskeilenden Lagen von hellgrünen Hornsteinen und lauchgrün glänzenden serizitischen und kalkigen Tonschiefern. 0–6 m.

5. Kreide

a) beim See 2418 (östliche Valbella)

— graugrüne, sandige Tonschiefer mit eisenreichen, braun anwitternden Lagen, schmutziggrau anwitternd, schwach schiefrig, bröcklig zerfallend. 0–3 m;
— hellgrauer und rötlicher, feiner, kalkiger Sandstein, dünnbankig, Schichtflächen mit rostigen Belägen. 0–1 m;
— glänzende, graugrüne, kalkfreie, chloritische Tonschiefer mit hohem Eisengehalt, hell- bis rostbraun anwitternd. 0–1 m.

b) 200 m nördlich des Sees 2418

— grobe, polymikte Brekzie mit bis kopfgrossen, wenig gerundeten Trümmern von Serizitphylliten, Albulagranit, Quarzit und rotem Radiolarit und mit dunkelrotem, feinsandig-quarzitischem, herauswitterndem Bindemittel. 0–10 m;
— grüne Tonschiefer mit rostigen Partien und weissrötlichen rundlichen Quarzgeröllen, wellige glänzende Schichtflächen, grün-hellbraun anwitternd. 0–2 m.

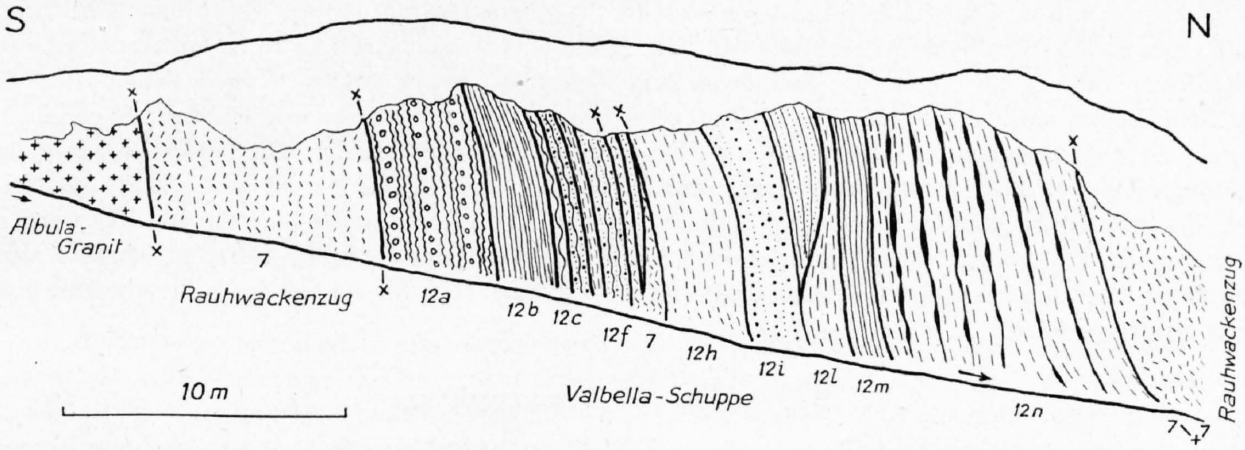


Fig. 10. Saluverprofil in der Schlucht auf Valbella.
Erklärung siehe Profil *c*.

c) Schlucht südlich des Hügels 2359 (vgl. Fig. 10) 786370/161700/2360

oben (S): 7. gelbe, selten graue Rauhwacke, hervorgehend aus gelb anwitterndem, hellgrauem Dolomit, mit wenigen bunten Tonschieferfetzen. 8 m. – Rauhwackenzug;
12*a*. graugrüne, dunkle, glänzende Tonschiefer mit Einschlüssen kleiner gerundeter Radiolaritbrocken, stark tektonisiert. 4 m;
12*b*. schwarzgrüne, glänzende, muskowitreiche, chloritische Tonschiefer. 2 m;
12*c*. schwarze, mattglänzende Schiefer mit knorrigen Schichtflächen. 0,5 m;
12*d*. hellgrüner, schiefriger Sandstein mit rötlichen, hervorwitternden, bis haselnussgrossen Quarzittrümmern, Schichtflächen gewellt und mit Serizit. 0,5 m;
12*e*. dunkle, grünblaue, sandige, chloritische Tonschiefer, glänzend, wellig-knorrig. 0,4 m;
12*f*. Sandstein wie 12*d*. 1 m;
7. gelbe, sandige Rauhwacke mit roten Tonschieferchen. 0,5 m. – Rauhwackenzug;
12*g*. grober, grüner bis weisslicher Sandstein mit sporadischen roten, bis nussgrossen, rundlichen Radiolarittrümmern, ähnlich wie 12*d*. 0–0,3 m;
7. gelbe Rauhwacke wie oben. 0,1 m.– Rauhwackenzug;
12*h*. sandige Tonschiefer wie 12*e*. 3 m;
12*i*. grüner und hellroter, serizitreicher, grober Sandstein mit weissen Bänken eines feineren Sandsteins. 2 m;

12*k*. roter, sandiger Tonschiefer, intensiv rostbraun anwitternd. 1,5 m;
12*l*. sandige Tonschiefer wie 12*e*. 0–0,5 m;
12*m*. graue, mattglänzende, kieselige Tonschiefer, kalkig, hellbraun anwitternd. 1 m;
12*n*. grüne Tonschiefer mit braunen quarzitischen Schnüren längs der Schieferung; wechsellagernd mit schwarzen, braun anwitternden Kalkschiefern. 6–8 m;
7. gelbe Rauhwacke wie oben. Min. 4 m. – Rauhwackenzug.

H. P. Cornelius (1950) deutet dieses Profil als vorwiegend «halb- bis vollkristallin» und damit als westliche Fortsetzung des basalen Granitsporns des Crasta Mora-Nordgrates, also als Kristallin des Albulalappens. Davon kann keine Rede sein; vielmehr weisen sowohl die eingeschlossenen Radiolaritbrocken (12 *d*, 12 *g*) als auch die speziell für Samadener Verhältnisse typische Saluverfolge von Sandsteinen und Tonschiefern auf das Kreidealter dieser Serie hin. Auch R. Staub (mündliche Mitteilung) hat dieses schön ausgebildete Saluverprofil untersucht, in dem er verschiedene Analogien zur orogenen Kreide der Samadener Rückenzone fand. Die Einschaltungen von karnischen Rauhwacken sind tektonisch bedingt.

6. Allgemeines

Ob die Schichtreihe schon primär erst mit der karnischen Stufe einsetzt, d. h. ob die Raiblerschichten transgressiv auf das Kristallin hinabgreifen, wie dies in nördlichen Regionen der Errdecke zum Teil der Fall ist (J. Stoecklin, 1949), oder ob ältere Schichtglieder bei einer eventuellen Abschuppung längs einem karnischen Gleithorizont zurückgeblieben sind, kann nicht entschieden werden, da alles Ältere absolut fehlt. Immerhin deutet das Auftreten eines dunklen Dolomites an der Basis der vorhandenen Serie (S. 72), der Analogien zu den Prosanto-Schichten des Ducangebietes (H. Eugster, 1923) und der Gualdaunaschuppe (S. 39) aufweist, eher auf eine Abscherung der Valbellaschuppe von ihrer normalen Unterlage hin. Die Obertrais ist jedenfalls schon primär wenig mächtig – wenn sie auch nicht als eigentlich orogen bezeichnet werden kann –, und über dem Hauptdolomit folgt transgressiv der Lias; im Gegensatz etwa zu den Crasta Mora-Keilen (S. 80), wo ein gut ausgebildetes Rhät vorhanden ist. Die orogene und lückenhafte Sedimentation setzt im (?) untern Lias mit groben Kalk-Dolomit-Brekzien ein. Eine neritisch-bathyale Allgäufazies fehlt. Im Malm tritt wenig mächtiger roter, manganerzreicher Radiolarit auf, wie wir ihn aus der Samadener Zone kennen (R. Staub, 1948 *a*). Grüner Radiolarit ist in dünnen Linsen darin eingelagert. Mit diesen wechsellagernde Aptychenkalke wurden nirgends gefunden und sind wahrscheinlich tektonisch entfernt oder gar nicht abgelagert worden. Die Kreide liegt in einer normalerweise ziemlich feinen Saluverfazies vor. Polymikte Brekzien (lokal recht grob; S. 73) mit Kristallin- und Radiolaritkomponenten sind in die sandigen und schiefrigen Serien eingeschaltet. Sie wurden auch von H. P. Cornelius (1935) als echte kretazische Saluvergesteine gedeutet. Auffallenderweise fehlen in diesen Brekzien triadische Dolomitkomponenten vollständig. (Zur Altersfrage der Saluverbrekzie und der Saluvergesteine i. A. siehe S. 47.)

B. Tektonik und Zusammenhänge

Die Valbellaschuppe sticht in der östlichen Valbella in Form eines in sich weiter verschuppten und nicht sehr tiefgreifenden Keiles recht steil, oft senkrecht in südliche Abschnitte des Rauhwackenzuges ein. Stirnumbiegungen sind nicht anzutreffen. Ihre streichende (± E–W-) Ausdehnung beträgt weniger als 1 km, während die grösste Breite im Querschnitt des Sees 2418 mit 50–60 m erreicht wird. Verschuppungen längs verschiedener interner, stratigraphisch festlegbarer Gleithorizonte, so an der Liasbasis, insbesondere aber innerhalb der kretazischen Serie, komplizieren lokal die Schichtplatte. Die gelbe Rauhwacke des liegenden Rauhwackenzuges ist längs derartiger Schubflächen tief in die Schuppe eingewalzt (S. 73).

Suchen wir nach Zusammenhängen im weitern Umkreis, so kommen für lithologische Vergleiche besonders die orogenen Serien des Unter- und Mittelostalpins in Frage. Solche finden sich im Murtirölgebiet und in der nördlichen Albulazone (Languarddecke), in der Samadener Zone (Rücken der Errdecke und Stirn der Julier-Bernina-Decke) sowie in der südlichen Albulazone und der Tschittazone (vor und auf der Errstirn). Nähere fazielle Beziehungen bestehen anhand der Angaben von F. Roesli (1927 *a*, 1927 *b*) und von R. Staub (1948 *a*) mit folgenden Einheiten:

- im Murtirölgebiet: God-Drosa-Serie,
- in der Samadener Zone: nördliche Saluverzone, Zone von Sassnair-Zuondra,
- im Raum vor der Errstirn: Carungaszone.

In der God-Drosa-Serie (und der ihr tektonisch analogen Gualdaunaschuppe) stimmen die saluverartigen Gesteine gut mit denjenigen der Valbellaschuppe überein (Gualdauna, Prof. *g*, S. 40; Prof. *h*, S. 41), während sich im Jura beträchtliche Unterschiede ergeben. Zudem müsste bei einer Parallelisation mit den God-Drosa-Gualdauna-Serien diese Valbellaschuppe als eingewickelte Languarddecke gedeutet werden und sich folglich irgendwie unter der Arscheida- und der Muntischelschuppe hindurch mit der Gualdaunaschuppe verbinden. Tatsächlich aber ist dies nicht der Fall und keilt die Valbellaschuppe nach unten schon in geringer Tiefe aus. In der Zone von Sassnair-Zuondra im Samadener Raum sind sowohl das Rhät als auch der Jura recht mächtig und differenziert ausgebildet, und endlich ist in der Zone Carungas–Pizza Grossa (R. Staub, 1948 *a*), nördlich der Errstirn, der Oberlias und der Dogger, im Gegensatz zum schmächtigen und orogenen Unter- und Mitteljura der Valbellaschuppe, vollkommen gliederbar. Die beste Übereinstimmung besteht mit der innerhalb der Samadener Zone schon recht südlich liegenden «nördlichen Saluver-Zone» des innern Rückens der Errdecke. Über spärlichen Dolomiten und Rauhwacken der Trias folgt dort transgressiv die orogene «Pseudo-Saluverserie» des Lias (+ Doggers), vergleichbar der polymikten Liasbrekzie auf Valbella (S. 73). Diese Zone führt, analog der Valbellaschuppe, kein Rhät, im Gegensatz zu nördlicheren (Bardellazone bis nördliche Schlattainzone) und zu südlicheren Elementen des mehrteiligen Samadener Troges. Roter und grüner Radiolarit wird auch im Val Saluver überlagert von einer ebenfalls eher feinen Saluverserie. Das auch von R. Staub (mündliche Mitteilung und 1948 *a*) festgestellte Fehlen von Dolomitkomponenten in der Saluverbrekzie am Nordfuss der Crasta Mora (S. 73) spricht nicht unbedingt gegen einen Zusammenhang mit der Samadener Zone, da wir auch dort, wenn auch seltener, dolomitarme und dolomitfreie kretazische Brekzien kennen. Es scheint also in der Valbellaschuppe am ehesten ein abgeschuppter und vor der Errfront eingewickelter Schubspan dieser «nördlichen Saluver-Zone», also eines Elementes aus dem hintern Rücken der Errdecke, vor der Front der Julier-Teilstirn, vorzuliegen, womit sich auch eine nähere Beziehung zur Sulzfluhdecke des Rhätikons ergibt (R. Staub, 1948 *a*). Denkbar wäre allerdings auch, dass einzelne Schubsplitter der vorgeschobenen Falknisdecke, also nördlicherer Räume der Errdecke, in Form der Valbellaschuppe zurückgeblieben wären, doch fehlen dafür Anhaltspunkte.

11. Liaszug Albula–Valbella (Albula-Lias)

(Nr. 12 in Taf. II)

Südlich des Ospiz d'Alvra sind in die graue, «mittlere» Rauhwacke des Rauhwackenzuges Liaskieselkalke und Liasschiefer in Form einer E–W-streichenden, sowohl gegen W – im obern Val del Diavel –, als auch gegen E – auf der östlichen Valbella – ausspitzenden und axial aushebenden Tauchfalte eingesenkt. Weitere Schichtglieder sind nicht vorhanden.

a) Kiesellias. Hellgrauer, grobgebankter, feinspätiger Kalk, blaugrau und gelbbraun anwitternd, mit weisslich hervorwitternden, ungefähr in der Schichtungsebene angeordneten Kieselschnüren und -knauern und mit sporadischen dunkelgrauen und hellgrünlichen Tonlinsen, ausgeprägte Querklüftung, Kieselsäure zum Teil in bis 1 m dicken, weisslichgrünen Bänken angereichert. – Südlich des Ospiz, bei der Alphütte Albula, am kleinen See auf der westlichen Valbella;

b) Schieferlias. Dunkelgraue, splittrig brechende, feine Kalke, schiefrig, tonreich, schmutzig graubraun anwitternd, mit auffallend regelmässiger Querklüftung und säulig-griffeliger Absonderung, grau glänzende tonige Schichtflächen mit häufigen Rutschharnischen. – Südlich des Ospiz.

Vorherrschend ist die auch aus der Liasbasis der Fraèle-Blaisun-Mulde in der Ortlerzone (S. 22) und aus der Gualdaunaschuppe (S. 45) bekannte Kieselschnurfazies. Kalkschiefer in Allgäufazies kommen nur beim Ospiz d'Alvra in grösserer Mächtigkeit vor; andernorts sind sie in dünnen ausspitzenden Lagen in den Kiesellias eingeschaltet.

Der Tauchfaltenbau (Taf. II, Prof. 32, 34, 36, 37, 40) zeigt sich am klarsten dort, wo dieser Liaszug axial in die Luft ausstreicht, vor allem wenig südwestlich des Ospiz, gegenüber dem vereinzelten Raibler-Saluver-Aufschluss an der Albulastrasse (Crasta Mora-Keile; S. 78), wo die basale Stirnumbiegung aufgeschlossen ist, aber auch am Ostende der Einheit, auf der Ebene westlich der kleinen Schlucht auf Valbella (Valbellaschuppe, S. 72). Auch südlich der Alphütte Albula kann aus dem Einfallen der Schichten

auf derartige Strukturen geschlossen werden. Querverstellungen, welche auf das ungleiche Vorbranden der Errkristallinfront zurückgehen, sind in diesem sich gegenüber tektonischen Kräften rigid verhaltenden Komplex häufig, so wenig östlich des Ospiz, bei der Alphütte (dieser Bruch setzt sich gegen S bis in die Crasta Mora-Keile unter den Felsen des Piz Mez fort) und östlich des kleinen Sees auf der westlichen Valbella.

Dieser isolierte Schichtkomplex ist bis anhin recht wenig beachtet worden, und es wurden oft Verbindungen gezogen, welche gar nicht existieren. Wenn vom «Albulalias» gesprochen wurde, meinte man, neben unserm Liaszug, vor allem den Kiesellias in den untern Partien der Südhänge der Blaisun-Üertsch-Kette, der zur Gualdaunaschuppe (S. 45) gehört (R. Staub, 1924, 1937 *a*), oder es wurde unter diesem Begriff die gesamte Liasmasse südlich der Üertsch-Zavretta-Gruppe, welche sich am Piz Blaisun mit dem nördlichen Bergünerlias verbindet (S. 30), verstanden. H. Eggenberger (1926, Profile) rechnete unsern Lias zur Castellschuppe (Berninadecke; S. 59). Diese Einheit keilt aber, zusammen mit der benachbarten und verwandten Arscheidaschuppe (S. 64), schon bei der obern Strassenbrücke im Engadiner Albulatal primär gegen W aus. Ebenso reicht deren Schichtreihe nur bis zur karnischen Stufe, und alles Jüngere ist abgeschert und innerhalb meines Gebietes nirgends anzutreffen. Ebensowenig stösst der Lias unter die südlich und nördlich angrenzende Rauhwacke ein (H. P. Cornelius, 1950); vielmehr zieht der Rauhwackenzug unter dem Muldenschluss des Liaszuges durch, wie aus den Verhältnissen am Ost- und Westende des letztern hervorgeht. Ein Zusammenhang mit dem Liaskalk der Crasta Mora-Keile (S. 79), also mit Stirnsedimenten der Errdecke, wie ihn H. P. Cornelius annahm, kann demnach nicht bestehen und wird übrigens auch durch die verschiedene Ausbildung der beiden gleichaltrigen Schichtglieder unwahrscheinlich gemacht. Dass hier kein tektonisches Äquivalent des vorwiegend mittelostalpinen «Albula-Lias» (im Sinne obiger Deutung; Gualdauna- und Ortlerzone), von dem der Liaszug immer durch Rauhwacke getrennt ist und sich auch lithologisch etwas unterscheidet, vorliegen kann, sondern dass es sich um ein tieferes, unterostalpines Element handeln muss, vermutet auch R. Staub (mündliche Mitteilung). Der Begriff «Albula-Lias» soll hier eine eindeutigere und engere Fassung erhalten, dergestalt, dass wir ihn nur mehr für den tatsächlich beim Albulahospiz anstehenden und vorwiegend kieseligen Lias, also für unsern tektonisch einheitlichen Liaszug, reservieren wollen.

Für Vergleiche in Frage kommen also nur noch die Serien des Piz Mezzaun (Berninadecke; F. Roesli, 1927 *a*; R. Staub, 1937 *a*) und die Samadener Zone (Rückenteile der Errdecke; H. P. Cornelius, 1935; R. Staub, 1948 *a*), die auch einen einigermassen ähnlichen Lias aufweisen. Nachdem wir in den der Berninadecke zugehörigen Castell- und Arscheidaschuppen, den Äquivalenten der Mezzaunserien westlich des Engadins, kein posttriadisches Schichtglied gefunden haben, wäre es unerklärlich, wie plötzlich weit im W ein allseitig isolierter Liaskomplex derselben tektonischen Einheit auftauchen sollte. Wie oben erwähnt, findet überhaupt die Berninadecke im Albularaum schon weiter im E ihr westliches Ende. Der in den Mezzaunserien östlich des Inn auftretende Streifenkalk mit Hornsteinbändern (F. Roesli, 1927 *b*) ist auch lithologisch etwas verschieden vom Lias am Albulapass. Aber auch tektonisch ist eine Verbindung mit der Berninadecke nicht gut möglich, da sich die Valbellaschuppe des Errdeckenrückens (S. 72) zwischen die Arscheidaschuppe und den Liaszug einschaltet. Viel mehr Gründe sprechen für eine Herleitung aus der Samadener Zone, von einem der Rückenelemente der Errdecke, als ein passiv vorgeschleppter und von der Errfront teilweise eingewickelter Schubspan analog der Valbellaschuppe. Ein direkter Zusammenhang mit dieser letztern scheint zwar, aus dem Ausdünnen der Liasfalte gegen E zu schliessen, nicht zu bestehen, doch könnte er ebensogut unter dem dicken Moränenmantel verhüllt sein. Eher noch dürfte es sich aber beim Albulalias um ein vorgeschlepptes Äquivalent einer andern Einheit des Errdeckenrückens, etwa der Bardellazone (R. Staub, 1948 *a*), handeln. Nach der heutigen tektonischen Lage dieses Liaskomplexes muss er jedenfalls im ursprünglichen Raum eher nördlich der Valbellaschuppe eingereiht werden. Ob in der Tschittazone, in gewissen Elementen des Kiesellias auf Cartans (S. 52), eine westliche Fortsetzung unseres Albulalias vorliegt, vermag ich nicht zu entscheiden, doch dürften einige dieser isolierten Vorkommen wohl in diesem Sinne gedeutet werden, solange sich nicht, wie am Nordhang des Piz Mulix, direkte Zusammenhänge mit unzweifelhaften Sedimenten der Errstirn nachweisen lassen (R. Staub, 1948 *a*; J. Stoecklin, 1949).

12. Sedimentkeil bei La Punt

(Nr. 13 in Taf. II)

Mitten im Stirnkopf des Errkristallins (Albulagranit, Orthogneis, Glimmerschiefer, Quarzphyllit) steckt im Nordosthang der Crasta Mora-Gruppe (Taf. II, Prof. 24, 26, 27) ein ± E–W-streichender, steil nach S einfallender Sedimentkeil, der in seinen östlichen Abschnitten nur gelbe Raiblerrauhwacken (mit roten Tonschieferfetzen und gelbgrauen mergeligen Raiblerdolomitbrocken) und einzelne Schubfetzen von Hauptdolomit enthält. Wenig westlich von La Punt (S.-A.: Ponte) verschwindet er unter dem Schuttfächer der Ova d'Alvra, während er sich hangaufwärts, gegen W zu, verbreitert und an der Peidra Mora auch schmächtige Anteile von typischem Hauptdolomit (bis 10 m), Liaskieselkalk (bis 8 m) und manganerzreichem rotem Radiolarit (bis 15 m) aufnimmt. Die Schichtreihe dieses Keiles ist jedoch auch hier nicht vollständig, sondern längs mehreren internen Gleitniveaux aufgespalten. Östlich des Nordgrates der Crasta Mora spitzt er gegen W wahrscheinlich infolge Axenanstiegs aus.

H. P. Cornelius (1950) verbindet diesen Keil mit dem ± stirnwärtigen «Albulalappen» der Errdecke. Auch R. Staub deutete ihn (1924) als sekundäre Sedimenteinfaltung im Errkristallin, etwa analog der Mulixer Digitation. In seiner Berninakarte (1946) dagegen betrachtet er ihn als von der Errstirn eingewickelten nördlichen Ausläufer resp. vorgeschleppten Schubspan der Saluverzone des Errdeckenrückens (Samadener Zone). Weder die eine noch die andere Deutung kann jedoch in der von den beiden Autoren angenommenen Weise bewiesen werden. Einerseits ist die Verbindung mit den Sedimenten des Albulalappens (H. P. Cornelius), also mit den Crasta Mora-Keilen, durch das Errkristallin und seine paläozoische Bedeckung auf Funtaunas und am Nordgrat der Crasta Mora unterbrochen. Anderseits ist von einem Umbiegen des Keils bei La Punt in Süd- bis Südwestrichtung und von einer Fortsetzung längs des Südostfusses der Crasta Mora wegen des schutterfüllten Engadiner Talzuges nichts zu sehen. Als östliches Äquivalent der Sedimentkeile am Errdecken-Nordrand können wir diesen Zug auch aus andern Gründen nicht deuten, denn er liegt nicht in deren Streichrichtung, die sich auch am Osthang der Crasta Mora noch in parallelen Bruchscharen abspiegelt (S. 81), sondern etwa 200 m nördlich davon. Die wahrscheinlich primär schon lückenhafte, infolge der Einwicklung teltonisch noch weiter reduzierte Schichtreihe – im günstigsten Falle (Peidra Mora) Raiblerrauhwacke-Hauptdolomit-Liaskieselkalk-Radiolarit – ergibt keine Argumente für die eine oder die andere Auffassung. Die Frage muss also offenbleiben, ob dieser Keil eine weitere, nördlichere sedimentäre Einspiessung im unterteilten Stirnkopf der Errdecke analog den Crasta Mora-Keilen (S. 82) ist, oder ob er mit den eingewickelten Rückensedimenten der Errdecke auf Valbella, also mit der Valbellaschuppe (S. 72), in näherem Zusammenhang steht. Jedenfalls liegt er recht genau in der streichenden östlichen Fortsetzung der letztern, was für eine nähere Beziehung beider spricht, wie sich auch die lückenhaften Schichtfolgen der zwei Einheiten miteinander vergleichen lassen. Insbesondere ergeben sich auch Analogien zum Kiesellias beim Ospiz d'Alvra («Albula-Lias»; S. 75), der ebenfalls eine vor der Errstirn herabgewickelte Rückenschuppe aus dem Samadener Raum ist. Der Deutung von R. Staub (1946) kommt so, auf Grund lithologischer Vergleiche, die grössere Wahrscheinlichkeit zu als derjenigen von H. P. Cornelius (1950).

13. Sedimentkeile am Errdecken-Nordrand (Crasta Mora-Keile)

(Nr. 14 in Taf. II)

Dem Nordhang der Crasta Mora folgen, meist direkt am Fuss der zerrissenen Felswände, in wechselvoller Höhenlage (2400–2600 m) mehrere zum Teil in engen Keilen in das Errkristallin eingespiesste, zum Teil unter dieses eintauchende Sedimentzüge. Sie lassen sich infolge der reichlichen Schuttbedeckung nicht durchgehend verfolgen; der Zusammenhang der einzelnen Aufschlüsse ist jedoch eindeutig. Am Nordgrat des eigentlichen Crasta Mora-Gipfels spitzen diese Sedimente gegen E aus, und die obere und die untere Abspaltung des bis dahin in Lappen aufgeteilten Errdecken-Stirnkopfes verbinden sich miteinander. Gegen W setzen sich unsere, von H. Eggenberger (1926) zunächst als «Valbella-Keile» bezeichneten Züge mit Unterbrüchen fort in die Keile auf L'Ervedi (S.-A.), Murtèl Trigd (am Piz Palpuogna)

und am Nordhang des Piz Mulix (R. Staub, 1948 *a*; J. Stoecklin, 1949; H. P. Cornelius, 1950) (über die Problematik dieser Verbindung vgl. S. 91). Es sind in das Kristallin eingekeilte Reste der Sedimentbedeckung der Errdeckenstirn s. l., die nicht wesentlich von ihrer normalen Unterlage abgeschoben wurden.

A. Stratigraphie

1. Detailprofile

a) Strasse westlich Ospiz d'Alvra 783520/161540/2285

Legende zu Fig. 11:

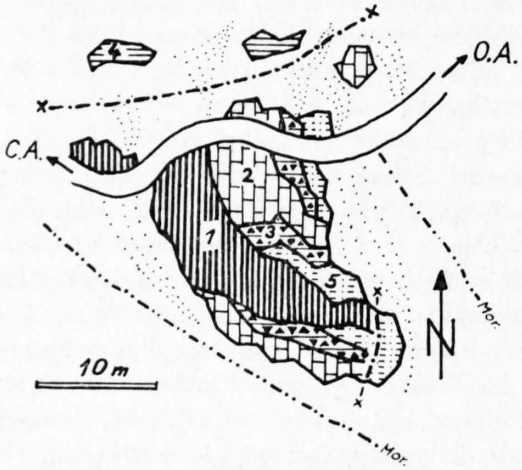


Fig. 11. Aufschluss westlich Ospiz d'Alvra.
1 = Raiblerdolomit, 2 = Hauptdolomit, 3 = Liasbrekzie, 4 = Kiesel- und Schieferlias, 5 = Saluverbrekzie. O. A. = Ospiz d'Alvra, C. A. = Crap Alv.

Raiblerdolomit: hellgrauer und weisslicher, dichter Dolomit, tonreich, hell gelbbraun und ocker anwitternd, nicht gebankt, mit hellbraunen Tonschmitzen und unregelmässig durchziehenden, hervorwitternden Kalzitschnüren, karrige Oberfläche;

Hauptdolomit: mausgrauer, feinspätiger Dolomit, sehr hell anwitternd, in eckige Bruchstücke zerfallend. An der Basis eine unregelmässig grobe, sedimentäre Dolomitbrekzie («Hauptdolomit-Basisbrekzie»);

Liasbrekzie (?): transgressiv und schwach diskordant auf Raibler- oder Hauptdolomit. Polymikte Sedimentärbrekzie mit eckigen, zum Teil auch leicht kantengerundeten und in sich nachträglich wieder zerbrochenen Komponenten von hellen und dunklern Dolomiten und von dunkelblaugrauen bis schwärzlichen Liaskieselkalken. Bindemittel rauchgrau, feinspätig und kalkig;

Saluverbrekzie: polymikte Brekzie, transgressiv auf Raibler- oder Hauptdolomit oder auf der Liasbrekzie. Sandkorn- bis faustgrosse Trümmer von Glimmerschiefer, Diorit, Albulagranit, Buntsandstein, verschiedenen Dolomiten, Liaskieselkalk, roten und grünweissen Radiolariten (letztere zum Teil kantengerundet).

Während C. Tarnuzzer (1896, 1898) diesen Aufschluss gesamthaft als Rauhwacken des Anisien und Ladinien deutete, sprach H. P. Cornelius (1950) von karnischen, norischen und vorwiegend liasischen Gliedern. Auch die polymikte Saluverbrekzie gehört nach ihm in den Lias. R. Staub, der diesen isolierten Klotz inmitten der Moränen ebenfalls untersuchte, fand in den Brekzien die ebenfalls oben erwähnten Radiolaritkomponenten (mündliche Mitteilung).

b) Nordhang des Piz da las Blais 783980/161040/2420

oben (S): 1. Albulagranit;
2. schwarzglänzende Glimmerschiefer, zum Teil stark tonig, wellig, in dünne Platten zerfallend. 1,8 m. – Casannaschiefer der normalen Bedeckung des Errkristallins.

Mit schwacher Diskordanz (8–10°) stösst daran ab:

12*a*. dunkelrot-grün gesprenkelte, polymikte Brekzie mit Kristallin-, Dolomit-, Kalk- und Hornsteintrümmern, letztere bis kopfgross und mit Manganerzkonkretionen in roter, radiolarienreicher Grundmasse (im Schliff reichlich Spumellarien). 0–3 m. – Mit 40° gegen S einfallend;

12*b*. dunkler, dichter Kalk, leicht verschiefert, graurötlich und hellbraun anwitternd, Schichtflächen mit grünen, serizitischen Tonschiefern, welch letztere auch ganze Bänke bis 10 cm Dicke bilden. 1,5–2 m. – Eventuell älter (?Dogger);

10. dunkelbraungrauer, feiner Kalk, grobbankig, mit Kieselschnüren. 0–2 m. – Diskordant transgressiv auf:

unten (N): 7. weisslichem bis hellrotem Gips, hervorgehend aus in einzelnen Bänken eingeschaltetem hellgrauem, spätigem Raiblerdolomit, mit Einschlüssen von dunkelgrauen, feinen Rauhwacken und von hellen, gelblichen und rötlichen, feinbrekziösen, kalkigen Dolomiten mit unregelmässig verteilten roten Tonschieferchen (Rekurrenz des «Bergnelkenkalkes»; S. 69). Dieser Gips wechsellagert in den untern Partien mit hellgrauem, hellgeblich anwitterndem, feinem, typischem Raiblerdolomit, der seitlich übergeht in eine grobe, dolomitische Brekzie sedimentären Ursprungs mit kantigen Trümmern verschiedener Dolomite, mit roten Tonschieferfetzen und mit gelbrotem, tonig-dolomitischem Zement. Min. 30 m. – Raiblerschichten.

c) Nordwesthang des Piz Mez 784550/161210/2450

oben (S): 1. Albulagranit.

Nach 15 m Schutt:

8*a*. hellgrauer, dichter Dolomit, weisslich bis hell rötlich und mehlig anwitternd, ungebankt, klüftig, feinbrekziöse linsige Einschüttungen mit bis haselnussgrossen Dolomittrümmern, wulstige Oberfläche. Min. 60 m. – Mit 50° gegen S einfallend;

8*b*. grobe, dolomitische Brekzie mit bis kopfgrossen Dolomitkomponenten (monomikte Sedimentärbrekzie). 2–5 m. – «Hauptdolomit-Basisbrekzie»;

7*a*. hell weinroter, marmorartiger, dichter Kalk, mit unregelmässig verteilten, gelb anwitternden, sandig-tonigen Schlieren und Belägen, dünnschichtig, Oberfläche oft weisslich-rot gemasert und feinkarrig bis rauhwackig. 2,5 m. – Karnische Rekurrenz des «Bergnelkenkalkes» (S. 69);

7*b*. mausgrauer, kalkiger Dolomit, hell graurot anwitternd, mit unregelmässigen, gelb hervorwitternden Kalzitadern, gelben tonigen Schichtbelägen und roten Tonschiefern in Nestern und Linsen. Min. 15 m. – Raiblerdolomit des Synklinalkerns.

Nach 10 m Schutt:

8*a*. nochmals der helle und zum Teil rötliche Dolomit. Min. 5 m. – Flacher gegen S einfallend;

9*a*. dünnplattiger, dunkler, feinkörniger Kalk, dunkelbraun anwitternd. 1,5 m. – Obernorisch-rhätischer Plattenkalk (S. 16);

9*b*. schwärzlicher, knorrig verschieferter, mergeliger Lumachellenkalk mit Zweischaler- und Belemnitenbruchstücken, ockerbraun anwitternd. 0,5 m;

unten (N): 10. blaugrauer, grobbankiger, feinspätiger Kalk mit diffusem und in dünnen, längs der Schichtung angeordneten Perlschnüren angereichertem Kieselgehalt. Min. 15 m.

d) Nordosthang des Piz Mez 785260/161110/2510

oben (S): 1. Albulagranit;

2. dunkelgrünbraune und schwärzliche Chlorit-Serizit-Phyllite mit welligen, glänzenden Schichtflächen; konglomeratische Partien mit kluftartigen Quarzausfüllungen. Leichte Winkeldiskordanz (5–10°) sowohl zum hangenden Kristallin (paläozoische Diskordanz) als zum liegenden Hauptdolomit (alpine Diskordanz). 2–4 m. – Casannaschiefer;

8*a*. rauchgrauer, hellgrau anwitternder, dichter Dolomit, klüftig, mit rötlichen, diffusen Flecken und weiss hervorwitternden dolomitischen Adern, schlecht gebankt, wulstige Oberfläche; fein- bis grobbrekziöse Lagen in den obersten 2–3 m (stratigraphisch unten) («Hauptdolomit-Basisbrekzie»). 25 bis 30 m. – Mit 40° gegen S einfallend;

8*b*. hellgelb anwitternder, dickbankiger, feinbrekziöser Dolomit mit hellen, herauswitternden, dolomitischen Kluftfüllungen und dunklen Tonschieferbelägen. 4 m;

9. plattiger, rauchgrauer Kalk, leicht schiefrig, Oberfläche streifig graublau und gelbbraun gebändert (Bänder 0,1–5 cm). Eingeschaltet sind höchstens 10 cm dicke Linsen von graubrauner Lumachelle. 2 m. – Plattenkalk und Lumachellenkalk des Rhät;

10*a*. hell graubrauner, sehr hell anwitternder, dichter Kalk, dünn- bis dickbankig, oft leicht verschiefert, mit schmächtigen, schwarzen und braungrauen, knorrigen, perlschnurartigen Hornsteinkonkretionen längs der Schichtung. 3 m;

10*b*. dunkelblaugraue und lauchgrüne, blaugrün anwitternde, glänzende, kalkfreie Tonschiefer mit gedrehten Knollen von weissem Quarzit und mit grünen Serizitschieferschmitzen, die oft auch kleine Quarzknauern enthalten, brekziöse Einschüttungen. Min. 30 m. – ? Dogger oder Malm (vgl. S. 46, Gualdauna);

12. polymikte Brekzie mit bis faustgrossen Trümmern von Granit, Orthogneis, Glimmerschiefer, Dolomiten, Kalken und grünem Hornstein; wechsellagernd mit schwärzlich glänzenden Tonschiefern, welche kleine Quarzknollen umfliessen. 4 m. – Saluverbrekzie.

Nach 8 m Schutt:

2. schwarze, serizitische Schiefer und Kristallinkonglomerate. 0,5 m. – Casannaschiefer;

unten (N): 1. Orthogneis und Serizitphyllit der Errdecke. 8 m. – Nördlicher Kristallinlappen (Albulalappen).

e) Nordhang der Crasta Mora 786350/161470/2430

oben (S): 1. Albulagranit.

Nach 10 m Schutt:

7. rauchgrauer, feinkörniger Dolomit mit unregelmässigen weisslichen, hervorwitternden, dolomitischen Adern, auffallend gelbbraune Oberfläche, schwarze feine Tonhäutchen auf den verzahnten Schichtflächen, mit spärlichen roten und grünen Tonschieferfetzen. 14 m. – Mit 30° gegen S einfallend;

8*a*. grobe, dolomitische Brekzie mit bis kopfgrossen, rauchgrauen Dolomitkomponenten und hellgrauem, dolomitischem Bindemittel, selten gelbbraune Tonhäute. 1–2 m. – «Hauptdolomit-Basisbrekzie».

8*b*. heller, feinkörniger Dolomit, weisslich und hellgelblich anwitternd, schlecht gebankt, klüftig, in eckige, weisslich-mehlig anwitternde Bruchstücke zerfallend. 20 m.

Nach 10 m Schutt:

9. blaugrauer, dichter Kalk, schlecht gebankt, mit plattigen Partien und mit linsigen Einlagerungen (bis 1 m dick) von schwach schiefrigen und knorrigen, hellgelb anwitternden, brekziösen, dunklen Mergelkalken mit Muschelbruchstücken (Lumachellen). 10 m. – Plattenkalke und Lumachellenkalke des Rhät;

10*a*. grauer, grobbankiger Kalk, hell anwitternd, mit lagigen, dünnen Kieselkonkretionen. 10 m;

10*b*. grobe, kalkige Brekzie mit bis faustgrossen, hell- und rauchgrauen und rötlichen Kalken und Dolomiten und mit gelb-rötlich anwitterndem, kalkigem Zement, sporadisch bunte Tonschieferfetzen, einzelne Belemnitenquerschnitte. 30 m.

Nach 5 m Schutt:

unten (N): 1. Glimmerschiefer und Orthogneise. – Kristallin des nördlichen Kristallinlappens.

2. Zusammenfassung

Auf dem Errkristallin liegen leicht diskordant schwarze Phyllite und Kristallinkonglomerate, die wohl dem Paläozoikum zuzurechnen sind (in Analogie zu gleichen Gesteinen der Err-, Bernina- und Languarddecke als ? Karbon bezeichnet; vgl. dazu R. Staub, 1948 *b*, sowie S. 67). Das älteste Schichtglied, welches meist diesen alten «Glanzschiefern» an tektonischer Fläche aufruht – die Raiblerschichten mit Rauhwacken und Dolomiten –, zeigt keine wesentlichen Transgressionserscheinungen, sondern die übliche lagunär-neritische Fazies. Eine wenn auch schmächtige Unter- und Mitteltrias wurde wahrscheinlich abgelagert, im Verlauf der Einspiessung in die engen Kristallinmulden jedoch abgequetscht und ausgewalzt. Die in bezug auf die alpine Geosynklinale randliche Lage des unterostalpinen Bereiches liess die geosynklinale Senkung und damit eine mächtigere Sedimentation erst in der Obertrias spürbar werden (H. P. Cornelius, 1950). Für das teilweise Übergreifen der karnischen Stufe bis auf das Kristallin hinab muss neben tektonischen Reduktionen aber ebenfalls eine auch andernorts bekannte «spätladinische Hebung» (R. Staub, 1917) verantwortlich gemacht werden. Die karnischen Rauhwacken werden auch in diesen Stirnfalten die Rolle eines internen Gleithorizontes gespielt haben.

Vorwiegend in der Raiblerstufe sind gelbe mergelige Dolomite mit bunten Tonschieferchen (wahrscheinlich oberkarnisch). Teilweise sind sie begleitet von einem hellroten «Bergnelkenkalk» (Prof. *b*, S. 78; Prof. *c*, S. 79), einer Faziesrekurrenz des unteranisischen eigentlichen Bergnelkenkalkes (S. 69), der als wichtigstes Edukt für die andernorts (Prof. *b*, S. 78) mächtige Rauhwacke anzusehen ist. Die Anhäufung dieser Rauhwacke und von Gips nördlich des Piz da las Blais dürfte hauptsächlich tektonisch bedingt sein. Mächtigkeit der Raiblerstufe: 0–30 m.

Eine Basisbrekzie des Hauptdolomites wurde an mehreren Stellen gefunden (Prof. *a*, S. 78; Prof. *c*, S. 78; Prof. *d*, S. 79; Prof. *e*, S. 79). Der hellgraue, seltener rötliche Dolomit in deren Hangendem ist nicht nur seiner lithologischen Ausbildung, sondern auch seiner Lagerung gemäss als Hauptdolomit anzusprechen und besitzt fazielle Analogien mit dem Norien in der Scarldecke (S. 8), in der Ortlerzone (S. 22) und in der Allgäudecke (S. 44). Mächtigkeitsschwankungen sind hier vor allem primär bedingt, indem sich vielleicht schon im obern Norien eine gewisse embryonale Schwellenbildung im Raume der Errdeckenstirn bemerkbar machte, wenn nicht die eigentliche Emersion erst ins Rhät und in den untern Lias fällt und einfach alles Ältere in dieser Zeit wieder abgetragen wurde. Mächtigkeit: 25–60 m.

Auch das teilweise fehlende Rhät weist in seiner Lithologie auf ein unruhiges Relief und auf recht unterschiedliche Meerestiefen hin (plattige Kalke, mergelige Lumachellen = Muscheltrümmerkalke, Sedimentärbrekzien). Wahrscheinlich aber wurde auch das Rhät primär durchgehend abgelagert und nachher im Bereich der jungen Schwellenzonen wieder entfernt. Die Fazies ist vorwiegend schwäbisch, wie in den Préalpes médianes (A. Jeannet, 1912/13). Mächtigkeit: 2–10 m.

Wo das Rhät fehlt (Prof. *a*, S. 78), transgrediert auf den Hauptdolomit, teils auch auf den Raiblerdolomit eine vermutlich in den Lias zu stellende polymikte Dolomitbrekzie. Andernorts ist der Lias vertreten durch immer mehr oder weniger brekziösen Kieselschnurkalk, wie wir ihn ähnlich auch aus der Ortlerzone (S. 23), aus der Gualdaunaschuppe (S. 45) oder im Albulalias (S. 75) kennen. Die Akzentuierung des Stirnkopfs der Errdecke im untern Jura führte somit zu einer groborogenen Schüttung in die Synklinalen des durch streichende Antiklinalen mehrfach unterteilten Nordabhanges der Err-Geantiklinale, gegen den Castellins- und den vermutlichen Falknisdeckenraum hin (R. Staub, 1948 *a*). Mächtigkeit des Lias: 0–40 m.

Die Schwellenfazies zeigt sich weiter in der Unterkreide. Oberer Dogger und Malm wurden in diesem Raum wahrscheinlich grösstenteils gar nicht abgelagert, und die Radiolaritbrocken in der saluverähnlichen polymikten Brekzie (Prof. *a*, S. 78; Prof. *b*, S. 78; Prof. *d*, S. 79) müssen ihrem im Vergleich zu den übrigen, ältern Komponenten höhern Abrollungsgrad gemäss einen längern Transport hinter sich haben, sei es aus der Samadener Zone (Errdeckenrücken), sei es von seitlichen, ebenfalls stirnwärtigen Schwellen, insbesondere von westlich benachbarten, wo der Radiolarit vorhanden ist (R. Staub, 1948 *a*; J. Stoecklin, 1949). Das Kreidealter dieser mit der Salamùnbrekzie verwandten orogenen Psammite ist heute durch die Führung von aufgearbeitetem Radiolarit einwandfrei erwiesen (vgl. auch S. 47). Mächtigkeit: 0–6 m.

Anhand der spärlichen stratigraphischen Daten kann über die Deckenzugehörigkeit dieser Unterzone nicht viel ausgesagt werden. Jedenfalls weist die geringmächtige und zum Teil nur tektonisch angehäufte Obertrias auf unterostalpine Herkunft hin. Ähnliche Schichtreihen finden sich sowohl im Raume des Piz Nair (Saluverzone, vor der Julierstirn) als auch innerhalb und nördlich der Stirnregion der Errdecke (F. Roesli, 1945; R. Staub, 1948 *a*).

B. Tektonik und Zusammenhänge

(Taf. II, Prof. 26, 27, 29–32, 34, 36, 37)

Der Bau dieser Sedimentzüge, die von H. Eggenberger (1926) die «Valbella-Keile» genannt wurden, die ich aber, um Verwechslungen mit meiner neu entdeckten Valbellaschuppe (S. 72) zu vermeiden, lieber als «Crasta Mora-Keile» bezeichnen will, ist recht einfach. Immer handelt es sich um gegen S einfallende, auch heute nicht wesentlich von ihrer alten Unterlage abgeschobene Keile, die in enggepressten Synklinalen in das Errkristallin eingespiesst sind. Westlich des Ospiz d'Alvra (Prof. *a*, S. 78) wurde die Sedimentmulde mit den nördlich anschliessenden und hier von der Kristallinfront der Errdecke miteingewickelten Rauhwacken des Rauhwackenzuges verknetet (S. 37). H. P. Cornelius (1935, 1950) konnte in diesem Aufschluss eine Synklinalstruktur erkennen. Der nördlichste Kristallinlappen der Crasta Mora, welcher diese Stirnsedimente der Errdecke auf der östlichen Valbella von den tektonisch höhern, eingewickelten Einheiten (Rauhwackenzug, Arscheidaschuppe, Valbellaschuppe) trennt und sich am Nordsporn der Crasta Mora mit dem südlichern, höhern Teillappen verbindet, setzt oberflächlich erst nördlich des Piz Mez ein (Taf. II, Prof. 34). Westlich davon stossen in meinem Gebiet die Errstirnsedimente, also die Crasta Mora-Keile, direkt an den Rauhwackenzug resp. an die vorgeschleppten Errdecken-Rückensedimente (Valbellaschuppe, S. 72). Einzelne Hauptdolomit- und Rhätaufschlüsse am kleinen See in der westlichen Valbella deuten auf eine mächtige Entwicklung der Crasta Mora-Keile in diesem Querschnitt hin. Diese Keile weisen i. A. verkehrte Lagerung auf, doch scheinen interne Verschuppungen in den meisten Aufschlüssen die Verhältnisse noch kompliziert zu haben, und am Nordabfall des Piz Mez kann eine Synklinalstruktur mit einem Raiblerkern erkannt werden (Prof. *c*, S. 78). Das abrupte Abbrechen der Sedimentzüge gegen E am Nordgrat der Crasta Mora ist nicht durch einen Querbruch, sondern durch axiales östliches Ausheben bedingt. Die tiefe Trennung der zwei Kristallinlappen ist aber noch weiter gegen E verfolgbar in der Karbonmulde nördlich der Crasta Mora (Cornelius, Karte) und in ostwärts ziehenden internen Scherflächen im Kristallin, die sich erst südlich der Peidra Mora verlieren. Ebenso wird das Einfallen der Keile im Verlauf gegen E immer steiler.

Wir haben also auch im Albulagebiet wie in der Gruppe des Piz Blais Martscha zwei Sedimentzüge in den stirnwärtigen Partien des Errkristallins vor uns: einen obern südlichen, der nach H. P. Cornelius (1950) dem «Mulixerkeil» des Westens resp. nach J. Stoecklin (1949) seinem «Palpuogna-Keil» entsprechen soll und der in der Gipfelregion der Crasta Mora-Kette (Gipfel des Piz da las Blais, Gipfel der Crasta Mora) durchzieht, und einen tiefern nördlichen, dessen fragliches Äquivalent im W die eigentliche Errstirn vom tiefsten Kristallinlappen, den J. Stoecklin als «Albulalappen» bezeichnet, trennt. Dem obern Keil, der sich meist nur in streichenden Bruchscharen abbildet, wurde nicht nachgegangen; der untere, also unsere Crasta Mora-Keile, scheint, wie übrigens auch der höhere, der Sedimentbedeckung der Errstirn anzugehören, welch letztere schon im Lias recht ausgeprägt angelegt war, wie seine lückenhafte und vom untern Lias an groborogene Schichtreihe anzeigt. Seine ungefähre westliche Fortsetzung – wenn bei den sich im Streichen ablösenden Stirnsynklinalen überhaupt Verbindungen gezogen werden können – sind mit allem Vorbehalt die Salamùnbrekzien bei L'Ervedi (S.-A.) und die Aufschlüsse am Nordhang des Piz Palpuogna (Salamùnkeil nach Stoecklin) – wo die Schichtreihe wieder vollständiger wird – und setzt sich in die Tiefe wahrscheinlich in den Sedimentkeil im Albulatunnel fort (C. Tarnuzzer, 1904). Hingegen besteht kein Zusammenhang mit dem Gips von Crap Alv (S. 37), wie auch Cornelius erkannte. Der unterste Kristallinlappen, im Liegenden dieses Keils, hängt im E, nördlich der Crasta Mora, mit der Hauptmasse des Errkristallins zusammen und ist als eine schon im Jura ausgebildete und bei der Faltung zum Teil eingewickelte, von Cornelius neuerdings (1950) als primär südlicher gelegen angenommene Abspaltung des Errdecken-Stirnkopfes zu betrachten, den die eigentliche Errstirn

im W noch überfährt, während sie im E nur mehr an steiler Schubfläche an ihn anprallt (R. Staub, 1948 *a*; J. Stoecklin, 1949). Diese heute nördliche Teilstirn vereinigte sich schon bei ihrer Anlage im untern Jura im Verlauf gegen E mit der Hauptstirn, denn trotz des beträchtlichen Axengefälles der Errdecke gegen das Engadin zu, wo sie unter die Languarddecke (Seja) taucht, sind am Ostabhang der Crasta Mora östlich der Peidra Mora, im God Arvins, keine internen Bruchscharen oder Sedimenteinschaltungen als Fortsetzung der Crasta Mora-Keile mehr zu finden. Die seinerzeit von H. Eggenberger (1926) als «Valbella-Keile» bezeichneten Sedimentzüge wurden ihrem Bau entsprechend von Cornelius als teilweise ausgequetschter «Mittelschenkel» der Mulixerfalte bezeichnet. Es sei hier gleich vermerkt, dass dieser Autor unter der «Mulixerfalte» (1950) den obern Kristallinlappen im Hangenden der Crasta Mora-Keile verstanden hat, welchen Namen er früher für seinen nachmaligen «Albulalappen» verwendet hat. Ein Zusammenhang mit der benachbarten Arscheidaschuppe und damit auch mit der Guardaval- und mit der Castellschuppe (Berninadecke; S. 71), wie ihn Cornelius annahm, besteht nicht, denn nicht nur sind die Unterschiede in den Mächtigkeitsverhältnissen der Trias zwischen diesen Einheiten und den Crasta Mora-Keilen und diejenigen zwischen dem wohl differenzierten Jura der Mezzaunserien und dem orogenen Lias unserer Keile bedeutend, sondern alle drei Berninaeinheiten sind auch von diesen Sedimentzügen im stirnwärtigen Errkristallin durchgehend getrennt durch Elemente der Bernina- und der höhern Errdecke.

II. Tektonische Übersicht

Wir können, nach dem Vorangegangenen, in der weitern Umgebung des Albulapasses von N nach S, also tektonisch generell von oben nach unten, folgende Einheiten unterscheiden (vgl. Taf. III):

1. Die Silvrettadecke

a) **Kristallin der Keschgruppe** und des **Cuolm da Latsch** mit ihren in NE–SW-streichenden Mulden liegenden und am westlichen Ausbiss (bei Bravuogn) nach S und SE abgebogenen Rückensedimenten (Ducanmulde und die nördlich anschliessenden Muchettafalten), welche im Val Tisch wenigstens noch zu einem Teil als von südlichen Anteilen des Silvrettakristallins, d. h. vom Kristallin der Tschima da Tisch eingewickelte und überfahrene «verkehrte Serie» nochmals erscheinen. Sowohl diese Stauchungen und Drehungen der Streichrichtung als auch die Einwicklungen unter verschiedene Falten der Ortlerdecke (Ela-Üertsch-Falten im S, Latscher Stirngewölbe im N), die Akzentuierung der schüsselförmigen Verbiegung der Silvretta-Basisfläche und die Untervorschiebungen innerhalb der südlichen silvrettiden Deckenmulden sind den nach erfolgter Überschiebung des oberostalpinen «traîneau écraseur» in der spätpenninischen Monte-Rosa-Phase (Aquitan-Burdigal; R. Staub, 1934 *a*) gegen N und lokal auch gegen NE weiter vorstossenden mittel- und unterostalpinen Einheiten, im besondern der westlichen Ortlerdecke, zuzuschreiben. Als transportierte und vor der Hauptüberschiebung, etwa in der oberkretazischen Gosauphase, einer dinarischen Vorphase, angelegte Strukturen sind die NW–SE-streichenden, auf Schub aus E bis NE zurückgehenden Bruchscharen in der Ducanmulde und die gegen SW aufsteigende und schief die Schichtreihe der hangenden Sedimente querende listrische Basisfläche der Silvrettadecke gedeutet worden (P. Arbenz, 1920; W. Leupold, 1922). Nachdem in neuerer Zeit solche SE–NW-verlaufende Bruchsysteme auch in andern Einheiten des Ostalpins, ja auch im Penninikum und in der helvetischen Zone nachgewiesen wurden (erythräische Richtung; R. Staub, 1953), ist es wahrscheinlicher, sie als synorogen, also während der Überschiebung entstanden zu deuten, etwa als Abbilder alter Strukturen im Untergrund (Horst-Graben-Tektonik) und als natürliche Reaktionen der vorbrandenden Decken auf verschiedene Widerstände im Vorland. Eine dritte Schubkomponente aus SE, zeitlich zwischen die beiden oben erwähnten fallend, welche auch die oberostalpine Schubmasse vorstiess (oberostalpine Hauptphase nach R. Staub, 1917; tirolide Phase nach R. Staub, 1934 *a*; Chattien-Aquitan), bewirkte das NE–SW-Streichen der Sedimentmulden im Rücken der Silvrettadecke.

b) Reste der hangenden Sedimente der **Sandhubel-Teildecke,** welche längs der heute bis an die Deckenbasis hinabgreifenden und während des Hauptvorstosses des Oberostalpins (tirolide Phase) in ihren untern Teilen gegen S zurückgeschleppten und damit muldenförmig unter der südlich anschliessenden Ducanteildecke durchziehenden Wiesener Scherfläche von der listrischen Überschiebungsfläche angeschnitten wurden, sind sowohl in der Pnez-Urmina-Schuppe (H. Eugster, 1923; F. Frei, 1925) als auch in der Strielamulde, bei Sagliaz und im Val Tisch (hier im Liegenden der «obern Scherfläche») als ausgequetschte und von der Keschmasse s. l. überfahrene isolierte Schichtpakete anzutreffen. Infolge der Vertikaldivergenz der gegen W aufsteigenden Silvretta-Basisfläche einerseits, der Axen der Sandhubel- und der Ducanmulden anderseits gegen NE verlieren die oberostalpinen Rückensedimente schon etwa im N–S-Querschnitt Wiesen–Tuors den Kontakt mit der Überschiebungsfläche, und demgemäss keilen in der südlichen Fortsetzung dieser Linie, im obern Val Tisch, auch die eingewickelten und ausgequetschten «verkehrten Serien» gegen E aus. Die Anhäufung derartiger zurückgebliebener sekundärer Basisschuppen im Val Striela und bei Sagliaz kann schon primär in der tiroliden Phase erfolgt sein (bei Annahme einer Reliefüberschiebung; O. Ampferer, 1933 *b*), ist aber wahrscheinlich zur Hauptsache als

in der spätpenninischen Phase im Gefolge der Aufbrandung der Latscher Stirn und anderer mittel- und unterostalpiner Einheiten, als Füllung drucktoter Räume entstanden zu deuten.

Die Steilstellung der Überschiebungsfläche der Silvrettadecke längs ihres südlichen Ausstreichens, in meinem ganzen Gebiet und auch weiter im NE bis zum Stragliavitapass, ist in ihrer Anlage sicher zurückzuführen auf ein von der vormarschierenden oberostalpinen Schubmasse schon vorgefundenes Relief, d. h. auf einen embryonalen Kamm als südliche resp. südöstliche Begrenzung der jungen «Suraver Deckenmulde». Die Ausbildung eines ausgeprägteren Reliefs in diesem nördlichen Raum dürfte etwa in die grisonide Phase (unteres Stampien; R. Staub, 1934 *a*), also in die unterostalpine Hauptphase (R. Staub, 1917) fallen, wo nicht nur das nördliche penninische Vorland unter dem Einfluss des erstmals anrückenden Unter- und Mittelostalpins mit einem etwa der heutigen subalpinen Molasse analogen Bewegungsmechanismus (Aroser Zone, Prätigauer Flysch) zusammengestaucht, sondern auch von den jetzt schon vorbrandenden unter- und mittelostalpinen Einheiten der Falknis-, Sulzfluh- und Tschirpendecke teilweise überfahren wurde. Doch dürfte die damalige Landoberfläche nicht so unruhig gewesen sein, dass sie ein eigentliches Abgleiten der Silvrettadecke in einen Trog nördlich der Linie Val Tisch–Pischa (O. Ampferer, 1933 *b*) ermöglicht hätte. Vielmehr erfolgte die endgültige Steilstellung der Silvrettabasis in diesem Abschnitt erst in posttiroliden Phasen, etwa in der spätpenninischen Phase, als die neuerdings und nun mächtig vordringende Ortlerdecke die hangende Silvrettadecke zum Teil einwickelte und schüsselförmig verbog. Insbesondere die Ela-Üertsch-Obertrias-Falten, die wahrscheinlich schon früher, in der unterostalpinen

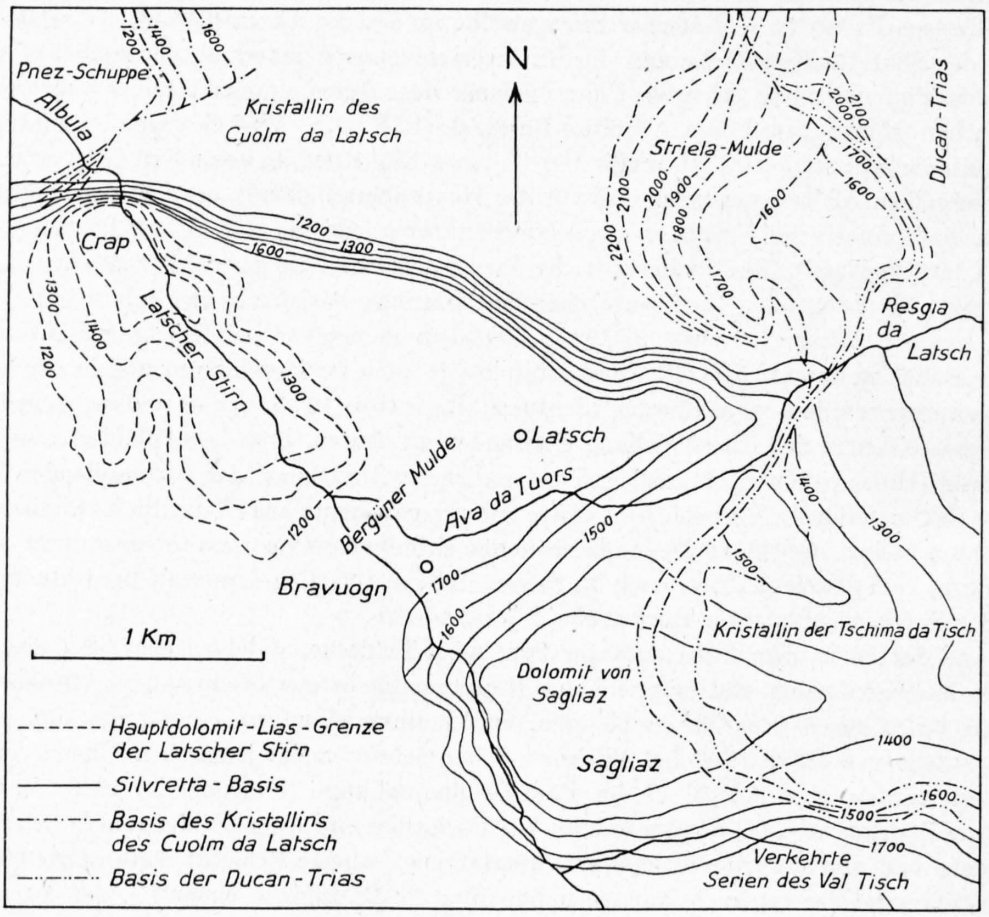


Fig. 12. Strukturkurvenkarte der Umgebung von Bravuogn.

Hauptphase angelegt wurden und in dieser Nachphase (Aquitan-Burdigal) den ursprünglich hangenden Fraèlelias teils durchstiessen, teils einwickelten, und die mit einer beträchtlichen Vertikalkomponente von unten her in die Silvrettadecke eindrangen, werden besonders im westlichen Abschnitt (Piz Mitgèl–Piz Blaisun) ein übersteiltes Nordfallen, stellenweise sogar eine Überkippung der Silvrettabasis bewirkt

haben. Vom Piz Blaisun gegen NE, wo die letztere aus ihrem unterostalpinen E–W-Streichen in NE-Richtung abgedreht wird, verliert die Obertrias-Teildecke der Ortlerzone nicht nur wegen der Axendivergenz den Kontakt mit dem Oberostalpin, sondern geht auch, vorerst unter Axenanstieg, weiter östlich sodann unter axialem Absinken in eine ruhigere Tektonik über. Andere, höhere Einheiten (Quatervalsdecke, Scarldecke) schalten sich ein und übernehmen nun die Funktionen der Üertschtrias im Westen. Gleichzeitigkeit der Steilstellung im westlichen und im östlichen Abschnitt besteht ebensowenig wie gleiche Richtung der zwei Schubkomponenten. Der Schub aus SE, welcher die Quatervalsdecke in die hangende Scarldecke hineinbohren und an die östlichen Abschnitte der Silvretta-Überschiebungsfläche anprallen, diese letztere somit steilstellen liess («nordwestliche Randlinie» nach A. Spitz und G. Dyhrenfurth, 1914; welche Linie gleichzeitig die Front der Ötzmasse darstellt), ist vielmehr nach der spätpenninischen Einwicklungsphase, etwa in der frühinsubrischen Zeit, anzusetzen und hängt mit dem späten Vordringen der Dinariden zusammen, worauf das generell judikarische Streichen (± NE–SW) dieses Abschnittes der Silvrettabasis hinweist. In diese Phase zu setzende Querbrüche, welche sowohl das Silvrettakristallin und die subsilvrettiden Linsen (Scarldecke) als auch das liegende Mittelostalpin auf Pischa, Plazzetta und Muntatsch durchreissen und somit relativ spätalpiner Entstehung sind, separieren die obersten tektonischen Elemente der beiden «Faltenbogen» voneinander, während die unterliegenden Einheiten infolge der mächtigen Überdeckung auf diese Schubkonvergenz plastischer reagierten, so dass dieselbe sich in ihnen nicht mehr so deutlich abbildet. Mit solchen jungen judikarischen Strukturen steht auch der Engadiner Tallauf oberhalb von Zernez teilweise in Zusammenhang. Während er, besonders im Abschnitt zwischen Zernez und Madulain, in seiner Anlage auch heute noch direkt nachweisbare tirolide Züge trägt, d. h. der Aufspaltungsfuge der ehemals einheitlichen Silvretta-Ötzmasse konform verläuft und durch die spätern Südostschübe nur noch akzentuiert wurde, dürfte er in seinem obersten Abschnitt (Oberengadin s. str.), wo er vorwiegend im Unterostalpin liegt, zur Hauptsache diesen letzten Phasen seinen heutigen eigenartigen und schief die Decken querenden Verlauf verdanken, wenngleich er ursprünglich sicher auch hier parallel der Ötzfront verlief und heute als antezedent gedeutet werden muss (R. Staub, 1934 *a*, 1937 *a*, 1952).

2. Die subsilvrettiden Linsen (Scarldecke)

Diese die steilgestellte südliche Ausbisslinie der Silvrettabasis auf ihrer ganzen Länge im Untersuchungsgebiet begleitenden Triaslinsen sind sowohl gegen W bis an den Erosionsrand des Ostalpins an der Motta Palousa, als auch gegen NE bis in die Gegend des Stragliavitapasses in gleicher tektonischer Position verfolgbar. Ihr direkter Zusammenhang mit dem Oberbau der Scarldecke, wie er auch von R. Staub (1937 *a*) vermutet wurde, ist auf Grund neuerer Begehungen sehr wahrscheinlich. Weitere Gründe, welche für diese Zuordnung sprechen, wurden auf S. 14 ff. dargelegt. Die normalerweise verkehrte Serie mit hangenden Raiblerrauhwacken weist darauf hin, dass diese Linsen vermutlich ursprünglich eine vollständigere, auch Unter- und Mitteltrias und eventuell sogar Kristallin umfassende Schichtreihe besassen, worauf sich beim Überfahrenwerden durch den oberostalpinen Schubschlitten diese ältern Horizonte längs des Gleitniveaux der karnischen Rauhwacken ablösten und an der Basis der Silvrettamasse nach N vorgeschleppt wurden, wo sie heute irgendwo angehäuft sind. Die Rothornschuppe des Plessurgebietes (Kristallin bis Raibler), welche auch R. Staub (1937 *a*) zum überfahrenen Stirnkopf der Silvrettadecke resp. zu einem Element der Scarldecke rechnet, scheint am ehesten dieser vorgeschleppten, ursprünglichen stratigraphischen Basis unserer Triaslinsen zu entsprechen, während wir in den Aroser Dolomiten ein erst später überfahrenes und daher heute nördlicheres eigentliches Äquivalent der Linsen im Val Tisch und auf Pischa erblicken.

Gemäss ihrer Natur als schmächtige überfahrene Schubsplitter passen sich die subsilvrettiden Triaslinsen durchgehend dem Verlauf der Silvretta-Basisfläche an. In drucktoten Räumen, so im Val Dros Löng im Druckschatten der sekundären höhern Quatervalsstirn bei S-chanf, im Kessel von Bravuogn in der Mulde zwischen Elafalten und Latscher Stirn der Ortlertrias, im Val Tuors und auf Lavinèr Trigd beidseits des Latscher Stirngewölbes können jedoch insbesondere die karnischen Rauhwacken dieser Obertriaslinsen lokal angehäuft sein.

3. Der Dolomit von S-chanf (Quatervalsdecke)

Wir haben ihn als den einzigen Vertreter der Quatervalsdecke auf der Westseite des Inn, als tauchfaltenartig ausgebildete lokale Stirn der Schuppen *f* und *g*, also des primär südlichsten und höchsten Elementes dieser Decke, welches R. Staub (1937 *a*) als Diavelschuppe, W. Hess (1953) als Serraglioscholle bezeichnet, kennengelernt. Die vorherrschenden Strukturen in der Quatervalsdecke, leicht bogenförmig angeordnet (was A. Spitz und G. Dyhrenfurth zu ihrer Faltenbogentheorie veranlasste), streichen generell NE–SW, zeigen also durchaus judikarische Züge und sind wahrscheinlich zur Hauptsache dem oben erwähnten frühinsubrischen Dinaridenschub zuzuschreiben, wenn auch ihre Anlage sicher in der tiroliden Phase, als konform der Frontfurche der Ötzmasse, erfolgte. Die Quatervalsdecke zeigte während ihres Vormarsches eine bemerkenswerte Aktivität, indem sie sich nicht nur selbst in mehrere Schuppen und Schollen auflöste (W. Hegwein, 1927; R. Staub, 1937 *a* und 1946; W. Hess, 1953), sondern auch die Scarldecke unter sich einwickelte und die Steilstellung der Basisfläche des Silvrettakristallins – das ebenfalls an ihrer Front mindestens abgesenkt, wenn nicht auch noch schwach eingewickelt wurde («nordwestliche Randlinie» von Spitz und Dyhrenfurth) – in ihrem Abschnitt bewirkte. Diese Phase dürfte der «Umbrailphase» von H. Boesch (1937) gleichzusetzen sein. Auch im Münstertal kam es in dieser Zeit zu Aufschiebungen der Umbraildecke – des östlichen Äquivalentes der Quatervalsdecke – auf die Scarldecke. Von einem axialen Abtauchen der Quatervalsdecke gegen W unter die Silvrettamasse bei S-chanf (J. Cadisch, 1953) kann nicht die Rede sein; das Engadin fällt vielmehr mit der eigentlichen Stirnfront der von SE angeschobenen Einheit zusammen, und auf über 2700 m Höhe liegende Reste dieser Decke am Piz Belvair deuten – wenn sie nicht lediglich an der Silvrettabasis passiv gegen NW mitgeschleppt wurden –, zusammen mit dem Axenanstieg des liegenden Fraèlelias im Val Gianduns gegen W bis SW, viel eher auf ein ebensolches Ansteigen der Axen in der Quatervalsdecke in gleicher Richtung.

4. Die Ortlerdecke

Zu dieser Einheit gehören die **Obertriasfalten** der Bergünerstöcke und der Üertschgruppe, der **Blaisunlias** (mit spärlichen jüngern Sedimenten) und die Hauptmasse des **Rauhwackenzuges.** Die Obertrias steht im Untersuchungsgebiet, d. h. in der östlichen Üertschgruppe, i. A. nicht in normaler Verbindung mit dem aufrechte Lagerung aufweisenden Lias, vielmehr ist sie in Form tauchender Falten von oben her in den letztern eingesenkt. Stratigraphisch ältere Glieder als die Raiblerschichten sind in der Obertrias-Teildecke nicht vorhanden und sind irgendwo zurückgeblieben, wenn sie überhaupt abgelagert wurden. Immerhin deutet das sporadische Vorkommen derartiger Gesteine im Rauhwackenzug – im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Ortlergruppe – eher auf schmächtige und grossenteils salinarisch-lagunäre Entwicklung der Unter- und Mitteltrias im westlichen Ortlerraum hin, wenn nicht unter dem mächtigen Fraèle-Blaisun-Lias weitere verborgene und erst am Ausgang des Val Varusch auftauchende Reste älterer dolomitischer Schichtglieder liegen. Als Gleithorizont, längs welchem die Obertrias- und mit ihr auch die Juraserie als «Eladecke» von ihrer heute im Osten die basalen Schuppen der Ortlerdecke s. l. (Cristalloschuppe, Casannazone; R. Staub, 1937 *a*) repräsentierenden normalen Unterlage abgeschoben wurden, diente die Raiblerrauhwacke. Dieses Gleitniveau, das auch in andern tektonischen Einheiten zur internen Teildeckenbildung benützt wurde (Scarldecke, Quatervalsdecke, Valbellaschuppe und Crasta Mora-Keile der Errdecke), ist durchgehend verfolgbar, während ein oberes, etwa im Rhät oder (und) im untern Lias, zusammenfallend mit der rhätischen Schichtlücke, nur östlich des Piz Zavretta gut ausgebildet ist. In der westlichen Üertschgruppe (Muot) und in der Elagruppe, mit Ausnahme der südlichsten Tauchfalte – derjenigen von Cuziraint –, folgt hingegen der Lias resp. das im Verlauf gegen W immer vollständiger ausgebildete Rhät einigermassen normal, wenn auch meist mit nicht nur primären Diskordanzen, auf den Hauptdolomit. Es vollzieht sich somit, wenigstens für die nördlichen Hauptfalten der westlichen Ortlerdecke, im Raum des Piz Üertsch eine völlige Umkrempelung des gegenseitigen tektonischen Verhältnisses von Obertrias und Jura: Die aufrechte Lagerung des Blaisunlias

(mit Radiolaritsynklinalen am Piz Blaisun und am Compass), in den die Triasfalten eintauchen, geht gegen W unmerklich, aber rasch über in verkehrte Lagerung, wobei hier der Lias die normale Umhüllung dieser Obertrias bildet. Der Grund für diesen grundlegenden Wechsel des Verhältnisses der zwei Ortler-Teildecken auf die kurze Distanz vom Üertsch-Westgrat zum Piz Zavretta kann nicht in den triadischen Üertschfalten liegen, die mit durchgehend gleichem Bau verfolgbar sind. Vielmehr müssen sich in der Liasmasse zwischen Piz Üertsch und Piz Zavretta Torsionsbewegungen quer zur Deckenaxe vollzogen haben. Eingehende Untersuchungen in dem an sich schon duktilen, überall reiche Kleinfältelung aufweisenden Allgäuschieferkomplex, der derartigen internen drehenden Kräften ohne weiteres mehr oder minder bruchlos nachgeben konnte, dürften gerade im obern Val Tisch und im Val Zavretta weitere Anhaltspunkte für eine solche Deutung liefern, gehen jedoch über den Rahmen dieser Arbeit hinaus. Wir müssen aber spezielle Verhältnisse bereits im primären Ablagerungsraum der Ortlerzone voraussetzen, um den Mechanismus dieser Torsion erklären zu können (Fig. 13). Im westlichen Abschnitt des Ortlerraumes (resp. einer Teilmulde der Ortlerzone s. l.) kam auf der ganzen Breite auf dem Hauptdolomit zunächst das Rhät und dann der Jura zur Ablagerung. Im östlichen Abschnitt dagegen mussten sich nach der norischen Zeit die südlichsten Teile des Troges derart gehoben haben, dass hier entweder kein oder nur schmächtiger Lias sedimentiert wurde, oder aber dass Rhät und Lias später wieder aberodiert wurden, während die nördlich anschliessende schmälere Mulde eine mächtige Jurabedeckung analog dem westlichen Abschnitt erhielt. Das primäre Auskeilen des Rhät gegen E in eben dem Querschnitt, in dem sich die Drehbewegung des Liaskomplexes vollzogen haben muss (Piz Zavretta-Compass) wie auch die schmächtigere Liasbasis östlich des Piz Üertsch stützen die Annahme derartiger Sedimentationsverhältnisse. Die beiden Abschnitte östlich und westlich dieses Querschnittes verhielten sich nun bei der Faltung durchaus verschieden: Während im W die Obertrias sich samt ihrer jurassischen Bedeckung von der ältern, normalen Unterlage löste und in allmählich gegen N überkippende Falten (Bergünerstöcke) gelegt resp. zu aufrechten Stirngewölben (Latscher Stirn) mit ± konkordant aufliegender Liashülle zusammengestaucht wurde, stiess im E die ebenfalls aufgefaltete Obertrias über den nördlich vorgelagerten Liastrog, der auf Schub aus S nur mit intensiver Kleinfältelung reagierte, im grossen aber seine aufrechte Lagerung beibehielt, vor und tauchte schliesslich von oben in ihn hinein. Die Anfänge derartiger Faltungen gehen wohl auf die frühe grisonide Phase zurück; die Hauptentwicklung dürfte aber in die spätpenninische Monte-Rosa-Phase fallen. Bei diesem Trog, aus dem sowohl Ela-Üertsch-Obertrias als auch Blaisun-Fraèle-Jura stammen, handelt es sich um eine dem Primärraum der Stelvioschuppe benachbarte, wahrscheinlich aber nicht mit ihm identische, jedenfalls um eine südlichere Teilsynklinale der Ortlerzone. Ursprünglich nördlicheren Räumen, die aber auch mit dem Elaraum in näherer Beziehung stehen, dürften die Cuziraint-Tauchfalte und der ebenfalls tauchende Dolomit von Naz-Tschitta – letzterer mit normaler Liasumhüllung – entstammen, während die aus einer südlichsten Teilmulde hervorgegangene Stelvioschuppe scheinbar schon östlich des Engadins, unter dem Gipfelkopf des Piz d'Esan, ihr Westende findet.

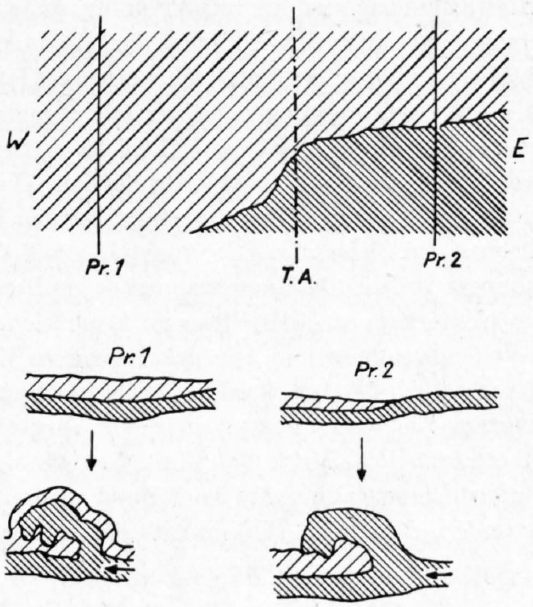


Fig. 13. Mechanik der Torsion des Blaisunlias in der Üertschgruppe.

Oben: Verhältnisse im Sedimentationsraum der nördlichen Ortlerdecke. Eng schraffiert = Hauptdolomit, weit schraffiert = Allgäulias. T. A. = Torsions-Axe.

Mitte: Profile durch den ursprünglichen Ortlerraum. 1 = Westabschnitt, 2 = Ostabschnitt.

Unten: Profile durch die Elafalten.

Alle diese Schuppen und Tauchfalten wurden längs dem karnischen Gleithorizont abgeschoben. Das ursprünglich Liegende, also Kristallin, Paläozoikum und Untertrias inklusive ein beträchtlicher Teil der Raiblerrauhwacken, ist auf der Westseite des Engadins angehäuft im Rauhwackenzug. War schon im E, im Ortlergebiet und in den Casannatälern, die Entwicklung der Unter- und Mitteltrias in den ba-

salen Cristallo-Casanna-Schuppen (R. Staub, 1937 *a*, 1946) eine für mittelostalpine Verhältnisse recht schmächtige, so scheint sie im Albulagebiet noch reduzierter und vor allem lagunärer zu sein.

Fallen die Abschuppungen längs interner Gleitniveaux und die Auflösung in Teildecken wie auch die Untertrias- und speziell die Rauhwackenanhäufung im Hinterland der jüngern Sedimente vornehmlich in die frühalpine grisonide Phase, so wurde der heutige Bauplan zur Hauptsache in der spätpenninischen Phase erreicht. In dieser Zeit, nach der Überschiebung der Silvrettamasse, wirkte sich ein Schub aus S bis SSW vorab in den unter- und mittelostalpinen Einheiten aus. Der Obertrias der Ela-Üertsch-Gruppe kam dabei eine sehr aktive Funktion zu, indem sie ihren Stirn- und Tauchfaltenbau weiter entwickelte und nicht nur den Blaisunlias, sondern auch die Silvrettabasis stark deformierte. Einmal wurde der ursprünglich nur schwach geneigte südliche Rand der Schüssel, in welcher die Silvrettadecke lag («Suraver Deckenmulde» Zyndels), von den anbrandenden Üertschfalten steilgestellt (Val Tisch–Pischa). Sodann kam es am südwestlichen Ende der Ducanmulde, bei Bravuogn und bei Sagliaz, zu Stauchungen und zu Einwicklungen von Silvrettakristallin und -rückensedimenten unter die Ortlerdecke. Solche Erscheinungen wie auch das Abdrehen der tiroliden NE–SW-Streichrichtung der Ducanmulden in S- bis SE-Richtung im vordern Val Tisch weisen auf lokale Schubkräfte aus SW oder gar W hin, die allerdings nur als Ausweichbewegungen zu verstehen sind. Und endlich spaltete sich die mittelostalpine Obertriasmasse in mehrere, heute zum Teil durch tiefe Lias-«Mulden» voneinander getrennte selbständige Züge auf (im N: Motta Palousa–Latscher Stirn–Val Tisch–Piz Blaisun; im S: eigentliche Ela-Üertsch-Falten), deren meiste durchgehend verfolgt werden können, die nördlicheren aber oft im Streichen bald verflachen. Im Blaisunlias – der auch jüngere Sedimente bis Unterkreide enthält – wirkten sich die Beanspruchungen in Kleinfältelung aus, und er häufte sich oft in drucktoten Räumen an. Eine ähnliche Anhäufung von Untertrias und Mitteltrias im Rauhwackenzug wurde von den vordringenden, tektonisch tiefern Einheiten überfahren und kam lokal sogar in Kontakt mit dem Stirnkristallin der Errdecke (Albulapass). Auch östlich des Inn wurden die Ortlerschuppen samt dem basalen Campokristallin von Languard- und Bernina-Elementen eingewickelt (Val Varusch), während sie selbst Teile der Quatervals- und Scarldecke überfuhren (Val Mela, Val Flin). Ein Einbiegen der Ortlerdecke in das Judikarienstreichen längs des untern Oberengadins, das bei S-chanf wieder in E–W- bis SE–NW-Streichen übergeht, ist in den Faltenzylindern des Fraèle-Blaisun-Lias gut erkennbar.

5. Gualdauna- und Muntischel-Schuppe (Languard-Allgäu-Decke)

Beide Einheiten sind in hintern Rückenteilen der Languarddecke, unmittelbar vor der Stirn der Ortlerdecke, also im Raum der Allgäudecke (R. Staub, 1937 *a*) zu beheimaten. Abschuppungen in verschiedenen Gleithorizonten, wovon die karnische Rauhwacke der wichtigste ist, haben zur Teildeckenbildung geführt, wobei die Muntischelschuppe die ältern (inkl. Kristallin), die Gualdaunaschuppe die jüngern Schichtglieder enthält. Tauchfaltenbau ist bei beiden Elementen besonders im E (Gualdauna-Muntischel) ausgeprägt, hält bei der Gualdaunaschuppe auch am Ospiz d'Alvra noch an, um in der tektonisch noch zu wenig untersuchten Tschittazone in einfacheren Schichtplattenbau überzugehen, während die Muntischelschuppe mit ihren an die Campobasis erinnernden Kristallin-Basalfetzen gegen W bald, schon östlich des Albulapasses auskeilt. Untervorschiebung und gar Unterdrückung des südlichen Schenkels in der Gualdaunaschuppe sind durch den abscherenden Einfluss der südlich an sie anstossenden rigideren Muntischelschuppe in späten Einwicklungsphasen entstanden, wie diese letztere auch lokal den Südschenkel der Gualdaunaschuppe unter sich einwickelte (am Südhang des Gualdauna).

In der Murtirölgruppe östlich des Engadins setzen sich diese Schuppen in den God-Drosa- und Murtiröl-Serien, hier mit Flysch fort, nachdem sie längs der Westseite des Oberengadins nirgends aufgeschlossen sind und anscheinend ausgequetscht wurden. Immer folgen diese Elemente der verschuppten Ortlerbasis, die auf Varusch und im Val Chaschauna von Campokristallin begleitet ist, und wickeln diese, wie auch das östliche Äquivalent des Rauhwackenzuges auf Chanèls, teilweise ein. Auch am Nordhang des Murtiröl sind neben Gleitbrettern rudimentäre Tauchfalten zu erkennen. Es scheint insbesondere die Überfahrung des Rauhwackenzuges durch die Languard-Allgäu-Schuppen im vordern Val Varusch eine bedeutende zu sein, denn die Rauhwackenanhäufung im Bereich der obern Bugliaunaserie bei der Alp

Arpiglia (von F. Roesli, 1927 *b*, noch zur «Albuladecke» Zyndels gerechnet) und in der Serie der Sejastirn (Errdecke nach F. Roesli), also weit im S, ist sehr verdächtig, nachdem man in der eigentlichen Errdecke westlich des Engadins und auch in der Berninadecke, der die zwei erwähnten Serien tatsächlich angehören (R. Staub, 1948 *a*), keine derartigen Rauhwackenmächtigkeiten kennt. Die Kreideflyschmasse der God-Drosa-Serie auf Vaüglia scheint eine lokale Anhäufung zu sein, und ein Zusammenhang zwischen dieser Serie (und der verwandten Murtirölserie) mit der Gualdaunaschuppe des Albulagebietes, welche keinen nachgewiesenen Flysch führt, ist dadurch ebensowenig ausgeschlossen wie mit der ebenso flyscharmen mittlern Sassalboserie oder mit der Casannazone, welch letztere den God-Drosa-Murtiröl-Serien im ursprünglichen Raum südlich benachbart war.

Jedenfalls scheinen im Murtirölgebiet die God-Drosa-Serie, die Murtirölserie und die Arpigliaserie, durch spilitführendes Kristallin voneinander getrennt, unter dem Piz Arpiglia relativ flach gegen S einzutauchen und schliesslich in den Hängen nördlich der Alp Arpiglia resp. im obern Abschnitt des Arpigliagrabens zwischen diesem Kristallin auszuspitzen, welch letzteres sich mit dem Sejakristallin verbindet. Sowohl diese Kristallinmasse als auch die drei erwähnten Schuppen wären nach R. Staub (1948 *a*) als ursprünglich zusammenhängende und in der Folge gleitbrettartig übereinandergestossene Elemente der Languarddecke aufzufassen, wobei insbesondere der Arpigliakeil unter Umständen auch ein Äquivalent des Cornzuges und damit in nördlicheren Abschnitten des Languardraumes beheimatet sein könnte.

Die tektonische Gliederung des Murtirölgebietes, das nach R. Staub (1948 *a*) zur Hauptsache aus Elementen der Languarddecke aufgebaut ist und deren tiefste Kristallinkeile (Seja-Vaüglia) von den mächtigen Berninamesozoika des Piz Mezzaun eingewickelt wurden, ist auch heute noch nicht ganz klar, und es wären gerade hier noch weitere eingehende Untersuchungen nötig, um die Umdeutungen, welche R. Staub auf Grund eigener Begehungen an den Ergebnissen von F. Roesli (1927 *a*, 1944) vornahm, weiter durch Tatsachen stützen zu können.

Westlich des Albulapasses setzt die Gualdaunaschuppe fort als von der Kristallinfront der Errdecke angefahrene, teils eingewickelte Schichtplatte auf Fallò und Tschitta, als isolierte Schubfetzen auf der Fuorcla Tschitta und sehr wahrscheinlich bis an den erosiven Westrand des Ostalpins beim Cuolm da Betsch.

Gualdauna- und Muntischelschuppe sind die einzigen eingewickelten Einheiten der Albulazone, welche im Querschnitt Muntischel-Belvair, in dem das unterostalpine E–W-Streichen des Albulagebietes in das Judikarienstreichen längs des untern Oberengadins umschlägt, gegen NE aussetzen. Das früher (S. 49) erwähnte axiale Abtauchen gegen E bei der Alp Es-cha Dadains ist nur der äusserliche Eindruck, und es scheint, dass eine Verbindung mit den tektonisch analogen Elementen östlich des Inn (God-Drosa- und Murtiröl-Serien) schon in der tiroliden Hauptphase unterbrochen wurde, indem die heutige Gualdauna- und die Muntischelschuppe vom traîneau écraseur der Silvrettamasse aus dem Languardrücken als Schubsplitter grösseren Ausmasses an ihrer Basis gegen NW und W mitgeschleppt wurden, um erst im Hinterland der embryonalen Ela-Üertsch-Aufwölbung liegenzubleiben. Auffällig und für diese Annahme sprechend ist jedenfalls das klippenartige Auftreten derartiger Elemente westlich von Preda, des weitern das Fehlen von mächtigeren Languard-Allgäu-Einheiten und insbesondere von Languardkristallin etwa westlich des Ospiz d'Alvra. Auf diese Weise gewinnt auch die Feststellung von H. P. Cornelius (1950), dass sein «Albulalappen», zu dem nach ihm auch diese beiden Schuppen gehören sollen, von E bis ESE, also etwa von der Sejastirn (d. h. vom Languardkristallin; R. Staub, 1948 *a*) her abgeschürft wurde, an Bedeutung. Anderseits ist aber die Verbindung der «Montisello-Falte» mit den eigentlichen Errsedimenten auf Valbella, die Cornelius selbst auch etwas «riesenschlangenhaft» vorkommt, sowohl gesteinsmässig wie tektonisch unmöglich.

6. Elemente der Berninadecke

Solche liegen im Albulagebiet in den drei benachbarten Einheiten der **Castell-, Guardaval-** und **Arscheidaschuppe** (von oben nach unten) vor. Ihre kristalline Basis weist sie der Berninadecke s. l. zu, während die Sedimentserien eine genauere Parallelisation speziell mit der mittlern Mezzaunserie, der «Haupt-Serie» (R. Staub, 1948 *a*), erlauben. Sie sind also in den eigentlichen Berninaraum zwischen Julierstirn und Strettastirn, wahrscheinlich in dessen nördlichere Abschnitte einzuordnen, im N be-

grenzt durch die untere Mezzaunserie (mit der sie nähere Verwandtschaft zeigen) und die Padellazone unmittelbar hinter, auf und vor der Julier-Stirnschwelle, im S begleitet von der ebenfalls mit ihnen ähnlichen Gipfelserie des Piz Mezzaun und der Alv-Lavirum-Zone vom Rücken des Berninalappens. Gegen W setzen die drei Schuppen der Albulazone (Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe) schon östlich des Ospiz d'Alvra aus – bezeichnenderweise im gleichen Meridian, in dem bei Samedan und auf Surlej die entsprechenden Sedimentkeile zwischen Julier- und Bernina-Kristallin-Lappen nach S zurückweichen (R. Staub, 1946) –, und zwar scheint dieses Ausspitzen schon «primär» (in bezug auf die alpine Orogenese) bedingt zu sein derart, dass im Verlauf gegen W die Front der Berninadecke immer mehr im S zurückblieb und in diesem Abschnitt, wohl auch unter dem Einfluss des tiroliden Vorschubes des Silvretta-Schubschlittens, gewissermassen «judikarisches Streichen» annahm. Dass eine SW–NE-Verbiegung in der tiroliden Phase sich auch in den liegenden und von mächtigen höhern Einheiten bedeckten Berninaschuppen bemerkbar machte, dafür spricht die bedeutende Querflexur der Castell- und der Arscheidaschuppe am Südhang des Muntischel, die auch in der Berninakarte von R. Staub (1946) ersichtlich ist; dafür sprechen weiter gewisse Querfalten und schiefe Brüche innerhalb der Arscheidaschuppe auf Valbella. Für dieses Ausspitzen der Berninaelemente des Albularaumes gegen W muss aber sicher auch das wechselvolle Längsprofil südlich der Ela-Üertsch-Aufwölbung (R. Staub, 1919) verantwortlich gemacht werden, das in der Errdecke westlich des Albulapasses einen leichten Anstieg der Axen gegen W aufweist. Alle drei Schuppen wurden jedenfalls schon in der grisoniden Phase, in der unterostalpinen Hauptphase, an der Ortlerbasis gegen N verschleppt und gelangten schliesslich in der spätpenninischen Phase in ihre heutige Lage vor der sie teilweise schwach einwickelnden Errstirn.

Gegen E anderseits setzen sich die drei Schuppen mächtig fort. Zunächst biegen sie im Querschnitt von Arscheida gesamthaft aus ihrem E–W-Streichen in das judikarische, von der Ötzfront hinabprojizierte judikarische Streichen längs des Engadins ein, um aber schon bei Zuoz die Innebene, nun wieder in östlicher Richtung, zu queren. Die Westabhänge der Arpigliagruppe sind zum guten Teil aufgebaut aus diesen Serien, die gegen N mächtig in die Bucht von S-chanf vorstiessen, wo sie sich bis nach Bugliauna verfolgen lassen. Fensterartig sind darin nördlichere Anteile des Languardkristallins (Seja-Vaüglia-Kristallin) aufgeschlossen, die von den Bernina-Mesozoika – hier als Mezzaun- und Bugliauna-Serien bezeichnet (F. Roesli, 1927 *b*; R. Staub, 1948 *a*) – eingewickelt und auf beträchtliche Distanz überfahren wurden.

7. Die Errdecke

In der Albulazone sind zwei verschieden einzuordnende Sedimentfolgen der Errdecke zu unterscheiden:

a) Vom Rücken der Decke her eingewickelt: Valbellaschuppe, Keil bei La Punt, Liaszug Albula–Valbella (Albulalias);
b) Stirnsedimente: Crasta Mora-Keile.

Die **Valbellaschuppe** und der scheinbar näher mit ihr zusammenhängende **Sedimentkeil bei La Punt** wurden wahrscheinlich schon in einer frühen Bewegungsphase, etwa in der grisoniden Phase (R. Staub, 1934 *a*), zusammen mit den Berninaschuppen an der Basis einer höhern Schubmasse aus ihrem ursprünglichen Raum im Rücken der Errdecke gegen N bis an die Errfront vorgeschleppt, ohne vorerst unter dieses Kristallin eingewickelt zu werden. Die nördlichste und tiefste Kristallinstirn der Berninadecke, die Julierstirn, reicht nicht bis an den Albulapass, sondern bleibt auf der Linie Val Suvretta–Val d'Agnels zurück. Als hangende Einheit, längs deren Schubbahn sowohl die Padellascholle und die Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppen (Berninadecke) als auch die Rückensedimente der Errdecke an deren Nordfront verfrachtet wurden, fungierte die schon in dieser frühen Schubphase erstmals gegen N bewegte Ortlerdecke. Die tirolide Phase mit ihren NW- bis WNW-gerichteten Schubkomponenten wirkte sich in den vom hangenden, nun mächtig vordringenden Silvretta-Schubschlitten durch mehrere tektonisch höhere Zwischenelemente getrennten und losgelösten Rückenteilen der Errdecke nicht mehr sichtbar aus; das generelle E–W-Streichen wurde hier, im Gegensatz zu den Berninaeinheiten des Albulagebietes, durch keine Querflexuren gestört. Hingegen dürfte die endgültige mise en place, die Einkeilung der Rückensedimente in die schon in der Obertrias embryonal vorhandenen und sich nun verengernden

Muldenzüge der unterteilten Errdeckenstirn einerseits, die lokale Einwicklung vor und unter die Errfront der Crasta Mora (und im W der Palpuogna-Mulixer-Zone) anderseits in die spätpenninische Monte-Rosa-Phase, also in die eigentliche Einwicklungsphase (R. Staub, 1934 *a*) fallen. Der **Liaszug Albula-Valbella** muss dabei wohl in nähere Beziehung zur Valbellaschuppe gebracht werden.

Die Sedimentkeile am Nordhang der Crasta Mora-Kette, die **Crasta Mora-Keile,** sind demgegenüber als eigentliche Stirnsedimente der Errdecke zu deuten, die von ihrer kristallinen Unterlage während der alpinen Faltung nicht wesentlich abgeschoben, vielmehr in den schon früher angelegten, in spätern Phasen akzentuierten Muldenzügen zwischen den einzelnen Teilantiklinalen der Errstirn eingeklemmt wurden. Ihr Ausheben gegen E am Nordgrat der Crasta Mora scheint auf gewisse Stauchungen im Zusammenhang mit Schubkräften aus SE (tirolide Phase) zurückzugehen. Innerhalb des Untersuchungsgebietes können diese Keile beinahe durchgehend verfolgt werden. Vom Albulapass gegen W jedoch ist ihre Fortsetzung unterbrochen, und es scheint, dass sie in den Salamùnbrekzien bei L'Ervedi (S.-A.) und in den untern Nordhängen der Palpuogna-Piramida-Gruppe, also im «Salamùn-Keil» von J. Stoecklin (1949) gesucht werden muss. Eine eindeutige Verbindung der zwei Sedimentzüge der Crasta Mora (des obern in der Gipfelregion und des untern = Crasta Mora-Keile) mit solchen des Mulixer-Tschitta-Gebietes ist jedenfalls aus verständlichen Gründen unmöglich; denn diese Teilantiklinalen und -synklinalen innerhalb des mehrfach unterteilten Errdecken-Stirnkopfes halten im Streichen nicht durch, sondern lösen sich ab. Es hat deshalb auch keinen Sinn, in meinem Gebiet die verschiedenen Bezeichnungen wie Mulixerkeil, Mulixerfalte, Albulalappen usw., die im Laufe der Zeit schon mannigfache Umdeutungen über sich ergehen lassen mussten (Cornelius, Stoecklin), zu verwenden. Insbesondere sollte der verwirrende Begriff «Albulalappen», der von Cornelius als Sammelstelle für die verschiedensten Einheiten nördlich des Errkristallins bald von unten herauf, bald von oben herab bezogen wurde, völlig aus der Literatur verschwinden.

Während eine Fortsetzung der Rückensedimente der Errdecke gegen W nur mit Vorbehalt in gewissen Juragesteinen auf Cartans am Piz Mulix gesehen werden könnte, entwickeln sich die stirnwärtigen Keile dieser Decke mit wachsender Mächtigkeit in der Tschittazone (Mulixerkeile, Palpuognakeil, Salamùnkeil, Tschittafalten; J. Stoecklin, 1949) und erlangen in der Umgebung der Fuorcla Tschitta, wo sie mit den eingewickelten Elementen der Gualdaunaschuppe und der Ela-Ortler-Decke sowie mit der verschuppten tiefern Carungasdecke verfaltet sind, eine beträchtliche Ausdehnung.

Anhang:

Erdbeben

In Gebieten, in denen seismologische Stationen relativ dicht gesät sind, gestatten in neuester Zeit die systematischen Aufzeichnungen von Beben, mit einiger Genauigkeit Rückschlüsse auf Bewegungen längs tektonischen Unstetigkeitsflächen zu ziehen. So gelangt man nicht nur zu einem Bild über die rezenten tektonischen Spannungen im Untergrund, sondern man kann auch indirekt auf den Bau dieses Untergrundes und in günstigen Fällen auf die Lithologie schliessen, wie dies zum Teil E. Wanner (1945) für den untern Zürichsee praktisch durchgeführt hat.

Derart optimale Verhältnisse sind aber im Engadin nicht vorhanden. Infolge Fehlens von Seismographen ist man hier ganz auf die mündliche Überlieferung und auf die Aufzeichnung von makroseismischen Beben angewiesen, welch letztere erst seit 1879 systematisch betrieben wird. Immerhin lassen die spärlichen Nachrichten erkennen, dass das Oberengadin eines der Hauptschüttergebiete der Schweiz ist (C. Tarnuzzer, 1913). Dies ist verständlich, stellt doch das Engadin eine wichtige tektonische Leitlinie dar, längs welcher sich auch heute noch schwache Dislokationen vollziehen. Dabei scheint vor allem der steilgestellte südöstliche Ausbiss der Silvrettabasis grösseren Spannungen unterworfen zu sein (Bebenhäufung in Zernez, Cinuos-chel, Susauna), was zeigt, dass die spätalpinen Kräfte, welche die Silvrettaunterfläche seitlich aufgestaucht haben, auch jetzt noch nicht ganz ausgeglichen sind. Diese Bebentätigkeit wird noch verstärkt durch die Auslaugung und das anschliessende Zusammensacken der das Silvrettakristallin an seiner Überschiebungsfläche begleitenden Rauhwacke der subsilvrettiden Linsen. Weitere grössere, sicher auf tektonische Ursachen zurückzuführende Beben wurden auch in Bever und in La Punt registriert, was sich aus den eingeengten restlichen Kräften in den Einwicklungskeilen der östlichen Albulazone erklärt. Für die in Zuoz und auf der Linie Preda–Albulapass gemeldeten lokalen Beben hingegen dürfte wohl eher der durch Auslaugung entstandene Einsturz von oberflächlichen Partien der hier mächtigen Rauhwacken- und Gipslager verantwortlich sein.

Beim heutigen weitmaschigen Netz der Beobachtungsstationen ist es jedenfalls unmöglich, im mittlern Engadin weitere Beziehungen zwischen Erdbeben und rezenten tektonischen Ausgleichsbewegungen festzustellen, und es bleibt nur zu hoffen, dass in nächster Zeit im Bündnerland einige wahrscheinlich interessante Resultate liefernde Seismographen aufgestellt werden.

III. Zur Morphologie

Es ist hier nicht der Raum, eine erschöpfende morphologische Analyse zu vermitteln. Wiewohl das Studium der syn- und postalpinen Oberflächenformung, insbesondere auch in ihrer Bedingtheit durch den Untergrund, an sich äusserst interessant und nützlich wäre, bedürfte es doch ausgedehnter Forschungen in weitestem Umkreis, um ein einigermassen abgerundetes Bild der Oberflächengenese des Albulagebietes zu erhalten, was den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde. Immerhin seien im folgenden einige Einzelerscheinungen in zwangsloser Folge herausgegriffen.

1. Talbildung

A. Terrassen und Terrassensysteme

Es soll hier versucht werden, im Anschluss an die von R. Staub (1952) gegebene Darstellung der morphologischen Verhältnisse in der weitern Umgebung des Malojapasses, eine Systematik der alten Talbodenreste im Bereich meines Gebietes zu finden und aus ihr auf die Tertiär- und Quartärgeschichte des Flussnetzes zu schliessen, wobei ich mir des hypothetischen Momentes, welches derartigen Untersuchungen anhaftet, voll bewusst bin.

Nicht jede Geländeverflachung ist der Überrest eines ehemaligen Talbodens. Mannigfache andere Faktoren können ebenso lokale Verebnungen in den Gehängen hervorrufen:

a) tektonische: horizontale Schubflächen, Falten, Querfalten, Flexuren usw.;

b) erosive und akkumulative: verschieden resistente Gesteine, Sackungswälle, Moränenwälle;

c) künstliche: von Menschenhand geschaffene Anbauterrassen (Engadin!).

Eine Terrasse ist also nur dann einigermassen eindeutig als alter Talbodenrest anzusprechen, wenn sie sich im Anstehenden abbildet und mit benachbarten Verebnungen vernünftig koinzidiert. Besondere Vorsicht ist bei der Deutung rückläufiger Terrassen walten zu lassen; denn vielfach sind solche nur glazial bedingte Rippungen längs des Wechsels verschieden harter Gesteinsschichten (A. Penck, 1912), wenn nicht gar spätere tektonische Bewegungen das Terrassensystem in die gegenteilige Gefällsrichtung gekippt haben.

Nach Ausscheidung aller derartiger «Sekundär-Terrassen» und der Verflachungen an der Schliffgrenze und längs glazialer Trogschultern (S. 98) verbleiben folgende talgenetisch wichtige Gehängeverebnungen, regional geordnet und bereits zu Systemen zusammengefügt:

1. Beidseits des Albulapasses

a) Nördliche Talseite:

I. Gualdauna 2605 – Ostgrat des Piz Blaisun 2600 – Blais Sterla 2580 – Pt. 2547 südlich Igl Compass – S-chagnèn 2400 – Cuziraint 2350–2370 – Muot 2340–2360.

II. Terrassas 2500 – Blais Sterla 2460 – Pro 2400 – Südhang des Gualdauna 2400 – Muntischel-Südosthang 2350.

III. Muntischelgipfel 2530 – Fuorcla Gualdauna 2500 – Piz Blaisun-Südosthang 2480 – Blais Sterla 2440 – Terrassas 2420 – S-chagnèn 2220 – Cuziraint 2170.

b) Südliche Talseite:

I. Peidra Mora 2600 – Nordgrat der Crasta Mora 2580 – Valbella ± 2500.

II. Lai Alv 2460 – Palpuogna 2420 – Fallò 2400 – Rugnux 2340.

III. Peidra Mora 2540 – Valbella 2420.

IV. Valbella 2400 – Nordgrat der Crasta Mora 2400 – Peidra Mora 2380.

2. Unteres Oberengadin

a) Nordwestliche Talseite:

I. Crasta Mora 2610 – Peidra Mora 2600 – Gualdauna 2600.
II. Munt Griatschouls 2630 – Muntatsch 2610 – Belvair 2600 – Gualdauna 2600.
III. Plauns 2380 – Peidra Mora 2380 – Muntischel-Südosthang 2340 – Belvair 2320 – Muntatsch 2310 – Prosbierg 2260 – Alp Griatschouls 2220 – Murtèr 2220.
IV. God Arvins 2280 – Muntischel-Osthang 2280 – Alp Belvair 2250 – Muntatsch 2220 – Alp Griatschouls 2150.

b) Südöstliche Talseite:

I. Munt Müsella 2600 – Mezzaun-Westgrat 2590 – Val d'Arpiglia 2640 – Arpiglia W 2640 – Piz Murtiröl 2660.
II. Mezzaun-Westgrat 2480 – La Seja 2430 – Murtiröl-Nordhang 2420 – Munt Blais 2400 – Fourun 2400.
III. Müsella 2320 – God Ars 2280 – Arpiglia 2260.
IV. Alp Müsella 2240 – Arpiglia 2200 – Blanchetta 2200 – Muot sainza Bön 2180.

Folgende Terrassensysteme obiger Zusammenstellung können miteinander verbunden werden:

① 1*a*I–1*b*I–1*b*II–2*a*I–2*a*II–2*b*I;
② 1*a*II–1*b*IV–2*a*III;
③ 1*a*III–1*b*III;
④ 2*a*II;
⑤ 2*a*IV–2*b*IV.

Diese Reihenfolge stimmt mit der zeitlichen Sukzession der verschiedenen Talbildungsphasen überein.

Das höchste System ① wurde gegen N entwässert, gehörte also dem alten Rheinsystem (Septimerrhein) an. Dieses entspricht der ersten Quertalphase im Chattien und untern Aquitan (R. Staub, 1952), wobei das Albulatal einen über Bravuogn mündenden rechten Seitenast des Rheintributärs Samedan–Val Bever–Fuorcla Crap Alv darstellte. Der Rückgriff dieses Flussnetzes gegen S und gegen E, hoch über dem heutigen Engadin, war recht bedeutend, zeigen doch nicht nur die Terrassen über die Fuorcla Crap Alv und das Val Bever gegen die Berninagruppe, sondern kann auch die quellseitige Fortsetzung der alten Albulatalung einerseits bis tief in die Camogasker Täler, anderseits bis an den Piz Murtiröl und, auf der linken Engadiner Talseite, bis an den Munt Griatschouls verfolgt werden. Ein flacher Längspass im Raume über S-chanf bildete dabei die Wasserscheide zwischen einem dem Rhein tributären Quellast in der alten Längsfurche des untern Oberengadins einerseits und den Quellflüssen des Innsystems aus dem untern Val Susauna (Sulsannatal) und aus dem Val Varusch anderseits.

Das Terrassensystem ② weist nun im Gegensatz dazu engadinabwärts, dokumentiert also Entwässerung gegen NE, zum Inn. Durch neuerliche Verbiegungen im obern Aquitan und Akzentuierung der Ötzmassen-Frontfurche im untern Oberengadin (R. Staub, 1934 *a* und 1952) ging die Quer- in eine vorwiegende Längsentwässerung über. Durch die rückschreitende Erosion des nun kräftigen Inn-Oberlaufes oberhalb von Zernez wurde die alte Wasserscheide bei S-chanf geschleift, und das Innsystem vermochte die Albula-Querfurche bis weit nach W für sich zu gewinnen. Die Wasserscheide gegen das Rheinsystem wurde sukzessive bis in die nördliche Errgruppe (La Piramida, Piz Salteras) und in die Elagruppe verlegt, wofür die in der genauen Fortsetzung der Terrassen ②, also des Torsos der Engadiner Albula liegenden Talschlüsse am Palpuogna und auf Tschitta und die nach S weisenden Terrassen am Piz Rugnux zeugen – besonders eindrücklich ist der heute isolierte Oberlauf des Albula-Seitentales dieser Phase an der Piramida, der durch glaziale Karbildung noch weiter ausgeprägt wurde. Die Torsonatur des Engadiner Albulatales, mit mehreren recht abrupten Abbrüchen gegen W, hat sich bis heute erhalten (H. Heierli; in C. Caflisch, 1954). Die einst hoch über der Chamanna d'Es-cha und über dem mittlern Val d'Es-cha liegende Wasserscheide gegen NW wurde in dieser Phase ungefähr in ihre heutige Lage (Fuorcla Pischa, Keschgruppe) gebracht. Der Oberlauf des Val Susauna, bisher dem Rheinsystem pflichtig, wurde vom jungen Vallember angezapft und damit dem Inn zugeführt.

Im Burdigal und besonders im Helvet vermochte das infolge einer allgemeinen Hebung des Alpenkörpers gekräftigte Rheinsystem (R. Staub, 1934 *a*) abermals die linken Seitenflüsse des Inn teilweise nach NW abzulenken. Das Terrassensystem ③ ist Zeuge eines alten Talbodens dieser zweiten Quertalphase. Doch scheint das Einzugsgebiet des Rheins in meiner Region kaum über die nun schon beträchtlich vertiefte Engadiner Furche gereicht zu haben, denn in den Camogasker Tälern fehlen ent-

sprechende Terrassenreste, wie ja beidseits des Engadins schon in der Phase ② ein wesentlich tieferliegender Talboden angedeutet wird. Die Wasserscheide im Albula-Längstal ist jetzt vielmehr etwa im Querschnitt des Gualdauna zu suchen. Das Gipfelplateau des Muntischel, welches mit diesem Terrassensystem koinzidiert, darf wahrscheinlich doch nicht mehr dazugerechnet werden; denn es ergäbe sich damit ein unwahrscheinlich grosses Gefälle gegen den Engadiner Talboden der Phase ②, welcher in der Phase ③, infolge der Aufkammerung der Längstäler und der damit verbundenen Reduktion der Erosionskraft (R. Staub, 1952), aber auch infolge der Anzapfung des Inn-Oberlaufes durch den Rhein, kaum bedeutend tiefergelegt wurde. Zu einer Schleifung des Sertìg- und des Scalettapasses durch die Rhein-Quelläste südlich von Davos kam es nicht, wohl auch nicht mehr zur Ablenkung des obern Beverin (im Val Bever) über die Fuorcla Crap Alv. Hingegen dürfte in diese Zeit eine wesentliche Rückwärtserosion des versteilten Tuorsbaches auf Kosten des obern Val Susauna fallen, welche auch heute noch anhält (R. Staub, 1934 *a*).

Der Aufstieg der alpinen Randzonen (Helvetikum) im Pontien hob die Erosionsbasis des Rheinsystems und brach damit auch dessen Erosionskraft beträchtlich. Das Flußsystem glich sich immer mehr dem heutigen Stand an. Dieser Verbiegungsphase gehören die Terrassensysteme ④ und ⑤ und vielleicht noch tiefere an. Nach R. Staub (1952) reichte die präglaziale Talsohle (Ende Pliozän) bis fast auf die heutige hinab. Die mehrfach übereinanderliegenden Terrassen am linken Talhang des Engadins zwischen La Punt und S-chanf, wenige Meter über dem Talboden – C. Tarnuzzer (1896) unterschied bei La Punt deren 7 – sind hingegen künstlich.

B. Talbildung und Gesteinsunterlage

Die ersten Quer- und Längstäler des aufsteigenden Alpenkörpers waren, entsprechend der einigermassen homogenen Oberfläche der grossräumigen Deckenrücken, im lokalen Bereich wohl rein konsequent und subsequent angelegt. Bei genügender Erosionskraft konnten sich einige dieser Flüsse beinahe senkrecht einschneiden. Solche von der geologischen Struktur der heutigen Oberfläche weitgehend unabhängige antezedente, heute allerdings nicht mehr einheitlich entwässernde Talfluchten finden sich auch in meinem Gebiet und in dessen näherer Umgebung:

1. Val dal Tschüvel–Val Sartiv–Kühalptal–Dischmàtal;
2. Val Plazbì–Val Ravais-ch–Kühalptal–Rhinertäli;
3. Val Susauna.

Anderseits wirkte sich der gesteinsmässig differenzierte Untergrund bei vielen heutigen Talfluchten aus:

1. Val Tisch–oberes Val Plazbì–Pischa,
   Val Dros löng:
   längs der steilgestellten Basis des Silvrettakristallins;
2. Albulatal zwischen Preda und La Punt:
   längs dem Nordrand des Errkristallins;
3. Val da Stugl–Ducantal:
   längs der Ducanmulde des Silvrettarückens.

Im weichen Liasschiefer der Fraèle-Blaisun-Mulde konnten sich Täler ausbilden, welche in dieser homogenen Unterlage mehr oder weniger dem grössten Gefälle folgen. Sie sind in ihrer heutigen Anlage durchwegs relativ jung, wahrscheinlich postglazial. In diese Kategorie gehören alle linken Seitentäler des Engadins zwischen La Punt und S-chanf (oberes Val d'Es-cha, Vallatscha, Val Bos-chetta, Val Buera, Val d'Urezza, oberes Val Gianduns). Das Einzugsgebiet dieser runsenartigen Täler entspricht den verschiedenen Karmulden längs der kristallinen Griatschouls-Viroula-Kette, aus denen sie sich entwickelten.

Lokale Komplikationen

1. Die Ova d'Es-cha, welche heute nahe ihrer Mündung in die Engadiner Talebene die Untertrias der Castellschuppe (S. 60) in einer tiefen und engen Klamm durchfliesst, benützte einst, vor und während der Eiszeit, den geraden Weg über die Einsattelung östlich der Wasserleitung von Madulain. Dort wurde sie aber gestaut (Seitenmoränenwälle des Engadiner Talgletschers am Segantiniweg beim

Quelltuff von Guardaval) und musste ihren Weg weiter nördlich suchen, wo sie sich dann, dank der durch die glaziale Übertiefung des Haupttales gesteigerten Erosionskraft, in die harten Triasschichten einfrass und heute als epigenetisches Durchbruchstal aufzufassen ist.

2. Die gleiche Erscheinung zeigt das Val Bos-chetta, dessen einstiger Unterlauf, 100 m westlich der heutigen Schlucht beim Schwimmbad und beim Castell, noch in einer Depression fortbesteht.

3. Der Ova Buera bei Zuoz hingegen gelang es nicht, die Dolomitmasse der Crasta (Castellschuppe; S. 62) zu durchbrechen, welch letztere von ihr auch heute noch in östlicher Richtung umflossen wird.

4. Die Anlage des Unterlaufes des Val Gianduns ist ebenfalls relativ jung. Lokale Terrassenreste bei der Acla Laret und auf Prospiz weisen auf einen tektonisch vorbedingten Talweg westlich des Dolomitgipfels der Sassa längs des Rauhwackenkernes der tiefsten Tauchfalte der Dolomitmasse von S-chanf hin, der sich bis nach der Chapella hinunter verfolgen lässt. Aber auch die heutige Talführung – in ihrer Anlage wahrscheinlich auf das Gschnitz-Rückzugsstadium zurückgehend – ist vom Untergrund abhängig, indem sie in grossem Bogen dem Südrand des Dolomites von S-chanf, einer Störungszone mit tektonisch bearbeiteten Rauhwacken und umgesinterter Liasbrekzie folgt.

2. Glazialmorphologisches

A. Moränen

Es sollen hier nur einige besonders typische und klassische Moränenlandschaften des Albulagebietes herausgegriffen werden.

1. Valbella am Albulapass

In bunter Folge wechseln auf dieser Hochfläche Rückzugsmoränen des Albula-Seitenarmes des Inngletschers mit End- und Mittelmoränen der Crasta Mora-Lokalgletscher.

Die in der Crasta Mora-Gruppe sehr hoch gelegene Schliffgrenze (Ostgrat der Crasta Mora ± 2800 m, Gipfelplateau des Piz da las Blais, 2880 m) deutet darauf hin, dass mindestens zur Zeit der grössten Vergletscherung ein Seitenarm des Engadiner Talgletschers den Weg über die Albula-Längsmulde in die Gegend von Bravuogn nahm. Guterhaltene und zusammenhängende Endmoränen dieser Transfluenz konnte ich westlich des Albulapasses nicht mehr finden – sie wurden später von Lokalgletschern und von Schutt überfahren. Doch müssen die im stellenweise noch von Toteis unterlagerten Blockfeld des obern Val del Diavel (S.-A.) massenhaft herumliegenden Bernina- und Languard-Kristallingerölle von einem vom Engadin her über den Albulapass fliessenden Gletscher hierher transportiert worden sein – eine Herleitung dieser Relikte von einem über die Fuorcla Crap Alv transfluierenden Seitengletscher des Engadiner Eises ist nicht wahrscheinlich, da sie nicht in dessen Fliessbereich fallen.

Besser in bezug auf die Erhaltung steht es mit den eigentlichen Rückzugsmoränen, welche der Albulaarm des Inngletschers östlich der Passhöhe ablagerte. Hier können wir vier ausgeprägte Endmoränenwälle erkennen:

1. 300 m östlich des Albulasees.
2. Am Ostfuss des Hügels 2359.
3. Bei der Alphütte Nova.
4. Bei der Alphütte Proliebas.

Die heutige unruhige Oberflächengestalt von Valbella aber ist den zahlreichen Endmoränen der vielen Lokalgletscher zuzuschreiben, welche den Nordhang der Crasta Mora-Kette einnahmen. Diese Gletscherchen drangen nach dem Rückzug des Engadiner Eises nochmals vor und überprägten und überfuhren teilweise die Rückzugsmoränen des Talgletschers, so vor allem im Val del Diavel. In diesem Stadium (etwa entsprechend dem Malojastadium nach R. Staub, 1952) dürfte das Eis vom Albulapass beidseitig abgeflossen sein. Auch diese Lokalgletscher, deren letzte Reste in den zahlreichen Hochkaren des zerrissenen Crasta Mora-Kammes infolge der Nordexposition bis in die heutige Zeit liegen blieben,

hinterliessen eine Menge von Rückzugsmoränen, die teilweise schon am steilen Gehänge zu Tale fuhren, deren Parallelisation hier aber nicht weiter verfolgt werden soll.

2. Val Müra

(Vgl. Fig. 14)

Wohl die schönste glazial geformte Landschaft im Untersuchungsgebiet ist der obere Abschnitt des Val Müra, etwa vom markanten Muot Ot (S.-A.) an aufwärts. Rundhöcker, Gletscherschliffe, Kare, Seiten-, Mittel- und Endmoränen bezeugen hier die teilweise bis in die jüngste Zeit reichende Eisbedeckung. Der noch heute die obersten Karmulden unter der Aguoglia dal Kesch und östlich der Porta d'Es-cha einnehmende ewige Schnee ist nur mehr ein kümmerlicher Überrest eines ehemals mächtigen Lokalgletschers, eines Tributärs des Inngletschers.

Die den Karzirkus des Val Müra einrahmenden Gräte und Gipfel – Keschmassif, Piz Val Müra, Piz Viroula – zeigen die glazial bedingte Ziselierung der kristallinen Wasserscheiden.

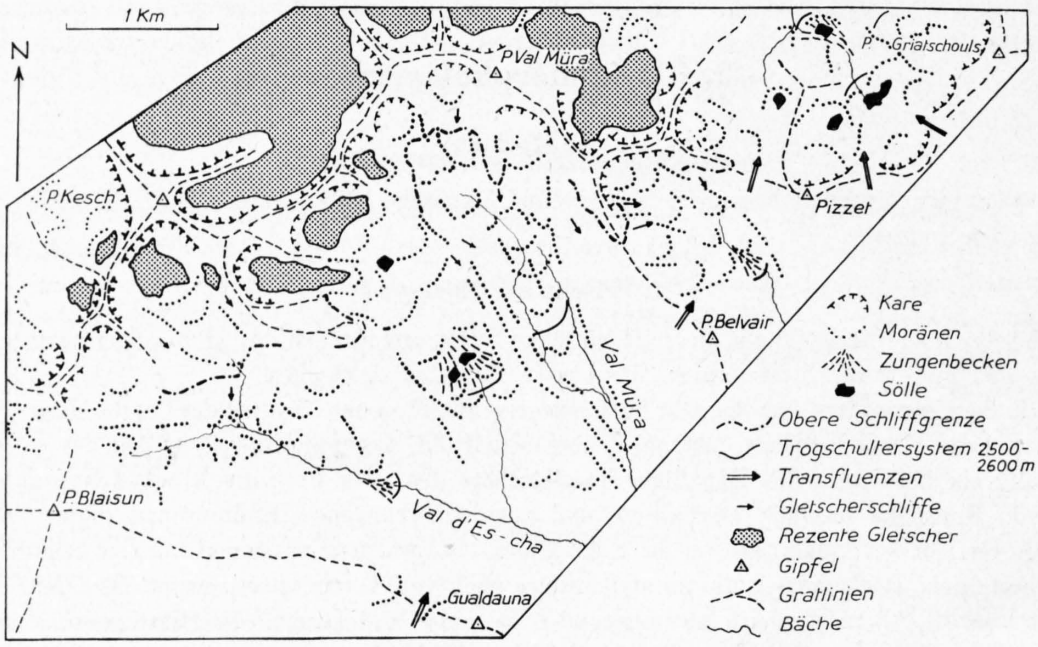


Fig. 14. Moränenlandschaft im obern Val Müra.

Zwei Lokalgletscher nahmen den Talhintergrund ein, wovon die deutliche Zweiteilung der Kare zeugt. In der talwärtigen Verlängerung dieser Trennung liegt die mächtige Mittelmoräne, auf welcher die Chamanna da Raschèr und die Chamanna d'Es-cha SAC erbaut wurden. Sie setzt sich, weniger deutlich ausgeprägt, auch unterhalb des Muot Ot – dieses Schieferhügels, der wohl gerade durch diese Moräne vor glazialem Abtrag geschützt wurde – weiterhin fort bis an die Ova d'Es-cha. Im Val Müra lassen sich anhand der Moränenreste mehrere Rückzugsstadien und eingeschaltete Vorstoßstadien des nördlichen Gletscherarmes erkennen, deren Höhenlage in chronologischer Reihenfolge gegeben sei: 2470, 2500, 2535, 2620, 2580, 2640, 2700, 2730, 2790 m.

Es ist sicher, dass auch im Val Müra der Engadiner Talgletscher einst, zur Zeit der grössten Vergletscherung, bis über 2800 m hinaufreichte – das ist bewiesen durch die glazial bedingten Rundformen am Piz Belvair, am Pizzet und am Fusse des Piz Griatschouls (Schliffgrenze), wie auch durch die ehemaligen Gletschertransfluenzen zuzuschreibenden Grateintiefungen im Raume Piz Viroula–Pizzet–Botta Cuolm. Ein Trogschultersystem, welches auf einer Höhe von ± 2800 m die Viroula-Kesch-Cotschen-Kette längs ihres Ostabfalles begleitet und um den Piz Cotschen herum bis zur Fuorcla Pischa verfolgbar ist, muss in seiner Bildung ebenfalls in dieses Maximalstadium gestellt werden.

Nach der Absenkung – oder nach einem neuerlichen Vorstoss – des Inntalgletschers auf ein Niveau von 2520–2560 m konnten nun aber die lokalen Müragletscher mächtig vordringen. Die Trogschultern auf dieser Kote – die abrupt abbrechende Ebene von Plazzetta, der Muot Ot, der Gefällsbruch südlich der Chamanna d'Es-cha, die Steilstufe beim Wasserfall auf Pischa – weisen darauf hin, dass die Obergrenze des Talgletschers im Val d'Es-cha und im Val Müra über eine längere Zeitspanne diese Höhe beibehielt.

Auffällig ist, dass alle Mittel- und Seitenmoränen im Val Müra unterhalb dieser Höhenkote nur mehr sehr undeutlich ausgebildet sind. Man muss daraus schliessen, dass entweder ein Toteisblock nach der letzten grossen Vergletscherung im Raume der hintern Alp Es-cha liegen blieb, oder aber dass die südexponierten Müragletscherchen nach der letzten Eiszeit, also in den Rückzugsstadien, nicht mehr weiter vorstiessen. Die Moränenrelikte unterhalb 2500 m (bis an die Ova d'Es-cha hinab) sind wohl einem frühern Vorstoss der Lokalgletscher (etwa präwürmisch) zuzuschreiben, und sie wurden dann durch das während der letzten Vergletscherung in die Seitentäler eindringende Engadiner Eis überprägt und teilweise aberodiert.

3. Umgebung von Chapella

Der Inngletscher hat in der Bucht von Chapella–Cinuos-chel, oberhalb des Riegels der Punt Ota, eine mächtige Grundmoräne abgelagert, welche beidseits des Engadins (Griatschouls resp. Piz d'Esan-Murtiröl) die Hänge bis auf über 2000 m hinauf überkleistert. Dies hat seinen Grund nicht nur in einer mit der Stauung und Verlangsamung der Fliessbewegung des Hauptgletschers verbundenen vermehrten Ablagerung der im Eis eingefrorenen Blöcke, sondern auch in der reichen Schuttzufuhr sowohl des bedeutenden Susaunagletschers (aus dem Val Sulsanna) als auch des Trupchun-Chaschauna-Gletschers (aus dem Val Varusch). Besonders die Erratika des erstern stellen einen grossen Anteil an der einzigartigen Grundmoränenlandschaft auf Tolait mit allen typischen Oberflächenformen. Daneben fällt auch die mächtige linke Seitenmoräne des Susaunagletschers auf, welche zuzeiten den Vallember staute, wofür die alten Seeterrassen bei Susauna zeugen. Die neue Hauptstrasse hat prachtvolle Querschnitte durch die Grundmoräne bei Cinuos-chel freigelegt. Während die Ebene zwischen S-chanf und Cinuos-chel und grosse Gebiete des God God mit Grundmoränenmaterial des Engadiner Hauptgletschers bedeckt sind, trägt der recht scharfe Kamm zwischen dem God God und dem vordern Val Susauna, von der Alp Griatschouls an abwärts, die Mittelmoräne zwischen Inngletscher und Susaunagletscher.

B. Gletscherwirkungen auf den Untergrund

1. Gletscherschliffe

Solche sind heute noch gut erhalten in dem vom Inn- und von den Lokalgletschern überfahrenen Silvrettakristallin. Besonders schöne Schliffe finden sich östlich der Keschgruppe, im Val Müra, auf 2700–2900 m Höhe, wo neben den Spuren lokaler Gletscher auch eine Richtung auftritt, welche auf Bearbeitung durch das Engadiner Taleis hinweist (Streichen NE bis N). Eine Reihe von Schliffen westlich des Piz Belvair, auf Viroula, deutet auf eine ehemalige Transfluenz zwischen dem Val d'Es-cha und dem Val Susauna hin. Ebenfalls Zeugen einer Transfluenz des Engadiner Gletschers gegen den Sertìg- und den Scalettapass zu sind die Schliffspuren im Grat zwischen dem Piz Griatschouls und dem Pizzet.

Gletscherschliffe in sedimentären Gesteinen bleiben naturgemäss nur dann erhalten, wenn das Gestein relativ rasch vor der Einwirkung der Atmosphärilien geschützt wurde. So finden wir heute nur noch im God God, unter einer mächtigen Grundmoränenbedeckung, frisch aufgeschlossene Schliffspuren des Inngletschers auf Hauptdolomit.

2. Rundhöcker

In bezug auf die Erhaltungsfähigkeit dieser erosiven Formen in kristallinen resp. sedimentären Gesteinen gilt das gleiche wie für die Gletscherschliffe, wie ja ganz allgemein gilt, dass glaziale Formen im Kristallin besser erhalten bleiben als in Sedimenten (Alb. Heim, 1895). Hier tritt noch eine weitere Kom-

ponente hinzu. Infolge der durch tektonische Beanspruchung hervorgerufenen starken Zerklüftung und Zerbröckelung der Dolomite kommt es oft gar nicht zur Herausarbeitung von Rundhöckern, sondern der Dolomitriegel wird sukzessive erniedrigt – eine Erscheinung, welche z. B. A. Penck (1912) auch am Hornkees und andernorts beobachtet hat. Auf diese Weise wurde der Quatervals-Dolomitklotz bei S-chanf weitgehend abgebaut, und wir finden Trümmer von diesem Hauptdolomit weit verbreitet in der nördlich vor ihm liegenden Grundmoräne am Ausgang des Val Susauna.

In kristallinen und gegenüber Gletschererosion sich diesen ähnlich verhaltenden Gesteinen (Verrucano usw.) sind Rundhöcker hingegen sehr verbreitet. Diejenigen am Nordhang der Crasta Mora verdanken ihre Entstehung lokalen Gletschern und sind teilweise erst in jüngster Vergangenheit vom Eise freigegeben worden. Rundhöcker des Inngletschers umgeben den Ausgang des Val d'Alvra bei La Punt. Eine sehr schöne Rundhöckerlandschaft bildet das obere Val Müra, insbesondere der oberste Riegel auf ± 2800 m, hauptsächlich geformt durch Lokalgletscher, des weitern die Umgebung des Crap Alv (Lai Alv, Salamùn).

3. Schliffgrenze

Diese ist im untern Oberengadin mehrerenorts gut erhalten, besonders auffällig am Ostabhang der Crasta Mora auf ± 2800 m Höhe. Längs des Ostfusses der Keschgruppe lässt sich die Schliffgrenze beinahe lückenlos verfolgen mit einer mittlern Höhenlage von 2800 m (Fig. 14). Aber auch in der Umgebung des Piz Griatschouls erkennt man eine einigermassen scharfe Grenze zwischen rundlichen Formen und diese überragenden zackigen Gräten, die sich durchwegs auf ca. 2850 m Höhe hält.

4. Trogtäler

Der einstige Inngletscher besass dank seines grossen Einzugsgebietes schon im Querschnitt von Bever, wo ihm der Errgletscher aus dem Val Bever zufloss, genügend Mächtigkeit, um auf die Gestaltung der Talwände Einfluss zu nehmen. So zeigt insbesondere der Ostabhang der Crasta Mora-Gruppe ein übersteiltes Gefälle (God Arvins). Zwischen Bever und La Punt, beim historischen Landsgemeindeplatz der alten Oberengadiner (Las Agnas, daher: Agnadina = Engadin; mündliche Mitteilung von R. Staub), erkennt man das für die Gletschererosion typische U-Profil des Engadins mit beiderseitigen, wenn auch schwach ausgeprägten Trogschultern. Weiter talabwärts, wo Schiefer und Dolomite die Talhänge bilden, ist das ehemalige glaziale Trogprofil weitgehend zerstört und im Schutt ertrunken. Nur dort, wo Kristallin ansteht, wie an der Seja, bei Bügls (südlich von S-chanf) und bei Brail, blieb die Trogform als Erbe der Astizeit erhalten.

Dass auch der Nordabfall der Crasta Mora-Kette, längs der Albula-Talung, übersteilt ist, weist, neben andern Daten (S. 95), auf den Durchfluss ehemals mächtiger Eismassen, also auf eine Transfluenz des Inngletschers über den Albulapass hin.

5. Kare und Gletscherseen

Wohl die schönste Karlandschaft meines Gebietes bildet der Hintergrund des Val Müra (S. 96). Aber auch die Nordseite der Crasta Mora ist von mehreren Karen eingemuldet (S. 95). Lokale Firnfelder auf der Südseite der Grialetsch-Viroula-Gruppe haben verschiedene Kare geschaffen, welche heute die linken Seitenflüsse des Inn zwischen Madulain und S-chanf entsenden. Eine Kargruppe, welche in ihrer Anlage auf präglaziale Entwässerung zum Inn zurückgeht (S. 93), nimmt die Osthänge des Piz Piramida bei Crap Alv ein. Kleine Gletscherseen (Sölle) treten ebenfalls in den genannten Gebieten auf.

6. Übertiefung des Haupttales

Eine solche lässt sich in meinem Gebiet meist nicht mehr feststellen, da die Steilstufen im weichen Liasschiefer bereits wieder zerstört worden sind, so dass die Nebentäler heute ebensohlig ins Engadin münden. Wo aber die Unterläufe der Seitenflüsse in resistenterem Gestein liegen, blieben von Klammen

durchsägte Gefällsstufen erhalten, wie im Val d'Es-cha, im Val Bos-chetta und im Val Gianduns und auf der rechten Talseite im Val d'Arpiglia. Eine im untern Oberengadin allenfalls diskutable Übertiefung des Haupttales infolge der in dieser Bruchzone (Frontfurche der Ötzmasse) geringeren Widerstandsfähigkeit ist, wiewohl die Schleppung aller grosstektonischer Elemente gerade längs des Inntales eine solche durchaus als möglich erscheinen liesse, wenig wahrscheinlich, weil der sich morphologisch analog verhaltende obere Abschnitt des Oberengadins keinerlei Anzeichen eines «Engadiner Längsbruches» zeigt, vielmehr die Deckenkomplexe sich quer über das Haupttal hinweg verfolgen lassen (St. Moritz–Pontresina; R. Staub, 1948 *a*). Eine besonders kräftige glaziale Übertiefung des Engadins ist im Raume um S-chanf, oberhalb des Dolomitriegels von Chapella, sehr wahrscheinlich.

7. Blockströme

Solche fehlen i. A. im Untersuchungsgebiet, weil die für eine Blockstrombildung prädestinierten nordexponierten steilen Gletscherbecken (J. Domaradzki, 1951) eine zu kleine Ausdehnung besitzen (Crasta Mora). Nur westlich der Fuorcla Pischa, auf Murtèl d'As-cha im obersten Val Plazbì, konnte sich ein scheinbar auch heute noch in Bewegung befindlicher Blockstrom mit schönen Fliessformen (Wülsten) ausbilden. Im Val del Diavel (S.-A.), wo das unter den groben Blockschuttmassen bei Tiefbauten angetroffene Toteis ebenfalls zur Blockstrombildung hätte führen können, wurde diese verhindert durch das zu kleine Gefälle und den talseitigen Abschlussriegel.

3. Weitere Quartärbildungen

A. Verfestigte Schotter

Das bedeutendste Vorkommen dieser Art, der «Schotter von S-chanf» (oft fälschlicherweise «Molasse von S-chanf» genannt), nimmt den untersten Abschnitt des Oberengadins, die breite Talsohle zwischen S-chanf und Cinuos-chel, ein.

Schon G. Theobald (1863, 1864) erkannte anhand der Komponenten das geringe Alter dieser Schotter, wiewohl ihm deren Ähnlichkeit mit der «ältern Rauhwacke» auffiel. C. Tarnuzzer (1896) schätzte die Schotter jünger als untere Rauhwacke, aber jedenfalls unter- bis mitteltriadisch. Er spricht von «Zellendolomit mit tuffartigem Zement». Nach K. Zoeppritz (1906) gehört der ganze Schotterkomplex zur untern (anisischen) Rauhwacke. Diese Altersbestimmung ist wahrscheinlich auf das Gipslager am obern Ende der Schotterebene, unterhalb von S-chanf (S. 37), zurückzuführen, welches dieser Autor normal mit dem Schotter verband. A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914) sprechen von «Scanfser Molasse», einer «diluvialen Nagelfluh», die in keinem genetischen Zusammenhang mit den benachbarten Rauhwacken- und Gipsvorkommen steht. W. Hegwein (1927) vergleicht diese verfestigten Schotter mit ähnlichen Bildungen an der Westseite der Quatervalsgruppe und bei Punt del Gall, ohne aber näher auf eine Altersbestimmung einzugehen.

Bei diesen Schottern handelt es sich um eine mindestens 8 m, im Maximum (Mündung der Ova Varusch) sicher über 50 m mächtige, ± horizontal gelagerte heterogene Folge von mergeligen, sandigen und fein- bis grobkonglomeratischen (Blöcke bis kubikmetergross) Fluss- und Seeablagerungen, die einen mehr oder minder hohen Verfestigungsgrad erreichen. Das Bindemittel, welches die kantengerundeten bis vollständig abgerollten groben Komponenten zusammenhält, ist ebenfalls mergelig bis sandig und kalkhaltig und von grauer bis (oberflächlich) grell gelbroter Farbe. Etwa 300 m oberhalb, südlich der heutigen Einmündung der Ova Varusch in den Inn geht die horizontale Schichtung lokal in eine typische Deltastruktur mit leichten Diskordanzen über, deren Anordnung und Geröllinhalt auf eine Schüttung aus dem Val Varusch hinweisen – gleichzeitig ein Beweis für dessen ehemals südlicher, etwa bei Prasüras gelegenen Unterlauf, der sich auch im Gelände gut abbildet. Der im Vergleich zur Hauptmasse des Schotters von S-chanf geringere Abrollungsgrad der Gerölle in diesem kleinen Delta spricht für kürzeren Flusstransport.

In den groben Schüttungsanteilen der Schotter wurden folgende wichtigste Komponenten gefunden:

Juliergranit, Albulagranit, Quarzdiorit, Diorit, Muskowitgneis, Augengneis, roter und bunter Verrucano und Buntsandstein, helle und dunkle Dolomite, Raiblerdolomit, blaugrauer kieseliger Liaskalk, weisslicher Quarzit, schwarzer und roter Hornstein, grauer und grünlicher feingebänderter Aptychenkalk.

Auffällig ist, wie das Bindemittel dort, wo der Schotter auf Rauhwacke liegt, einen stark rauhwackigen Aspekt erhält, indem sich die aus der Rauhwacke herausgelösten Stoffe (Gips, Eisen) im Schotterzement wieder absetzen.

Zur Altersfrage kann ich, da die Untersuchungen nur makroskopisch durchgeführt wurden, lediglich einige allgemeine Bemerkungen beitragen. Eine eingehende Pollenanalyse insbesondere der feinen Ablagerungen dürfte eine wesentlich genauere Datierung erlauben.

Eine präglaziale Entstehung dieser Schotter kann aus verschiedenen Gründen ausgeschlossen werden. Einmal lässt sich der geringe Verfestigungsgrad keineswegs mit demjenigen mittelländischer Nagelfluhen vergleichen – diese Schotter als «diluviale Nagelfluh» oder als «Molasse» zu benennen, scheint mir übrigens schon aus definitorischen Gründen nicht am Platze zu sein. Die praktisch horizontale, also ursprüngliche Lagerung wäre, bei den nachgewiesenen spättertiären und unmittelbar präglazialen orogenetischen Bewegungen, nicht zu verstehen, und ausserdem war das Dreieck von S-chanf, hinter dem resistenten Kristallinriegel der Punt Ota gelegen, mit seinem vorwiegend aus Rauhwacken (der subsilvrettiden Linsen und des Rauhwackenzuges) bestehenden weichen Unterbau eine prädestinierte Ausschürfmulde, aus dem sicher allfällig vorher eingeschwemmte Schuttmassen vom Inngletscher restlos wieder fortgeführt worden wären. Zudem lag damals, etwa an der Wende Oligozän-Miozän (Engadinersee im Raume ob Zernez; R. Staub, 1934 *a*), ja sogar noch im Pontien (S. 94), der Talboden im untern Oberengadin wesentlich höher als zur Zeit der Ablagerung unserer Schotter und wurde erst nachher durch Fluss- und Gletschererosion auf das heutige Niveau erniedrigt.

Als weitere Möglichkeit ist eine interglaziale Entstehung der Schotterebene von S-chanf–Cinuos-chel ins Auge zu fassen. An sich wäre die Ablagerung in einem Zungenbecken wie diesem durchaus denkbar. Doch muss auch bei Annahme der letzten Interglazialzeit – die frühern kommen aus gleichen Gründen wie oben nicht in Frage – bedacht werden, dass auch während der Würmeiszeit das Engadiner Eis im Querschnitt von S-chanf noch eine ansehnliche Mächtigkeit (Trogschultern im Val d'Es-cha und am Murtiröl auf 2500–2600 m; S. 92) und demgemäss auch genügend Erosionskraft besessen haben muss, um allfällige lockere Ablagerungen im Becken von S-chanf wieder auszuräumen. Ein zeitlicher Vergleich mit der riss-würm-interglazialen Höttinger-Brekzie ist demnach auch nicht wahrscheinlich.

Es verbleibt somit nur mehr die Zeit der Rückzugsstadien zur Datierung übrig. Hier liefert uns R. Staub (1952) ziemlich genaue Angaben über die Lokalisierung und das Alter der verschiedenen Rückzugsmoränen des Inngletschers. So stellt er den Moränenwall bei Brail–Cinuos-chel ins Alt-Gschnitz, einen solchen bei S-chanf ins Jung-Gschnitz (der letztere ist allerdings nur mehr in wenigen Fragmenten nachzuweisen). In dieses Stadium dürfte auch die Ablagerung der Schotter von S-chanf fallen. Eine Deutung als eigentliche fluvioglaziale Schotter im Sinne von A. Penck und E. Brückner (1909/I) kommt aus verschiedenen Gründen (kleines Schichtungsgefälle, Fehlen von mit den Schottern verbundenen Endmoränenwällen) nicht in Frage. Hingegen lässt sich die Ablagerung im Zungenbecken hinter der mächtigen Endmoräne von Brail–Cinuos-chel, also zur Gschnitzzeit, gut verstehen. Der seichte See, welcher sich in diesem Stadium in der Ebene unterhalb von S-chanf ausbreitete, konnte sich um so länger halten, als der Kristallinriegel bei Cinuos-chel vom jungen Inn erst bei weiterem Rückzug des Eises (Daun-, Corvatsch-Stadium; R. Staub, 1952) rascher durchsägt wurde.

Tatsächlich bestand nun im Raume S-chanf–Cinuos-chel nicht ein einheitliches Seebecken, sondern auf der Höhe von Chapella trennte damals noch der das Inntal querende Hauptdolomitzug – als östliche Fortsetzung des Dolomites von S-chanf (S. 18) – ein höheres südliches von einem tiefern nördlichen Becken, welch letzteres selbst wieder mehrfach aufgekammert war (Innufer bei Cinuos-chel). Das Gefälle zwischen beiden betrug etwa 40 m. Interessant sind die Schüttungsverhältnisse in der nördlichen Schotterebene, derjenigen von Resgia–Cinuos-chel. Während man in den untern, dem Anstehenden direkt aufliegenden Partien dieser Schotter grobe und wenig verfestigte «Brekzien» mit vorwiegend Silvrettakristallin und Quatervalsdolomit findet (Innbrücke bei Cinuos-chel), wechselt der lithologische Charakter bei etwa 7–8 m über der Basis ziemlich rasch: oberhalb dieser Kote schalten sich zwischen die gegen oben immer spärlicher werdenden groben Konglomerate feinsandige bis mergelige Linsen, welche in den obersten 3 m weit überwiegen (östliche Häuser von Cinuos-chel). Es heisst dies, dass nach einer Zeit der ausschliesslichen Geröllzufuhr aus dem linksseitigen Val Susauna und aus den rechtsseitigen kurzen Tälern (Val

da Botta d'Flöder, Val Flin und Val Torta) der Dolomitriegel bei Chapella schliesslich soweit durchsägt war, um einen wenn auch feinen Geschiebetransport vom obern See her zu ermöglichen. Des weitern können wir daraus schliessen, dass dieser Dolomitzug wesentlich rascher und früher erniedrigt wurde als der das untere Becken abschliessende Kristallinriegel.

Von Bedeutung für eine zeitliche Einordnung der Schotter ist aber auch ihr Lagerungsverhältnis zu den umliegenden Moränen. Die Oberfläche der Grundmoräne des Engadiner Talgletschers – welche am God God und auf Tolait weite Gebiete überkleistert hat (S. 97) – fällt sowohl südlich von Chapella als auch bei Cinuos-chel ziemlich steil gegen E ab. An drei Orten konnte, dank der durch Strassen- und Bahnbau geschaffenen neuen Aufschlüsse, beobachtet werden, dass der horizontalliegende verfestigte Schotter diskordant an der Grundmoräne abstösst, dass die letztere aber nirgends den Schotter überlagert, ihn vielmehr unterteuft (Fig. 15). An den zwei einzigen Stellen, wo die Engadiner Talmoräne auch im Talboden aufgeschlossen ist – bei Chapella und auf Flin –, liegt diese direkt dem Dolomitriegel auf. Diese Lagerungsverhältnisse sind ein weiteres Indiz für das oben belegte postglaziale Alter unserer Schotter.

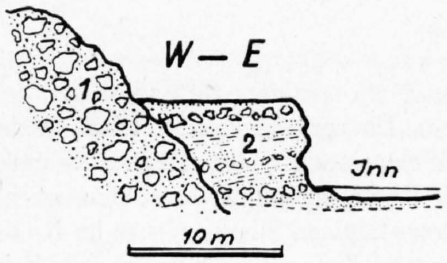


Fig. 15. Lagerungsverhältnisse von Grundmoräne (1) und Schotter (2) bei San Güerg nördlich von S-chanf.

Die Endmoränen kleineren Ausmasses, welche bei San Güerg östlich von S-chanf lokal auf der Schotterebene herumliegen, weisen alle sowohl in ihrem Geröllinhalt (vorwiegend Dolomite und Schieferlias) als auch in ihrer Anordnung auf einen spätstadialen Gletschervorstoss aus dem Val Trupchun oder Val Chaschauna oder auf einen solchen vom Murtiröl-Nordhang hin.

Weitere ± verfestigte Schottermassen finden sich im Val Torta – auf die mächtige Lokalmoräne angeklebt –, im mittlern und untern Val Gianduns, im untern Val d'Urezza und im mittlern Val Buera. Es handelt sich hier um Gehänge- und Bachschutt, der in Nischen liegenblieb und von Quellabsätzen zusammengekittet wurde. Deutlich ist in allen Fällen die parallel dem Hang verlaufende Schichtneigung zu beobachten. Diese Schotter haben den Zusammenhang mit dem sich weiter einschneidenden Bach verloren, liegen vielmehr 5–20 m über dem heutigen Talgrund. Ihr Alter darf als gleich wie dasjenige des Schotters von S-chanf angenommen werden, bei dessen Entstehung die umliegenden Flüsse eine hohe lokale Erosionsbasis im See von S-chanf–Cinuos-chel und somit eine geringe transportierende Kraft besassen.

B. Quellen

Neben den zahlreichen Schuttquellen konnten mehrere ausgeprägte Quellhorizonte im Anstehenden festgestellt werden. Sie treten immer dort auf, wo das Liegende ein impermeables Gestein ist. Prädestiniert für solche Quellhorizonte sind vor allem die Schubflächen. So treten längs des Kontaktes zwischen dem Fraèle-Blaisun-Schieferlias und dem Gualdauna-Kiesellias, längs dem Südabfall der Blaisunkette (Terrassa bis Fuorcla Gualdauna), zahlreiche Kluftquellen aus. Aber auch gewisse Horizonte des Verrucano und des Buntsandsteins und insbesondere das Campilerniveau verzeichnen Quellreihen, so auf Arscheida und westlich von Guardaval, wo die vom Quellwasser bestrichenen Hänge auf grosse Erstreckung mit einer bis 2 m dicken Kalksinterschicht überzogen sind. Ein weiterer Quellhorizont, an der tektonischen Grenze zwischen hangender Rauhwacke des Rauhwackenzuges und liegendem Elalias, lässt sich östlich des Berghotels Weissenstein bei den Gipsfelsen von Crap Alv verfolgen (H. Heierli; in C. Caflisch, 1954). Diesem Quellniveau gehört auch die Albulaquelle, eine Stromquelle mit beträchtlicher Wasserführung, an.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit den geologischen Verhältnissen der weitern Umgebung des Albulapasses und des untern Oberengadins, von Weissenstein (Crap Alv) im W bis Cinuos-chel im E. Auf die Untersuchung der Kristallinmassen der unterostalpinen Errdecke im S (Crasta Mora-Gruppe) und der oberostalpinen Silvrettadecke im N (Keschgruppe) wurde verzichtet und das Hauptgewicht auf die sedimentäre Zone zwischen diesen zwei Kristallinkomplexen gelegt. Dieses vorwiegend mesozoische Sedimentband ist in Wirklichkeit ein Haufwerk von Teilschuppen verschiedener unter-, mittel- und oberostalpiner Decken, deren meiste von oben und von S her vor der Kristallinstirn der Errdecke herabgewickelt wurden. Wir können tektonisch von oben nach unten folgende Einheiten unterscheiden (vgl. Taf. III):

1. Subsilvrettide Linsen

Mit stark reduzierter Schichtreihe – Hauptdolomit, Raiblerschichten, lokal mitteltriadische Dolomite und Rauhwacken – folgen diese Schürflinge der südlichen Ausbisslinie der Silvretta-Basisfläche im Val Tisch, auf Pischa und bei Susauna. Über das Engadin hängen sie mit dem Oberbau der Scarldecke südlich von Zernez zusammen und sind somit als von der Hauptmasse der Silvrettadecke überfahrene Stirnkopfreste dieser Decke zu deuten. Fazielle und tektonische Zusammenhänge bestehen mit der Rothornschuppe und mit den Aroser Dolomiten des Plessurgebirges.

2. Dolomit von S-chanf

Er bildet die westliche tauchende Stirn einer höhern Abspaltung der Quatervalsdecke. Carnien, Hauptdolomit, Rhät und Kalkbanklias bauen in Form einfacher tauchender Faltenzüge die Bastion bei S-chanf auf. Diese Einheit ist auf den Ostteil des Untersuchungsgebietes beschränkt und keilt im Val Gianduns, im Hangenden des Fraèle-Lias, gegen W aus. Passiv verschleppte Schubspäne dieser Decke finden sich am Piz Belvair.

3. Ela-Ortler-Decke

Diese ausgedehnteste aller Einheiten des Sedimentzuges am Albulapass besteht aus zwei ursprünglich zusammenhängenden, heute jedoch disharmonisch gefalteten Teilkomplexen, die eigentliche «Teildecken» bilden. Der Lias (+ Dogger und Malm) hat als Blaisun-Fraèle-Lias seine aufrechte Lagerung i. A. beibehalten und weist neben tiefen Synklinalzügen intensive Kleinfältelung auf. Überall taucht er steil unter die Silvrettabasis. In ihn hinein wurden von oben die Obertriasfalten (Raiblerschichten + Hauptdolomit ± Rhät) der Üertschgruppe eingesenkt. Diese letztern sind normalerweise tauchfaltenartig ausgebildet, im einzelnen jedoch von zahlreichen streichenden Scheitelbrüchen zerhackt.

4. Rauhwackenzug Albulahospiz–Zuoz

Dieser Komplex ist nicht einheitlich, sondern – neben spärlichen Dolomiten – aus triadischen Rauhwacken verschiedenen Alters und verschiedener Decken zusammengesetzt. Die Hauptmasse dürfte wohl die tiefere Trias der Ortlerzone vertreten, wie aus den Verhältnissen östlich des Inn hervorgeht. Dieser Rauhwackenzug wird von den tektonisch tiefern Elementen, welche vor der Errstirn herabtauchen, überfahren und eingewickelt.

In diesem Zusammenhang erfuhr das Rauhwackenproblem eine eingehendere Behandlung. Wir kamen zum Schluss, dass die heute vorliegende Rauhwacke im Albulagebiet gegen die Tiefe zu normalerweise in das ursprüngliche Ausgangsgestein übergehen müsse.

5. Gualdauna- und Muntischelschuppe

Es konnte ihr näherer Zusammenhang mit den God-Drosa-Murtiröl-Serien im Mezzaungebiet und mit der Allgäudecke des hintersten Languardrückens nachgewiesen werden. Beide Einheiten sind als Tauchstirnen ausgebildet, wobei die Muntischelschuppe die älteren (Kristallin – Raiblerschichten), die Gualdaunaschuppe die jüngern Schichtglieder (Raiblerschichten – untere Kreide) enthält. Die letztere setzt sich gegen W fort bis an die Fuorcla Tschitta.

6. Castell-, Guardaval- und Arscheidaschuppe

Diese unter sich sowohl faziell als auch in ihrer gegenseitigen Lage näher verwandten, gegen N resp. NW eintauchenden Schichtplatten entstammen dem eigentlichen Berninaraum zwischen Julierstirn und Strettastirn. Östlich des Engadins finden sie ihre Fortsetzung in den Mezzaunserien (insbesondere in der Hauptserie) und in den Bugliaunaserien. In der tiefsten Einheit, der Arscheidaschuppe, die sich auf der Valbella mächtig entwickelt, zeigen sich Andeutungen von Tauchfalten. Die Schichtreihe umfasst – über basalem Kristallin – Casannaschiefer, Perm und Trias. Gegen W setzen die drei Schuppen schon östlich des Ospiz d'Alvra aus.

7. Valbellaschuppe, Liaszug Albulahospiz und Keil bei La Punt

Diese drei Schubspäne stehen unter sich nicht in direkter Verbindung, sind aber gesamthaft in der Samadener Zone, also im Rücken der Errdecke, vor der Julierstirn zu beheimaten, wobei die genauere Herleitung aus bestimmten Elementen dieser Rückenzone unsicher ist. Jedenfalls wurden die Samadener Schuppen des südlichen Albulagebietes an der Basis einer höhern Schubmasse, wahrscheinlich der mittelostalpinen Einheit, gegen N vorgeschleppt und vor der Errstirn herabgewickelt.

8. Crasta Mora-Keile

Diese Raiblerschichten bis Kreide (Saluverfazies) umfassenden, südlich einfallenden Keile gehören der Sedimentbedeckung der stirnwärtigen Errdeckenpartien an und sind nicht wesentlich von ihrer kristallinen Basis abgeschoben, sondern lediglich in die engen Synklinalen des Errdecken-Stirnkopfes eingefaltet worden. Sie lassen sich gegen W verfolgen, wo sie in der Tschittazone grössere Ausdehnung erlangen und dort auch mit der Carungasdecke verfaltet sind.

9. Morphologisches

Es wurde versucht, die Terrassen des Albulagebietes zu Systemen zu ordnen und daraus die Talgeschichte abzulesen. An Moränenlandschaften wurden diejenigen von Valbella, Val Müra und Tolait-Cinuos-chel herausgegriffen. Für den verfestigten Schotter von S-chanf wurde ein spätglaziales, stadiales Alter als das wahrscheinlichste erkannt.

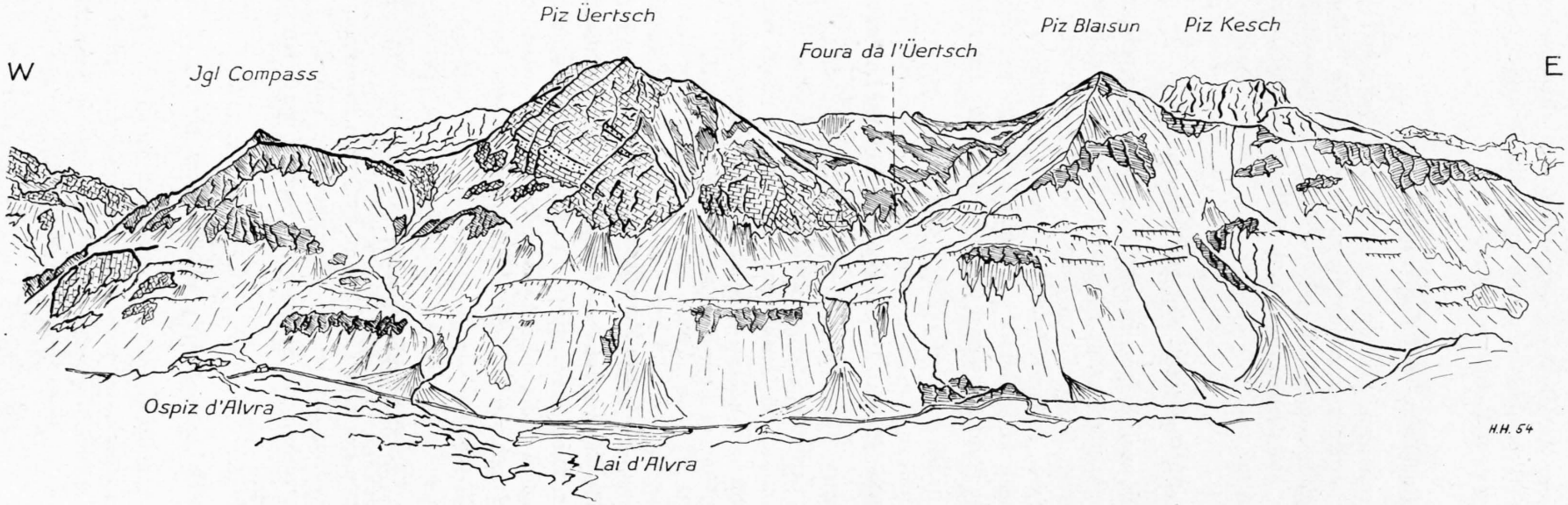


Fig. 16. Die Berge nördlich des Albulapasses, gesehen vom Nordhang des Piz Mez.

Links im Hintergrund die östlichen Ausläufer des Piz d'Ela: Obertrias- (Hauptdolomit-) Falten der Eladecke. Gipfelbau des Compass: Fraèle-Lias, darunter die steilstehenden Obertriasplatten der Gualdaunaschuppe (S. 47). Im Grateinschnitt zwischen Compass und Piz Üertsch die Obertrias-Schuppenzone (S. 21). Dahinter die Hauptdolomitkette des Piz Zavretta. Raiblerlinsen (Punkte) in der Hauptdolomit-Südwand des Piz Üertsch markieren die Schubflächen und Kerne der einzelnen triadischen, steil nach N einstechenden Tauchfalten (S. 28). In der Foura da l'Üertsch prachtvoller tektonischer Kontakt zwischen Obertrias und Lias, welcher am Ostgrat des Piz Üertsch hoch hinaufreicht. Piz Blaisun: Fraèle-Lias, am Gipfel ? Dogger und Radiolarit. Im Hintergrund Silvrettakristallin der Keschgruppe. Auf halber Höhe, über der Albulastrasse, die verschiedenen markanten Terrassensysteme (S. 92).

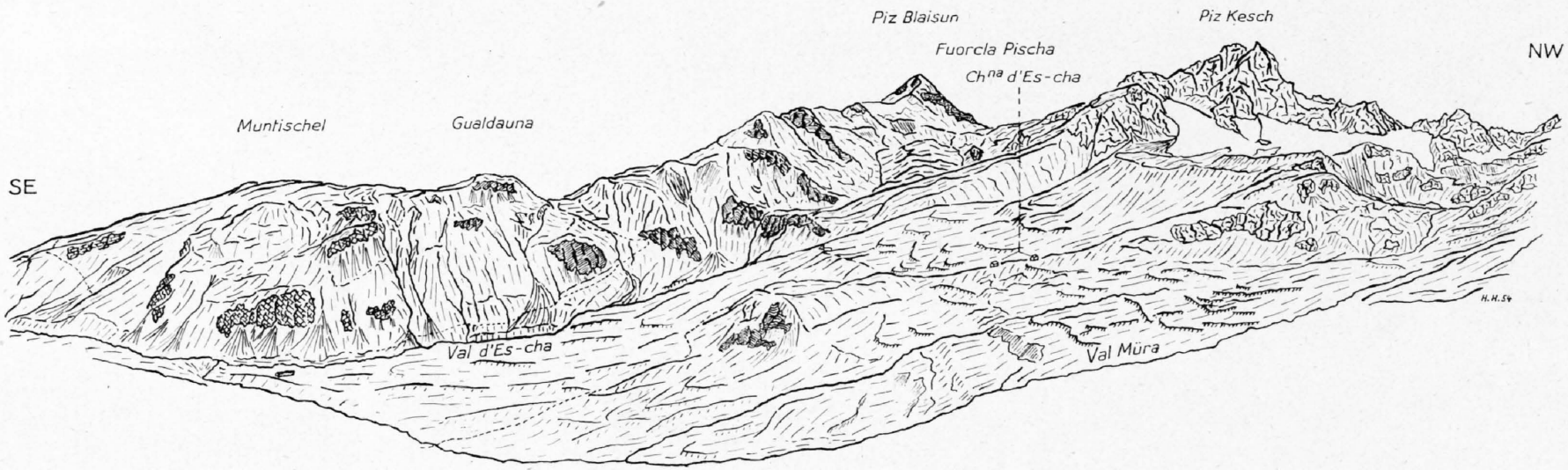


Fig. 17. Val d'Es-cha und Val Müra, gesehen vom Piz Belvair aus.

Muntischel: Gipfelplateau aus Rauhwacken des Rauhwackenzuges aufgebaut, welche nach rechts ins Val d'Es-cha hinunterziehen. Felsköpfe unter dem Muntischel aus untertriadischen Dolomiten und Verrucano der Muntischelschuppe (S. 57). Runse zwischen Muntischel und Gualdauna mit jurassisch-kretazischen Gesteinen der Gualdaunaschuppe, welche hier axial gegen E abfallen. Gualdauna: Gipfel aus Kiesellias der Gualdaunaschuppe (S. 41), darunter der Allgäulias der Ela-Ortler-Decke (Fraèle-Lias), welcher sodann die ganze Blaisunkette aufbaut. Über die Fuorcla Pischa zieht die Grenze zum Silvrettakristallin der Keschmasse. Im obern Val Pischa die Dolomitbastion der subsilvrettiden Triaslinsen (S. 6). In der Umgebung der Chamanna d'Es-cha und im Val Müra Glaziallandschaft (S. 96).

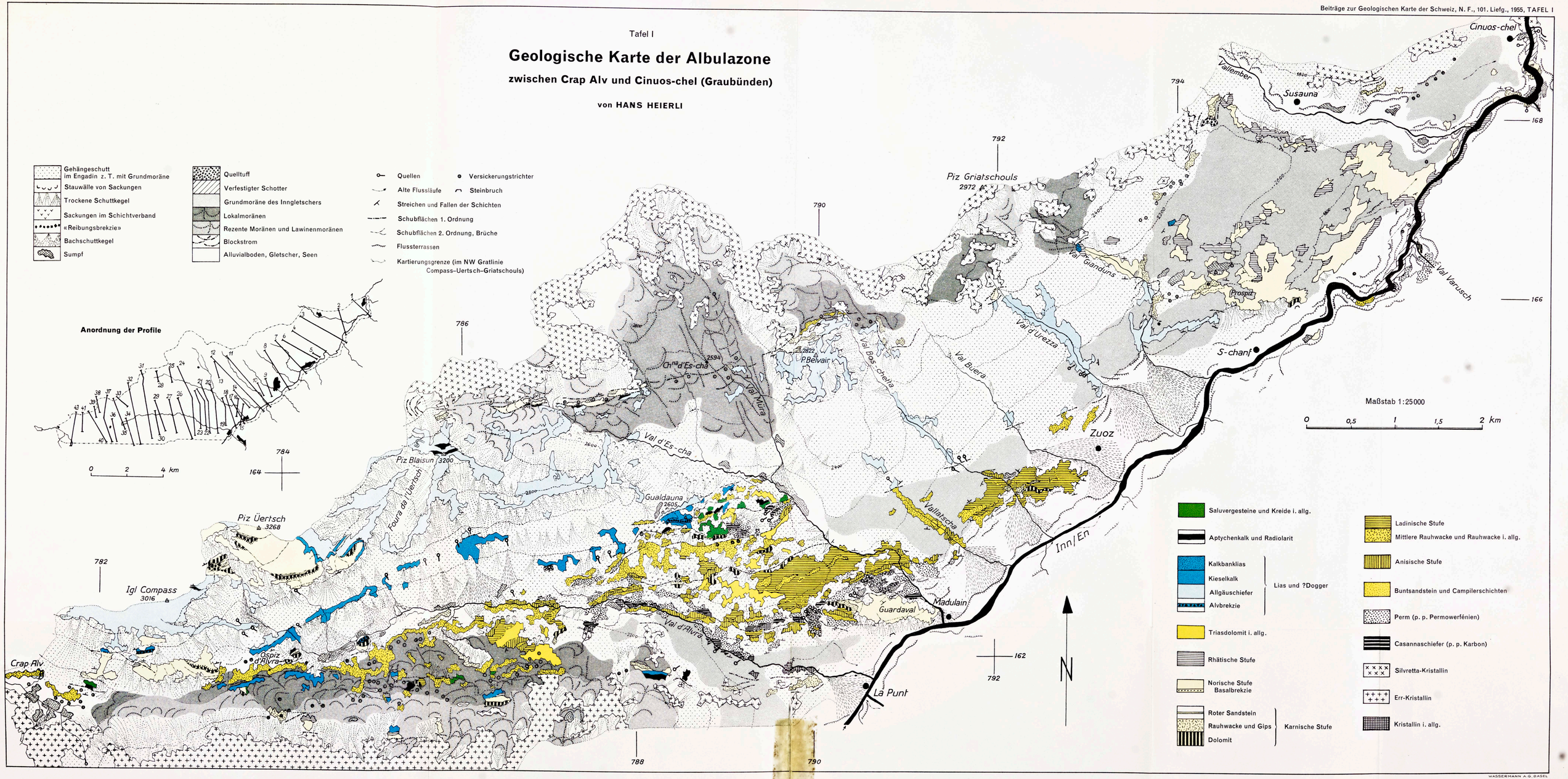
Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F., 101. Liefg., 1955, TAFEL I

Tafel I

Geologische Karte der Albulazone

zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden)

von HANS HEIERLI

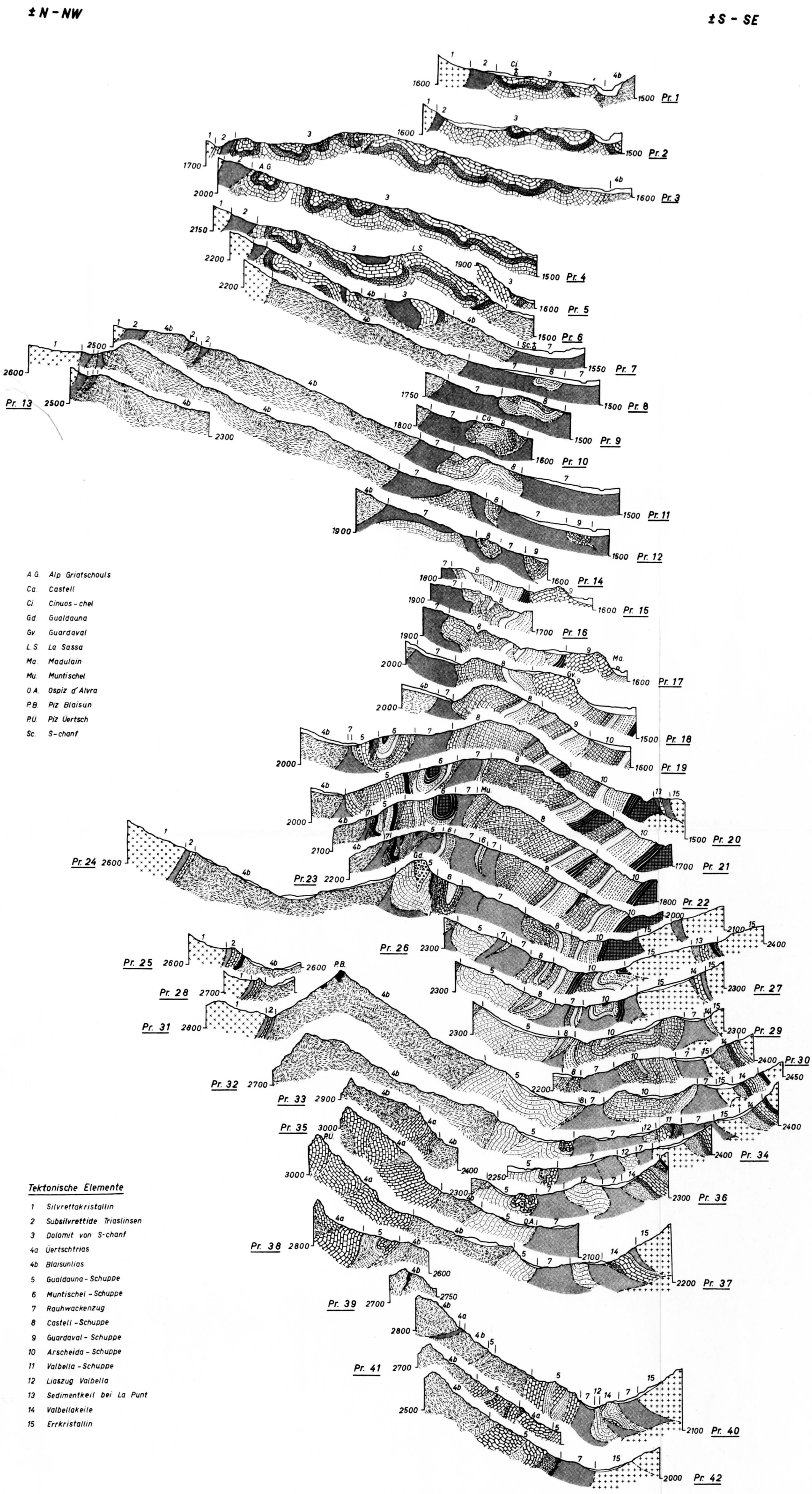


WASSERMANN A.-G. BASEL

Tafel II

Geologische Querprofile durch die Albulazone

von HANS HEIERLI



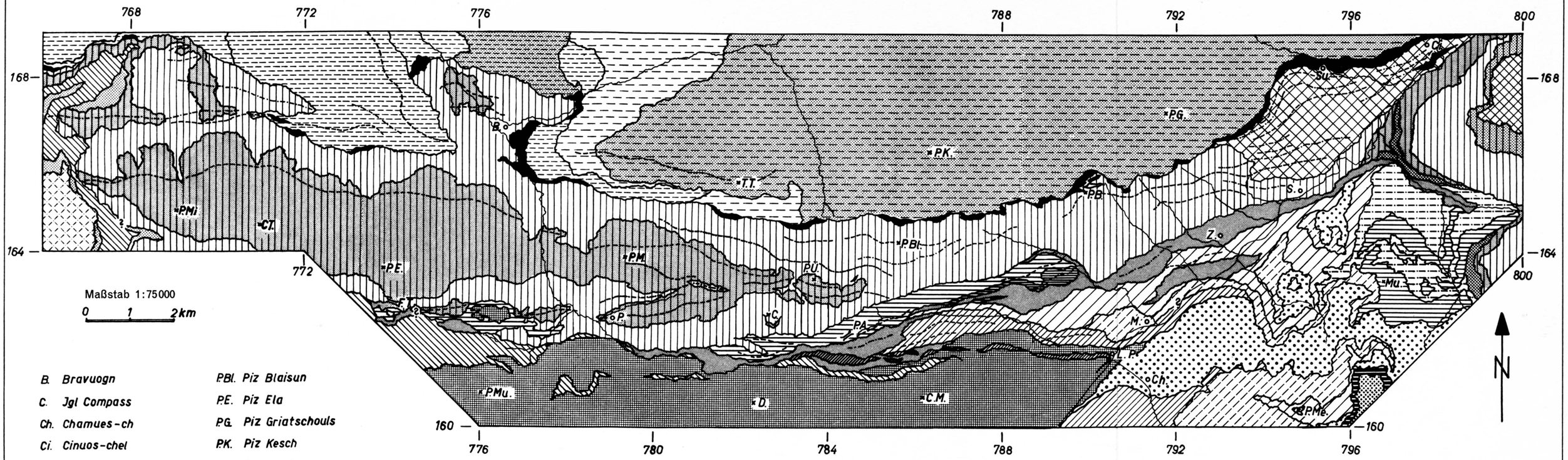
WASSERMANN A.G., BASEL

Tafel III

Tektonische Karte des südlichen Mittelbünden

Unter Benützung der Ergebnisse von R. Staub, H. Eugster, F. Frei, W. Leupold, E. Ott, H. Eggenberger, F. Roesli, H. P. Cornelius, J. Stöcklin, A. Bertossa, W. H. Ziegler und eigener Aufnahmen

zusammengestellt von HANS HEIERLI



B. Bravuogn
C. Jgl Compass
Ch. Chamues-ch
Ci. Cinuos-chel
C.M. Crasta Mora
C.T. Corn da Tinizong
D. Jgls Dschimels
F.T. Fuorcla Tschitta
L.P. La Punt
M. Madulain
Mu. Murtiröl
P. Preda
P.A. Pass d'Alvra
P.B. Piz Belvair
P.Bl. Piz Blaisun
P.E. Piz Ela
P.G. Piz Griatschouls
P.K. Piz Kesch
P.M. Piz Muot
P.Me. Piz Mezzaun
P.Mi. Piz Mitgèl
P.Mu. Piz Mulix
P.Ü. Piz Üertsch
S. S-chanf
Su. Susauna
T.T. Tschima da Tisch
Z. Zuoz

----Synklinal- und Tauchfaltenaxen
-·-·-Antiklinalaxen

Silvrettadecke
- Keschkristallin
- Sedimente der Ducanmulde
- Kristallin des Cuolm da Latsch
- Sedimente der Landwassermulde

Scarld.
- Subsilvrettide Triaslinsen

Quaterv.d.
- Dolomit von S-chanf (Diavelschuppe)
- Quatervalsdecke s. str.

Ortlerd.
- Stelvioschuppe
- Blaisun - Fraèle - Lias

Ortlerdecke
- Trias der tieferen Ortlerschuppen
- Rauhwackenzug Albula - Zuoz
- Campokristallin

Languarddecke
- God Drosa - Flysch
- Gualdauna - God Drosa - Murtiröl - Schuppen
- Muntischel - Schuppe
- Casannakristallin
- Cornzug
- Seja - Vaüglia - Kristallin

Berninadecke
- Castell-Schuppe und obere Mezzaun - Serie
- Guardaval-Schuppe und mittlere Mezzaun - Serie
- Arscheida - Schuppe und untere Mezzaun - Serie

Errdecke
- Valbella - Schuppe und Keil von La Punt
- Albulalias
- Mesozoika des Err - Nordrandes und Carungasdecke
- Errkristallin

- Plattadecke s. l.
- Arblatsch - Flysch (Arlòs - Schuppe)

WASSERMANN A.G. BASEL