

Geologie der Sellagruppe. (Südtiroler Dolomiten.)

Von **Otto Reithofer**, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte, 1 Profiltafel und 13 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Vorwort.

Im Sommer 1924 begann stud. geol. Konrad Amort auf Anregung seines Lehrers, Herrn Prof. R. Klebelsberg, mit der geologischen Bearbeitung der Sellagruppe. Inmitten seiner wissenschaftlichen Tätigkeit, am Ende eines ersten erfolgreichen Aufnahmssommers, erlitt er durch Absturz von der Kleinen Zinne den Tod in den Bergen. Dabei gerieten seine Aufnahmergebnisse größtenteils in Verlust. Manches aber ließ sich immerhin noch als Grundlage für weitere Arbeiten verwenden, besonders konnten seine Aufsammlungen geborgen und mitverarbeitet werden; sie befinden sich zusammen mit meinen in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Innsbruck. Zur Ehre des Andenkens meines unvergeßlichen Freundes habe ich über Anregung Prof. R. Klebelsbergs im Anschluß an meine Karte der Puezgruppe Amorts vielversprechend begonnene und so tragisch abgebrochene Arbeit fortgesetzt und fertiggestellt.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein unterstützte meine Tätigkeit durch Subventionen und die Sektion Bamberg dieses Vereins, die die Sellagruppe turistisch so vorbildlich erschlossen hat, ermöglichte die Drucklegung der Karte, wofür ich auch an dieser Stelle verbindlichst danke.

Einleitung.

Das kartierte Gebiet liegt in den westlichen Südtiroler Dolomiten, südlich der Puezgruppe. Seine Nordgrenze (Freabach—Grödner Joch—Pisciadubach) fällt mit der Südgrenze des Puezgebietes zusammen. Die Westgrenze verläuft von Plan dem Rio di Ciavazes entlang auf Punkt 2260, östlich des Sellajochs, und von hier längs des Rio di Val (Pal Piana) bis in die Gegend von Mortiz (nördlich Canazei, in der Val de Mortiz). Die Südgrenze bildet der Lauf des Rio di Jetries, das Pordoijoch (2250) und der Cordevole bis Arabba. Von hier folgt die Ostgrenze dem Bache, der südlich des Campo longo entspringt und bei Arabba in den Cordevole mündet, auf jenen Paß und dann dem Rio Rutort, der nördlich von Corvara dem Pisciadubach zufließt.

Die erste geologische Karte, auf der die Sellagruppe dargestellt wurde, ist die „geognostische Karte Tirols“ aus dem Jahre 1849. Dann

folgte im Jahre 1859 Richthofens „geognostische Karte von Predazzo usw.“ (37) und 1879 die „geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes“ von Mojsisovics (22). Im Jahre 1899 erschien die „General Geological Map of the Sella Massive and Enneberg“ von Ogilvie Gordon (25). Teile der Sella gelangten ferner auf folgenden Karten Ogilvie Gordons zur Darstellung:

1893: „Geol. Map of Prelongi etc.“ (23).

1903: Karte in: „The Geol. Structure of Monzoni etc.“ (27).

1910: „Geol. Sketch-Map of the Langkofl Area.“ (30).

1927: „Geologische Aufnahmskarte des Fassa-Grödener Überschiebungsbereiches usw.“ (34).

Das Kartierungsgebiet liegt zur Hauptsache auf den Blättern 5347 Klausen und 5348 Toblach und Cortina d'Ampezzo, südliche Randteile auf 5447 Bozen und Fleimstal und 5448 Pieve di Livinallongo-Longarone der österreichischen Spezialkarte 1:75.000. Von den verschiedenen vorhandenen topographischen Karten hat sich die 1904 erschienene, 1926 neu aufgelegte Alpenvereinskarte der Langkofel- und Sellagruppe 1:25.000 (mit einer auch im Druck erschienenen Originalaufnahme 1:12.500) als die weitaus beste erwiesen. Sie wurde daher auch als Unterlage für die geologische Aufnahme benutzt, die in den Monaten August—September 1926 und Juli—August 1927 durchgeführt wurde.

Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Werke allgemeinen Inhaltes.

1. Bindel K. Die Sellagruppe. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München, 1899, Bd. 30, 1900, Bd. 31 und 1904, Bd. 35.
2. Blaas J. Struktur und Relief in den Alpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Innsbruck, 1904, Bd. 35.
3. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1924.
4. Cornelius H. Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926.
5. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1926, Bd. 56, Abt. B.
6. Diener C. Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der Südosttirolischen Dolomitstöcke. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 1900.
7. Diener C., Hörnes R., Sueß F. und Uhlig V. Bau und Bild Österreichs. Wien und Leipzig, 1903.
8. Doelter C. Geologische Notizen aus Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873.
9. Doelter C. und Hörnes R. Chemisch-genetische Betrachtungen über Dolomit. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875, Bd. 25.
10. Fraas E. Scenerie der Alpen. Leipzig, 1892.
11. Furlani M. Zur Tektonik der Sellagruppe. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1909, Bd. 2.
12. Haug E. Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37.
13. Hörnes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München, 1875, Bd. 6.

14. Klebelsberg, R. v. Neuere geologische Forschungen, die Südtiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1911, Bd. 4.
15. Klebelsberg, R. v. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin, 1927, Bd. 79.
16. Klipstein, A. v. Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen, 1871, Bd. 2, Abt. 1.
17. Kober L. Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1908, Bd. 1.
18. Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
19. Lehmann O. Bericht über die Exkursion des Wiener geographischen Seminars nach Südtirol. Geographische Jahresberichte aus Österreich, Wien, 1907, Bd. 6.
20. Lucerna R. Naturkundliche Beobachtungen am Weg zum Sellajoch. Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München, 1924.
21. Mojsisovics, E. v. Über die Ausdehnung und Struktur der südtirolischen Dolomitstöcke. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1875, Bd. 71.
22. Mojsisovics, E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
23. Ogilvie M. Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 49, 1893.
24. Ogilvie M. Coral in the „Dolomites“ of South Tyrol. Geol. Mag., dec. 4, vol. 1, 1894.
25. Ogilvie Gordon M. The Torsion-Structure of the Dolomites. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 55, 1899.
26. Ogilvie Gordon M. Über die obere Cassianer Zone an der Falzaregostraße (Südtirol). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1900.
27. Ogilvie Gordon M. The Geological Structure of Monzoni and Fassa. Transact. Edinburgh Geol. Soc., vol. 8, 1903.
28. Ogilvie Gordon M. Vorläufige Mitteilung über die Überschiebungsstruktur im Langkofelgebiete. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1907.
29. Ogilvie Gordon M. Die Überschiebungsmassen am Langkofel und im oberen Grödner Tal. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1909.
30. Ogilvie Gordon M. The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Transact. Edinburgh Geol. Soc., vol. 9, Append. 1909—1910.
31. Ogilvie Gordon M. Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassiv in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.
32. Ogilvie Gordon M. Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Grödengebietes. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1913.
33. Ogilvie Gordon M. Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
34. Ogilvie Gordon M. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1927, Bd. 24, Heft 1, 2 und 3.
35. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 3: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. Leipzig 1909.
36. Reithofer O. Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1928, Bd. 78.
37. Richthofen, F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol. Gotha 1860.
38. Rothpletz A. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte. Stuttgart 1894.
39. Stur D. Eine Exkursion in die Umgegend von St. Cassian. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1868, Bd. 18.
40. Weller O. Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Diss. Calw 1920.

2. Für die paläontologische Bearbeitung benutzte Werke.

41. Ammon, L. v. Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattenkalkes der Alpen. Abhandlungen des zoologisch-mineralogischen Vereins Regensburg, 1878.
42. Bittner A. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. 1. Teil: Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1895, Bd. 18.

43. Böhm J. Die Gastropoden des Marmolatakalkes. Pal., Stuttgart, 1895, Bd. 42.
44. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Pal., Stuttgart 1904, Bd. 50.
45. Haug E. Beitrag zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol). Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients. Wien, 1889, Bd. 7.
46. Kittl E. Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian. Annalen des k. k. Hofmuseums in Wien, 1891—1894. Bd. 6—9.
47. Kittl E. Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Rifftalken Südtirols. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1894, Bd. 44.
48. Laube G. Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1865—1869, Bd. 24.
49. Mojsisovics, E. v. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1882, Bd. 10.
50. Parona C. Studio monografico della fauna Raibliana di Lombardia. Pavia 1889.
51. Philipp H. Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1904, Bd. 56.
52. Pictet I. und Loriol P. Description des fossiles dans le terrain néocomien des Voirons. Mat. pour la pal. suisse, 2. ser., Genève, 1858.
53. Salomon W. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Pal., Stuttgart, 1895, Bd. 42.
54. Tausch L. Zur Kenntnis der Fauna der „grauen Kalke“ der Südalpen. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1890, Bd. 15.
55. Uhlig V. Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1883, Bd. 46.
56. Uhlig V. Über neocome Fossilien vom Gardenazza in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37.
57. Vacek M. Über die Fauna der Oolithe von Cap S. Vigilio. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886, Bd. 12.
58. Waagen L. Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm nebst vergleichend paläontologischen und phylogenetischen Studien. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1907, Bd. 18.
59. Wittenburg, P. v. Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geologische und paläontologische Abhandlungen, n. F. Jena 1908, Bd. 8.
60. Wöhrmann, S. v. und Koken E. Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1892, Bd. 44.
61. Wöhrmann, S. v. Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler-Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1889, Bd. 39.
62. Zittel, K. v. Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). 1. Invertebrata. München und Berlin 1924.

Topographische Übersicht.

Die orographischen Verhältnisse der Sellagruppe wurden in der Monographie von Bindel (1) sehr ausführlich behandelt, die auch zahlreiche, sehr gute Abbildungen des Gebietes enthält. In der vorliegenden Arbeit habe ich mich nur an die Bezeichnungen der Alpenvereinskarte gehalten.

Von der Puezgruppe aus sieht man in unmittelbarer Nähe das gewaltige Dolomitmassiv der Sellagruppe, zu deren Füßen sich teils große, helle Schutthalden, teils grüne Wiesen und einzelne Wälder ausbreiten. Über dem nahezu senkrechte Wände bildenden Schlerndolomit erstreckt sich die sehr charakteristische Raibler Terrasse, über der sich mit ähnlichen Abstürzen der Dachsteindolomit erhebt.

Die Val de Mesdi und die Val Lasties teilen die Sella in zwei Teile. Der östliche Teil, auf dem sich als höchster Punkt der ganzen Gruppe die Boé (3152 *m*) erhebt, dacht flach gegen O ab. An Erhebungen sind hier noch die Pordoispitze (2952), Cresta strenta (3124), Eisseespitze (3011), Pezza Longhetta (2963), Vallonspitze (2866), Neuner (2904), Zehner (2915), Boéseekofel (2913) und Pizkofel (2827) zu erwähnen. Im westlichen Teil sind als größere Erhebungen der Sas de mesdi (2978), Pisciadu (2985) und Pisciadurturm (2882), der Sas da Lec (2935), die Gamsburg und die West- und Ostmesules zu nennen. Die Gipfel am Westrande des Massivs Piz Rotič (2966), Piz Beguz (2972), Piz Miara (2965), Piz Saliera (2958), Piz Gralba (2974), Piz Revis (2940) und Piz Selva (2941) heben sich nur wenig vom Plateau ab. Etwas losgelöst vom Dolomitstock sind die Sella- und Murfreittürme.

Der Kessel von Corvara wird nach W mit dem Grödner Joch durch das breite Tal des Pisciadubaches und nach S mit dem Campo longo durch das ebenfalls breite Tal des Rio Rutort verbunden. Westlich des letzteren verlaufen zwei kleinere Paralleltäler. Vom Campo longo zieht nach S gegen Arabba ein bis Megons flaches, dann steiler und enger werdendes Tal hinab. Das Cordevoletal westlich Arabba ist flach und ziemlich breit. In die Val de Mortiz mündet die steile und enge Val Piana und die breite Val Lasties. Von Plan aus zieht, an den Abhängen des Piz Culatsch (2087) entlang, sowohl nach O gegen das Grödner Joch als auch nach S gegen das Sellajoch ein zunächst enges, steiles Tal, das einerseits bei Col da Martin, andererseits bei Plan de Gralba flacher und weiter wird.

Die Sellagruppe ist sehr reich an kleinen Nebentälchen. Deren wichtigste sind: Val Gralba, Val Culca, Vallon di Pisciadu, Vallon, das Tal des Rio da Boé, Valle de Fontane, Langer Graben und Val Lerghia.

Die Verteilung der Diluvialmassen zeigt uns, daß die Talbildung in der Sella-, gleich wie in der Puezgruppe, schon größtenteils vor Beginn der Eiszeit beendet war. Die hydrographischen Verhältnisse wurden von Bindel (1, Bd. 30, S. 388—391) besprochen. Der Gegensatz zwischen der großen, durch Erosion entstandenen Val de Mesdi und dem kleinen Bächlein, von dem diese heute durchflossen wird, ist sehr auffällig.

Nördlich der Cresta strenta ist ein kleiner Gletscher, der in den obersten Teil der Val de Mesdi hinabreicht. Ebenso ist das Raibler Band am Fuße der West- und Ostmesules und der Hintergrund von Vallon di Pisciadu vergletschert. Auch an zahlreichen anderen Stellen liegt auf dem Hochplateau der Sella in Löchern, Mulden und Rinnen Schnee und Eis, die auch im Sommer nicht verschwinden und denen einzelne kleine Bäche ihr Dasein verdanken. Gute und ergiebige Quellen liefern hier die Wengener und Cassianer Schichten.

An Seen sind der Pisciadusee, der Eissee und der Boésee zu erwähnen. Die zwei ersteren verdanken ihre Entstehung der Erosion durch den Gletscher, während der letztere tektonischen Ursprungs ist. Der Pisciadusee wurde leider schon zum Teil von einem von S kommenden Schuttkegel aufgefüllt.

Stratigraphischer Teil.

Am Aufbau der Sellagruppe beteiligen sich folgende Schichtglieder:

Alluvium	}	Quartär
Diluvium		Untere Kreide
Neocom	}	? Tithon
„Glaukonitischer Dolomit“		Malm
Acanthicusschichten (<i>Ammonitico rosso</i>)		Lias
Graue Kalke	}	Jura
Dachsteindolomit		
Raibler Schichten		
Schlerndolomit		
Cassianer Schichten		
Wengener Schichten		
Augit-Plagioklas-Porphyr		
Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine		
Buchensteiner Agglomerate		
Mendeldolomit		
Unterer Muschelkalk		
Werfener Schichten		
Bellerophonschichten		Oberes Perm

Die Beschreibung der an der Nordwestecke der Sellagruppe anstehenden Schichten von oberem Perm und unterer und mittlerer Trias wurde möglichst kurz gefaßt, da hier dieselben Verhältnisse herrschen wie in der angrenzenden Südwestecke der Puezgruppe (36).

Das älteste Schichtglied des Gebietes sind die Bellerophonschichten, von denen nur die obere Abteilung erschlossen ist. Sie stehen an der Westecke der Sella zwischen Plan und Linatscha an, wo sie den Kern der Grödner Joch-Antiklinale bilden.

Die Bellerophonschichten sind dünne, dunkelgraue bis schwarze teilweise bituminöse Kalke, die mit ganz dünnen dunklen Mergellagen wechsellagern. Ihre Verwitterungsfarbe ist grau bis graubraun.

Über den Bellerophonschichten folgen hier als unterstes Glied der Trias die Werfener, wohl Seiser Schichten, die zur Hauptsache, gleich wie nördlich des Freabaches, aus grauen Kalken und Mergeln mit *Pseudomonotis Clarai* Emmer. (Toel del mus und Nordseite des Piz Culatsch) bestehen. Ihre Mächtigkeit wurde nach O gegen Col da Martin hin durch Ausquetschen bedeutend verringert. Sichere Campiller Schichten sind hier nicht nachweisbar.

Auch der darüberliegende untere Muschelkalk, der aus dünngeschichteten dunklen Kalken und Mergeln besteht, wurde teilweise ausgequetscht. Er läßt sich nur vom Rio di Ciavazes bis unter Punkt 2038 verfolgen. Weiter östlich ist er ausgequetscht und kommt erst wieder nördlich des Freabaches zum Vorschein. Das Muschelkalkkonglomerat fehlt hier.

Über dem unteren Muschelkalk steht der Mendeldolomit an, der bei Toel del mus als grauer, massiger Dolomit entwickelt ist. Er steht

hier saiger, legt sich aber nach O hin allmählich ziemlich flach und nimmt in dieser Richtung auch beträchtlich an Mächtigkeit ab. Die stark vergrusteten Stellen deuten auf Ausquetschung hin.

Die Buchensteiner Agglomerate.

Die Buchensteiner Agglomerate (Explosivtuffe von Cornelius (3)) enthalten zur Hauptsache eckige oder etwas gerundete Stücke aus den Buchensteiner Schichten, die mit grauem, kalkreichem, tuffigen Bindemittel verkittet sind.

Diese Gesteine liegen östlich des Rio di Ciavazes und westlich des Freabaches konkordant über dem Mendeldolomit und zwischen diesen beiden Stellen am Nordabhange des Piz Culatsch im Hangenden der Tuffkonglomerate. Die Darstellung auf Ogilvie Gordons Karte (34) stimmt hier mit den beobachteten Verhältnissen keinesfalls überein. Ähnlich wie am Muliatch keilen auch hier die Buchensteiner Schichten in die Agglomerate aus. Ober Toel del mus sind letzteren zirka 2 m mächtige graue Knollenkalke zwischengelagert, die sich aber im Streichen nicht allzuweit verfolgen lassen. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch am Col da Martin. Es ist nicht sichergestellt, ob es sich hier um große Schollen oder um autochthone Kalke handelt, doch ist letzteres wahrscheinlicher. Östlich oberhalb Punkt 1832 liegen in den Buchensteiner Agglomeraten mehrere gewaltige helle Dolomitklötze, die wohl aus dem Mendeldolomit stammen. Diese Klötze sind vom Tal aus gut sichtbar und können hier das Ansehen von Mendeldolomit vortäuschen. Oberer Muschelkalk ist hier nicht vorhanden.

Ein weiteres Vorkommen von Agglomeraten findet sich nördlich von Arabba auf der Ostseite der Sellaerazza konkordant zwischen Tuffkonglomeraten im Liegenden und Augitporphyrit im Hangenden. Die Agglomerate enthalten hier mehrere große Blöcke eines grauen Kalkes, der wohl dem Marmolatakalk angehört. Die Abgrenzung nach unten wird durch die Porphyritgerölle, die das Agglomerat hier enthält, erschwert.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine.

Auf der Südseite der Sella kommen keine typischen Wengener Schichten vor. Diese werden hier durch die wohl gleichalterigen und z. T. auch älteren Tuffkonglomerate und -sandsteine vertreten. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu mehreren 100 m.

Ein kleines Vorkommen (nur Tuffkonglomerat) findet sich am Nordabhange des Piz Culatsch im Liegenden der Buchensteiner Agglomerate.

Die Gerölle des Tuffkonglomerates sind, wie auch Cornelius (3, S. 367) angibt, meist sehr schön gerundete, etwas längliche Blöcke von Eruptivmaterial. Der Durchmesser der Gerölle beträgt von einem halben Zentimeter bis über einen halben Meter. Die Gerölle, deren Bindemittel grünlicher bis schwarzer, feinkörniger Tuff ist, gehören verschiedenen, vielfach sehr feinkörnigen Varietäten von Augit- und Plagioklasporphyrit an.

Am Südostabhange der Sellarazza, nördlich Arabba, enthalten die aus mittelgroßen Lavengeröllen bestehenden Lagen auch zahlreiche Stücke eines grauen Kalkes.

Ober Glieria, westlich Arabba, stehen über den Konglomeratlagen dünn- und dickgeschichtete Tuffe an, denen mitunter eine 4—5 cm dicke Schicht eines blauschwarzen, dunkelbraun verwitternden Kalkes zwischengelagert ist. Die Tuffe enthalten nur selten Gerölle (kleine). Über den tektonisch zwischengeschalteten Cassianer Schichten folgen wieder dickgebankte Tuffe mit einzelnen Konglomeratbänken, die reichlich kleine und nur wenig große Gerölle führen. Gegen die Hangendgrenze wechsellagern dünne Mergelbänke mit den Tuffen.

Westlich von Punkt 1904, am Cordevole, stehen mächtige, deutlich gebankte Tuffkonglomerate an, die nach oben in eine Konglomeratlage mit 1—2 cm großen Geröllen übergehen, über der sehr grober Tuff liegt. Den darüberfolgenden 20—30 cm mächtigen mittelgroben Tufflagen sind $\frac{1}{2}$ —1 dm dicke Mergellagen zwischengeschaltet. Darüber stehen an:

größere Tufflagen mit 4—5 cm großen Geröllen, nach oben feiner werdend,

dünne graugrüne Tuffe, wechsellagernd mit Mergellagen,

Tuff- und Mergellagen, wie sie in den Wengener Schichten typisch sind.

Die höheren Schichten sind hier durch Vegetation verdeckt.

Weiter bachaufwärts folgen über den zuletzt erwähnten Schichten (hier zirka 1 m mächtige Tufflagen) wieder ganz typische Tuffkonglomerate, die einzelne Gerölle eines grauen Kalkes enthalten.

Bei Punkt 1780, am Rio di Val, stehen mächtige ungeschichtete Tuffe mit vereinzelt sehr großen Porphyritklötzen an. Nördlich dieses Punktes finden sich miteinander wechsellagernde Mergel und Tuffe, über denen eine mächtige graugrüne Tufflage mit kleinen und großen, etwas abgerundeten Kalkbrocken ansteht. Darüber folgen Schichten wie jene des Liegenden. Weiter aufwärts folgen am Bache: graue Tuffe mit eckigen, dunklen Stücken,

dickgebankte, grobe, grünlichgraue, kalkreiche Tuffsandsteine, die mit mergeligen Zwischenlagen alternieren.

In zirka 1880 m Höhe beobachtet man am Rio di Val dickgebankte Tuffe mit kleinen, teilweise nur $\frac{1}{2}$ cm großen Melaphyrgeröllen und eckigen und halbrunden grauen Kalkbrocken. Tuff- und Konglomeratlagen wechsellagern in gleicher Weise auch weiter hinauf miteinander ab. Die Konglomeratlagen reichen bis zur Hangendgrenze.

In den Tufflagen südlich Col de Toi sind vereinzelt bis viele Kubikmeter große, eckige, graue Kalkblöcke eingebettet. Auch bei Glieria, bei Punkt 2018 (am Cordevole), ober Punkt 1780 (am Rio di Val) und anderen Orten finden sich einzelne Blöcke. Diese grauen Kalke stammen wohl alle aus dem Marmolatakalk.

Der Übergang in die Cassianer Schichten im Hangenden erfolgt allmählich.

Mikroskopisch untersucht wurden Gerölle aus dem Tuffkonglomerat von Pallua, Schliff Nr. 4 und 5 und von Glieria Nr. 6 (beide Orte

westlich Arabba). Diese Gesteine sind makroskopisch dunkelgrün (4 und 5) oder schwärzlichgrün mit helleren Flecken (6).

Schliff 4 besteht nur aus großen, stark zersetzten Plagioklasen mit chloritischen Zersetzungsprodukten, Magnetitkörnchen und der Grundmasse, die ebenfalls nur die zwei letzteren Bestandteile erkennen läßt. Außerdem finden sich noch einzelne größere Magnetite.

Schliff 5 enthält große, hellbrännliche oder durch chloritische Zersetzungsprodukte grünlich gefärbte Plagioklasleisten, z. T. mit Kalzit im Innern. Außerdem kommen Pseudomorphosen von chloritischen Zersetzungsprodukten mit Magnetiträndern und Kalzit im Innern und solche von Kalzit (auch Kalzitdrusen) mit Magnetiträndern und chloritischen Zersetzungsprodukten im Innern vor. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Magnetitkörnchen, chloritischen Zersetzungsprodukten und ? Apatitnadelchen. Außerdem ist auch etwas rotbraunes Eisenoxyd zu beobachten. Bemerkenswert sind verschiedene feine, kalzitisch verheilte Sprünge.

Schliff 6 wird größtenteils aus kleinen ründlichen Kalzitdrusen zusammengesetzt, die an der Außenseite von einem aus kleinen Magnetitkörnchen bestehenden Rande umgeben sind. Die Kalzite weisen besonders an den Rändern der Drusen Zersetzungserscheinungen auf. Die Grundmasse besteht zur Hauptsache aus Magnetitkörnchen, ganz wenig chloritischen Zersetzungsprodukten und vielleicht einzelnen kleinen Plagioklasleisten.

Die Tuffsandsteine sind hellgrünliche bis dunkelgrüne, mehr oder weniger feinkörnige Gesteine. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sie aus eckigen oder etwas gerundeten Körnern der verschiedenen Augit- oder Plagioklasporphyritvarietäten bestehen. Meistens enthält ein Korn mehrere Minerale. Mitunter findet sich zwischen den einzelnen Körnern Kalzit oder Zeolith als Zwischenmasse.

Augit-Plagioklas-Porphyrite und Tuffe.

Laven kommen in der Sella nur in geringer Ausbreitung und Mächtigkeit am Piz Culatsch, bei Somasieves — nördlich Mortiz —, östlich Mortiz und auf Sella — nördlich Arabba — vor.

Über den Agglomeraten ober Toel del mus folgen konkordant gelagerte Tuffe und dann typischer Augitporphyrit. Die höheren Lagen bestehen aus Plagioklasporphyrit. Zeolith- und Kalzitmandeln finden sich nicht nur in den höheren, sondern auch in den tieferen Lagen. An den beiden anderen Stellen kommt nur Augitporphyrit vor. Alle diese Gesteine gleichen aber ganz denen der Puezgruppe.

Mikroskopisch untersucht wurden Stücke aus dem Augitporphyrit vom Piz Culatsch, Schliff Nr. 1 und von der Sella, Nr. 2.

Die Augite stellen die erste Generation der Einsprenglinge dar. Diese und die Plagioklase gleichen völlig denen der Puezgruppe (36, Schliff Nr. 1—3). In Schliff Nr. 1 sind reichlich Kalzitdrusen, die z. T. mit einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgeben sind. Einzelne Kalzite zeigen radialstrahliges Wachstum. In Schliff 2 findet sich sehr wenig Kalzit. Magnetitkörner und Titaneisenstäbchen sind häufig.

Die chloritischen Zersetzungsprodukte bilden auch Pseudomorphosen. Die Grundmasse besteht aus kleinen Plagioklasleisten und chloritischen Zersetzungsprodukten.

Der Plagioklasporphyrit vom Piz Culatsch, Schriff Nr. 3, zeigt die größte Ähnlichkeit mit dem der Puezgruppe. Der Schriff gleicht völlig Schriff 8 und 9 (36, S. 284, 285). Chloritische Zersetzungsprodukte sind hier auch in der Grundmasse vorhanden. Daß sie hier auch Pseudomorphosen bilden, konnte nicht beobachtet werden.

Am Piz Culatsch fanden sich in höheren Lagen auch hellgrüne Laven, die massenhaft Zeolithmandeln enthalten.

Zwischen Punkt 1665 und Punkt 1795 sind am linken Ufer des Rio Rutort mächtige Eruptivtuffe aufgeschlossen. Laven sind hier nicht vorhanden.

Die Wengener Schichten.

Typische Wengener Schichten finden sich nur auf der Nordseite der Sella an den Südabhängen des Piz Culatsch (über Augit-Plagioklasporphyrit), am Grödner Joch und an den Nordostabhängen der Sella zwischen Corvara und dem Campo longo. Südlich von Corvara erreichen die hier sehr wenig gestörten Wengener Schichten Mächtigkeiten von 300—400 m.

Östlich des Grödner Joches folgen (auf der Südseite) von unten nach oben:

Tuffe mit ganz dünnen Mergellagen,

dünne Kalk- und Mergellagen,

0.5 m Tuff,

0.5 m Mergel und Kalke,

mächtige Tufflage mit einigen ein paar Zentimeter dicken Kalkzwischenlagen und einzelnen schön gerollten Kalkstücken,

dickere Kalklage,

0.5 m Mergel und Kalke,

Tuffe.

Im Hangenden dieser folgen die Cassianer Schichten.

Auf der Nordostseite der Sella liegen die Wengener Schichten, die wie die der Puezgruppe entwickelt sind, z. T. auf massigen Tuffen der Augitporphyrite. Diese Tuffe grenzen nach NW längs einer Verwerfung an Wengener Schichten, während sie nach SW in die vielfach *Posidonomya wengensis* Wissmann (vom Grödner Joch und anderen Orten, A¹) führenden Schichten auskeilen.

Im Bachbett des Rio Rutort liegen vielfach Stücke aus den Kalzit-Gips-Schichten (36, S. 287, 288) umher, die aus den Wengenern stammen. Auch in der Gegend südlich des Sellajoches und zwischen Arabba und dem Pordojoch wurden solche Stücke beobachtet, die wohl den Tuffsandsteinen und Tuffkonglomeraten angehören, die hier die Wengener Schichten vertreten. Nordöstlich unter P. 1784 (Bosc del

¹) Funde von Amont.

Borest bei Corvara) stehen ziemlich dickgeschichtete Tufflagen an, die einzelne Tuffgerölle enthalten.

Der Übergang nach oben in die Cassianer Schichten ist ein ziemlich allmählicher.

Die Cassianer Schichten.

Die Cassianer Schichten nehmen am Aufbau der Sella, besonders an deren Fußgelände wesentlichen Anteil. In weiter Verbreitung stehen sie in der Gegend des Sellajoches, am Pordojoch, an den südlichen Abhängen der Sella westlich Arabba, südlich des Campo longo, an den Nordostabhängen der Sella bei Corvara, am Grödner Joch und unter dem „grünen Fleck“ südlich des Piz Culatsch an. Bemerkenswert sind noch zwei kleine Vorkommen von Cassianer Schichten, das eine östlich unter Col de Cedla (südwestlich von Corvara — graue Kalke) und das andere südlich unter P. 1910 bei Pallua westlich von Arabba (zwischen Tuffkonglomeraten und -sandsteinen).

Zwischen Masarei (westlich des Pordojoches) und dem Rio di Antermont sind die Cassianer Schichten nicht gänzlich denudiert (Moj-sisovics, 22, S. 236), noch aufgeschlossen (Ogilvie Gordon, 25), sondern völlig durch Schutt verhüllt.

Westlich von Arabba erreichen die Cassianer Schichten Mächtigkeiten bis über 500 m.

Auf der Südseite des Grödner Joches folgen über den Tuffen der Wengener Schichten von unten nach oben:

typische Cassianer Kalkbreccie, Mergel und dünne Breccienlagen,

Tuffe,

Kalke und Breccien mit Mergeln und Tuffen wechsellagernd,

Tuffe.

Etwa 10 m unter dem „Cipitkalk“ stehen einige sehr mächtige Tufflagen an, von denen besonders die unterste sehr grobkörnig ist (Korngrößen bis zu mehreren Zentimetern). Nach oben werden diese Lagen feinkörniger. Die lithologische Beschaffenheit dieser blaugrauen, grünlichbraun anwitternden Tuffe gleicht ganz der der Pachycardientuffe. Über diesen folgen miteinander wechsellagernde dünne Kalk-, Mergel-, Tuff- und bis zu 25 cm dicke Breccienlagen. In den obersten Lagen treten die Tuffe ganz zurück. Im Hangenden dieser Schichten folgen die „Cipitkalk“-Blöcke.

Unter Punkt 1784 (westlich Crep de Sella) und unter Planac (südlich Crep de Sella) führen die Cassianer Schichten an der Obergrenze mächtige, feste, graue Kalklagen.

Bei Rutort, südlich des Campo longo, bestehen die Cassianer Schichten nur aus dünnen Kalk- und Mergelbänken und Lagen von Kalkbreccien. Tuffe fehlen hier.

Auf Savine de sopra (nordnordwestlich von Arabba) ist die Untergrenze der Cassianer Schichten nirgends sicher festzustellen. Über den Augitporphyriten folgen hier dünngeschichtete Tuffe, deren Zugehörigkeit zu den Wengener oder Cassianer Schichten mangels aufgefundener Fossilien nicht erwiesen ist. Diese Tuffe wurden vorläufig zu den Tuffen der Augitporphyrite gestellt.

Ober Glierä herrschen an der Untergrenze der Cassianer, über den Tuffkonglomeraten, dickgebankte graue Kalke vor.

Von Punkt 2083 (westlich Do Ciavazes) bis auf 2250 m östlich des Sellajoches überwiegen in den Cassianer Schichten dunkle grobe Tuffe, wie sie auch unter Col de Masores vorkommen. Sie enthalten vorwiegend Seeigelstacheln und Schnecken. Der Übergang der Cassianer Schichten in den Schlerndolomit bei Punkt 2412 (unter den Sellatürmen) erfolgt auch hier ganz allmählich. Die obersten sehr dickgebankten Lagen enthalten auch gelbbraune und rot gesprenkelte Gesteine, die nach oben immer kalkärmer werden. Ogilvie Gordon (27, S. 26—26) beschreibt aus den Cassianer Schichten der Ostseite des Sellajoches eine sehr reichhaltige Fauna.

Nördlich Taola, östlich des Sellajoches, enthalten die Cassianer Schichten, denen hier dünne Kalzit-Gips-Schichten zwischengelagert sind, vereinzelte mittelgroße, eckige, wohl einem anderen Gestein entstammende Kalkbrocken.

Bei Orsaroles, ost-südöstlich des Sellajoches, folgen über den nur in geringer Anzahl und Mächtigkeit entwickelten Cassianer Kalklagen mächtige Lagen von Tuffsandsteinen und Mergeln und nur vereinzelt dünne Kalkschichten. Diese Ausbildung der Schichten reicht ziemlich weit bis unter Taola hinauf.

Wo die Cassianer Schichten über „Cipitkalk“ anstehen, sind sie morphologisch dadurch interessant, daß sie Terrassen bilden, wie dies auf der Nordseite der Sella der Fall ist. Von der Val de litres zieht sich die Terrasse über Col de Masores bis zum Punkt 2237, westlich unter der Murfreitspitze, hin. Die hier sicher anstehenden Cassianer Schichten sind derart mit Schutt und Bergsturzmaterial bedeckt, daß sie nur an wenigen Stellen zum Vorschein kommen, so in der Val de litres an vier Aufschlüssen, unter Crep de Boé und am Col de Masores. Letztere hat schon Stur (39, S. 545—548) als Cassianer erkannt.

Sehr bekannt ist das westlichste Vorkommen von Cassianer Schichten über „Cipitkalk“ am sogenannten „grünen Fleck“, westlich unter den Murfreittürmen, nördlich der Val Gralba. Die Cassianer Schichten sind hier nicht gefaltet und fallen auch nicht so steil nach S ein, wie Ogilvie Gordon (34, S. 144) angibt. Sie keilen am „grünen Fleck“ sehr rasch in Schlerndolomit aus. Nach O lassen sie sich als immer schmaler werdendes Band bis ober Punkt 2196 verfolgen. Von hier bis über Punkt 2237 ist nur eine ziemlich ebene, nicht zackig auf und niedergebogen (Mojsisovics, 22, S. 229 und 233) verlaufende Schichtfuge zu bemerken. Die Fortsetzung der Cassianer vom „grünen Fleck“ nach S ist mit Schutt bedeckt. Südlich der Val Gralba ist ebenfalls eine Schichtfuge zu bemerken, die aus diesem Tal zu den Punkten 2247 und 2192 zieht.

Am „grünen Fleck“ folgen über dem Schlerndolomit (siehe Prof. 1) normale Cassianer Mergel, Kalke und Kalkbreccien. Nach Amort werden gegen O die mergeligen Einlagerungen immer dünner und die Kalkbänke mächtiger. In gleicher Weise sind die Cassianer Schichten über dem „Cipitkalk“ auf Col de Masores entwickelt (siehe Fig. 1).

Die von Ogilvie Gordon (34) südlich Plan de Gralba eingezeichneten Wengener und unteren und oberen Cassianer Schichten sind hier nirgends aufgeschlossen und auch bei der Val Pudra und bei Do Ciavazes ist das Anstehende, infolge Bedeckung durch Moränenschutt, unmöglich festzustellen.

In der Umgebung des Plan de Sas sind in den Cassianer Schichten, entgegen den Angaben von Mojsisovics (22, S. 234), nirgends Einlagerungen von Riffkalken zu beobachten. Ebenso kann man Einlagerungen von Riffsteinen in den Mergelzonen (22, S. 236) nur am Grödner Joch und an einer Stelle auf der Südseite der Sella feststellen. Dieser sehr bemerkenswerte Aufschluß, der ein Musterbeispiel für Faziesverzahnung ist, findet sich bei Cogoi unter der Valle de Fontane westlich von

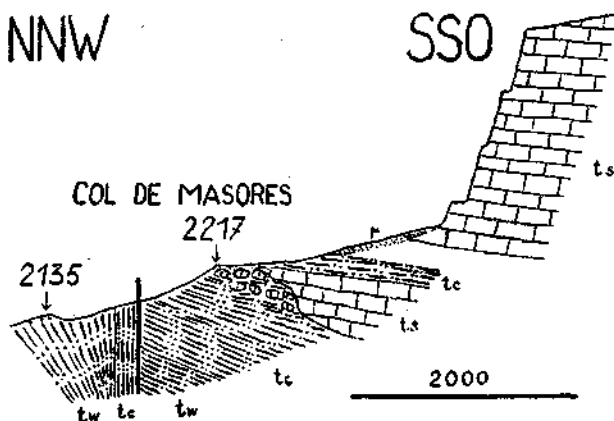


FIG. 1 : SCHEMAT. PROFIL DURCH DIE SÜD-HÄNGE AM GRÖDNER JOCH.

Arabba. Hier keilt der Schlerndolomit in Cassianer Schichten aus. Es ist möglich, daß Mojsisovics (22, S. 236) diese Stelle meint.

Die Grenze der Cassianer Schichten gegen den hangenden „Cipitkalk“, Schlerndolomit oder die Raibler Schichten ist ziemlich scharf und deutlich.

An Fossilien bestimmte ich aus den Cassianer Schichten:

Montlivaultia sp., Crep de Sella,

Encrinus cassianus Laube, Krone und Stiel, Anter Sas (A),

Encrinus granulatus Münster, Cogoi, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Encrinus sp., bei Punkt 2280 östlich ober Sellajoch, Forcelle westlich Arabba,

Pentacrinus propinquus Münster, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Pentacrinus sp., bei Punkt 2280 östlich ober Sellajoch, Sellaghe westlich Arabba,

Cidaris Braunii Desor, unter Planac ober Bosc de Pescosta, Col de Toi,

Cidaris Buchi Münster, östlich Gran Val südlich Corvara,

Cidaris decorata Münster, bei Arabba (A),

Cidaris Hausmanni Wissmann, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Cidaris Roemeri Wissmann, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Didymospira sp., „Grüner Fleck“ (A),

Terebratulula indistincta Beyrich, östlich Pordoijoch (A),

Cardita crenata Godf. (A),

Myophoriopsis sp. (A),

Eunema badiotica Kittl, „Grüner Fleck“ (A),

Trochus nudus Münster, Sellajoch (A),

Dicosmos declivis Kittl, Cogoi,

Trachyceras regoledanum Mojs. Col de Masores (A),

Trachyceras sp., Col de Masores,

Lobites sp. östlich Gran Val südlich Corvara.

Bei Punkt 2048 am Plan de cianlong wurden Spongienreste gefunden.

„Cipitkalk“ und Schlerndolomit.

Der „Cipitkalk“ (vgl. 36, S. 292 und 293) baut im nördlichen Teil der Sellagruppe zwischen dem „Grünen Fleck“ und Corvara die unterste Felsstufe auf. Seine Mächtigkeit beträgt von wenigen bis zu 300 m. In den anderen Teilen der Sella ist eine Trennung des „Cipitkalkes“ vom Schlerndolomit nicht durchführbar.

Am Rand der kleinen Moräne südlich unter Punkt 2382 auf Pra di Pordoi stehen an zwei Stellen graue dolomitische Kalke an. Diese Vorkommen und zwei ähnliche weiter östlich, südlich unter Punkt 2359, und die Aufschlüsse bei Masarei de Forcelle unter Col sentil gehören wohl dem „Cipitkalk“ an.

Am Ausgange der Val de Mesdi gleicht der „Cipitkalk“ in Anwitterung, morphologischem Verhalten und Schichtungslosigkeit völlig dem Schlerndolomit. Im frischen Bruche ist er ein hellgraues, nicht weißes, dolomitisches Gestein. Er verwittert mit grauen bis schwärzlichen und helleren gelben bis rötlichen Farben.

Typischer „Cipitkalk“ nimmt, wie schon erwähnt, nur an zwei Stellen am Aufbau der Sella Teil.

Auf der Westseite des Crep de Sella findet Faziesverzahnung statt. Es geht im nördlichsten Teile die Dolomitfazies in die Kalkfazies über und gegen den Punkt 1926 diese wieder in die dolomitische. Auf Crep de Sella stehen dickgebankte, sehr helle, hellgraue und dunkelgraue feinkristalline Dolomite an, die mitunter Seeigelstacheln enthalten. Unter Punkt 1993 (la Parvača) ist der „Cipitkalk“ teils ungeschichteter gelbbraunlicher Dolomit, teils dem Schlerndolomit sehr ähnlich.

Südlich des Grödner Joches folgen im Hangenden der Cassianer Schichten die schon vielfach erwähnten „Cipitkalkblöcke“. Diese sind lila bis rot gefärbte oder rot gesprenkelte und graue, massige, teils brecciöse Kalke, die in höheren Lagen heller werden. Ihre Verwitterungsfarbe ist grau, hell graubraun und bräunlich. Nach oben werden diese Kalke dolomitischer und seitlich gehen die einzelnen Blöcke allmählich

in den hellen „Cipitkalk“ über (siehe Fig. 1), der sich vom Schlerndolomit hauptsächlich nur dadurch unterscheidet, daß er eben noch von Cassianer Schichten überlagert wird.

Dieses Vorkommen wurde schon von Mojsisovics (22, S. 230, 231 und 21, S. 13), Fraas (10, S. 124), Rothpletz (38, S. 62, 63) und Salomon (53, S. 39—41) ausführlich beschrieben. Von den verschiedenen Profilen kommen die von Rothpletz den tatsächlichen Verhältnissen am nächsten. Salomon hat festgestellt, daß die „Cipitkalkblöcke“ weder Blöcke des Gehängeschuttens sind, noch daß es sich um eine Konglomeratstruktur handelt, sondern, daß die „Riffsteine“ ursprünglich in den Mergeln eingebettet wurden. Sie haben also eine autochthone organogene Entstehung. Dies ist sicher die einzig richtige Lösung jener früher so viel umstrittenen Frage.

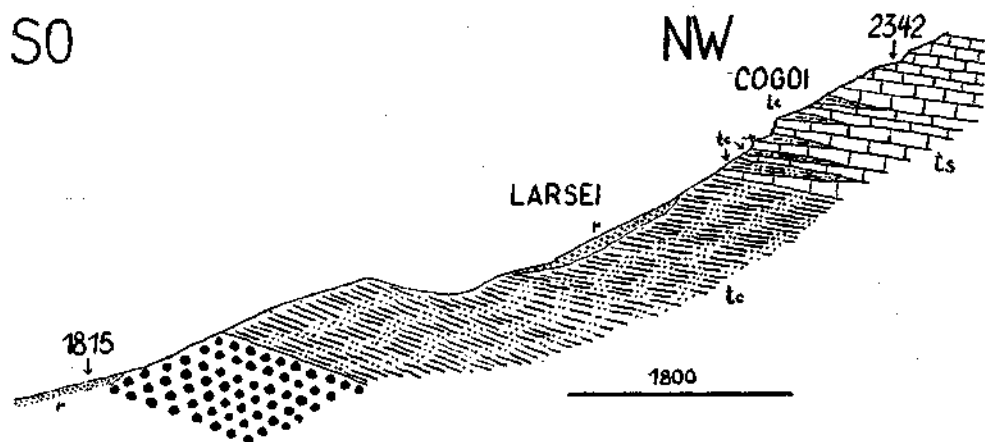


FIG. 2 : SCHEMAT. PROFIL DURCH DIE SÜDABHÄNGE DER SELLA.

Das zweite Vorkommen findet sich bei Cogoi unter Valle de Fontane. In Fig. 2 konnten nur die mächtigeren Lagen eingezeichnet werden. Außer diesen kommen auch verschiedene gering mächtige „Cipitkalklagen“ vor, die zum Teil, ähnlich wie am Grödner Joch, in einzelne Blöcke aufgelöst erscheinen. Die „Cipitkalke“ sind hier teils graue Dolomite mit dunkleren, schwach rötlichen bis violetten Flecken, teils massige graue Kalke, stellenweise rötlich oder mit fleckigen, grünlich-braunen dolomitischen Einlagerungen. Auch graugrüne Dolomite mit gelbbraunen Verwitterungsfarben kommen hier vor. Mit den „Cipitkalcken“ wechsellagern typische Cassianer Schichten, die nach N zu rasch in „Cipitkalk“ auskeilen.

In der Sellagruppe beginnt die Schlerndolomitentwicklung erst über den Cassianer Schichten. Seine horizontale Ausbreitung stimmt im wesentlichen mit der Karte von Ogilvie Gordon (25) überein. Im Vallon läßt sich der Schlerndolomit als dünnes Band von Punkt 2655, nördlich unter der Vallonspitze, nach N bis zur Moserscharte verfolgen

und auch der Rücken — Punkt 2599 — besteht aus demselben Gestein, das auch östlich davon, westlich einer kleinen Bruchlinie, auf zwei größeren Flächen aufgeschlossen ist.

Die vertikale Mächtigkeit beträgt am Ausgange der Val de Mesdi bis über 600 *m*, nördlich des Pordojoches gegen 350 *m* und auf der Westseite der Sella zirka 400 *m*. Kein anderes Gestein nimmt am Aufbau des eigentlichen Dolomitstockes so hervorragenden Anteil wie der Schlerndolomit. Darauf hat auch schon Blaas (2, S. 8) verwiesen.

Der Schlerndolomit hat im frischen Bruche eine hellgraue, in höheren Lagen hauptsächlich ganz weiße Farbe (z. B. im Vallon). Er ist ein feinkristallines, massiges, poröses Gestein. In der Val Culea sind seine untersten Lagen dick gebankt. Ebenso nimmt er auch verschiedentlich an der Hangendgrenze Bankung an. So steht westlich ober der Pisciaduseehütte gebankter grauer Dolomit an. In gleicher Weise sind auch die obersten Lagen des Schlerndolomits in der Val Culea, nördlich des Pizkofels und nördlich Crap de Mont dick geschichtet. Nördlich des Pordojoches ist der Schlerndolomit ein graues, stellenweise ein wenig grünlich, hellbräunlich oder schwach violett gefärbtes, feinkristallines Gestein, das ganz undeutliche Seeigelstacheln enthält.

Sehr eigenartig ist es, daß der sonst schichtungslose Schlerndolomit gegen das Innere des Massivs, auch in mittleren Lagen, deutliche Bankung annimmt, wie sich dies im hinteren Teile der Val de Mesdi sehr deutlich zeigt. Im Hintergrunde der Val Lasties ist der Schlerndolomit, der jene Wand bildet, die zwischen dem Col Turond und dem zur Bamberger Hütte führenden Wege liegt, ebenso gut geschichtet wie der Dachsteindolomit. Hier können die beiden, sonst auf Entfernung so verschiedenen Gesteine, kaum mehr auseinandergelassen werden.

Im Schlerndolomit der Val de Mesdi kommen verschiedentlich Großoolithe vor, die nur an angewitterten Stellen gut kenntlich werden. Auch ein *Arcestes* (A), ein *Orthoceras* und andere unbestimmbare Fossilreste wurden hier gefunden.

Der Schlerndolomit verwittert mitunter ganz löcherig. Sehr deutlich zeigt sich dies nördlich des Pizkofels. In der Umgebung des Col de Stagne sind im Schlerndolomit verschiedene große dolinenartige Löcher zu beobachten.

Auf der Ostseite der Sella keilt der Schlerndolomit auf der ganzen Linie — Crep de Boé—Boéseekofel—Col de Stagne — in der Richtung nach O auf der ziemlich kurzen Strecke von etwa 1.5 *km* von ungefähr 500 *m* Mächtigkeit bis auf 0 *m* aus, was einen Faziesböschungswinkel von zirka 20° entspricht. Auch Mojsisovics (22, S. 233) hat schon ein Auskeilen des Schlerndolomits nach O angenommen. Die geologischen Verhältnisse werden aber noch durch einige NS verlaufende Staffelbrüche komplizierter. Die alte Riffböschung ist hier tatsächlich vorhanden, aber nicht, wie Mojsisovics (22, S. 234) meint, insbesondere westlich von Plan de Sas und an den Gehängen nordwestlich der Boé-Alpe, sondern im Raume Col de Stagne—Crap de Mont—Col de Cedla. Reste der alten Böschung sind wohl auch bei Cogoi und Sora i Cogoi erhalten, während die Felsstufen Gran dolada und Piccol dolada (22, S. 235) wohl nicht mehr die alte ehe-

malige Riffböschung darstellen, sicher wurde aber auch hier nicht allzuviel von ihr durch Erosion entfernt.

Sichere Übergußschichtung konnte ich, entgegen den Angaben von Mojsisovics (22, S. 233, 235 und 239), nirgends feststellen und daß sich Block- und Übergußschichtung an manchen Stellen kombinieren, konnte ich ebenfalls nicht beobachten.

Am Wege vom Pordoijoch zur Pordoischarte ist im westlich davon gelegenen Schlerndolomit, der am Sass de Moles von fast söglich liegenden Raibler Schichten überlagert wird, eine zwar nicht deutliche, aber doch wahrnehmbare Bankung mit einem flachen Einfallen (um 15—20°) nach S zu beobachten.

In der Südwand des Piz Chiavazzes und in der Südostwand des P. Lasties und der Pta. del siella sind deutlich ausgeprägte, schiefe Terrassen wahrzunehmen, die sich auch in der Karte deutlich herausheben. Diese hält Mojsisovics für alte Böschungflächen des „Riffes“. Tektonische Fugen können es nicht sein, da die Lage der Raibler Schichten des Piz Chiavazzes in keiner Weise gegen die unter dem Piz Selva durchziehenden Raibler verändert wurde. Auch um Erosionsflächen kann es sich hier nicht handeln, da man besonders am Piz Chiavazzes sehr deutlich sieht, daß diese schiefe Fläche gegen das Innere des Berges fortsetzt. Die schiefen Terrassen werden von jüngeren Erosionsflächen wiederholt geschnitten. Diese eigenartigen Terrassen stellen wohl alte Absonderungsflächen innerhalb der Schlerndolomitmasse vor. Alte Böschungflächen sind es nicht, da sie tief unter die ziemlich söglich darüberliegenden Raibler Schichten zu liegen kämen.

Für die Behauptung, daß der Schlerndolomit, der der Sella gegenüberliegenden südlichsten Teile der Puezgruppe, gegen S geböschet sei (Mojsisovics, 22, S. 233), fehlt wohl jeder Anhaltspunkt.

Die Grenze des Schlerndolomits gegen die Raibler Schichten ist dort, wo letztere typisch entwickelt sind, sehr scharf und deutlich, wo jene aber in ganz dolomitischer Ausbildung vorhanden sind, sehr undeutlich und schwer feststellbar.

Die Raibler Schichten.

In der Sellagruppe sind die Raibler Schichten zum größten Teil in dolomitischer Fazies entwickelt.

Die Raibler Schichten kommen fast überall am Außenrande der Sella und an den Felswänden im Innern der Val de Mesdi und der Val Lasties zum Vorschein. Nur auf der Nordseite zwischen P. Rotiè und Sas da Lec werden sie vom Gletscher verhüllt. Im Vallon di Pisciadu, zwischen der Pordoischarte und der Punta di Fuori, im Vallon und auf der Nordseite des Boéseekofels sind sie teilweise mit Schutt bedeckt. Raibler Schichten stehen ferner auf den Murfreittürmen, auf Punkt 2691 (westlich unter Piz Beguz), auf Pian de roche (Val Lasties), auf Col de Stagne, in der Vanna rossa, rings um den Boésee und auf Crap de Mont, an zwei Stellen östlich unter Col de Cedla und bei Punkt 2069, nördlich Crap de Mont, an. Überschobene Raibler Schichten finden sich auf der Punta di Larsei, am Südwestgrat

der Boé (ober Punkt 3025) und am Kamm südlich der Jägerscharte.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten ist großen Schwankungen unterworfen. Sie beträgt von ein paar Metern bis zu zirka 85 m (Sass de Moles) und 90 m (Piz Chiavazzes).

Ogilvie Gordon (34) gibt auf S. 149—150 eine Beschreibung der Raibler Schichten. Diese paßt aber nur für die in typischer, kalkig-dolomitischer Ausbildung entwickelten Gesteine auf der West- und Südwestseite der Sella. Eine rein kalkige Entwicklung der Raibler Schichten kommt hier wohl überhaupt nicht vor.

Am Außenrande des Dolomitstockes, rings um die Sella, ist die meist schiefe Raibler Terrasse deutlich ausgebildet. Darauf hat schon Hörnes (13, S. 117) und Blaas (2, S. 8) aufmerksam gemacht.

Am Sass de Moles und am Piz Chiavazzes sind die Raibler Schichten, wie schon erwähnt, in großer Mächtigkeit entwickelt und bilden hier sehr deutliche Terrassen. Die Profilinie tritt hier, wie Prof. 1 und 2 zeigen, stark zurück. Die deutliche Ausbildung der Terrasse geht nach NO rasch verloren. Die Terrassen werden gegen das Innere des Tales zu immer schmaler und undeutlicher und verschwinden allmählich fast ganz, da die als Raibler Schichten erkennbaren Gesteine in ganz gleicher Weise wie in der Puezgruppe (36, S. 295—297) gegen das Innere des Dolomitstockes derart an Mächtigkeit abnehmen und dolomitisch werden, daß ihre terrassenbildende Wirkung nicht mehr zur Geltung kommen kann. Die Raibler Schichten keilen hier in die Dolomitfazies aus. Östlich des Langen Grabens und östlich des zur Bamberger Hütte führenden Weges sind nur mehr ganz undeutliche Spuren einer Terrasse vorhanden. Auf der Nordwestseite des Col Turond und nördlich davon sind die Raibler mehr durch die Färbung auf Entfernung als solche kenntlich.

Am Pisciadu, Pisciaduturm, Dent de Mesdi und an der Bamberger Spitze, ebenso an der Westwand vom Boéseekofel, Zehner und Neuner ist statt der typischen Raibler Terrasse nur ein schmales Band übriggeblieben, das gegen das Innere der Val de Mesdi noch undeutlicher wird. Durch die dolomitische Ausbildung der Raibler Schichten ist auch die morphologische Grenze zwischen diesen und dem Schlerndolomit einerseits und dem Dachsteindolomit andererseits größtenteils verloren gegangen. Die Ausbildung der Raibler Schichten nimmt gegen das Innere der Riffmasse beträchtlich ab. Im Hintergrunde der Val de Mesdi sind die hier äußerlich vollkommen dem Schlern- und Dachsteindolomit gleichenden Raibler Schichten dünngeschichtete, im frischen Bruche graue und hellgrünliche Dolomite.

Östlich Punkt 2611 (nördlich des Monte Forca) bestehen die Raibler Schichten aus deutlich g-schichteten bräunlichgrauen und hellgrauen Dolomiten, die miteinander wechsellagern und denen mitunter grüne dolomitische Schichten zwischengelagert sind. Erst die obersten Lagen, die hier nicht mehr aufgeschlossen sind, von denen sich aber Stücke in den kleinen Moränen finden, sind kalkreich und enthalten Fossilien.

Bei Punkt 2635, westlich Le Colle, kommen im hellgrünen Dolomit weiße Korallen vor.

Auch am Außenrande der Sellagruppe geht die mehr kalkig-dolomitische Fazies der Raibler Schichten der Basis der Pordoispitze und der Westseite der Sella auch in horizontaler Richtung in eine mehr oder weniger rein dolomitische über.

An der Südwand des Boëseekofels bilden die hier gut kennbaren Raibler Schichten eine deutliche Terrasse. Südwestlich davon, am Zehner, sind sie sehr unkenntlich entwickelt.

Bei Punkt 2622, auf der Ostseite des Boëseekofels, sind die Raibler Schichten (mit Bänken bis zu einem Meter) in bedeutender Mächtigkeit in dolomitischer Fazies ausgebildet. Hier kommen auch grünliche Gesteine vor, die ganz erfüllt von Seeigelstacheln sind.

Auf der Nordseite des Pizkofels stehen über dem Schlerndolomit z. T. mehr dünngebankte, schwach hellgrün gefärbte Dolomite an, die mit hellen gelbbraunen Farben verwittern.

Westlich der Pisciaduseehütte folgen über dem Schlerndolomit von unten nach oben:

- grünlichgraue Dolomite,
- dunkler, grauer Dolomit,
- unregelmäßig rötlich und grünlich gefärbter Dolomit,
- grauer Dolomit, stellenweise rötlich oder grünlich,
- grauer Dolomit,
- grünlicher Dolomit, stellenweise intensiv grün,
- rötliche und grünliche Lagen.

Darüber folgt Schutt. Die Mächtigkeit der Schichten beträgt durchschnittlich $\frac{3}{4}$ — 1 m. Die Gesteine sind alle harte, splittiger brechende Dolomite. Kalk kommt hier nicht vor.

Auf der Westseite des Pisciadu stehen hell- bis dunkelgraue geschichtete und grünliche, bräunlichgrün verwitternde Dolomite an.

In der Val Lasties sind die Raibler Schichten weiße, zuckerkörnige, hellgraue, schwach rötliche, stellenweise dunkel gesprenkelte und gelbgrünliche, sich sandig anfühlende Dolomite. Diese Gesteine zeichnen sich alle dadurch aus, daß sie nicht mit eckigen, scharfkantigen, sondern mit abgerundeten Formen verwittern. Auch bei Punkt 2152, südwestlich von Pian del siella, und an verschiedenen anderen Orten der Val Lasties stehen Raibler Schichten an. Doch ist ihre Mächtigkeit so gering, daß sie nicht auf der Karte dargestellt werden können.

Die überschobenen Raibler Schichten zeichnen sich den liegenden gegenüber dadurch aus, daß sie, wie schon Ogilvie Gordon (34, S. 150) angibt, in einer mehr kalkigen Fazies entwickelt sind. Sie sind nirgends in einer zusammenhängenden Masse aufgeschlossen, sondern nur in einzelnen Stücken als Schutthalde vorhanden. Daher können auch Streichen und Fallen nicht gemessen werden. Die Stücke sind braune bis schwarzbraune Kalke mit weißen Kalzitadern. Sie verwittern mit hellbraunen und graubraunen Farben. Bei Punkt 3006 finden sich auch rötliche und grünliche Stücke. Auch Lumachelle ist hier nicht selten.

Der sichere Nachweis, daß der Schlerndolomit nach O auskeilt, ist nur durch die Überlagerung durch Raibler Schichten gelungen. Diese lassen sich von der Ostseite des Boëseekofels in fast ununterbrochenem

Zuge bis östlich unter Punkt 2162 verfolgen, wo sie konkordant den Cassianer Schichten aufgelagert sind. Unter Punkt 2162 und bei Punkt 2069 hat schon Mojsisovics (22, S. 234, 235 und 21, S. 11) Raibler Schichten angegeben. Rothpletz (38, S. 55), dessen Profil mit den tatsächlich beobachteten Verhältnissen keinesfalls übereinstimmt, rechnet die Schichten unter Punkt 2162 noch zum Schlerndolomit, ebenso Ogilvie Gordon (25 und 30).

Die alte „Riffböschung“ ist nur dadurch erkennbar, daß der Schlerndolomit an vielen Stellen von Raibler Schichten überlagert wird, während Mojsisovics (22, S. 234) das gänzliche Fehlen derselben auf der Böschungsfäche des alten „Riffs“ angibt. Wären die Raibler Schichten hier tatsächlich nicht vorhanden, so könnte diese Fläche ebensogut eine jüngere Erosionsfläche darstellen. Der von Mojsisovics (22, S. 234) angegebene Dachsteinkalk hat sich hier bei näherer Untersuchung überall als zu den Raibler Schichten gehörend ergeben. Nirgends konnte hier eine Auflagerung des Dachsteindolomits auf den Schlerndolomit beobachtet werden.

Die Raibler Schichten des P. 2162 sind dickgebante, dunkelgraue und bräunliche, sich sandig anfühlende dolomitische Gesteine. Eine solche lithologische Beschaffenheit weist der Schlerndolomit in der Sella nirgends auf. Südlich Crap de Mont kommen im grauen Dolomit zahlreiche Seeigelstacheln vor. Hier finden sich auch hellbraune dolomitische Sandsteine. Nördlich Crap de Mont und am Boësee stehen dünn-geschichtete hellgraue, graue, schwach rötliche und bräunlichgraue Dolomite mit Crinoidenstielgliedern, ?*Sphaerocodium Bornemanni* Rothpletz und Lumachelle an. Diese Gesteine zeichnen sich alle dadurch aus, daß auf ihnen eine viel reichere Vegetation gedeiht als auf dem fast kahlen Schlerndolomit.

Zwischen Boësee und Col de Stagne und nördlich vom Boësee finden sich an zahlreichen Stellen teils kleinere, teils größere Einlagerungen von bräunlichen, sich sandig anfühlenden dolomitischen Gesteinen im Schlerndolomit. Dessen Oberfläche war ganz uneben. In diese Unebenheiten gelangten dann die Sedimente der karnischen Stufe zur Ablagerung.

Am Col de Stagne folgen über dem ungeschichteten Schlerndolomit in geringer Mächtigkeit graue, grünlichgraue und hellere Dolomittagen. Letztere gleichen in ihrer lithologischen Ausbildung schon ganz dem Dachsteindolomit. Dieses Vorkommen ist insofern von Interesse, als es uns auch das Auskeilen des Schlerndolomits nach O zeigt.

Bei Punkt 2034 (unter Col de Cedla) liegen über den Cassianer Kalken ziemlich söhlig braune und grüne Dolomitsandsteine. Leider ist das Lagerungsverhältnis der beiden zueinander nicht aufgeschlossen.

Bei Punkt 1993 stehen hellbraune und graue dolomitische Gesteine mit Crinoidenstielgliedern und Seeigelstacheln an, die mit ganz rundlichen Formen verwittern.

Eigenartig ist das Vorkommen in der Vanna rossa (siehe Fig. 6a), das ich vorläufig zu den Raibler Schichten stelle. In einer muldenförmigen Vertiefung sind eckige hellgraue, bräunliche und grünliche Dolomitsstücke durch Pyrit zu einer Breccie verkittet. Der Pyrit, der

stellenweise etwas angereichert ist, ist größtenteils derb. Teilweise tritt er auch in ganz kleinen bis zu 1 mm großen Kristallen auf. Das pyritische Bindemittel verwittert mit gelbbraunen, rötlichbraunen bis schwarzbraunen Farben. Der helle Dolomit wird durch die Zersetzungsprodukte äußerlich ganz dunkel gefärbt. Die Verwitterungsprodukte dieses Gesteins liefern eine rötlichbraune Erde, die das Vorkommen auf Entfernung gut sichtbar macht. Ob es tatsächlich der karnischen Stufe angehört, ist nicht sicher festzustellen, da keine jüngeren Schichten darüber anstehen. Für Raibler Alter spricht der Umstand, daß sich in der Breccie keine jüngeren Gesteine als solche der Raibler Schichten nachweisen ließen. Auch diese Breccie ist wohl, ähnlich wie die von Cornelius (4, S. 193 bis 195) angeführten Vorkommen, ein Produkt der festländischen Verwitterung. Daß diese Breccie eine vulkanische Explosionsbreccie darstelle, ist vollkommen ausgeschlossen.

Auch tektonisch sind die Raibler Schichten von großem Interesse. Ihrem Vorhandensein ist die Feststellung verschiedener Störungen zu verdanken (siehe Tektonik!).

Die Grenze der Raibler Schichten gegen den hangenden Dachsteindolomit ist, in gleicher Weise wie beim Schlerndolomit, dort, wo erstere typisch entwickelt sind, deutlich, wo sie aber in dolomitischer Fazies ausgebildet sind, findet ein allmählicher Übergang statt.

An Fossilien bestimmte ich aus den Raibler Schichten:

Encrinurus granulatus Münster, bei Punkt 1896 zwischen Col de Cedla und la Parvača, bei Punkt 1993 südlich la Parvača,

Cidaris Braunii Desor, bei Punkt 1993 südlich La Parvača, zwischen Col de Cedla und La Parvača,

Cidaris Hausmanni Wissm., Nordostseite der Sella (A),

Pecten filiosus Hauer, Piz Chiavazzes (A),

Anomia sp., Piz Chiavazzes (A),

Trigonodus Balsamoi Par., Piz Chiavazzes (A),

Trigonodus rablensis Gredler, Piz Chiavazzes (A),

Myophoria Kefersteini Münster, Piz Chiavazzes (A), Punkt 3025 (Boé), Punkt 3006 (Boé), Punkt 2611 südlich der Pordoischarte und unter dem Boésee.

Der Dachsteindolomit.

Wie in der Puezgruppe so baut der Dachsteindolomit auch in der Sella zum größten Teil die Hochfläche auf. Fast alle Gipfel werden von ihm gebildet. Teilweise gehört dieser Dolomit jedoch nicht mehr dem liegenden, sondern dem überschobenen an. Überschobener Dachsteindolomit kommt auf der Punta di Larsei, auf der Boé, Cresta strenta, Eisseespitze, Vallonspitze, Zehner, Boéseekofel, Pizkofel?, Bamberger Spitze, Dent de Mesdi, Pisciadu und Pisciaduturm vor.

Der Dachsteindolomit, der zur Hauptsache nur aus dolomitischen Lagen besteht, kalkreiche sind ganz untergeordnet, vertritt in der Sella wohl nur die norische Stufe. Dafür spricht seine geringe Mächtigkeit und der Fund eines *Turbo solitarius* Benecke in oberen Lagen auf der Südseite der Boé.

Die Mächtigkeit des Dachsteindolomits ist nirgends so groß, wie Doelter (8, S. 5) angibt. Die größte Mächtigkeit erreicht der Dachsteindolomit an der Boé mit etwa 320 m, durchschnittlich beträgt sie gegen 200 m.

Der Dachsteindolomit ist ein hellgraues bis weißes, gut geschichtetes Gestein, das an sehr vielen Stellen Megalodonten enthält. Vielfach treten sie in großer Zahl fast gesteinsbildend auf. Bei Punkt 2902, auf der Westseite der Boé, fanden sich mehrere *Natica* sp. Doelter und Hörnes (9, S. 322) geben vom Dachsteindolomit der Sella einige Analysen.

Auch auf dem Sellaplateau kommen in diesem Gestein nirgends deutliche Karren vor.

Auf der Westseite der Sella stehen mehrfach sehr helle, feste, graue und blendend weiße, ganz dünngeschichtete Dolomite an. Hier finden sich auch Lagen, die ganz an die basalen Schichten unter dem grünen Dolomit (oberer Dogger) der Puezgruppe erinnern. Es sind dies eckige, weiße Bruchstücke, die mit reichlich grünem dolomitischem Bindemittel verkittet sind. Diese Schichten sind mitunter den normalen Dachsteindolomitlagen zwischengeschaltet.

Zwischen Piz Beguz und Piz Miara wurden herumliegende Stücke heller Kalzit-Sinterbildungen beobachtet.

Zwischen Piz Selva und der Val Lerghia kann man im Dachsteindolomit als Erscheinungen der Verkarstung verschiedentlich Löcher mit 2—3 m Durchmesser beobachten. Diese sind bis zu 6 m tief und erweitern sich zum Teil nach unten.

Der Gipfel der Pezza Longhetta besteht noch aus liegendem Dachsteindolomit. Etwa 2 m unter dem Gipfel steht ein $\frac{1}{2}$ m mächtiges, grünliches, dolomitisches, etwas mergeliges, leicht verwitterbares Gestein an, wie es auch im Dachsteindolomit der Puezgruppe vorkommt.

Südlich zwischen der Jägerscharte und Punkt 3020 ist der überschobene Dachsteindolomit, der sonst ganz dem liegenden gleicht, stark gestört und schwer von den grauen Kalken (Lias) auseinander zu halten, doch sind letztere stets kalkreich entwickelt.

Die obersten Dachsteindolomitlagen haben nicht selten haarscharfe, mit Brauneisenerz erfüllte Klüftchen. Auch in Form von Körnchen findet sich dieses Erz. Dadurch verwittert das Gestein mit rostbraunen Flecken. Dieser Horizont entspricht wohl dem festländischen Verwitterungshorizont, den Cornelius (4, S. 195) von der Dachsteindolomitoberfläche der westlichen Puezspitze und den Klebelsberg (15, S. 340) vom Heiligkreuzkofel angibt.

Die Hangendgrenze gegen die Juraablagerungen ist am besten auf der Südseite der Boé aufgeschlossen. Folgende Schichtfolge zeigt den Übergang von Dachsteindolomit in den grauen Kalk (Lias). Es folgen von unten nach oben:

weißer, feinkristalliner Dolomit,
graue dolomitische Zwischenlage,
hellgrauer Dolomit,
sich sandig anführender, gelb verwitternder Dolomit,
zuckerkörniger weißer und grauer bis grünlicher Dolomit,
grün und rot gefärbte dolomitische Lagen, z. T. mit kleinen dunkelgrauen Geröllen,

hellgrauer Dolomit,

Breccie mit hellen, eckigen Dolomitstücken und unten rotem, weiter oben grünem Bindemittel mit roten Flecken. Diese Schicht geht nach oben in hellgrünen Dolomit über,

hellgrauer, stellenweise grünlicher Dolomit,

Breccie,

grauer Dolomit,

Breccie,

mächtiger hellgrauer Dolomit,

dunkelgrauer Dolomit,

heller gelblichgrüner Dolomit mit kleinen eckigen hellen Dolomitgeröllen,

weißer, sich sandig anführender, kristalliner Dolomit.

Darüber folgt eine graue Kalklage, die wohl schon dem Lias angehört. Bei Punkt 2995 am Boégletscher herrschen ähnliche Verhältnisse.

Graue Kalke (Lias).

Die Bezeichnung „Graue Kalke“ für die hier beschriebenen Kalke des unteren Jura wurde nur deshalb verwendet, weil sie sich bereits durch verschiedene Arbeiten eingebürgert hat. Diese Schichten stimmen aber lithologisch mit den eigentlichen grauen Kalken der Südtiroler und Venetianischen Alpen keinesfalls überein.

Die grauen Kalke sind, wie schon Furlani (11, S. 445—461) und Ogilvie Gordon (31, S. 219—230) angeben, am Aufbau der Boé, Cresta stenta und der Eisseespitze beteiligt. Ein äußerst gering mächtiges Vorkommen, das auf der Karte nicht dargestellt werden konnte, findet sich in der morphologischen Mulde am Südostabhange des Boéseekofels.

Die Mächtigkeit beträgt etwa 40 m, ist aber stellenweise tektonisch bedeutend vergrößert.

Auf der Südseite der Boé folgen als Fortsetzung der Schichtfolge von Dachsteindolomit bis Jura über den vorhin erwähnten grauen Kalken von unten nach oben:

grünlichgrauer Dolomit,

grauer Kalk,

grauer Kalk, nach oben in weißen Dolomit übergehend,

Breccie; graue eckige Kalkstücke in grau-grüner kalkiger Masse eingebettet,

hellgrauer Kalk.

Darüber folgen graue, grünlichgraue, fast weiße, fleischfarbene und rötliche Kalke.

Die Breccien enthalten bis zu mehreren Zentimetern große, hellgraue, grünliche und rötliche Dolomitgerölle und dunkelgraue bis schwarze, grau verwitternde Kalkstücke. Die Farbe des teils dolomitischen, teils kalkigen Bindemittels ist grau, dunkelgrau, gelbbraun und fleischfarben. Die Dolomitstücke stammen wohl aus den obersten Dachsteindolomitlagen oder den darüberlagernden Grenzsichten. Woher die grauen Gerölle stammen, ist nicht bekannt. Vielleicht gehören sie aufgearbeiteten

Kössener Schichten an? Sehr ähnlich sind diese Stücke auch den grauen Liaskalken von Segà di Noriglio.

Ich stelle die erste typische graue Kalklage und die darüberfolgende Breccie vorläufig an den Beginn der grauen Kalke. Ob die darunterliegenden Schichten noch zum Dachsteindolomit gehören, ist ohne sichere Fossilfunde nicht zu entscheiden.

Auf der untersten Terrasse am Südwestgrate der Boé stehen im oberen Teile in den dickbankigen grauen Kalken ein paar Meter hellgraue, fast weiße und fleischfarbene Kalke an, die teilweise mit rotbraunen Krusten von Eisenoxyd überzogen sind und ockerig rostbraun anwittern. Darüber folgen wieder graue und dunklere rötliche Lagen.

Nördlich der Cresta strenta enthält der graue Kalk vereinzelt bis 4 und 5 cm große eckige, schwarze Kalkstücke. Der Liaskalk ist hier teils hell grünlich, teils licht fleischfarben, an einigen Stellen sogar dünn geschichtet, indem hellgrünliche Lagen mit grauen wechsellagern. Teilweise sind auch in größerer Menge grünliche, nur schwach brausende Partien unregelmäßig im grauen Gestein verteilt.

Etwas westlich von Punkt 2975 (Eisseescharte) findet sich als Füllmasse einer 10—20 cm breiten Kluft, die senkrecht durch den fast sählig liegenden grauen Kalk durchgeht, ein hellroter Crinoidenkalk. Seine lithologische Ausbildung gleicht ganz dem aus dem oberen Dogger beschriebenen Vorkommen von Les Cuccenes in der Puezgruppe (36, S. 300, 301). In diesem Gestein fand sich eine *Terebratula* sp. Diese Kluft kann erst nach Ablagerung der grauen Kalke entstanden und mit Crinoidendetritus angefüllt worden sein.

Auf das morphologische Verhalten, die dicke Bankung und die zu mehr rundlichen Formen neigende Verwitterung haben schon Furlani (11, S. 450) und Klebelsberg (15, S. 340) aufmerksam gemacht.

Karrenfelder kommen wegen der zu geringen Ausdehnung und der Überlagerung durch jüngere Gesteine nicht vor.

Ogilvie Gordons *Aegoceras augulatum* Schloth. und der Fund einer *Schlotheimia* sp. von Amort weisen auf tieferen Lias hin. Ob die grauen Kalke auch noch den oberen Lias darstellen, ist mangels entsprechender Funde nicht zu entscheiden. Dogger ist nicht nachweisbar.

Nach oben gehen die grauen Kalke allmählich in die sie konkordant überlagernden Acanthicusschichten über.

Die Acanthicusschichten (*Ammonitico rosso*).

Acanthicusschichten stehen, wie schon Furlani (11, S. 447, 450, 451) angibt, an der Boé, Cresta strenta und an der Eisseespitze an. Ihre Mächtigkeit ist wohl größer als die der grauen Kalke, doch sind wegen der vielfach sehr gestörten Lagerung keine sicheren Angaben möglich.

Die Acanthicusschichten sind dünngeschichtete rote bis dunkelrote Knollenkalken, die mit grauen und rötlichgrauen Farben verwittern. Auch dünngeschichtete rötliche Kalke ohne Knollen kommen hier vor. Schlecht erhaltene Ammoniten finden sich häufig. Furlani fand an Fossilien:

Aspidoceras acanthicum Neum.,
Perisphinctes metamorphus Neum.,
Perisphinctes cf. cimbricus Neum.,
Aptychus latus H. v. Meier.

Durch diese Funde wurde die Zugehörigkeit zur Acanthicuszone bewiesen. Somit gehören die roten Knollenkalke dem Malm an.

Außer einigen *Perisphinctes* sp. fanden sich noch auf der Westseite der Boé *Lytoceras* sp. und *Belemnites* sp.

Die Grenze gegen die Hangendschichten ist ziemlich deutlich ausgeprägt.

„Glaukonitischer“ Dolomit und Neocom.

Die horizontale Ausbreitung des Neocoms wurde von Ogilvie Gordon (31, S. 223) angegeben. Neocom findet sich in der Jägerscharte, auf der Westseite der Cresta strenta, südwestlich der Eisseescharte, westlich ober Punkt 2953 (Cresta strenta) und an der Eisseespitze. Amort und Klebelsberg fanden bei gemeinsamer Begehung noch zwei weitere neue Neocomvorkommen, das eine auf dem Boéseekofel, das andere in einer Mulde am Ostabhange desselben. „Glaukonitischer“ Dolomit allein kommt auf der Vallonspitze und am Sas de Mesdi vor.

Die Mächtigkeit des „glaukonitischen“ Dolomits und des Neocoms ist ganz gering. Beide zusammen sind nur wenige Meter mächtig.

„Glaukonitischer“ Dolomit kommt im Liegenden des Neocoms der Jägerscharte, der Eisseespitze und an den beiden Stellen am Boéseekofel vor. In der Jägerscharte liegt er diskordant auf dem grauen Kalk(Lias) und den Acanthiusschichten. An der Eisseespitze ist der glaukonitische Dolomit mit dem Malm derart verquetscht und verfaltet, daß die beiden Gesteine kaum auseinandergehalten werden können. Am Boéseekofel liegt der grüne Dolomit, unterlagert von der Dolomitbreccie, diskordant über dem überschobenen Dachsteindolomit. In der Mulde am Ostabhange des Boéseekofels ist das Liegende der Breccie und des Dolomits nicht erschlossen. Hier ist die Breccie teilweise sehr typisch entwickelt. In einem grünen dolomitischen Bindemittel sind wenige, aber eckige, helle Dolomitgerölle eingebettet. Der sogenannte glaukonitische Dolomit ist ein grünlicher, meist ganz dolomitischer Sandstein. Seine lithologische Ausbildung gleicht ganz dem der Puezgruppe (36, S. 300, 301).

Die Mulde am Ostabhange des Boéseekofels wird durch einen kleinen Felsriegel, der im oberen Teil aus überschobenem Dachsteindolomit besteht (siehe Tektonik!), gegen SO abgesperrt. Auf der Nordwestseite dieses Riegels wurden im Liegenden des überschobenen Dachsteindolomits glaukonitischer Dolomit und Stücke eines grauen Crinoidenkalkes gefunden, die denen aus dem oberen Dogger von Les Cuccenes (36, S. 300, 301) sehr ähnlich sind.

Die Behauptung von Furlani (11, S. 452), daß die Kalkbreccie auf dem Dachsteindolomit der Sella der Basalbreccie über dem Dachsteindolomit der Puezgruppe und ebenso der darüberliegende grünliche Kalk dem glaukonitischen Dolomit entspreche, trifft nicht zu. Die Basal-

breccie und der glaukonitische Dolomit der Puezgruppe gehören wohl dem oberen Dogger an (36, S. 301), während die Kalkbreccie und der grünliche Kalk der Sella, wie schon erwähnt, Ablagerungen an der Trias-Jura-Grenze darstellen. Diese Bildungen können also keinesfalls miteinander parallelisiert werden.

Der glaukonitische Dolomit der Eisseespitze gehört wohl dem Tithon an, da er über Malm liegt und diese Schichten dann zusammen mit dem Neocom zu einer Mulde gefaltet wurden. Das Alter der übrigen Vorkommen von glaukonitischem Dolomit ist mangels an Fossilien und der Unterlagerung durch Schichten, die jünger sind als der Dachsteindolomit, nicht festzustellen.

Südwestlich der Vallonspitze steht über dem liegenden Dachsteindolomit eine dünne Breccie an. Alle diese Breccien sind typische Transgressionsbreccien. Diese Breccie enthält ebenfalls kleine eckige Dolomitstücke, die durch reichliches, grünes, dolomitisches Bindemittel verkittet werden. Diese Breccie kam wohl wie auch der grüne Dolomit am Sas de Mesdi auf einer schon vorher durch Erosion zersägten Oberfläche zur Ablagerung. Über dieser Breccie folgt eine mächtige Breccie, deren Gerölle kantengerundete und runde Stücke von glaukonitischem Dolomit sind. Das Bindemittel ist ebenfalls grüner Dolomitsandstein. Auf der Nordseite der Vallonspitze steht nur die Basalbreccie und darüber der glaukonitische Dolomit an. Beide weisen keine Schichtung auf. Der überschobene Dachsteindolomit der Vallonspitze ist an seinem Nordwest-, West- und Südwestrande wie mit einem Mantel von glaukonitischem Material umgeben, das ihn auch an einigen Stellen im Hangenden bedeckt.

In der Jägerscharte stehen stark gequetschte grünlichgraue Neocommergel mit grauen, roten und schwarzen Hornsteinen an. Auch lichtviolette Mergel mit roten Hornsteinen und zahlreichen Zwischenlagen von grünlichen Mergeln und Kalken kommen hier vor. Außerdem finden sich hier graue und schwärzliche Mergel mit weißen Kalzitadern und zahlreichen unregelmäßigen schwarzen Flecken im Innern und dünne, dunkle, schwärzlichgraue Kalklagen mit harten Kalkknollen. Die grauen Mergel mit den schwärzlichen Flecken sind Haugs Schicht „f“ (36, S. 302) sehr ähnlich.

Auf der Westseite der Cresta strenta sind wohl reichlich Neocomgerölle zu beobachten, ein sicherer Aufschluß ist hier aber nicht vorhanden.

Das westlich der Eisseescharte unter den grauen Kalken über dem liegenden Dachsteindolomit anstehende Neocom ist derart verquetscht, daß es fast unkenntlich ist. Es fanden sich darin aber die typischen dunklen Hornsteine und harten Kalkknollen.

In der Eisseescharte stehen dünnblättrige, graue Neocommergel mit grauen, bräunlichen und schwärzlichen Hornsteinknollen an, die alle bräunlich anwittern. Südöstlich unter der Eisseescharte liegen im Schutt reichlich braune und grünlichbraune, eckige Gerölle umher. Diese Stücke stammen nicht, wie Ogilvie Gordon (31, S. 225) vermutete, aus den Schichten über dem Dachsteindolomit (liegender Dachsteindolomit), sondern kommen über den Acanthicusschichten des liegenden Flügels

der Mulde vor. Hellgraue, grau-grüne, rötliche und rote eckige Kalk- und Mergelbrocken aus dem Neocom und vielleicht auch aus den Acanthiusschichten sind mit einer schmutziggelben, wenige Millimeter dicken kalkig-mergeligen Schicht überzogen. In dieser dünnen Schicht sind kleine, ein paar Millimeter bis etwa $\frac{3}{4}$ cm große, schön gerollte und polierte weiße bis schwach rötliche Gerölle eingebettet, die nur ganz schwach brausen. Vereinzelt finden sich unter diesen Geröllen auch kleine wasserhelle Quarze. Außerdem sind in diesem braunen Bindemittel massenhaft ganz feine, bis höchstens 2 mm große, braune und schwarze, glänzende Bohnerzkörnchen eingebettet. Diese eigenartigen Bildungen sind wohl erst in jüngerer Zeit entstanden.

Die Ränder der morphologischen Mulde am Ostabhange des Boéseekofels, wo erstmals (1924) Amort und Klebelsberg die jüngeren Schichten gefunden haben, sind mit der Basalbreccie und mit dem glaukonitischen Dolomit ausgekleidet. Darüber stehen hier hellgraue und hellgrünliche Mergelkalke und muschelartig brechende Kalke mit grünlichbraunen Hornsteinen und harten Kalkknollen an.

An Fossilien fanden Amort und Klebelsberg:

Pygope triangulus Lamk., Boéseekofel.,

Aptychus Mortilleti Pict. und de Lor.,

Aptychus cf. *Mortilleti* Pict. und de Lor., Boéseekofel.,

Aptychus Seranonis Coquand., Boéseekofel.,

Aptychus sp.

Phylloceras sp.,

Costidiscus sp.,

Pygope triangulus Lamk. und *Aptychus Seranonis* Coquand kommen vom Tithon bis einschließlich Hauterivien vor. Furlanis *Aptychus lamellosus* und Ogilvie Gordons *Haploceras Staziezi* Zeuschn. sind für Tithon bezeichnend. Ogilvie Gordons Fund eines *Holcostephanus polytroptychus* Uhlig verweist auf Neocom. Somit stellen die vorhin beschriebenen Schichten wohl Ablagerungen des Tithons und des unteren Neocoms dar. Eine Trennung des Tithons vom Neocom ist nicht durchführbar. Auch der glaukonitische Dolomit konnte bei der geringen Größe der einzelnen Vorkommen nicht eigens ausgeschieden werden.

Diluvium.

Spuren früherer Vereisung finden sich sowohl an den Rändern als auch im Innern der Sellagruppe.

Die glazialen Ablagerungen des Gebietes wurden z. T. schon von Penck und Brückner (35, S. 857, 943 und 948) und von Klebelsberg (15, S. 290, 298) untersucht. Außerdem liegen noch kurze Notizen von Lehmann (19, S. 97) und Lucerna (20, S. 40) vor. Es erübrigen sich also nur noch einige kurze Bemerkungen.

Die zwei Stirnmoränen auf der Ostseite der Boé (über 2900 m) und auf der Westseite des Piz Chiavazzes sind wohl, ähnlich wie die im Vallon di Pisciadu (Klebelsberg, 15, S. 298), letzte, vielleicht historische Gletscherstände. Einen solchen stellt wohl auch die kleine, im Innern der Val de Mesdi gelegene Moräne trotz ihrer tiefen Lage (zirka 2460 m)

dar. In diesem ziemlich schattseitig gelegenen Tal reichen heute noch Teile des Gletschers bis auf etwa 2300 m hinab.

Die kleinen Moränen auf der Raibler Terrasse an der Südseite der Sella zwischen Pordoischarte und Val de Soel (zirka 2600 m) gehören wohl dem Daunstadium an. Die zwei westlicheren bestehen vorwiegend aus Dachsteindolomitklötzen, die bei Pte. di dentro mehr aus Raibler Material und die östlichste hauptsächlich aus Dachsteindolomitschutt.

Vielleicht gehören die Moränen in der Val Lasties (2300—2400 m) schon dem Daunstadium an? Die Bergsturzmoräne nördlich des Monte Forca dürfte (wegen der südseitigen Lage) wohl etwas älter sein.

Gschnitzmoränen liegen ober Mortiz, auf Plan de Galba und Plan de Frea. Die kleine, durch ihre Form charakteristische Stirn- moräne am Pordojoch bei Punkt 2194 und die große, vom Pordojoch gegen Mortiz hinabziehende Moräne, die kleine Bergsturzmoräne ober Col de Masores und jene kleine südöstlich darunter stellen wohl Gschnitzstadien dar. Auch die Bergsturzmoränen von Masarei de Forcelle und die nördlich der Boé-Alpe gehören wohl diesem Stadium an.

Die große Moräne von Masarei und Pian da Reng besteht größtenteils aus Blockwerk, das gegen Mortiz hinab viel feiner wird. Nördlich Punkt 1915 und bei Punkt 1994 fanden sich darin deutlich gekritzte Geschiebe. Vereinzelt kommen auch Stücke aus den Cassianer Schichten vor. Die Abgrenzung dieser Moräne gegen N und nach W bei Pian frataces ist fast undurchführbar, da hier weder eine morphologische Grenze gegeben ist, noch der Moränenschutt petrographisch vom Gehängeschutt verschieden ist. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch bei den Bergsturzmoränen südlich Pian da la Cerceneda und bei der aus demselben Blockwerk bestehenden Moräne zwischen Gardeccia und den Sellatürmen. Westlich Pian frataces, nördlich Mortiz, finden sich nur undeutlich geschrammte Geschiebe in der Moräne, die hauptsächlich aus hellem Dolomitschutt besteht. Il Col ist ein riesiger Endmoränenhaufen, der ganz aus Bergsturzmaterial zusammengesetzt ist.

In der großen Seitenmoräne, die von Do Ciavazes nach Plan de Galba hinunterzieht und größtenteils aus auf den Gletscher gefallenem Bergsturz besteht, wurden zahlreiche gekritzte Geschiebe gefunden.

Die Moräne nördlich Plan de Galba (deutlich gekritzte Geschiebe) ist morphologisch als Stadialmoräne sehr undeutlich ausgeprägt.

Grundmoränen mit deutlich gekritzten Geschieben finden sich an zahlreichen Stellen, so z. B. östlich ober Plan, bei Punkt 1798 am Cordevole, bei Arabba, bei Punkt 1706 (Bosc de Pescosta), auf Pre da ru da šai und vielen anderen Orten. In letzterwähnter Moräne kommen auch Blöcke aus dem Buchensteiner Agglomerat vor, die wohl von dem vom Grödner Joch herunterkommenden Gletscher hierhergebracht wurden.

Westlich Punkt 1977 (La Parvača) kann man über den Cassianer Schichten eine größtenteils aus Dolomitblöcken zusammengesetzte Moräne beobachten.

Erratische Dolomitklötze sind auch in der Sella weit verbreitet. Sie finden sich verstreut auf der Südseite des Piz Culatsch, bis auf den

Gipfel hinaufreichend, auf dem Monte Forca und Pra di Pordoi, am Bergrücken nördlich und östlich Mighiene und nördlich Creppa fosca und bei Punkt 2024 (nordwestlich Vauz).

An schön ausgeprägten Karen ist die Sella arm. Typische Karform weist Vallon, das kleine Tälchen südlich davon, zwischen Punkt 2725 und Punkt 2771, die Val Gralba und Vallon di Pisciadu auf.

Der Schlerndolomitücken im Vallon, zwischen Punkt 2599 und Punkt 2548 (ist nicht Moräne, wie Klebelsberg [a. a. O.] aus der Karte geschlossen hat) und die ganzen Ostabhänge der Sella, besonders nördlich Boësee und Boëseekofel sind, wie man z. B. von Stern aus sehr gut sieht, schön glazial gerundet worden.

Sfessurazza, Vallazza, Valle de Fontane, Val de Soel und verschiedene kleinere Rinnen wurden von dem Eis, das durch diese Tälchen abfloß, schön ausgeschliffen.

Der Talkessel der oberen Val Lasties ist z. T. tektonisch entstanden. Die Raibler Schichten, der Schlerndolomit und die älteren Gesteine sind wohl etwa 200 m abgesunken. In der Val Lasties sind zwei nicht besonders deutliche Terrassen zu beobachten (siehe Fig. 4). Die Raibler Schichten der oberen, älteren Terrasse (Pian de roche) wurden zu einem Rundhöcker abgeschliffen. Auch auf der unteren Terrasse und an den tieferen Partien des Tales sind überall die Wirkungen der Erosion durch den Gletscher zu beobachten. Der Lange Graben und das Tälchen nördlich des Col Turond, die in den vorhin erwähnten Talkessel münden, haben schön gerundete Formen. Besonders das letztere, das schuttfrei ist, hat einen U-förmigen Querschnitt.

Auf der Westseite der Sella sind eine Reihe eigenartiger Erosionsformen zu beobachten. Es sind dies kleine, karähnliche Tälchen, die ganz unvermittelt an der fast senkrechten Schlerndolomitwand aufhören. Solche Formen finden sich bei Punkt 2505 (unter Piz Miara, weniger typisch), bei Punkt 2466 (unter Piz Gralba), bei Punkt 2662 (unter Piz Revis) und nordwestlich unter Piz Chiavazzes zwischen Punkt 2647 und Punkt 2626. Durch diese Tälchen floß das Eis des Hochplateaus und der Raibler Terrasse nach unten ab. Dabei wurden diese Felswannen schön ausgeschliffen und bekamen teilweise einen fast U-förmigen Querschnitt.

Vom Eis wurden ferner die Val Gralba, die Val Culea und das kleine Tälchen auf der Ostseite der Murfreitspitze ausgerundet.

Ein sehr schönes Beispiel für Glazialerosion ist das Bett des ehemaligen Pisciadugletschers. Dieser Gletscher, der auch aus der schön ausgeschliffenen Val de Tita Zufluß bekam, hobelte das nur wenige Meter tiefe Becken des heute leider schon fast ganz versandeten Pisciadusees aus und floß dann gegen Prè Plans hinunter. Dabei wurde das durch den Schlerndolomit nach Sura sas verlaufende Tal in ganz prachtvoller Weise gerundet und auch der darunter liegende Cipitkalk wurde gut abgeschliffen. Ein Teil des Eises floß, wie die gerundeten Formen zeigen, zwischen Punkt 2583 und Punkt 2565 in die Val de Mesdi hinunter, um sich mit jenem Eisstrom zu vereinigen.

Die Val de Mesdi ist ein durch die Tektonik vorgezeichnetes Erosionstal. Hauptsächlich die westlichen Abhänge dieses Tales weisen

Spuren von Glazialerosion auf. So wurden die Fels­hänge zwischen Punkt 2323 und Punkt 2296 und zwischen Punkt 2188 und Punkt 2128 stark abgeschliffen und Punkt 1964 zu einem Rundhöcker geformt. Hier findet sich auch ein ?Daunstadium dieses Gletschers (Kleibelsberg, 15, S. 298), das auf der Karte als Bergsturz eingetragen wurde.

Als älteste, vielleicht tertiäre Oberfläche ist das Hochplateau der Sella anzusehen. Ein nächst tieferes Oberflächensystem ist das der Raibler Terrasse. Doch sind beide Flächen zu selektiv, als daß sie ohne weiteres auch als zeitliche Folge zu deuten wären. Größere Flächen der Raibler Terrasse sind nur auf der Nordseite der Sella, westlich der Val de Mesdi, erhalten geblieben. Auch diese Flächen weisen deutliche Spuren glazialer Rundung auf. Eine noch jüngere Einebnung ist auf dem Monte Forca zu beobachten. Diese Fläche geht nach O ganz allmählich in einen ziemlich sanft geneigten älteren Talboden über (Pra di Pordoi und Pira clocia). Diese Fläche, die nach S von dem jetztigen, steileren Talboden scharf abgeschnitten wurde, hebt sich auch auf der Karte (zwischen Punkt 2189 und Punkt 2119 bis etwa über 2300 m nach N reichend) ganz gut heraus. Dieser ältere Talboden, der mit einer dünnen Schicht Grundmoräne ausgekleidet ist, wird von mehreren kleinen Bächen zersägt.

Sonst wurden im Gebiete außer den bereits früher erwähnten Terrassen keine weiteren Einebnungsformen beobachtet.

Bergsturzmassen.

Gewaltige Trümmermassen, hauptsächlich Schlerndolomit, liegen südlich Collfuschg (Bosc del Borest), in der Val de litres und bei „Surasas“, nordöstlich unter der Pisciaduseehütte. In der Val de litres und am Ausgange der Val de Mesdi wurden auch Raibler Blöcke im Bergsturzmaterial beobachtet. Die erwähnten Vorkommen und jenes östlich Col da Martin (36, S. 307, 308) sind wohl auf den Gletscher heruntergefallene Bergsturzmassen.

Eine gewaltige Trümmerhalde von Schlerndolomitklötzen liegt nördlich Bec de roche. Solche Blöcke liegen auch vielfach auf Piccol dolada verstreut.

Gewaltige Dachsteindolomitklötze liegen vereinzelt im Vallon, östlich unter dem Pizkofel, in der Val de Mesdi (besonders am Fuß des Dent de Mesdi), am Pisciadusee und auf Pian de roche.

Gehängeschutt und Vegetationsverdeckungen.

In der Sella ist oft auf weite Strecken das Anstehende durch rezente Schuttbildungen verdeckt. Verhüllung durch Vegetation spielt hier eine viel geringere Rolle.

Besonders auf der Nord-, West- und Südwestseite der Sella liegen am Fuß der Schlerndolomitwände gewaltige, hell anwitternde Schutthalden. Auch die Val de Mesdi ist mit mächtigen Schutthalden ausgekleidet. Auf der Südseite der Sella sind die Raibler zwischen der Pordoischarte und der Punta di Fuori teilweise durch Dachsteindolomitschutt verhüllt.

Von Plan bis ober Punkt 1719 liegen im Bett des Rio di Ciavazes zahlreiche Dolomitklötze herum, die wohl aus dem Mendeldolomit stammen. Der helle Dolomitschutt des Baches ist mit dem Schutt der dunklen, fast schwarzen Tuffe und Mergel in eigenartiger Weise vermischt.

Auch im Bachbett des Cordevole liegen reichlich große Dolomitklötze.

Der Kessel von Corvara wurde ehemals wohl von einem See ausgefüllt.

Tektonischer Teil.

Die Ränder der Sellagruppe werden mit Ausnahme der Nordwestecke, in der auch oberes Perm und untere Trias vorkommen, von der mittleren Trias aufgebaut. Wie in der Puezgruppe, so besteht auch hier das eigentliche Dolomitmassiv aus mittlerer und oberer Trias, unterem und oberem Jura (Dogger konnte nicht nachgewiesen werden) und unterer Kreide.

Das Sellamassiv bildet eine große, flache Synklinale. An diese schließt nach N die ziemlich steile, OW streichende Grödner-Joch-Antiklinale an. Im S der Sella liegt der Belvederesattel (Cornelius, 5, S. 35 usw.), der jedoch außerhalb des Aufnahmebereiches dieser Karte liegt. Die Hochfläche der Sella ist durch die Gipfelüberschiebungen interessant geworden.

Das Gehänge nördlich des Sellajoches und des Campo longo.

Die nördlichen Teile dieses Gehänges gehören dem Südflügel der Grödner-Joch-Antiklinale, die südlicheren Teile der Sella-Synklinale an. Der Südflügel der ungefähr OW streichenden Antiklinale ist lange nicht so gut aufgeschlossen wie der Nordflügel (36, S. 314 bis 319). Dies gilt besonders für das Gebiet östlich des Grödner Joches.

Den Kern des Sattels bilden die Bellerophonschichten, die zwischen Plan und Col da Martin aufgeschlossen sind. Diese sind meist stark gefaltet, ebenso die darüberfolgenden Werfener Schichten. Diese und der untere Muschelkalk (siehe Profil 1) wurden gegen O zu stark ausgequetscht (siehe auch stratigraphischer Teil!). Die Mächtigkeit der Werfener Schichten wurde dadurch bedeutend verringert und vom unteren Muschelkalk ist östlich Toel del mus nichts mehr zu sehen. Auch der Mendeldolomit wurde gegen O zum Teil ausgewalzt. Die Schichten des südlichen Muldenflügels fallen auf der Nordseite des Piz Culatsch nicht allzu steil nach S ein, stellen sich aber nach W immer steiler (S fallend) und stehen bei Punkt 1719, am Rio di Ciavazes, fast saiger. Die Laven des Piz Culatsch werden konkordant von allmählich flacher nach S einfallenden Wengener und Cassianer Schichten überlagert. Diese legen sich, abgesehen von kleineren sekundären Faltungen immer flacher und ungestört folgen in ihrem Hangenden der „Cipitkalk“ und die jüngeren Schichten.

Die von Ogilvie Gordon (25 und 34) eingezeichneten Störungen und Überschiebungen am Nordabhange des Piz Culatsch konnten nirgends

sicher nachgewiesen werden. Diener (6, S. 25—30) geht entschieden zu weit, wenn er der Erosion einen erheblichen Einfluß auf die heutige Struktur der Sella und der anderen Massive zuschreibt.

Auf der Südseite des Grödner Joches fallen die Wengener Schichten, wie schon erwähnt (36, S. 316), zuerst flach und dann immer steiler nach S ein. Die darüberliegenden, hier stark reduzierten, schließlich saiger stehenden Cassianer Schichten stoßen an einer N 45° O corr. streichenden Verwerfung (siehe Fig. 1 und 36; Profil 2) an ziemlich flach nach S einfallende Wengener und Cassianer Schichten an. Die Verwerfung, deren Fortsetzung nach Plan de Gralba streichen würde, läßt sich weder nach O noch nach W weiter verfolgen. Weller (40, S. 79) vermutete eine Verwerfung, die vom Grödner Joch nach dem gleichen Orte verlaufen sollte. Die über den Cassianer Schichten am Col de Masores liegenden Schichten sind ganz ungestört.

Östlich des Grödner Joches ist der Südflügel der Antiklinale abgesunken. Die ältesten Gesteine, die hier aufgeschlossen sind, gehören den Wengener Schichten an. Profil 2 (Reithofer, 36) bringt diese Verhältnisse deutlich zum Ausdruck.

Die Wengener und Cassianer Schichten westlich und südlich von Corvara fallen flach muldenförmig gegen das Innere der Sella ein. Bei Punkt 1706 (Bosc de Pescosta) und dort, wo der aus dem Bosc de Corvara kommende Bach in den Rio Rutort mündet, sind die Wengener Schichten ziemlich stark gefaltet und fallen sehr steil nach W ein. Etwas höher oben am Rio Rutort grenzen die hier sehr gestörten Schichten längs einer Verwerfung an die Tuffe des Augitporphyrits.

Im großen Aufschluß südwestlich von Borsé (bei Corvara) sind die Cassianer Schichten stark gestört und auf der Nordseite vom Crep de Sella leicht gefaltet. Nordwestlich von Punkt 1977 (Gran Val) fallen die Cassianer Schichten zum Teil sehr steil nach W ein, teilweise sind sie sogar etwas überkippt. Bei Punkt 2069 ober La Parvača und westlich ober Punkt 2045 (siehe Profil 2 und Fig. 6b) werden die flach westfallenden Cassianer Schichten konkordant von Raibler Schichten überlagert. Eine diskordante Auflagerung konnte hier nirgends beobachtet werden.

Das Gehänge südlich des Sellajoches und des Campo longo.

Die Schichten der mittleren Trias, die die Südabhänge der Sella-gruppe aufbauen, zeigen, dem Bau der flachen Synklinale entsprechend, überall am Außenrande ein flaches Einfallen gegen das Innere der Mulde. Sie liegen im großen und ganzen ziemlich ungestört, nur lokal wurden verschiedene kleinere Störungen beobachtet.

Die Augitporphyrite und deren Tuffe liegen auf Sella-razza ziemlich flach, fallen nur wenige Grade nach W ein. Auf Savine de sopra beginnen diese und die darüber liegenden Cassianer Schichten ziemlich plötzlich steil nach NW einzufallen. Nördlich Paschè streichen die Tuffe der Augitporphyrite N 60° O corr. und fallen 40° N. Die höheren Lagen der Cassianer Schichten (gegen Punkt 2074) machen diese Verbiegung nicht mit, sie fallen vielmehr ziemlich flach nach N ein.

Zwischen Sellaerazza und Pra di Burz geht im Tale des Rio da Boé eine ziemlich große Störung durch, deren Verlauf leider nirgends festgestellt werden konnte. Die Schichtserie auf der Westseite dieses Tales ist ziemlich tief im Vergleich zu der auf der Ostseite abgesunken. Die Fortsetzung des Augitporphyrits der Sellaerazza würde, seiner jetzigen Lage entsprechend, mitten in die Cassianer Schichten zu liegen kommen, was keinesfalls stimmen kann. Sicher keilt der Augitporphyrit nach SW aus. Leider ist aber seine Fortsetzung nach dieser Richtung nicht aufgeschlossen und auch jenseits des Baches ist nichts von ihm zu sehen. Auch die in seinem Liegenden anstehenden Buchensteiner Agglomerate müssen nach W auskeilen, obgleich dies auch nicht zu beobachten ist, da westlich des Rio da Boé die Schichtserie der Tuffkonglomerate

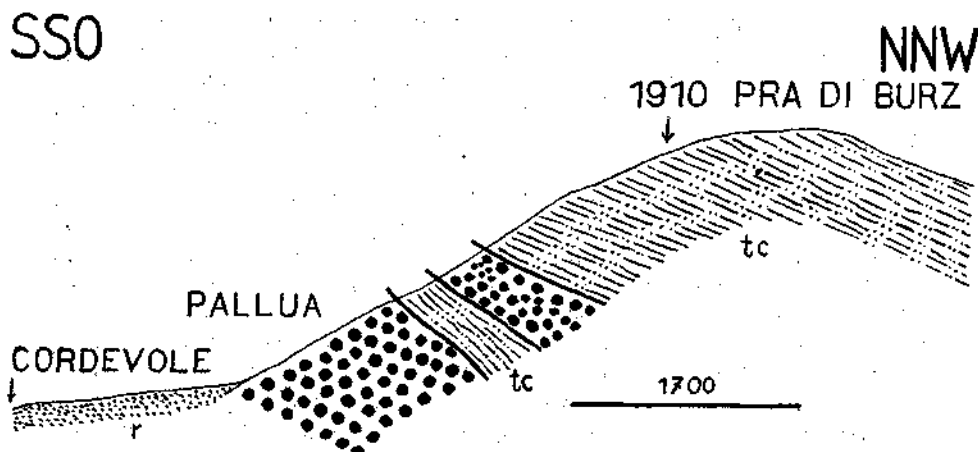


FIG. 3: SCHEMAT. PROFIL: PALLUA-P. 1910.

und -sandsteine und Cassianer Schichten gut aufgeschlossen ist. Wahrscheinlich keilen die Buchensteiner Agglomerate in höhere Lagen der ersteren aus. Ob der Augitporphyrit in seiner Fortsetzung nach SW die Tuffkonglomerate und -sandsteine übergreift, ist nicht zu entscheiden.

Östlich Punkt 1683 (nördlich Arabba) sind die Tuffsandsteine ziemlich intensiv gefaltet.

Im allgemeinen sind die Cassianer Schichten ganz konkordant den Tuffkonglomeraten und -sandsteinen aufgelagert. Nur nördlich Pallua, unter Punkt 1910, liegen sie diskordant (siehe Fig. 3) über letzteren. Darüber folgen noch einmal Tuffkonglomerate und -sandsteine, die bis 40° NW fallen und dann wieder Cassianer Schichten. Diese sind sehr wenig gestört und fallen zirka 20° NW. Diese gestörte Schichtfolge ist nur dadurch zu erklären, daß die Schichten stark gefaltet wurden, dann die Falten rissen und die einzelnen Schichten stark ausgequetscht und übereinandergeschoben wurden. Nach W und nach O ist dieses Vorkommen durch Verwerfungen abgeschnitten. Jenseits dieser sind die Gesteine ganz ungestört. Hier handelt es sich wahrscheinlich um horizontale Verschiebungen längs jener zwei Störungslinien. Dabei wurden

die Schichten östlich und westlich jener Linien etwas nach S oder die Schichten zwischen den zwei Störungen etwas nach N verschoben. Später sind dann wohl die beiden Fortsetzungen der überschobenen Schichten der Erosion zum Opfer gefallen. Nur so ist ihr jetziges Fehlen zu erklären.

Durch das Tal Provesatsc-Forcelle verläuft eine Störung. Die Schichten streichen auf der rechten Talseite höher aus als auf der linken. Auch durch das Tälchen Fontane-Ciampluo geht wahrscheinlich eine Störung durch, wobei die Schichten auf der Ostseite etwas abgesunken sind. Die von Cornelius (5, Prof. 6) angegebenen Faltungen der Schichten am linken Ufer des Cordevole unter Pra di Sion konnte ich nirgends beobachten. Die Schichten fallen hier vielmehr ungestört flach nach N ein.

Nördlich Col da la polenta (bei Mortiz) ist eine kleine, etwa O-W verlaufende Störung zu sehen. Wahrscheinlich sind die Tuffkonglomerate und -sandsteine nördlich derselben etwas abgesunken.

Eine große Störung schneidet bei Somasieves (nördlich Mortiz) den Augitporphyrit nach W ab. Er stoßt hier an flach nach W einfallende Werfener Schichten an.

Am Rio di Val reichen die Tuffkonglomerate und -sandsteine am linken Ufer bis Punkt 1780 herab, am rechten Ufer liegen diese Gesteine etwas höher oben diskordant über Werfener Schichten. Der von Weller (40) und Ogilvie Gordon (34) eingezeichnete Augitporphyrit ist hier überhaupt nicht vorhanden und auch die Werfener Schichten lassen sich nicht über den Rio di Val hinaus nach O weiter verfolgen, sondern sie schneiden hier an einer Verwerfung ab, die wahrscheinlich die Fortsetzung jener von Somasieves nach N darstellt. Sicher hängt sie aber nicht mit einer anderen, nördlich davon gelegenen Störung zusammen.

Westlich Orsaroles verläuft eine Bruchlinie, die wohl mit der zwischen Punkt 2412 und 2533 (Sellatürme) durchziehenden zusammenhängt. Südlich Taola ist ihre Fortsetzung nach Orsaroles durch Moränenschutt verdeckt. Bei Punkt 2412 ist der Schlerndolomit östlich der Störung gegen 100 m abgesunken, bei Orsaroles ist der Betrag der Sprunghöhe schon viel geringer.

Östlich des Sellajochs fallen die Cassianer Schichten ziemlich flach nach N und NO ein. Nur unter Punkt 2280 ist an der Straße (Prof. 2) eine kleine Verbiegung der Schichten zu beobachten.

Die von Weller (40, S. 79, 80) vermuteten Störungen von Plan de Galba zum Col de Toi und durch die Val Piana lassen sich nirgends nachweisen.

Das Sellamassiv.

Die Karte und die Prof. 1 und 2 zeigen, daß der Dachsteindolomit, der das Sellahochplateau aufbaut, und die darunter liegenden Schichten eine ganz flache Synklinale bilden.

Das Einfallen der Schichten gegen das Muldeninnere beträgt durchschnittlich höchstens 10°, vielfach ist es noch geringer. So fällt der Dachsteindolomit der Mesules nur ein paar Grade nach S ein und auf

der Portois Spitze, der Punta di Soel und am Fuße der Boé liegt er überall nahezu söhlig.

Der muldenförmige Bau des Dolomitmassivs verliert durch die beiden, schon früher erwähnten, bis tief ins Innere des Dolomitstockes hinein reichenden Täler viel von seiner früheren Eigentümlichkeit.

Von der Pordoischarte zieht eine gut erkennbare Störung, die sich auch auf der Karte deutlich heraushebt, durch den oberen Teil des „Langen Graben“ östlich des Col Alton und der Bambergerhütte entlang in die Val de Mesdi hinunter und setzt sich durch die zwischen Crep de Boé und den Punkten 2362, 2408 und 2276 gelegene Schlucht nach NNO fort. Diese Bruchlinie verzeichnet schon Furlani (11, S. 447) zum Teil. Sicher gabelt sich diese Linie in der Val de Mesdi und der eine Ast verläuft wohl in der Tiefenlinie des Tales, dem kleinen Bache entlang, gegen Punkt 1754 (am Ausgange der Val de Mesdi) hinunter. Dafür, daß die Verwerfung in die Val Lasties hinunterzieht, wie Ogilvie Gordon (25) angibt, ließen sich keine zwingenden Gründe finden.

Im äußeren Teile der Val de Mesdi und auch in ihrem Hintergrunde ist durch die Verwerfung kaum eine Verschiebung der Schichten eingetreten. Bei der Pordoischarte ist der östliche Teil etwa 10—20 m gegenüber dem westlichen abgesunken. Tektonisch spielt diese Verwerfung, die nördlich der Pordoischarte z. T. mehr ein Knick ist, keine besondere Rolle. Morphologisch kommt ihr aber Bedeutung zu. Die Erosion, die die Val de Mesdi geschaffen hat, ist dabei diesem Bruche gefolgt.

Die Val Lasties ist, wie schon oben erwähnt, ein größtenteils tektonisch entstandenes Tal. Auf Pian de roche findet sich ein ziemlich ausgedehntes Vorkommen von dolomitisch entwickelten Raibler Schichten. Da es aber unmöglich ist, einerseits in der Schlerndolomitmasse so gewaltige Unebenheiten anzunehmen, in denen dann die karnischen Sedimente zur Ablagerung gekommen wären und sich andererseits die Ablagerung der Raibler Schichten gerade hier, in der Südwestecke der Sella, wie auch die Karte und die Prof. 1 und 2 zeigen, so völlig ungestört vollzogen hat, kann man nur einen Einsturz des ganzen Schichtpaketes annehmen. Die Raibler Schichten liegen auf Pian de roche etwa 200 m tiefer als die an den Felsabstürzen der Val Lasties austreichenden gleichalterigen Gesteine. Es ließen sich ferner bei Punkt 2152 (südwestlich Pian del siella) und an verschiedenen anderen Stellen geringfügige Vorkommen von Raibler Schichten feststellen. Diese Beobachtungen zeigen uns, daß der Talboden der Val Lasties z. T. jene Grenzfläche darstellt, auf welche nach Ablagerung des Schlerndolomits die Raibler Sedimente zu liegen kamen. Diese Fläche ist, wie Fig. 4 zeigt, schwach gewölbeförmig gegen den Ausgang des Tales (nach SW) hinunter gebogen. Damit stimmt auch die Feststellung überein, daß der Schlerndolomit, dessen oberste Lagen undeutlich gebankt sind, dieselbe sattelförmige Verbiegung mitmacht. Das eingestürzte Schichtpaket ist also nicht nur zirka 200 m tief abgesunken, sondern es wurde auch noch, besonders in den talauswärtigen Partien, ziemlich stark gegen SW hin in die Tiefe gebogen.

Die Verwerfungen, längs welchen diese Absenkung erfolgte, sind heute wegen Schuttbedeckung und des Mangels jüngerer Gesteine kaum festzustellen.

Auf der linken Talseite ist die Störungslinie größtenteils durch Schutt verhüllt. Im oberen Teil des Tales verläuft sie wahrscheinlich am bergseitig gelegenen Rand der Moräne von Punkt 2372 gegen Punkt 2559. Auf der rechten Seite folgt die Bruchlinie wohl am Fuße der kleinen Steilwände über die Punkte 2275 und 2304 in die Nähe des Punktes 2490.

Das abgesunkene Schichtpaket muß aber auch an einer etwa NW-SO oder NNW-SSO verlaufenden Störung abgesunken sein. Von einer solchen ist aber nichts zu sehen. Wahrscheinlich geht der Val Lerghia entlang ein ganz kleiner Bruch durch, der sich wohl auch noch durch den Hintergrund der Val Lasties in den Langen Graben fortsetzt und ein Seitenzweig jener von der Pordoi-scharte in die Val de Mesdi verlaufenden Bruchlinie ist. Durch die vorhin erwähnte Linie wird wohl das abgesunkene Schichtpaket gegen NO begrenzt.

Eine ähnliche, ganz unbedeutende, aber morphologisch sich gut heraushebende (da die Erosion immer solchen Linien folgt) Bruchlinie verläuft vom Piz Beguz über die Punkte 2834 und 2801 und setzt sich noch jenseits der Val

Lasties auf der Nordseite der Pordoispitze (zwischen Punkt 2869 und Punkt 2935) fort und schneidet sich dann mit der Val de Mesdi-Bruchlinie. Eine weitere, etwas weniger deutliche zieht vom Piz

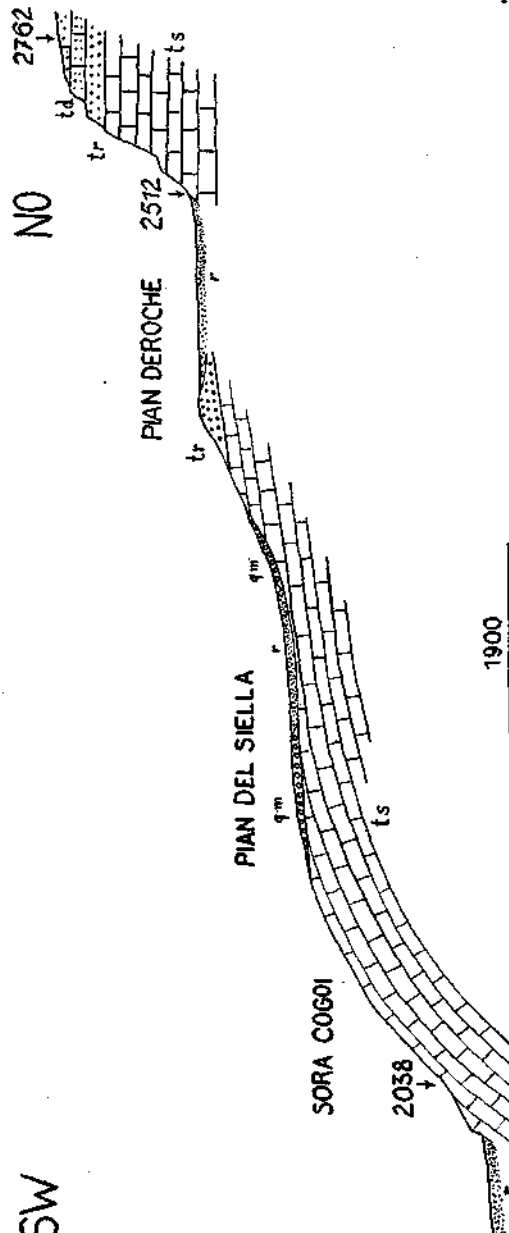


FIG. 4: PROFIL DURCH DIE VAL LASTIES.

Miara über Punkt 2857 in der Richtung zu Punkt 2521 in die Val Lasties hinunter.

Östlich Punkt 2611, unter der Pordoischarte, sind die mehr plastischen Raibler Schichten ziemlich stark gefaltet. Der Verlauf der Faltenachse ist etwa OW gerichtet. Diese Faltung ging wohl gleichzeitig mit der Bildung der OW streichenden Synklinalen und Antiklinalen zu einer Zeit vor sich, in der die Raibler Schichten noch von Dachsteindolomit überlagert wurden. Dabei wurde der mehr starre Schlerndolomit ziemlich stark zertrümmert und ein Teil seiner Oberfläche ein wenig eingedrückt. Ogilvie Gordon (30, Photo 10) gibt von dieser Stelle ein ausgezeichnetes Lichtbild.

Die auf der Westseite der Sella sonst ungestört liegenden Raibler Schichten sind nordwestlich unter P. Rotiè leicht gestört. Sie streichen bei Punkt 2711 N 40° W corr. und fallen 16° N. Darüber folgt ziemlich konkordant eine Scholle hellen Dolomits, der den Punkt 2711 aufbaut. Ob dieser Dolomit noch den Raibler Schichten angehört, ist mangels von Fossilien nicht zu entscheiden. Dem normalen, über den Raibler Schichten liegenden Dachsteindolomit kann er wegen der zu tiefen Lage nicht angehören. Es könnte sich hier also höchstens um irgendwie überschobenen Dachsteindolomit handeln. Ich habe diese Scholle vorläufig noch zu den Raibler Schichten gerechnet.

Kleine unbedeutende Störungen, die z. T. mehr Knicke sind, gehen zwischen Piz Chiavazzes und Punkt 2593 (NW-SO verlaufend), zwischen den Sellatürmen 1 und 2 (zirka WNW-OSO), zwischen den Murfreitürmen und zwischen Dent de Mesdi und Pisciaduturm durch. Vielleicht zieht eine kleine OW-Störung durch die Val Gralba. Eine weitere solche streicht vom Pisciadusee gegen die Val de Mesdi hinunter. Der Schlerndolomit der Punkte 2155 und 2090, westlich unter Val Gralba, ist längs zweier Störungen ziemlich tief nach W abgesunken.

Amort fand an der Grenze zwischen „Cipitkalk“ und Schlerndolomit südlich Plan de Gralba eine deutliche Rutschfläche und Ogilvie Gordon fand hier starke Störungen und Quetschungen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß an dieser Trennungsfäche, die für tektonische Bewegungen sicher gut geeignet ist, kleinere Verschiebungen stattgefunden haben. Deswegen aber eine große Überschiebung daraus zu machen (29, S. 298 und 299 und in anderen Arbeiten), ist noch lange nicht notwendig. Am „grünen Fleck“ ist von einer Störung nichts zu beobachten und auch Ogilvie Gordon hat die früher hier eingezeichnete Störung in ihrer letzten Arbeit (34, S. 144) weggelassen.

Es wäre nicht unmöglich, daß der Schlerndolomit und die höheren Schichten nur auf der Westseite der Sella, entlang der Val de Mesdi-Bruchlinie, etwas in ihrer Lage verändert wurden, da auf der Ostseite keine Spuren einer solchen Störung beobachtet wurden.

Die Ostseite des Sella-Hochplateaus ist im Vergleich zur Westseite viel stärker gestört worden. Teilweise hat fast eine Zertrümmerung der Schichttafel stattgefunden. Darauf hat schon Ogilvie Gordon (29, S. 299 und in früheren Arbeiten) verwiesen.

Vielleicht ist auch das Auskeilen des Schlerndolomits nach O eine der Ursachen dafür. Das hier vielfach viel weniger mächtige

Schichtpaket konnte den tektonischen Beanspruchungen gegenüber lange keinen so großen Widerstand entgegensetzen wie die mächtige Dolomitmasse im westlichen Teil der Sella.

Die Schichten der südlichen Hälfte des Dolomitmassivs der Sella-ostseite liegen ganz ungestört, fast söhlig. Dieser Teil ist tektonisch nur dadurch interessant, daß hier die wichtigsten Gipfelüberschiebungen vorkommen.

Die Störungen beginnen eigentlich erst nördlich der Vallonspitze. Profil 2 zeigt die gestörten Verhältnisse, die hier zwischen Boéseekofel und Crap de Mont herrschen, deutlich. Die Schichten sind hier längs ungefähr NS verlaufender Staffelbrüche abgesunken.

Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit des Boéseekofels sind gegen O zu abgesunken. Dadurch wurde die ganze Schichtserie schiefgestellt. Der Dachsteindolomit grenzt nach O gegen

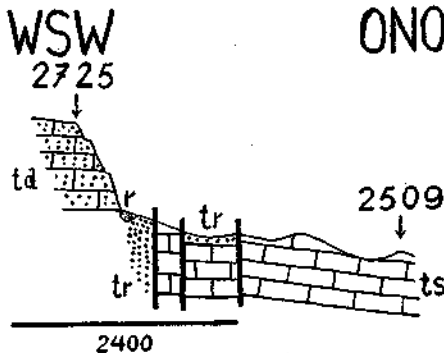


FIG. 5: SCHEMAT. PROFIL: P.
2509-P. 2725 (SÜDL. VALLON).

Punkt 2622 an Raibler Schichten, die hier in ziemlicher Mächtigkeit entwickelt sind und etwa so hoch ausstreichen wie jene Schichten auf der Westseite des Boéseekofels. Nördlich dieses Punktes sind auch die den Dachsteindolomit unterlagernden Raibler Schichten aufgeschlossen. Diese stoßen aber sowohl nach O als auch nach N längs einer Verwerfung an Schlerndolomit an. An diesen Brüchen, von denen sich der erstere, NS gerichtete, nach S fortsetzt und südlich Punkt 2622 gabelt, und an einem nördlich Punkt 2559 durchziehenden ist das Schichtpaket des Boéseekofels abgesunken.

Wahrscheinlich stellen die zwei, ungefähr parallel verlaufenden NS-Brüche, an denen die Raibler Schichten östlich Vallon in die Tiefe gesunken sind (Fig. 5 und 11), die Fortsetzung der sich gabelnden Brüche nach S dar.

Östlich Punkt 2588 wird die westliche dieser Verwerfungen von einer NW-SO verlaufenden geschnitten. Es stoßen hier (Fig. 5) zirka $N 60^{\circ} O$ corr. streichende und zum Teil saiger stehende Raibler Schichten an fast söhlig liegenden Schlerndolomit. Entweder ist der Dachsteindolomit von Punkt 2725 und dasselbe früher auch östlich davon gelegene, Vallon

bedeckende Gestein etwas abgesunken oder der zwischen den zwei vorhin erwähnten Verwerfungen gelegene Schlerndolomit etwas emporgepreßt worden, wobei dann die Raibler Schichten steilgestellt wurden.

Eine ganz kleine Störung geht zwischen Neuner und Zehner durch, eine etwas größere zwischen Zehner und Boéseekofel durch die Moserscharte. Die Raibler Schichten auf der Südostseite des Boéseekofels streichen gegen S etwas tiefer aus als die des Zehners und des ebenfalls ein wenig gestörten, dazwischenliegenden kleinen Felssporns. Es ist also auch der südlichste Teil des Boéseekofels ein wenig, wenn auch lange nicht so stark wie der nördlich davon gelegene, gegen O eingesunken. Nördlich Punkt 2559 grenzen die Raibler Schichten nach N an Schlerndolomit an. Die Verwerfung läßt sich nur bis zum überschobenen Dachsteindolomit verfolgen, zieht aber wahrscheinlich unter diesem durch.

Auf der Ostseite des Pizkofels ist auch ein kleiner Bruch zu beobachten. Die hier fast söhlig liegenden Raibler Schichten streichen auf der Westseite einige Meter höher aus als auf der Ostseite.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Raibler Schichten des Felsrückens Punkt 2622—Punkt 2494, die leicht gefaltet, ziemlich konkordant über dem Schlerndolomit liegen, und ihr Liegendes auch etwas emporgehoben wurden, da der (nur ganz wenig abgesunkene) Schlerndolomit auf der Südostseite des Boéseekofels bis zum Punkt 2559 hinauf ansteht, während er auf der Ostseite unter Punkt 2622 bis etwa 2590 m hinauf reicht.

Eine ziemlich bedeutende Verwerfung geht auf der Westseite des Boésees durch, die sich einerseits bis Punkt 2212 nach N verfolgen läßt und deren Fortsetzung nach S andererseits wahrscheinlich am Ostfuße des Col de Stagne entlang zieht. Östlich dieser Linie (siehe Profil 2 und Fig. 6a bis c) sind die Schichten ziemlich tief abgesunken. Nördlich des Boésees sind auch noch verschiedene kleinere Verwerfungen (Profil 2), längs welchen die Schichten staffelförmig ein wenig abgesunken sind.

Auf eine größere Strecke läßt sich der durch Punkt 2238 (Crap de Mont) durchgehende Bruch verfolgen. Dieser gabelt sich weiter nördlich und die beiden Äste ziehen östlich unter Col de Cedla durch. Westlich Crap de Mont ist die Sprunghöhe dieser Verwertung ganz gering. Unter Col de Cedla sind Raibler Schichten grabenartig zwischen Schlerndolomit eingesunken (Fig. 6c). Ähnliche Verhältnisse herrschen auch östlich darunter zwischen Punkt 1993 und Punkt 1964. Nordwestlich über Punkt 1976 stehen unter den ziemlich söhlig liegenden Raibler Schichten im Hangenden des „Cipitkalkes“ Cassianer Kalke an, deren Fallen und Streichen allerdings nicht sicher zu ermitteln ist. Wahrscheinlich liegen die Kalke aber auch ziemlich söhlig. Es ist dies die einzige Stelle im Gebiet, wo Cassianer Schichten im Hangenden des „Cipitkalkes“ von Raibler Schichten überlagert werden.

Westlich ober Punkt 2045 sind die die Cassianer ganz konkordant überlagernden Raibler Schichten noch mehrfach gestört (Profil 2). Die Raibler Schichten von Punkt 2069 und des kleinen, westlich davon gelegenen Vorkommens sind nicht allzu tief abgesunken (Fig. 6b).

Die verschiedenen N-S verlaufenden Verwerfungen reichen sicher noch viel weiter, sowohl nach S als auch nach N, lassen sich aber dort, wo

Raibler Schichten oder morphologische Kennzeichen eines Bruches nicht vorhanden sind, nicht weiter im Schlerndolomit verfolgen.

Darauf, daß Crep de Sella eine etwas abgesunkene Scholle ist, hat schon Mojsisovics (22, S. 232) aufmerksam gemacht.

Auf der Nordseite vom Crep de Boé liegen die Cassianer Schichten ganz ungestört, ziemlich sôhlig im Hangenden des „Cipitkalkes“.

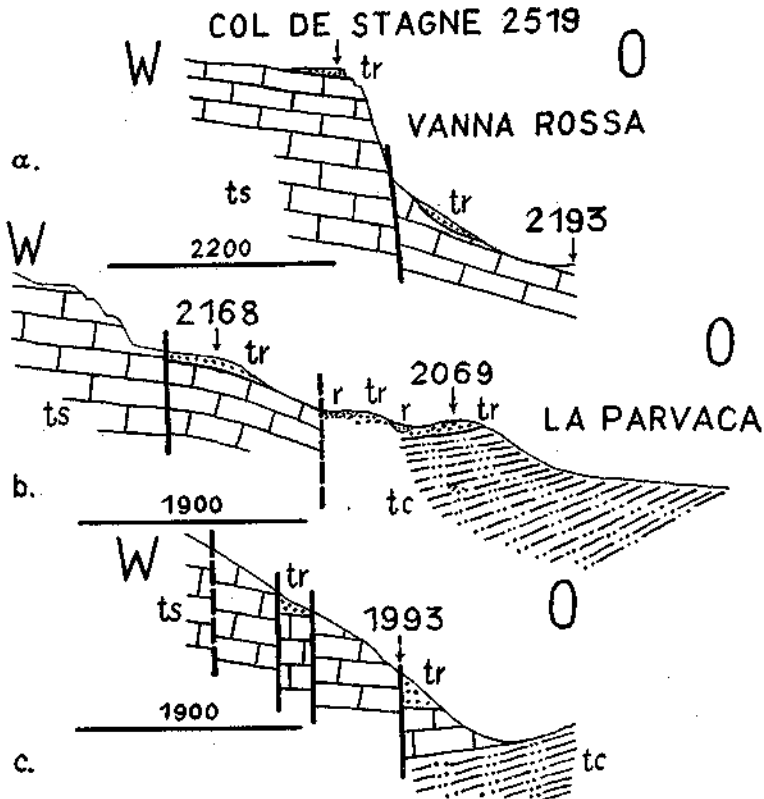


FIG. 6a-c: SCHEMAT. PROFILE DURCH DIE OSTABHÄNGE DER SELLA NÖRDL. UND SÜDL. VOM BOÉ SEE.

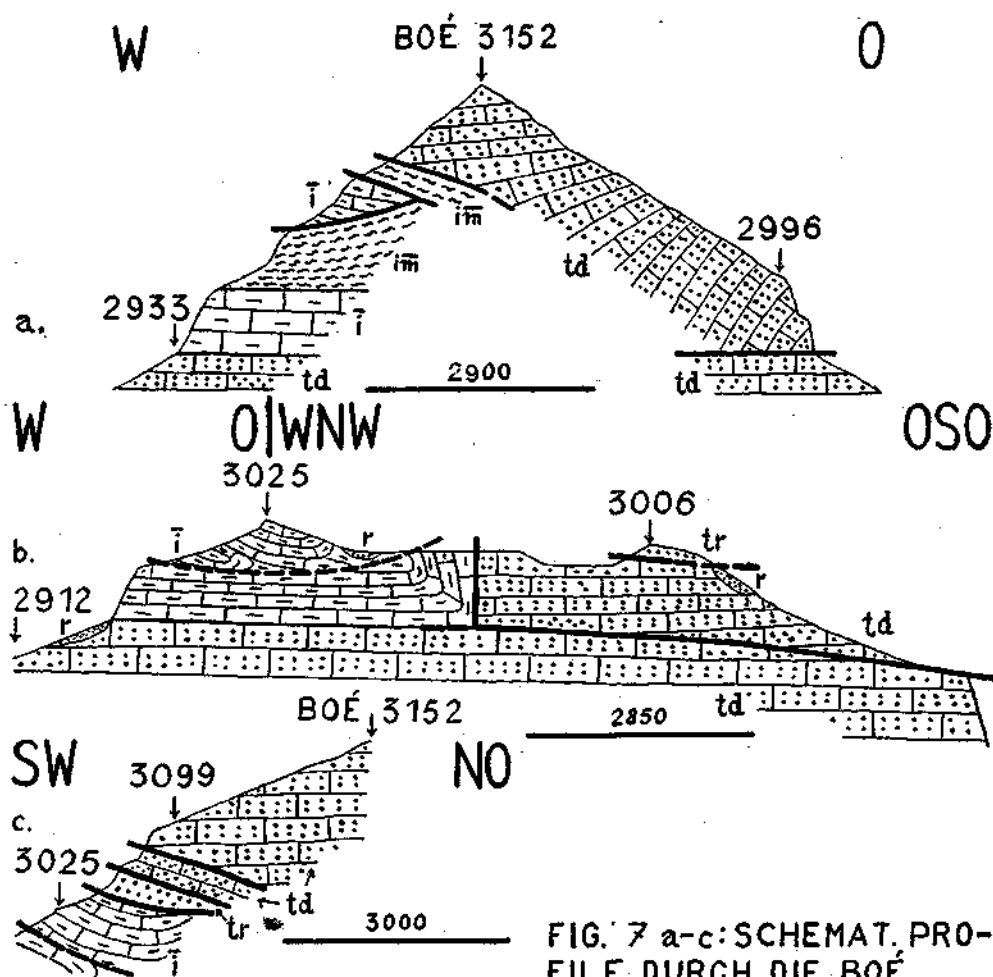
Auch für die Sellagruppe ist die Annahme von Kober (18, S. 219), daß die Serie Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit (hochdinarische Decke) der Serie mit den Wengener und Cassianer Schichten (mit zur unterdinarischen Decke gehörend) aufgeschoben sei, völlig unhaltbar.

Die Gipfelüberschiebungen.

Bei den Gipfelüberschiebungen handelt es sich in erster Linie um Dachsteindolomit, der auf ebensolche oder jüngere Schichten überschoben wurde (siehe auch Dachsteindolomit!). An der Boé sind

auch Raibler Schichten an der Überschiebung beteiligt. Darauf hat schon Ogilvie Gordon (31, S. 219—230) hingewiesen.

Am kompliziertesten sind die tektonischen Verhältnisse auf der Boé und der Cresta stenta. Die graue Kalke (Lias) liegen, wie schon erwähnt, auf der Nordwestseite der Cresta stenta und der Südseite der Boé (nur an diesen beiden Stellen aufgeschlossen) ganz konkordant



über liegendem Dachsteindolomit. Sie lassen sich aber von Punkt 2927 nur noch ein ganz kleines Stück nach O weiter verfolgen und biegen dann muldenförmig in die Höhe (Fig. 7b). Weiter östlich ist von den grauen Kalken keine Spur mehr zu sehen. Es folgt hier über den schön geschichteten und ganz ungestört liegenden Schichten des liegenden Dachsteindolomits ebenfalls Dachsteindolomit, der auch die Punta di Larsei aufbaut. Dieser ist aber derart gestört, daß seine Schichtung nicht mehr zu erkennen ist. Es kann nur überschobener Dachstein-

dolomit sein, da man auf der Ostseite der Punta di Larsei die völlig diskordante Auflagerung auf den liegenden Dachsteindolomit feststellen kann. Der überschobene Dachsteindolomit fällt hier nicht allzu steil nach O ein. Zur Hauptsache liegt er wahrscheinlich ziemlich flach und ist auf der Südseite der Boé und der Südwest- und Südseite der Punta di Larsei durch eine deutliche Fuge vom liegenden getrennt. Der überschobene Dachsteindolomit ist hier auf eine bereits etwas erodierte Oberfläche überschoben worden (Fig. 7b und 8).

Bei Punkt 3006 sind im Hangenden des überschobenen Dachsteindolomits Raibler Schichten aufgeschlossen, deren Streichen und Fallen nicht zu ermitteln ist, die aber wohl zusammen mit dem Dachsteindolomit der Boé eine höhere Schubmasse vorstellen. Wahrscheinlich gehört der überschobene Dachsteindolomit nördlich der kleinen Moräne (die östlich der Boé und südlich Punkt 1996 liegt) einer höheren Schubmasse an, während der südlich davon gelegene der tieferen zuzurechnen ist.

Die vorhin erwähnte Aufbiegung der grauen Kalke kann nur bei der aus O kommenden Überschiebung von Dachsteindolomit erfolgt sein. Dabei kam es zu einer Zerreißung der Falte und die stark gefalteten grauen Kalke des Hangendflügels (z. B. 7b und c) wurden gegen W vorgeschoben, wobei die im Hangenden der liegenden grauen Kalke sicher anstehenden Acanthicusschichten in den südlichsten Teilen der Boé ganz und in den etwas nördlicheren ein wenig ausgequetscht wurden. Keinesfalls sind hier die Juraschichten in der Weise gefaltet, wie es Furlani (11, S. 455) angibt. Die hangenden grauen Kalke nehmen in der Richtung nach N sehr an Mächtigkeit ab (Fig. 7a) und sind nördlich Punkt 2992 völlig ausgequetscht.

Die über den liegenden grauen Kalken anstehenden Acanthicusschichten sind besonders auf der Nordwestseite der Cresta strenta intensiv gefaltet. Sehr gut ist dies auf Furlanis Abbildung (11, Taf. 16 (1)) zu sehen.

An der Südwestkante der Boé (Fig. 7c) kommen im Liegenden des überschobenen Dachsteindolomits, dessen tiefere Partien ziemlich steil nach O einfallen, ganz zertrümmerte Raibler Schichten vor. Ein ähnliches, ebenfalls ganz geringes Vorkommen findet sich etwas östlich unter dem Grat zwischen Boé und Jägerscharte. Diese Raibler Schichten gehören der Basis der höheren Schubmasse an. Darauf ist auch ihre Zertrümmerung zurückzuführen. Die höheren Lagen des überschobenen Dachsteindolomits, die den Gipfel der Boé bilden, sind ziemlich flach gelagert.

Auf der Ostseite der Cresta strenta liegen, wie schon erwähnt, zwischen dem liegenden Dachsteindolomit und den leicht gefalteten grauen Kalken sehr stark gepreßte Neocomschichten, die nicht allzusteil nach N einfallen. Gegen S wird dieses Vorkommen von einer kleinen Verwerfung (Fig. 8) abgeschnitten. Die Schichten südlich des Bruches sind etwas abgesunken. Ein weiteres ganz kleines Vorkommen von stark gestörtem Neocom findet sich etwas südlich davon, eingeklemmt zwischen grauen Kalken.

strenta findet sich dem sehr gestörten und ganz undeutlich geschichteten Dachsteindolomit eine Scholle grauen Kalkes eingequetscht, der etwa N 65° W corr. streicht und zirka 30° N einfällt.

Sehr klar sind die tektonischen Verhältnisse auf der Eisseespitze. Die Jura- und Kreideschichten bilden hier eine schiefe, fast liegende Mulde, die ungefähr NS streicht und deren Schluß nach O gekehrt ist (Furlani, 11, S. 456).

Den Muldenkern bilden die Neocomschichten, die in der Eisseescharte ungefähr N 10° O corr. streichen und steil bis zu 80° nach O einfallen. Am Aufbau des Liegend- und Hangendflügels sind graue

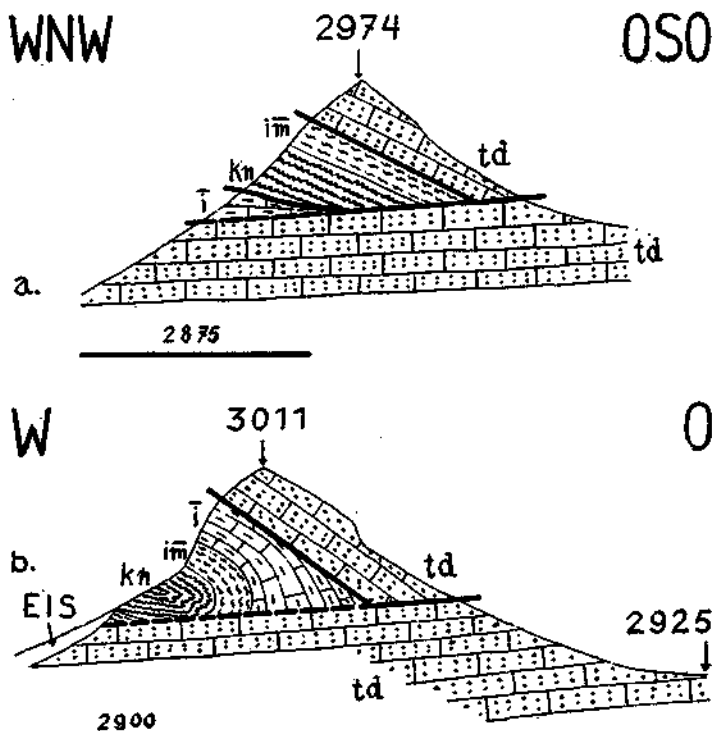


FIG. 9a UND b: SCHEMAT. PROFILE DURCH DIE EISSEE SP.

Kalke (Lias), Acanthicusschichten und Neocom beteiligt. Besonders deutlich ist die Mulde von der Eisseescharte aus zu erkennen. Hier zeigt sich auch wie stark das Neocom gefaltet ist. Furlani (11, S. 254, Fig. 2) gibt eine gute Abbildung von dieser Stelle.

In der Eisseescharte liegen die grauen Kalke des Liegendflügels etwas gestört über dem liegenden Dachsteindolomit. Schon hier hängen die grauen Kalke des hangenden Flügels nur mehr z. T. mit jenen des liegenden zusammen, geschweige denn, daß sich der liegende Dachsteindolomit muldenförmig mit dem überschobenen verbinden läßt, wie dies Furlani (11, Taf. 17 [2]) tut. Auf der Nordseite der Eisseespitze, süd-

lich Punkt 2934, ist kaum eine Störung zwischen dem liegenden Dachsteindolomit und den grauen Kalken des Liegendflügels zu bemerken. Sicher fand aber auch hier bei der Faltung der Schichten und der Überschiebung von Dachsteindolomit zum mindesten eine kleine Verschiebung nach W statt. Im Hangenden der grauen Kalke des Hangendflügels steht der überschobene Dachsteindolomit an, der bei Punkt 2974 über den Acanthicusschichten liegt. Er ist sehr gestört und fällt steil nach O ein. Die beiden Flügel der Mulde (Fig. 9a und b) werden gegen N so stark ausgequetscht, daß die Mulde etwas südlich von Punkt 2934 nicht mehr als solche erkennbar ist. Hier sind die grauen

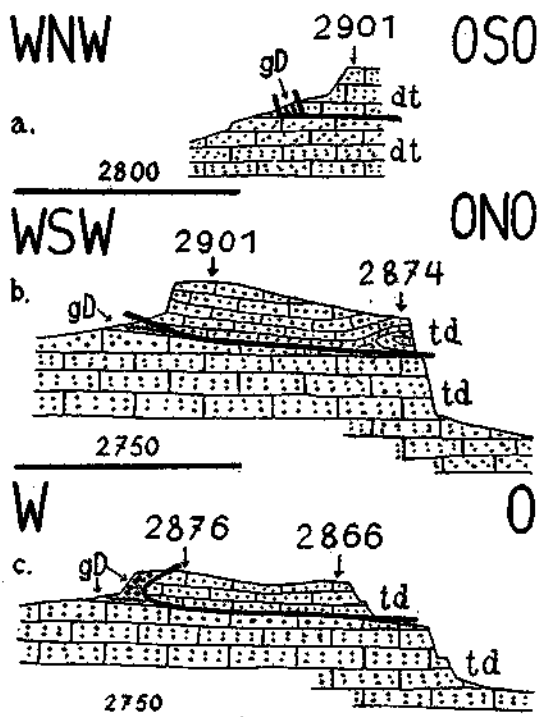


FIG. 10 a-c: SCHEMAT. PROFILE DURCH DIE VALLON SP.

Kalke des Liegendflügels besonders nach O zu ganz ausgewalzt. In ihrem Hangenden folgt das Neocom. Es fehlen hier die Acanthicusschichten, während im Hangendflügel diese vorhanden sind und dafür die grauen Kalke fehlen (Fig. 9a). Die Acanthicusschichten und das Neocom sind infolge der starken Ausquetschung teilweise ganz geschuppt und geblättert.

Der Dachsteindolomit, der den Gipfel der Eisseespitze bildet und diese auf der Ostseite bedeckt, ist wohl kaum liegender, der zum Hangendflügel jener Mulde aufgebogen wurde. Dafür spricht nicht nur der Mangel einer solchen Struktur, die er dann doch haben müßte, sondern

auch noch die anderen Vorkommen von überschobenem Dachsteindolomit, bei denen eine solche Erklärung noch viel ferner liegt.

Die Jura- und Kreideablagerungen wurden vielmehr bei der aus O kommenden Überschiebung von Dachsteindolomit von diesem dabei zu einer Mulde gefaltet und überlagert.

Die Gipfel der Pezza Longhetta und des Neuner bestehen noch aus liegendem Dachsteindolomit. Es sind hier keine Störungen zu beobachten.

Die oberen Partien der Vallonspitze werden von überschobenem Dachsteindolomit aufgebaut (Fig. 10 a—c). Es handelt sich hier wie auch bei den meisten übrigen Überschiebungen um Reliefüberschiebungen.¹⁾ Für die Eisesspitze läßt sich eine solche nicht nachweisen. Der Dachsteindolomit wurde auf eine schon durch Erosion ziemlich stark zersägte Oberfläche überschoben. Die Höhe der Pezza Longhetta beträgt 2963 m, während die Überschiebung an der Vallonspitze ungefähr in einer Höhe von 2840 m stattfand. Da der liegende Dachsteindolomit nahezu söhlig gelagert ist und so bedeutende Störungen ganz ausgeschlossen sind, kann man nur eine zersägte Oberfläche annehmen. Damit stimmt auch die Beobachtung überein, daß der liegende Dachsteindolomit WNW von Punkt 2901, der ganz ungestört liegt, über die Überschiebungsfäche emporragt (Fig. 10 a). Der überschobene Dachsteindolomit liegt auf der Ostseite der Vallonspitze ziemlich konkordant und wenig gestört über dem liegenden. Nur von N aus ist knapp über der Überschiebungsfäche im überschobenen Dolomit eine Falte zu beobachten (Fig. 10 b). Auf der Südwest- und Westseite liegt der überschobene Dolomit, wie schon erwähnt (siehe stratigraphischer Teil), über der Basalbreccie und dem glaukonitischen Dolomit. Bei der wohl auch von O gekommenen Überschiebung wurde der überschobene Dachsteindolomit wahrscheinlich mit ziemlicher Gewalt gegen den glaukonitischen Dolomit gepreßt, bis die Überschiebung an dem Widerstand auf der Westseite von Punkt 2901 ihr Ende fand. Das glaukonitische Gestein verlor dabei seine Schichtung und kam dabei in jener eigentümlichen Weise an den und über den überschobenen Dachsteindolomit zu liegen (Fig. 10 c).

Auch der oberste Teil vom Gipfel des Zehner besteht aus überschobenem Dachsteindolomit. Die liegenden Partien desselben sind sehr stark gestört. Das Gestein ist sehr zerklüftet und von der Schichtung ist nichts zu sehen. Auf der Südostseite kann man an der Unterfläche des überschobenen Dolomits sehr deutliche Rutschflächen beobachten. Auf der Westseite des Gipfels liegen auf dem liegenden Dolomit an einer Stelle reichlich Stücke von rotbraun und ockerig verwitternden Eisenkonkretionen herum. Ganz gleiche Stücke fanden sich auch auf der Südwestseite des Boéseekofels, gegenüber dem Zehner, an der unteren Überschiebungsfäche. Die höheren Lagen des überschobenen Dolomits liegen ziemlich flach.

Am Boéseekofel sind die tektonischen Verhältnisse ziemlich kompliziert. Über dem flach nach O einfallenden liegenden Dachsteindolomit steht in bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit überschobener

¹⁾ Ampferer O. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924. Bd. 74, S. 35—73.

Dachsteindolomit an. Dieser liegt in den oberen Teilen des Gipfels, abgesehen von kleineren Störungen, ziemlich flach, fällt aber weiter

gegen O zu, besonders dort, wo er so weit nach O reicht, immer steiler nach W ein (Prof. 2).

Besonders in der Westwand des Boéseekofels ist eine deutliche Fuge zu bemerken, die den liegenden vom überschobenen Dolomit trennt. Diese Fuge hebt sich auch in der Karte sehr gut heraus. Man sieht von der gegenüberliegenden Seite, daß die überschobenen Schichten ein wenig gegen S herunterbiegen (Fig. 11). Auf der Nord- und Ostseite ist diese Fuge noch ganz gut wahrnehmbar, auf der Südseite ist aber nichts von ihr zu bemerken.

Auf der Südseite des Boéseekofels, zwischen den Punkten 2763 und 2765, liegt, völlig diskordant über dem überschobenen Dachsteindolomit (Fig. 11), ein Schichtpaket von glaukonitischem Dolomit (im Liegenden), Neocom und Dachsteindolomit (im Hangenden). Letzterer streicht zirka $N 45^{\circ} W$ corr. und fällt $45^{\circ} S$. Die Schichten des überschobenen Schichtpaketes liegen ziemlich konkordant übereinander. Die Abgrenzung der obersten Dachsteindolomitscholle

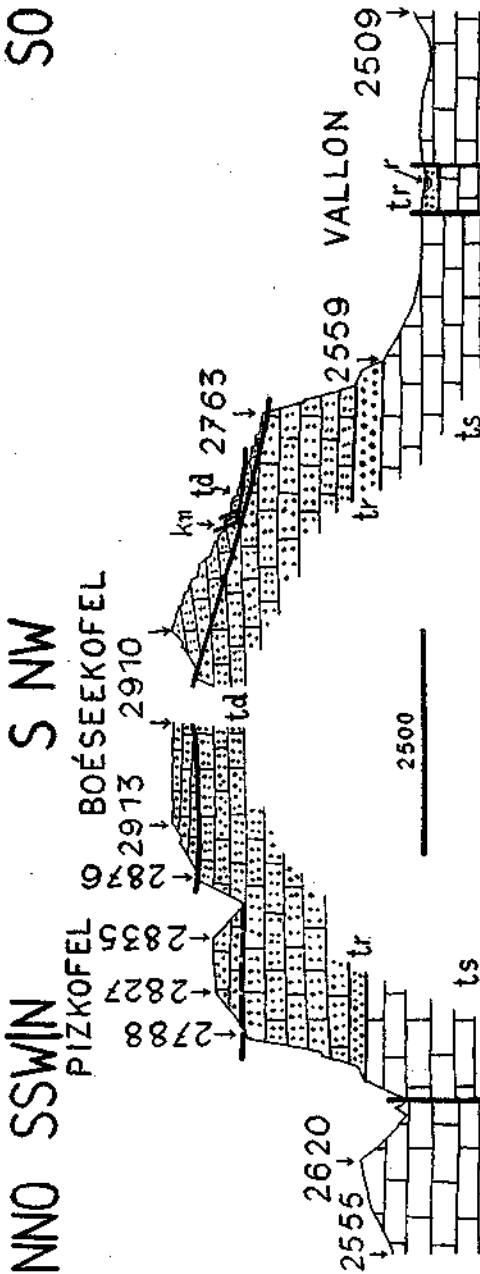


FIG. 11: SCHEMAT. PROFIL: PIZKOFEL-BOÉSEKOFEL-VALLON.

gegen die darunterliegende, ebenfalls überschobene, ist wegen der stellenweisen Schuttbedeckung schwierig.

Auch hier handelt es sich um eine typische Reliefüberschiebung. Dies zeigt schon Prof. 2. Noch viel deutlicher tritt aber diese Erscheinung vor Augen, wenn man die Lage der alten Oberflächen des Boéseekofels und des Zehner miteinander vergleicht, über die hin ja die Überschiebungen erfolgten. Es zeigt sich hier nämlich, daß die alte Oberfläche am Südwestrande des Boéseekofels um etwa 25 m tiefer liegt als die am Zehner. Dabei beträgt die horizontale Entfernung höchstens 100 m. Die alte Oberfläche muß also zwischen den beiden Gipfeln, da eine so bedeutende Verwerfung wegen der ungestörten Verfolgbarkeit der Raibler Schichten ganz ausgeschlossen ist, einen Böschungswinkel von mindestens 14° gehabt haben.

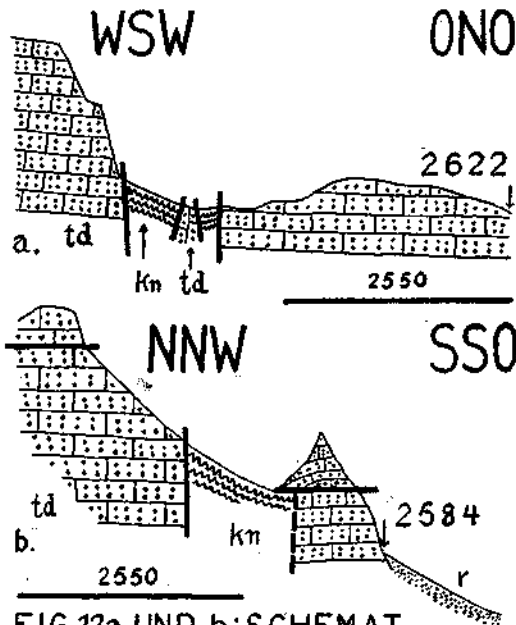


FIG. 12a UND b: SCHEMAT.
 PROFILE DURCH DIE MULDE
 AUF DER OSTSEITE DES BOE-
 SEEKOFELS.

Am Ostabhange des Boéseekofels steht, wie schon erwähnt, in einer morphologischen Mulde (Fig. 12 a und b), tief unter der Überschiebungsfäche, von drei Seiten von ungestört liegendem Dachsteindolomit umgeben, glaukonitischer Dolomit und Neocom an. Diese Lagerungsweise ist nur durch die Annahme zu erklären, daß hier das Neocom und die dasselbe unterlagernden älteren Schichten eingestürzt sind. Die Schichten sind hier mindestens 120 m in die Tiefe gesunken. Dafür sprechen besonders die tektonischen Verhältnisse jenes Felsriegels über Punkt 2584, der die morphologische Mulde gegen O absperrt.

Das Neocom ist hier so stark gestört, daß die Schichtung nur schwer erkennbar ist. Auf der Westseite fallen die Schichten zuerst

flach, dann immer steiler nach O ein. Auf der Ostseite sind die Schichten z. T. konglomeratartig knollig geworden. An einigen Stellen ist hier NS-Streichen erkennbar. Die stark gefalteten Schichten stehen z. T. saiger. In der Nordwestecke der morphologischen Mulde ist mitten im Neocom ein gang kleines Vorkommen von Dachsteindolomit zu beobachten. Diesem Dolomit (Fig. 12a, Größe sehr übertrieben), dessen Streichen und Fallen nicht ganz sicher erkennbar ist, sind auf seiner Südwest- und Nordostseite nur wenige Dezimeter mächtige graue Kalke (Lias) angelagert. Es sieht hier ganz so aus, als wenn die erwähnten Gesteine durch das Neocom hindurch gespießt worden wären. Die Abgrenzung des Neocoms nach W, N und O ist wegen des reichlich vorhandenen Schuttes sehr schwierig.

Der Dachsteindolomit des Felsriegels grenzt sowohl nach N als auch nach S mit einer Verwerfung an den nur wenig in seiner Lage veränderten liegenden Dachsteindolomit. Nördlich der nördlichen Verwerfung kommen unter letzterem in einem kleinen Aufschlusse auch noch Raibler Schichten zum Vorschein. Auch der Felsriegel besteht in seinem oberen Teil aus überschobenem Dachsteindolomit. Von O her ist nicht die geringste Verschiedenheit zwischen liegendem und überschobenem Dachsteindolomit zu bemerken, da beide auf der Ostseite ganz konkordant übereinanderliegen. Nicht einmal eine kleine Fuge ist hier zu beobachten. Nach W zu beginnt aber der überschobene Dolomit immer steiler nach N einzufallen. Am Innenrande der morphologischen Mulde streicht er zirka N 65° W corr. und fällt 45° N. Hier überlagert er auch den glaukonitischen Dolomit und das Neocom ein wenig (Fig. 12b).

Dieses Beispiel ist insofern sehr lehrreich als es zeigt, daß dort, wo gleichalterige Schichten konkordant übereinanderliegen, eine Überschiebung mitunter gar nicht wahrgenommen werden kann.

Besonders von O her hat es den Anschein, als ob der obere Teil des Pizkofels aus überschobenem Dachsteindolomit bestände. Eine diskordante Auflagerung der oberen Dachsteindolomitpartien wurde nicht beobachtet. Betrachtet man einen NS-Schnitt durch diesen Gipfel (Fig. 11), so verliert die vorhin erwähnte Annahme sehr viel an Wahrscheinlichkeit, da die horizontale Entfernung der beiden Schubmassen nur ungefähr 50 m beträgt, während der Höhenunterschied gegen 88 m groß ist. Es müßte also die alte Oberfläche zwischen den beiden Gipfeln einen Böschungswinkel von wenigstens etwas mehr als 60° gehabt haben. Dies ist aber sicher sehr unwahrscheinlich. Andererseits wäre es aber nicht ausgeschlossen, daß hier bei der Überschiebung obere Partien des liegenden Dachsteindolomits auch etwas mitbewegt wurden.

Auf der Westseite der Sella spielen die Gipfelüberschiebungen eine ganz geringe Rolle. Sicher waren sie auch hier einst in viel größerem Ausmaße vorhanden, sind aber schon längst der Erosion zum Opfer gefallen.

Überschobener Dachsteindolomit findet sich auf der Bamberger Spitze, am Dent de Mesdi, am Pisciadu und ein ganz geringes Vorkommen nach Mitteilung von Prof. Klebelsberg auch am Pisciadurturm. Die Überschiebung am Pisciadu wurde von Amort festgestellt.

Jüngere Schichten kommen hier, im Gegensatz zu den Verhältnissen auf der Osthälfte der Sella, unter den Schubmassen nicht vor. Der liegende Dolomit liegt hier fast söhlig. Der überschobene, der vielfach sehr gestört ist, fällt am Pisciadu und Dent de Mesdi flach nach SO ein, auf der Bamberger Spitze etwas steiler gegen SW. Besonders bei dieser zeigt es sich deutlich, daß die Überschiebung eine Reliefüberschiebung ist, da der Ausstrich der alten Oberfläche auf der Ostseite der Bamberger Spitze ausgezeichnet zu erkennen ist. Diese Linie biegt ziemlich tief gegen N zu herunter. Der liegende Dachsteindolomit reicht auf der Südseite fast bis zum Gipfel hinauf, während auf der Nordseite schon viel tiefer unten der überschobene beginnt.

In der Sellagruppe spielen, ähnlich wie in der Puezgruppe, hauptsächlich nur zweierlei Erscheinungen für die Erklärung der heutigen Lagerungsverhältnisse eine Rolle. Die eine ist der Fazieswechsel (Cornelius und Furlani, 5, S. 68), der hier in der Iadischen Stufe tatsächlich vorhanden ist und hauptsächlich auf vulkanische Erscheinungen zurückgeführt werden muß. Hierher gehört auch noch das Auskeilen des Schlerndolomits nach O bis auf 0 m, die dolomitische Entwicklung der Raibler Schichten und die ungestörte, konkordante Auflagerung dieser auf Cassianer Schichten auf der Ostseite der Sella. Vulkanische Erscheinungen sind in der engeren Sellagruppe nicht sicher nachweisbar aktiv an der Tektonik mitbeteiligt. Eruptivmassen haben hier nur eine ganz geringe Verbreitung. In großen Massen gelangten besonders in den südlichen Teilen des Gebietes die von anderwärts stammenden Sedimentär-, Eruptiv- und Explosivtuffe

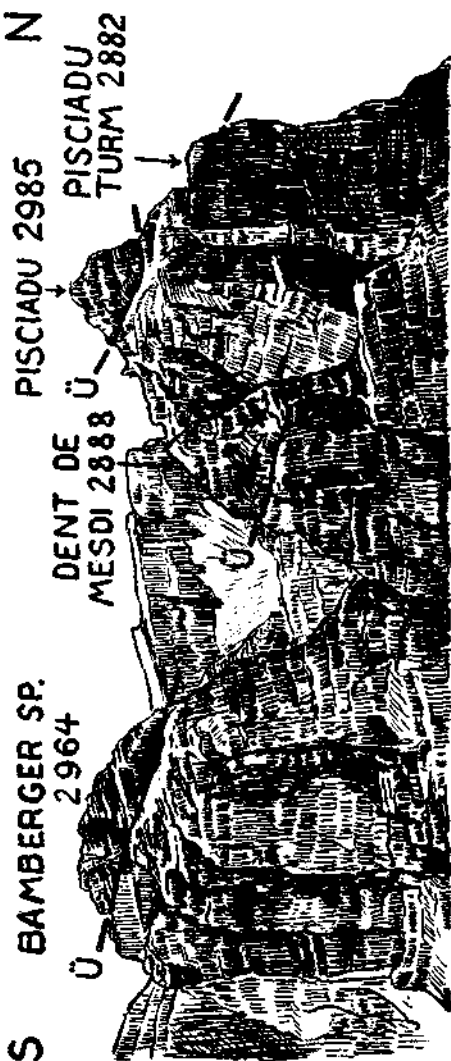


FIG. 13: DIE RELIEFÜBERSCHIEBUNGEN AUF DER WESTSEITE DER SELLA, GESEHEN VOM BOESEKOFEL AUS.

zur Ablagerung. Sichere, das Gestein durchsetzende Gänge konnten in der Sellagruppe nirgends festgestellt werden.

Als zweite wichtige Erscheinung sind die alpinen Gebirgsbildungen zu nennen, auf deren Bedeutung besonders Ogilvie Gordon hingewiesen hat.

Auch in der Sellagruppe ist in erster Linie die Faltung maßgebend für die Struktur des Gebirges. Von dieser wurden aber hauptsächlich nur die Schichten von oberem Perm bis mittlerer Trias und die Jura- und Kreideablagerungen betroffen, während das Schichtpaket von Schlern-dolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit fast ganz verschont blieb, da es nur zu einer ganz flachen Synklinale gefaltet wurde. Deshalb fehlen hier auch größtenteils die Unstättigkeitsflächen. Für dieses Schichtpaket kommt allerdings bei weitem keine so bedeutende Belastung in Frage wie für den Marmolatakatk (Cornelius und Furlani, 5, S. 71).

Von Brüchen wurde das Schichtpaket dafür ziemlich stark durchsetzt. Besonders die Sella-Ostseite ist reich an solchen, die die Schlern-dolomitmasse geradezu zertrümmert haben. Ihre Sprunghöhe ist zum Teil nicht unbedeutend, besonders die der Störungen in der Val Lasties ist sehr groß. Für den Großteil der übrigen Verwerfungen, besonders die morphologisch so deutlich erkennbaren, gelten die Ausführungen von Cornelius und Furlani (5, S. 72) vollkommen.

Die tektonischen Bewegungen erfolgten in der N-S-Richtung, da die Grödner Joch-Antiklinale und die Sella-Synklinale ungefähr O-W, nicht WNW—OSO (Ogilvie Gordon, 34, S. 315 usw.) streichen. Wahrscheinlich verliefen sie von N nach S, in tertiärer Zeit (34, S. 318 usw.).

Die nach Ogilvie Gordon (34, S. 318) ein Verbindungsglied zwischen der vorhin erwähnten Faltung und den späteren Überschiebungen darstellenden O-W-Verwerfungen haben in der Sella kaum eine Bedeutung.

Wohl aber wurde hier von Ogilvie Gordon (a. a. O.) eine aus dem O kommende Überschiebung von Dachsteindolomit auf Jura- und Kreideablagerungen nachgewiesen. Daß die Gipfelfaltungen wenigstens in der Sellagruppe keine solchen sind, wurde durch den Nachweis von Raibler Schichten an der Basis des überschobenen Dachsteindolomits von Ogilvie Gordon (a. a. O.) festgestellt. Es handelt sich hier um typische Relieffüberschiebungen. Warum gerade der überschobene Dachsteindolomit der Eisseespitze scheinbar von S nach N beziehungsweise NW überschoben sein soll, ist nicht einzusehen.

Die Hauptzüge der Umformung, die Ogilvie Gordon (34, S. 320) angibt: „1. die Zerlegung der Schichtfolgen innerhalb der Schubmasse in eine Reihe übereinanderliegender Gruppen, welche verschieden bewegt wurden und unabhängige Schubkeile bildeten, und 2. die Verfrachtung von Gruppen jüngerer Gesteine als Schubmassen über ältere Gesteine“ kommen für das engere Gebiet der Sellagruppe nicht in Frage.

Das Alter der Brüche und der O-W-Überschiebungen und eventuelle anders gerichtete Faltungen lassen sich im untersuchten Gebiete nicht nachweisen.

Nachtrag.

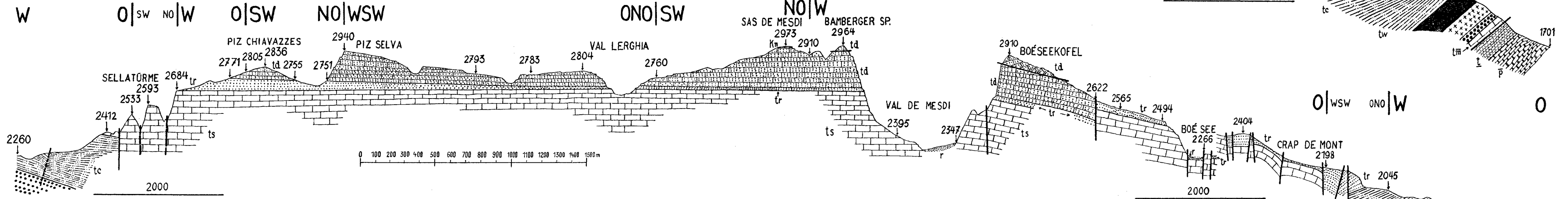
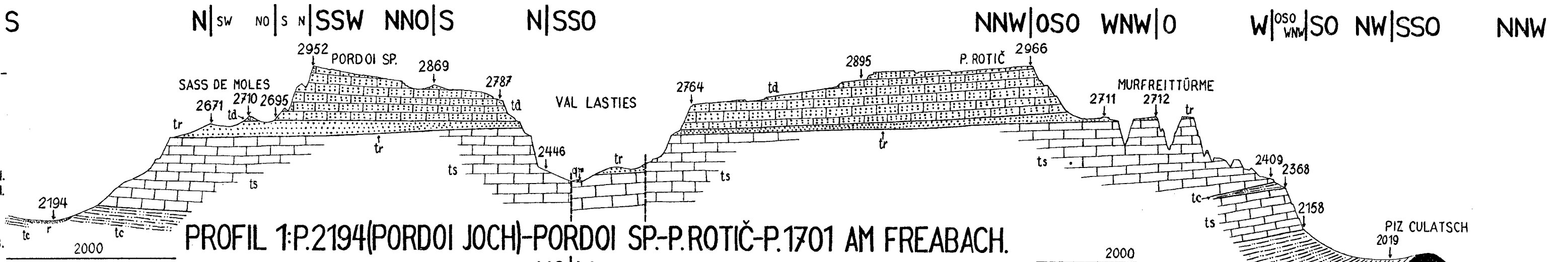
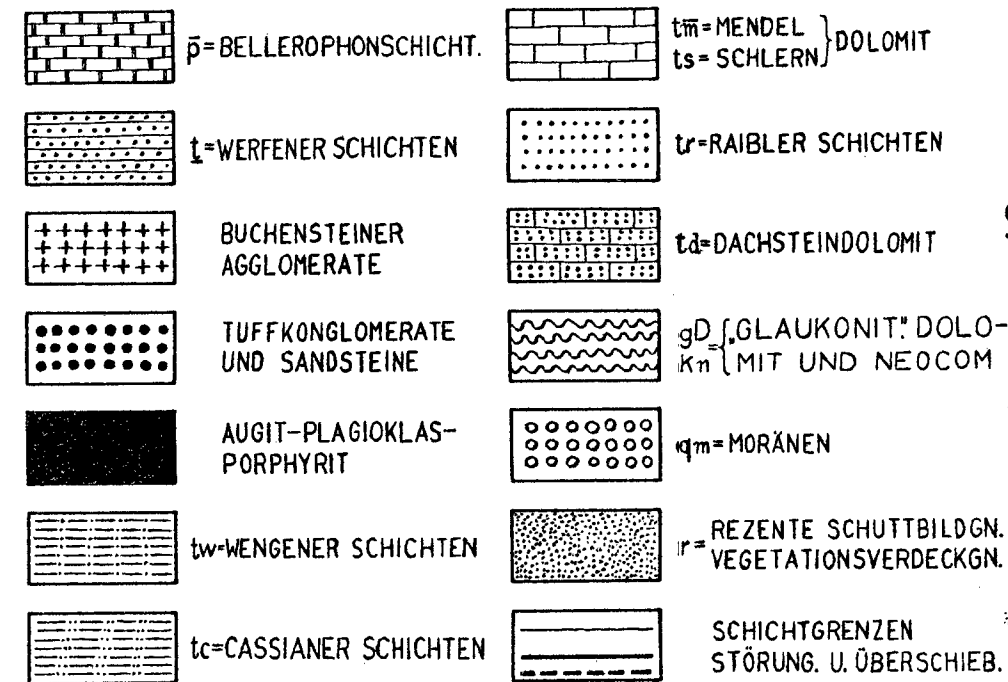
Die neue Darstellung des Aufbaues der Sellagruppe in dem gerade erschienenen Wanderbuch der westlichen Dolomiten von Dr. Maria M. Ogilvie Gordon (Verlag von Freytag u. Berndt-Wien) konnte hier nicht mehr berücksichtigt werden.

In der beiliegenden Karte der Sellagruppe sind folgende Druckfehler verblieben:

In der Val Lasties fehlt bei den Raibler Sch. von Pian de roche der Aufdruck der roten Punkte, im Val Gralba und bei La Parvača ist der Schutt nicht rein ausgeschieden.

Weiter sind bei den Textprofilen aus Versehen die Größenangaben weggeblieben. Sie können aber aus der Karte unschwer abgelesen werden.

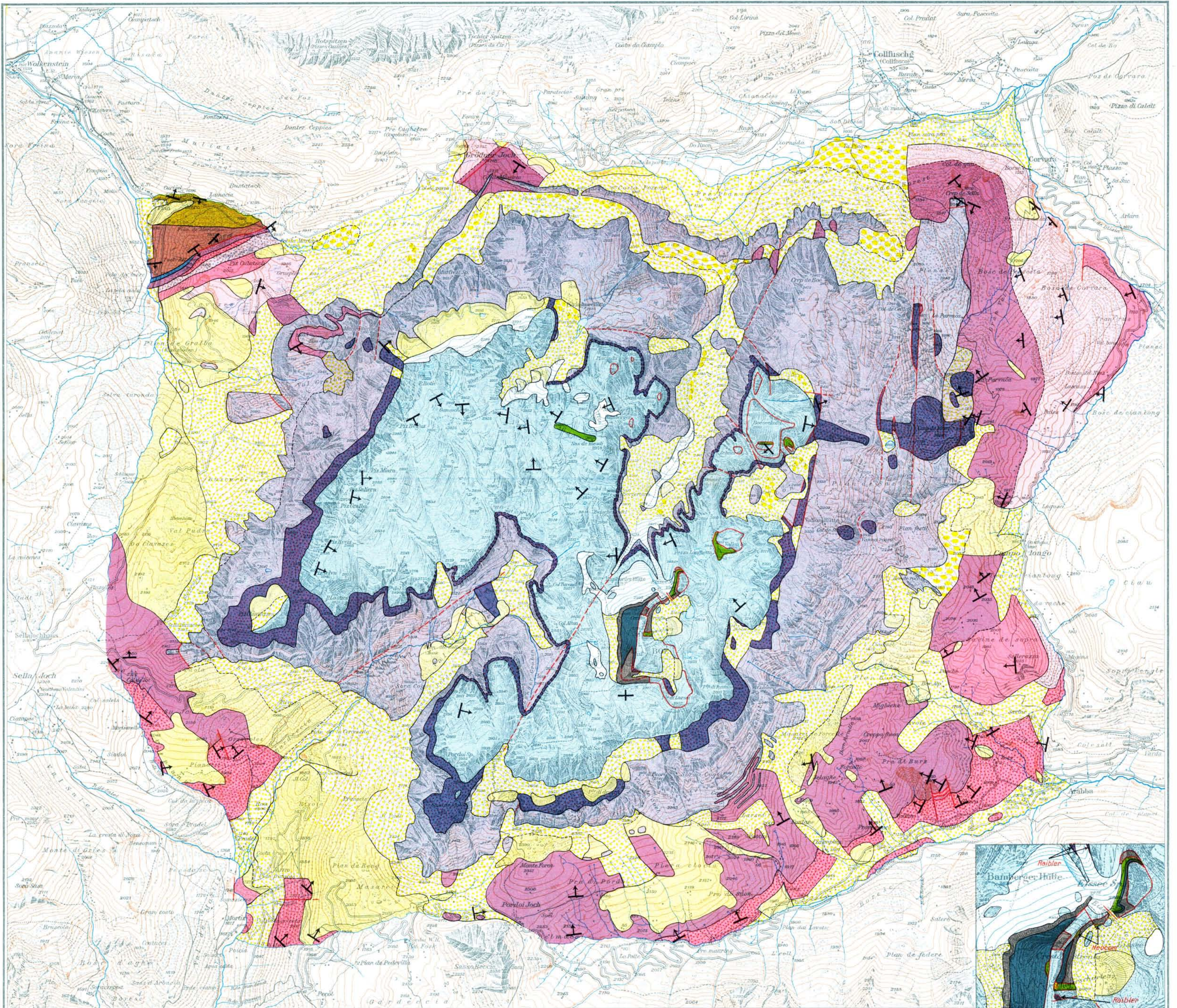
PROFILE ZUR GEOLOG. KARTE DER SELLAGRUPPE.
















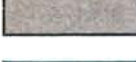



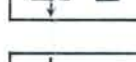


aufgenommen von Otto Reithofer 1926—1927

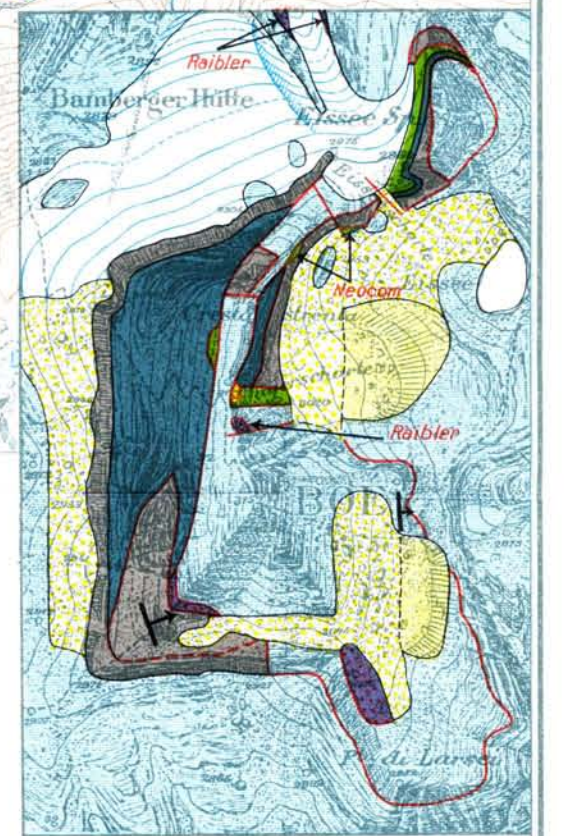
1:25.000

Gedruckt mit Unterstützung durch die Sektion Bamberg des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins.



ZEICHENERKLÄRUNG.

	Bellerophonschichten		Cassianer Schichten		Moränen
	Werfener Schichten		Mendel- und Schlerndolomit		Bergsturzmassen
	Unterer Muschelkalk		Raibler Schichten		Rezente Schuttbildungen, Vegetationsverdeckungen
	Buchensteiner Agglomerate		Dachsteindolomit		Schichtgrenzen
	Tuffkonglomerate und -Sandsteine		Grauer Kalk (Lias) Acanthicusschichten (Ammonitico rosso)		Schichtübergänge
	Augit-Plagioklas-Porphyr		„Glaukonitischer“ Dolomit u. Neocom (am Sas de mesdi u. a. d. Vallon Sp. ersterer allein)		Störungslinien
	Wengener Schichten				



Geolog. Detailkarte
der Boé
1:12.500