

Die Karnischen Alpen

Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit
variszischem und alpidischem Bau.

von

Dr. Franz Heritsch

o. Professor der Geologie und Palaeontologie
an der Universität in Graz



Graz 1936

Herausgegeben vom Geologischen Institut der Universität

Most Respectfully
Dedicated
to the
Geological Society of London
by their
Foreign Correspondent
F. H.

Vorwort.

„Die unbegreiflich hohen Werke . . .“
Raphael, Vorspiel im Himmel, Faust, Vers 249.

Nicht mit freudig bewegtem Herzen, wie sonst wohl nach der Vollendung einer größeren Abhandlung, gebe ich dieses Manuskript aus der Hand; es ist ein fast schmerzliches Gefühl, daß jetzt der Bau der Karnischen Alpen fertig vor mir liegt — denn es ist eine Art von Abschied, den ich von diesem wundervollen Gebirge nehme. Ich habe die Karnischen Alpen in den vielen Jahren, da ich ihre Schönheit mit dem Hammer in der Hand durchwandert habe, lieben gelernt wie keine andere Gebirgsgruppe in den Alpen. Ich habe diese Berge gesehen in der Zeit, da das erste zarte Grün des Frühlings auf den Almwiesen sproßte, in der Zeit des weichenden Winters, wenn das Ahnen reifender Schönheit durch die Berge zog, in der Zeit der glühenden Sommerhitze und im Tosen des Gewittersturmes, in der Zeit der reinen Schönheit des Herbstes, wenn die klare Sicht das Ferne und Unerreichbare in eine scheinbare Nähe zog, in der Zeit, da der eisige Schneesturm heulend über die Kämme jagte und in der Zeit, da der Winter sein weißes Kleid gleichartig über Freude, Schmerz und Sehnsucht ausbreitete. Ich bin durch viele Jahre über Felsen, Schnee und grüne Almen gezogen und habe in der unbegreiflichen Schönheit des Gebirges oft auf Gestein und geologische Beobachtung vergessen, um den unerreichbaren Augenblick des Glückes zu erhaschen. Mit Vielen bin ich in den Karnischen Alpen gewesen und keiner meiner Begleiter ging aus dem Gebirge fort, ohne reich beschenkt zu sein von seiner Herrlichkeit. Dankbar gedenke ich der Tage, die mir dieses Gebirge geschenkt hat.

Nun kommt die kalte, nüchterne Überlegung der Wissenschaft an die Reihe. Hinter kühlen Darstellungen, hinter Profilen und Karten aber steigt die unbeschreibliche Schönheit des Karnischen Kammes auf, die Erinnerung an das große Erlebnis, das dieses Gebirge für mich gewesen ist.

Einleitung.

Die Karnischen Alpen habe ich zum ersten Male im Jahre 1909 betreten, wobei damals und in den folgenden Jahren hauptsächlich der östliche Teil des Gebirges besucht worden ist. Nach dem Kriege wurden Exkursionen im mittleren Teil des Gebirges, von 1925 angefangen, systematisch durchgeführt. In den letzten Jahren bis 1933 wurde der westliche Teil des Gebirges in die Untersuchungen einbezogen.

Über die Karnische Kette zieht die Grenze zwischen Österreich und Italien. Diese Linie, welche durch den Ausgang des Weltkrieges nur unwesentlich geändert wurde, wird von den italienischen Behörden scharf abgesperrt und es waren jedesmal Bemühungen des Ministeriums für Unterricht und des Äußern in Wien, ferner der österreichischen Gesandtschaft in Rom nötig, um mir den Grenzübertritt an anderen Stellen als bei Tarvis und Sillian zu ermöglichen. Mit den Vertretern der italienischen Behörden im Grenzgebiete habe ich ausnahmslos die besten Erfahrungen gemacht, ebenso auch mit den österreichischen Grenzschutzabteilungen. Ich habe auf beiden Seiten liebenswürdiges Entgegenkommen erfahren. Immerhin aber sind auf der italienischen Seite die geologischen Begehungen, besonders in der nächsten Nähe der Grenze so erschwert, daß hier meine Untersuchungen nur einen kursorischen Charakter haben konnten.

Ich möchte den österreichischen und italienischen Behörden den Dank für die Förderung meiner Arbeit aussprechen. So konnte an der Grenze der Länder, die sich einst in ungeheurem Heldenkampfe gegenüberstanden, ein Werk des Friedens entstehen.

Ferner möchte ich dem Gefühle des herzlichsten Dankes Ausdruck geben gegenüber Hofrat Georg Geyer, dem ausgezeichneten Erforscher der Karnischen Alpen; er hat meine Arbeiten immer mit dem größten Interesse verfolgt.

Ein Vergnügen ist es mir, wenn ich meines Freundes Michele Gortani, Professor an der Universität Bologna, gedenke. Gemeinsam wanderten wir durch den italienischen Teil des Gebirges und wir konnten uns über die meisten strittigen Fragen einigen — immer unter dem Leitstern, die Wahrheit zu suchen und Erkenntnis zu erreichen.

Dankbar gedenke ich meines alten Freundes Dr. Franz Kahler, mit dem ich zahlreiche Probleme der Karnischen Geologie durchbesprochen habe; sein Anteil an der Erforschung des Jungpalaeozoikums ist sehr groß.

Ich muß noch der Herren gedenken, die, aus dem Geologischen Institute der Universität in Graz kommend, im Karnischen Gebirge voll von Begeisterung gearbeitet haben. Dr. K. Metz ist jetzt wieder daran, eine wichtige Frage des Oberkarbons zu lösen. Von Dr. E. Haberfelner stammt eine ausgezeichnete, noch unveröffentlichte geologische Aufnahme des Gebirges zwischen Plöcken und Straniger Alm; die wichtigen Ergebnisse seiner Arbeit wird er selbst zur Darstellung bringen. Dr. I. Peltzmann und K. Seelmeier haben sich, im Anschluß an die wichtigen Arbeiten von Haberfelner (1931), mit den Graptolithen beschäftigt.

Die Beschreibung der Karnischen Alpen, welche ich hiemit vorlege, ist daher nicht ein Abschluß — wo gäbe es einen solchen für eine geologische Darstellung? Sie soll nichts anderes sein als ein Haltepunkt, der für einen Augenblick zur Besinnlichkeit auffordert, hineingesetzt in den mächtigen Strom der geologischen Erkenntnis.

Es gab große Hindernisse in der schweren Zeit, in der wir leben, diese Monographie zum Druck zu bringen. Daß es überhaupt gelungen ist, ist zwei Faktoren zu verdanken — dem Bundesministerium für Unterricht in Wien und der Arbeitsgemeinschaft der Hochschullehrer Österreichs. Beide haben sehr namhafte Druckkostenbeiträge bewilligt und so die Drucklegung ermöglicht. Ich sage auch hier meinen ergebensten und tiefgefühltesten Dank!

Übersicht.

Das Gebirge der Karnischen Alpen erstreckt sich von Sillian in Osttirol bis in die Senke von Arnoldstein—Tarvis; es mißt 145 km Länge. Die durchschnittliche Breite des palaeozoischen Gebirges beträgt 7 bis 8 km, steigert sich aber im mittleren Teil auf 15 km.

Die Nordgrenze des Gebirges ist ungemein scharf markiert durch die Linie, welche das Krystallin des Gailtales, von Mauthen aufwärts Lesachtal genannt, vom Palaeozoikum trennt. Der geradlinige Verlauf dieser Grenze zeigt schon, daß hier eine Störungsbahn großen Stiles vorliegt.

Die Südgrenze der Karnischen Alpen ist nicht so einfach zu fassen, denn sie ist durch die Trias der Südlichen Kalkalpen gegeben oder, wo, wie im östlichen Teil des Gebirges, die Trias großen Anteil an den Karnischen Alpen nimmt, liegt sie an einer großen Störungsbahn mitten in der südalpinen Trias. Im westlichen Teile des Gebirges liegt die Trias ohne Störungen größerer Art auf dem Palaeozoikum; dagegen ist im östlichen Teil der Karnischen Alpen die Trias der Südalpen auf das Palaeozoikum mit einer gewaltigen Schubfläche aufgeschoben und die Südgrenze der Karnischen Alpen — diese Kette als orographische Einheit aufgefaßt — ist von Pontafel bis Tarvis der Südrand der Koschutaeinheit der Südalpen.

Sehr deutlich ist die Gliederung der Karnischen Alpen in vier Längsabschnitte; diese Gliederung wird durch die großen Verschiedenheiten in dem geologischen Bau und in der morphologischen Gestaltung des Gebirges bedingt.

Der westliche Teil der Karnischen Kette — von Sillian bis Bordaglia — ist ein Schiefergebirge mit einzelnen langen Zügen von Kalken und mit verschiedenen größeren Kalkmassen, die den Schiefem aufsitzen. Von Bordaglia bis zum Polinig-Tischlwangerkofel (Pizzo di Timau) erhebt sich der gewaltige, fast ganz aus Kalk aufgebaute Teil des Karnischen Gebirges (in der geologischen Literatur vielfach als die zentralen Karnischen Alpen bezeichnet); dieser Abschnitt gipfelt in der großartigen Kellerwandgruppe. Östlich davon liegt wieder ein Schiefergebirge mit einzelnen, im Streichen weithin zu verfolgenden Kalkzügen; dieser Abschnitt reicht bis an die Rattendorfer Alpe. Dann folgt der Abschnitt mit den gewaltigen Gestalten des Trogkofels und des Gartnerkofels, der zu dem östlichen Abschnitt überleitet. Östlich davon bildet das Palaeozoikum nur eine schmale Zone am Nordrande des Gebirges und südlich davon liegt eine breite Entwicklung von südalpiner Trias.

Verzeichnis der Literatur.

Abkürzungen: V. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt bzw. Geologischen Bundesanstalt in Wien. — Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt bzw. Geologischen Bundesanstalt in Wien. — A. = Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien. — S. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien. — C. = Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. — N. Jb. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. — Z.D.G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. — R. = Atti della R. Accademia dei Lincei, Rendiconti, Roma. — P.I. = Palaeontographia Italica. — B.C. = Bollettino del R. Comitato geologico d'Italia. — B.S. = Bollettino della Società geologica italiana.

1. L. v. Buch. Geognostische Briefe an Alexander von Humboldt über das südliche Tyrol u.s.w., Hanau, 1824.
2. A. Boué. Aperçu sur la constitution géologique des provinces illyriennes. Mémoires de la Société géolog. de France, T. II. Part I., Paris, 1835.
3. A. v. Morlot. Über die geologischen Verhältnisse von Oberkrain. Jb. 1850.
4. F. v. Rosthorn und J. L. Canaval. Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. Jahrbuch des Naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten, II., 1853.
5. F. v. Foetterle. Geologische Aufnahme im Canal, Gail und Fellatal. Jb. 1855.
6. K. Peters. Aufnahmebericht aus den Westkarawanken. Jb. 1855.
7. D. Stur. Die geologischen Verhältnisse der Täler der Drau, Isel, Gail und Möll und der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. Jb. 1856.
8. D. Stur. Geologische Aufnahme im Comelico und in der Carnia. Jb. 1856.
9. F. v. Foetterle. Über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenformation und der Triasgebilde im südwestlichen Kärnten. Jb. 1856.
10. K. Peters. Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten. Jb. 1856.
11. M. Lipold. Erläuterungen geologischer Querschnitte aus dem südwestlichen Kärnten. Jb. 1856.
12. K. Peters. Bericht über die geologischen Aufnahmen in Kärnten, Krain und im Görzer Gebiet. Jb. 1856.
13. F. v. Hauer. Ein geologischer Querschnitt der Alpen von Passau bis Duino. S. XXV., 1857.
14. M. Lipold. Bericht über die Aufnahme in Oberkrain. Jb. 1857.
15. A. de Zigno. Del terreno carbonifero delle Alpi Venete. Atti del R. Istituto Veneto delle Scienze. 1857.
16. M. Lipold. Bericht über die Aufnahme in den Karawanken. Jb. 1859.
17. H. R. Goepfert. Über die fossile Flora der silurischen, devonischen und unteren Steinkohlenformation. Nova Acta. A.C.L. 27. Jena, 1860.
18. E. Suess. Über die Aequivalente des Rotliegenden in den Alpen. S. 1868.
19. F. v. Hauer. Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Jb. 1868.
20. D. Stur. Fossile Pflanzen von Tergove in Kroatien. Jb. 1868.

21. F. Unger. Anthrazitlager in Kärnten. S. 1869.
22. T. Taramelli. Osservazioni stratigraphiche sulle valli del Aupa e della Fella. Annali del R. Istituto tecnico di Udine. Vol. II., 1869.
23. T. Taramelli. Osservazioni stratigraphiche sulle valli del Degano e della Vinadia in Carnia. Annali del R. Istituto tecnico di Udine. Vol. II., 1869.
24. E. Tietze. Ein Beitrag zur Kenntnis der älteren Schichtgebilde Kärntens. Jb. 1870.
25. E. Suess. Über ein Vorkommen von Fusulinen in den Alpen. V. 1870.
26. T. Taramelli. Osservazioni stratigraphiche sulle valli del But e del Chiarsò in Carnia. Annali del R. Istituto tecnico di Udine. Vol. IV., 1870.
27. H. Hoefler. Vorläufige Notiz über das Anthrazitvorkommen in der Nähe der Ofenalpe bei Pontafel. Jahrbuch des Naturhistorischen Landesmuseums für Kärnten. Bd. 10, 1871.
28. G. Stache. Neue Fundstelle von Fusulinenkalk zwischen Gailtal und Canaltal in Kärnten. V. 1872.
29. G. Stache. Die Entdeckung von Graptolithenschiefen in den Südalpen. V. 1872.
30. G. Stache. Über die Graptolithen der schwarzen Kieselschiefer am Oisternig zwischen Gailtal und Canaltal in Kärnten. V. 1872.
31. E. Tietze. Die Steinkohlenformation bei Pontafel in Kärnten. V. 1872.
32. T. Taramelli. Cenni sui terreni paleozoici delle Alpi Carniche. Bolletino del Club alpino Italiano. 1872.
33. De Koninck. Monographie des fossiles carbonifères de Bleiberg en Carinthie. Brüssel, 1873.
34. G. Stache. Über die Fusulinenkalke in den Südalpen. V. 1873.
35. G. Stache. Die Graptolithenschiefer am Oisternigberge in Kärnten. V. 1873.
36. G. Stache. Der Graptolithenschiefer des Oisternigberges in Kärnten und seine Bedeutung für die Kenntnis des Gailtaler Gebirges und für die Gliederung der palaeozoischen Schichtreihe der Alpen. Jb. 1873.
37. G. Stache. Die palaeozoischen Gebiete der Alpen. Jb. 1874.
38. G. Stache. Über die Verbreitung der Permformation von Nebraska in den Südalpen und neue Fusulinenfunde in den Karawanken. V. 1874.
39. G. Stache. Vertretung der Permformation in den Südalpen. V. 1874.
40. T. Taramelli. Stratigrafia della serie paleozoica nelle Alpi Carniche. Memorie del R. Istituto Veneto. Vol. XVIII. 1874.
41. R. Hoernes. Aufnahme in Sexten, Cadore und Comelico. V. 1875.
42. R. Hoernes. Das Erzvorkommen am Monte Avanza bei Forni Avoltri. V. 1876.
43. R. Hoernes. Bemerkungen über die palaeozoischen Gesteine des Pustertales. V. 1876.
44. G. Stache. Fusulinenkalk in Oberkrain. V. 1876.
45. G. A. Pirona. Schizzo geologico della Provincia di Udine. B. C. 1877.
46. T. Taramelli. Catalogo ragionato delle rocce del Friuli. Memorie d. R. Accademia dei Lincei, 224. Roma, 1877.
47. G. Stache. Neue Beobachtungen in der palaeozoischen Schichtreihe des Gailtaler Gebirges und der Karawanken. V. 1878.
48. G. Stache. Die Stellung der Uggowitzer Brekzie innerhalb der im Gailtaler- und Karawankengebirge vertretenen Äquivalente der Permformation. V. 1878.
49. G. Stache. Über die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen. V. 1879.

50. G. Stache. Aus dem Silurgebiete der Karnischen Alpen. V. 1881.
51. T. Taramelli. Sulla recente scoperta di fossili siluriani nella Provincia di Udine. Rendiconti d. R. Istituto Lombardo. Milano, Ser. II. Vol. 14. 1881.
52. T. Taramelli. Spiegazione della carta geologica del Friuli. Pavia, 1881.
53. T. Taramelli. Geologica della Provincia Veneto. Memorie d. R. Accademia dei Lincei, 229. Roma, 1882.
54. A. Tullberg. Skanes Graptoliter, I. Allmän öfver de siluriska bildningar i Skane, och jemförelse med öfriga kända samtidiga aflagingar. Sveriges geol. Undersöker. Ser. C. Nr. 50, 1882.
55. G. Stache. Aus dem Westabschnitt der Karnischen Alpen. Die Silurformation des Wolaier Gebirges und des Peralba-Silvella-Rückens. V. 1883.
56. A. Tullberg. Die Schichtfolge des Silurs in Schonen. Z. D. G. 35. 1883, S. 259.
57. G. Stache. Elemente zur Gliederung des Silurs der Alpen. V. 1884.
58. G. Stache. Über die Silurbildungen der Ostalpen, nebst Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Permsschichten dieses Gebietes. Z. D. G. 1884.
59. E. Suess. Das Antlitz der Erde. I. (S. 343), II. (S. 304, 315, 324), IIIa. (S. 425, 432—445).
60. F. Teller. Ein Zinnober führender Horizont in den Silurablagerungen der Karawanken. V. 1886.
61. F. Teller. Die silurischen Ablagerungen der Ostkarawanken. V. 1886.
62. F. Teller. Zur Entwicklungsgeschichte des Talbeckens von Obersee-land im südlichen Kärnten. V. 1886.
63. D. Stur. Oberkarbonische Pflanzenreste vom Bergbau Reichenberg bei Aßling in Oberkrain. V. 1886.
64. K. A. Penecke. Fauna und Alter einiger palaeozoischer Korallenriffe der Alpen. Z. D. D. 1887.
65. F. Frech. Über das Devon der Ostalpen nebst Bemerkungen über das Silur und einem palaeontologischen Anhang. Z. D. G. 1887.
66. F. Frech. Die Altersstellung des Grazer Devons. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. Bd. 24. 1887.
67. F. Frech. Bau und Entstehung der Karnischen Alpen. Z. D. G. 1887.
68. F. Teller. Die Aequivalente der dunklen Orthocerenkalke des Kok im Bereiche der Silurbildungen der Ostkarawanken. V. 1887.
69. G. Stache. Nachweis des Südtiroler Bellerophonolomites in Kärnten. V. 1888.
70. A. Tommasi. Sulla scoperta del Carbonifero del Monte Pizzul nel Alta Carnia. B. C. VIII. 1889.
71. A. Törnquist. Nagra anmärkingar om vestra Europas kambriska och Siluriska kolorogi. Geol. Föreningen. Stockholm, Förhandlingar, XI, 1889, S. 331.
72. F. Frech. Aus den Karnischen Alpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 1890.
73. G. Stache. Die Silurfaunen der Ostalpen. V. 1890.
74. E. Ardinì. Studi petrografici sui alcuni rocce del Veneto. Giornale di Mineralogia, Cristallografia e Petrografia di F. Sansoni. Milano, Fasc. II. Vol. I. 1890.
- 74a. A. Pichler. Vortragsbericht: Aus den Vereinsabenden der Sektion Klagenfurt. Vereinsmitteilungen. Beilage z. Österreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 1890, S. 28.
75. L. Bozzi. Flora carbonifera del Monte Pizzul in Carnia. B. S. IX. 1890.

76. L. Parona. Brevi notizie sulla fauna carbonifera dei Monte Pizzul in Carnia. B. S. IX. 1890.
77. F. Frech. Über das Devon der Ostalpen. Z. D. G. 1891.
78. E. Schellwien. Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. Palaeontographica. 39. Bd., 1892.
79. F. Frech. Die Gebirgsformen des südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1892.
80. Ch. Barrois. Mémoire sur la distribution des graptolithes en France. Annales de la Société géol. du Nord. XX. 1892.
81. F. Frech. Die Karnischen Alpen. Halle 1894.
82. G. Geyer. Zur Stratigraphie der palaeozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. V. 1894.
83. E. Schellwien. Über eine angebliche Kohlenkalkfauna aus der ägyptisch-arabischen Wüste. Z. D. G. 1894.
84. F. Frech. Über das Devon der Ostalpen, III (Die Fauna des unterdevonischen Riffkalkes, I. Z. D. G. 1894.
85. G. Geyer. Aus dem palaeozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. V. 1895.
86. G. Geyer. Ein neues Vorkommen fossilführender Silurbildungen in den Karnischen Alpen. V. 1895.
87. G. Geyer. Die marinen Aequivalente der Permformation zwischen dem Gailtal und dem Canaltal in Kärnten. V. 1895.
88. A. Rosiwal. Enstatitporphyr und Porphyrtuff aus den Karnischen Alpen.
89. T. Taramelli. Osservazioni stratigrafiche sui terreni paleozoici nel versante italiana delle Alpi Carniche. R. 1895.
90. G. de Angelis d'Ossat. I coralli fossili del Carbonifero e del Devoniano della Carnia. B. S. XIV. 1895.
91. G. Geyer. Die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. Jb. 1896.
92. G. Geyer. Aus der Gegend von Pontafel. V. 1896.
93. F. Frech. Unterdevonische Korallen aus den Karnischen Alpen. Z. D. G. 1896.
94. G. de Angelis d'Ossat. Contribuzioni allo studio della fauna fossile palaeozoica delle Alpi Carniche. I. Coralli e Bryozoi del Carbonifero. Memorie della classe di scienze fisiche, matematiche e naturali, R. Accademia dei Lincei. Vol. II. Ser. 5. 1896.
95. A. Tommasi. Sul recente rinvenimento di fossili del calcare a Bellerophon nella Carnia. R. 1896.
96. F. Teller. Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen; dazu vier Kartenblätter 1 : 75.000. Wien. 1896.
97. G. Geyer. Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen. V. 1897.
98. G. Geyer. Über neue Funde von Graptolithenschiefern in den Südalpen und deren Bedeutung für den alpinen Culm. V. 1897.
99. G. Geyer. Über ein neues Vorkommen palaeozoischer, wahrscheinlich karbonischer Schichten bei Kötschach im Gailtal. V. 1897.
100. G. Geyer. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. Jb. 1897.
101. C. Diener. Über ein Vorkommen von Ammoniten und Orthoceren im südtirolischen Bellerophonkalk. S. 106, 1897.
102. G. Geyer. Über die Hauptkette der Karnischen Alpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, 1898.
103. G. Geyer. Über neue Funde von Triasfossilien im Bereiche des Diploporenkalkes und Dolomitzuges nördlich von Pontafel. V. 1898.
104. E. Schellwien. Die Auffindung einer permokarbonischen Fauna in den Ostalpen. V. 1898.

105. E. Schellwien. Bericht über die Ergebnisse einer Reise in die Karnischen Alpen und die Karawanken. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften. 1898.
106. E. Schellwien. Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. II. Foraminifera. Palaeontographica. 44. Bd. 1898.
107. G. Geyer. Über die geologische Aufnahme im Westabschnitte der Karnischen Alpen. V. 1899.
108. G. Geyer. Uggowitzer Brekzie und Verrukano. V. 1899.
109. F. Frech. Über die tektonischen Veränderungen in der Form unterkarbonischer Calamarien. N. Jb. 1899. I.
110. G. de Angelis d'Ossat. Il genere *Heliolites* nel Devoniano delle Alpi Carniche. B.S. XVIII. 1899.
111. G. de Angelis d'Ossat. Seconda contribuzione allo studio della fauna fossile palaeozoica della Alpi Carniche. Fossili del Siluriano e del Devoniano. Accademia dei Lincei, Roma, 1899. Memorie della classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Vol. III. 5. ser.
112. G. Vigo. Studio petrografico sui alcune roccie della Carnia. R. 1899.
113. F. Frech. *Lethaea palaeozoica*. 1899.
114. F. Teller. Das Alter der Eisen- und Manganerz-führenden Schichten im Stou- und Vigunsica-Gebiete auf der Südseite der Karawanken. V. 1899.
115. E. Schellwien. Die Fauna der Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen und den Karawanken. Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt in Wien, XVI. 1900.
116. E. Schellwien. Beiträge zur Systematik der Strophomeniden des oberen Palaeozoikums. N. Jb. 1900. I.
- 116a. R. Canaval. Mineralogische Mitteilungen aus Kärnten. II. Lignit von Feistritz an der Gail. Carinthia II. 1900. S. 30.
117. G. Geyer. Geologische Spezialkarte und Erläuterungen, Blatt Oberdrauburg—Mauthen. Wien 1901.
118. G. Geyer. Geologische Aufnahme im Weißenbachtale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette. V. 1901.
119. G. Geyer. Zur Tektonik des Bleiberger Tales. V. 1901.
120. G. de Angelis d'Ossat. Terza contribuzione allo studio della fauna fossile palaeozoica delle Alpi Carniche. Fossili del Devoniano medio del Lodinut. Accademia dei Lincei, Roma. 1901. Memorie della classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. 5. ser. Vol. IV.
121. G. Geyer. Geologische Spezialkarte und Erläuterungen, Blatt Sililian—San Stefano. Wien 1902.
122. F. Frech. Über devonische Ammoneen. Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientes, XIV. 1902.
123. Th. Tchernyschew. Die oberkarbonischen Brachiopoden des Ural und Timan. Mémoire du Comité géol. St. Petersburg. XVI. Bd., 2. Teil. 1902, S. 682.
124. M. Gortani. Sul rinvenimento del calcare a fusulina presso Forni Avoltri nell' occidentale Alta Carnia. R. 1902.
125. G. Geyer. Exkursion in die Karnischen Alpen. Exkursionsführer zum IX. internationalen Geologenkongreß, Wien, 1903.
126. F. Teller. Exkursion in das Feistritztal bei Neumarkt. Exkursionsführer zum IX. internationalen Geologenkongreß, Wien 1903.
127. M. Gortani. Fossili rinvenuti in un primo saggio del calcare a Fusulina di Forni Avoltri. Rivista italiana di Palaeontologia, IX. Bd., 1903.
128. M. Gortani. Sugli strati a Fusulina di Forni Avoltri. B.S. XXII. 1903.
129. C. Renz. Zur Altersbestimmung des Carbons von Budua in Süddalmatien. Z. D. G. 1903.

130. G. Geyer. Bericht über die Exkursion in die Karnischen Alpen. Comptes Rendus de la IX. Session du Congrès géologique international. Wien. 1904.
131. F. Teller. Bericht über die Exkursion in das Feistritzthal bei Neumarkt. Comptes Rendus de la IX. Session du Congrès géologique international. Wien 1904.
132. M. Gortani. Itinerari per escursioni geologiche nell' Alta Carnia. B. S. XXIV. 1905.
133. M. Gortani. Relazione sommaria delle escursioni fatte in Carnia della Società geologica italiana. B. S. XXIV. 1905.
134. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. Osservazioni geologiche sui dintorni di Paularo. B. S. XXIV. 1905.
135. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. Nuove ricerche sui terreni compresi nella tavoletta Paluzza. B. S. XXIV. 1905.
136. C. Crema. Riunione annuale della Società geologica italiana a Tolmezzo. B. S. XXIV. 1905.
137. P. Vinassa de Regny. Rinvenimento di Neurodontopteris auriculata a Forca Morarèt. B. S. XXIV. 1905.
138. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. Fossili neocarboniferi del Monte Pizzul e del Piano di Lanza. B. S. XXIV. 1905.
139. H. Scupin. Das Devon der Ostalpen, IV. Die Fauna des unterdevonischen Riffkalkes (Lamellibranchiaten u. Brachiopoden). Z. D. G. 1905.
140. H. Scupin. Das Devon der Ostalpen. Fauna des unterdevonischen Riffkalkes (Brachiopoden). Z. D. G. 1905.
141. A. Johnsen. Bryozoen aus dem Karnischen Fusulinenkalk. N. Jb. 1906, II.
142. G. P. Krause. Über das Vorkommen von Culm in der Karnischen Hauptkette. V. 1906.
143. P. Vinassa de Regny. Zur Kulmfrage in den Karnischen Alpen. V. 1906.
144. P. Vinassa de Regny. A proposito della esistenza del Culm nelle Alpi Carniche. R. 1906.
145. P. Vinassa de Regny. Sull' estensione del Carbonifero nelle Alpi Carniche. B. S. XXV. 1906.
146. P. Vinassa de Regny. Graptoliti Carniche. Atti del Congresso dei Naturalisti Italiani, Milano, 1906.
147. M. Gortani. Bibliografia geologica ragionata del Friuli. B. S. XXV. 1906.
148. M. Gortani. Contribuzioni allo studio del Palaeozoico Carnico. I. La Fauna permocarbonifera del Col Mezzodi presso Forni Avoltri. P. I. XII. 1906.
149. M. Gortani. Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. B. S. XXV. 1906.
150. M. Gortani. Studi nelle rocce eruttive delle Alpi Carniche. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie. Vol. 22. Pisa, 1906.
151. M. Gortani. La Fauna degli strati a Bellerophon della Carnia. Rivista italiana di Paleontologia. XII. Bd. 1906.
152. G. Geyer. Referat über Gortani, Nr. 133. V. 1906.
153. Ch. Schubert. The Russian Carboniferous and Permian compared with those of India and America. American Journal of Science. Vol. XXII., 1906.
154. A. Spitz. Die Gastropoden des Karnischen Unterdevons. Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientes, Bd. XX. 1907.

155. M. Gortani. Sopra l'esistenza del Devoniano inferiore fossilifero nel versante italiano delle Alpi Carniche. R. 1907.
156. M. Gortani. Contribuzione allo studio del Paleozoico Carnico. II. Faune devoniane. P. I. XIII. 1907.
157. M. Gortani. Contribuzione allo studio de Paleozoica Carnico. III. La Fauna a Climenie del Monte Primosio. Memorie della R. Accademia di Scienze del Istituto di Bologna. T. IV. Ser. 6. 1907.
- 157a. A. Till. Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellsch. Bd. 50, 1908.
158. P. Vinassa de Regny. Il Devoniano medio delle gogaie del Coglians. Rivista italiana di Paleontologia. 1908.
159. P. Vinassa de Regny. Fossili di Monte Lodin. P. I. XIV. 1908.
160. P. Vinassa de Regny. Fauna dei calcari con Rhynchonella megaera. B. S. XXVII. 1908.
161. P. Vinassa de Regny. Nuove osservazioni geologiche sul nucleo centrale delle Alpi Carniche. Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. Pisa, 1908.
162. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. Nuove ricerche geologiche sul nucleo centrale delle Alpi Carniche. R. 1908.
163. G. de Angelis d'Ossat. Per il Paleozoico della Carnia. B. S. 1908.
164. H. v. Staff. Über Schalenverschmelzungen und Dimorphismus bei Fusulinen. Sitzungsberichte der Gesellschaft naturforschender Freunde, Berlin, 1908.
165. A. Spitz. Geologische Studien in den zentralkarnischen Alpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. II. Bd. 1909.
166. J. V. Zelisko. Die silurischen Ablagerungen von Böhmen und der Ostalpen. V. 1909.
167. M. Gortani e P. Vinassa de Regny. Fossili neosilurici del Pizzo di Timau e del Pal. Memorie della R. Accademia di Scienze del Istituto di Bologna. T. VI. Ser. 6. 1909.
168. M. Gortani. Sui metodi di determinazione delle fusuline. Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. 1909.
169. A. Penck und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, III. Bd. 190. S. 1067—1071, 1108—1110, 1113.
170. R. Canaval. Anthrazit in den Karnischen Alpen. Carinthia, II. 1910.
171. P. Vinassa de Regny. Fossili ordoviciani del nucleo centrale Carnico. Memorie dell' Accademia Gioenia di Scienze Naturali di Catania. Ser. 5. Vol. III. 1910.
172. P. Vinassa de Regny. Rilevamento geologico nella tavoletta Paluzza. B. C. 41. 1910.
173. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. La Paléozoïque des Alpes Carniques. Comptes Rendus du Congrès géol. international, Stockholm, 1910.
174. M. Gortani. Osservazioni geologiche sui terreni paleozoici nell' Alta Valle di Gorto in Carnia. Rendiconti della R. Accademia di Scienze del Istituto di Bologna. XII. 1910.
175. F. A. Bather. Harpes bucco, a new Silurian trilobite from the Carnic Alps. Rivista italiana di Paleontologia, XV. 1910.
176. F. A. Bather. Ordovician Cystidea from the Carnic Alps. Rivista italiana di Paleontologia. XVI. 1910.
177. G. Geyer. Referat über P. Vinassa de Regny. Nr. 172. V. 1910, S. 353.
178. F. Teller. Geologie des Karawankentunnels. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Math. Nat. Kl. Bd. 82, 1910.
179. G. Geyer. Die Karnische Hauptkette der Südalpen. Geol. Charakterbilder. Lieferung 9, 1911.

180. M. Gortani. Contribuzioni allo studio del Paleozoico Carnico. IV. La fauna mesodevonica di Monumenz. P. I. XVII. 1911.
181. M. Gortani. La fauna mesodevonica di Monumenz in Carnia. Rendiconti dei Sessioni della R. Accademia di Scienze del Istituto di Bologna. 1911.
182. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. Il motivo tettonico del nucleo centrale Carnico. B. S. 1911.
183. P. Vinassa de Regny. Rilevamento geologico nella tavoletta Paluzza e Prato Carnico. B.C. 42. 1911.
184. M. Gortani. Rilevamento geologico della Valcalda, Alpi Carniche. B.C. 41. 1911.
185. M. Gortani. Rinvenimento dei filliti neocarboniferi al Piano di Lanza. B.S. 1911.
186. N. Tilmann. Über den tektonischen Charakter des Palaeozoikums der Karnischen Alpen. Geol. Rundschau, II. 1911.
187. M. Furlani. Der Drauzug im Hochpustertal. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1912.
188. M. Gortani. Stromatoporidi devoniane de Monte Coglians. Rivista italiana di Paleontologia. XVIII. 1912.
189. M. Gortani. La serie devoniana nella giogaia del Coglians. B.C. 1912.
190. M. Gortani. Rilevamento geologico nelle Alpi Venete. B.C. 43. 1912.
191. M. Gortani. Rilevamento geologico della tavoletta Pontebba. B.C. 43. 1912.
192. M. Gortani. Rilevamento nel nucleo centrale Carnico. B.C. 43. 1912.
193. P. Vinassa de Regny. Studi nelle Alpi Venete. B.C. 43. 1912.
194. P. Vinassa de Regny. Piante neocarbonifere del Piano di Lanza. Rivista italiana di Paleontologia. XVIII. 1912.
195. R. Richter. Die Gattung Dechenella und einige verwandte Formen. Abhandlungen der Senckenberg. naturforschenden Gesellschaft. XXXI. 1912.
196. R. Richter. Oberdevonische Proetiden. Abhandlungen der Senckenberg. Naturforschenden Gesellschaft, XXXI. 1912.
- 196a. E. Sueß. Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. Mitteilungen der Wiener Geologischen Gesellschaft. Bd. VI. 1913.
197. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. Le condizioni geologiche della Conca di Volaja e dell' Alta Valentina. B.S. 1913.
198. P. Vinassa de Regny. Rilevamento nell Avanza e della Val Pesarina. B.C. 43. 1913.
199. P. Vinassa de Regny. Fossili ordoviciani di Uggwa. Memorie del Istituto geologico della R. Università di Padova. Vol. II. Memorie 4. 1913/4.
200. F. Kossmat. Die adriatische Umräumung der alpinen Faltenregion. Mitteilungen der Wiener geologischen Gesellschaft. 1913.
201. J. K. Charlesworth. Das Devon der Ostalpen. VII. Die Fauna der devonischen Riffkalke (Krinoiden, Korallen, Stromatoporiden). Z.D.G. 1914.
202. F. Frech. Referat über Vinassa de Regny e Gortani, Nr. 173. N. Jb. 1914. I. S. 113.
203. P. Vinassa de Regny. Die geologischen Verhältnisse des Wolaier Sees. V. 1914.
204. R. Schwinner. Analogien im Bau der Ostalpen. C. 1915.
205. F. Heritsch. Sammelreferat über die neuen Arbeiten der italienischen Geologen. N. Jb. 1915. II. S. 234. Mit einem Schlußwort von F. Frech.

206. P. Vinassa de Regny. Fossili ordoviciani del Capolago. P. I. XXI. 1915.
207. P. Vinassa de Regny. Ordoviciano e Neosilurico nei gruppi del Germula e di Lodin. B.C. 44. 1915.
208. M. Gortani. Revisione del rilevamento geologico nel nucleo centrale Carnico. B.C. 44. 1915.
209. M. Gortani. Contribuzione allo studio del Paleozoico Carnico. V. Fossili codevonici della base del Capolago. P.I. XXI. 1915.
210. P. Vinassa de Regny. Coralli devoniani della Carnia. Rivista italiana di Paleontologia, XXIII. 1917.
211. P. Vinassa de Regny. La Carnia e le Alpi Carniche. R. Società geografica italiana; Racc. de conferenze, Roma, 1917.
212. E. Böse. The Permocarboniferous ammonoids of the Glass Mountains, West Texas and their stratigraphical significance. University of Texas Bulletin. Nr. 1762. 1917.
213. P. Vinassa de Regny. Coralli mesodevonici della Carnia. P. I. XXIV. 1918.
214. F. Heritsch. Die Fauna des unterdevonischen Korallenkalkes von Mittelsteiermark nebst Bemerkungen über das Devon der Ostalpen. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. — Bd. 54. 1918.
215. F. Heritsch. Fossilien aus dem Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. Carinthia. II. 108. Bd. 1918.
216. F. Heritsch. Versteinerungen aus dem Oberkarbon von Jauerburg. Carniola. N. F. IX. Laibach, 1918.
217. G. Geyer. Untersuchung der künstlichen Kriegsaufschlüsse längs der aufgelassenen Südwestfront am Kamm der Karnischen Alpen. A. 1919. Nr. 13.
218. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. La trasgressione neo-carbonifera nelle Alpi Carniche. R. 1919.
- 218a. R. Canaval. Das Kohlenvorkommen von Lobnig bei Eisenkappel in Kärnten und das Alter der Karawanken. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 67. 1919.
219. M. Furlani. Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eissack- und Pensertal in Tirol. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 97. Bd. 1919.
220. J. Pia. Die Siphonaeae verticellatae vom Karbon bis zur Kreide. Abhandlungen der Zoologisch-botanischen Gesellschaft, Wien, XI. 2. 1920.
221. M. Gortani. I bacini della But e del Chiarsò e della Vinadia. Pubblicazione Nr. 104. Ufficio idrografico R. Magistrato alle acque. Venezia, 1920.
222. M. Gortani. Contribuzione allo studio del Palaeozoico Carnico. VI. Faune a graptoliti. P. I. XXVI. 1920.
223. J. Pia. Bericht über die im Sommer 1919 ausgeführten geologischen Aufnahmen. A. 1920, Nr. 17.
224. O. H. Schindewolf. Versuch einer Palaeogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Z.D.G. 1921.
225. M. Gortani. Progressi nelle conoscenza geologica delle Alpi Carniche. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Vol. 34. 1921.
226. P. Vinassa de Regny e M. Gortani. Sul' età e posizione di alcuni scisti delle Alpi. R. 1921.
227. M. Gortani. La serie paleozoica delle Alpi Carniche. R. 1921.
228. P. Termier. Sur la structure des Alpes orientales: Rapport des Dinardis et des Alpes. Comptes Rendus de l'Academie, Paris, 1922.
229. P. Termier. Sur la structure des Alpes orientales: Origine de la nappe superalpine, problème de l'age des grandes nappes. Comptes Rendus de l'academie, Paris, 1922.

230. M. Gortani. Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. Atti del VIII. Congresso geografico italiano. II. Firenze, 1922.
231. M. Gortani. Il preteso carreggiamento delle Dinaridi sulle Alpi. Atti della R. Accademia di Scienze di Torino. Vol. 58. 1923.
232. M. Gortani. Contribuzione allo studio del Paleozoico Carnico. VII. Graptoliti del Monte Hochwipfel. P. I. XXIX. 1923.
233. A. Winkler. Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitteilungen der Wiener geologischen Gesellschaft. XVI. 1923.
234. B. Kubart und R. Schwinner. Interglaziale Schieferkohlen von der oberen Gail. Österreichische botanische Zeitschrift. 1923.
235. R. Schwinner. Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganergebietes. Ostalpine Formenstudien, III/2, Berlin, 1923.
236. R. Staub. Der Bau der Alpen. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F. Nr. 52. 1924.
237. M. Gortani. Graptoliti del Hochwipfel. R. Istituto Lombardo di Scienze e Lettere. Vol. 57. 1924.
238. M. Gortani. Nuove ricerche geologiche nelle Alpi Carniche. B. S. 43. 1924.
239. J. Pia. Über einen merkwürdigen Pflanzenrest aus den Nötscher Schichten. S. 133. Bd. 1924.
240. I. W. Beede and H. T. Knicker. Spezies of the genus Schwagerina and their stratigraphical significance. University of Texas Bulletin. Nr. 2433. 1924.
241. H. P. Cornelius. Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geologische Rundschau, XVI. 1925.
242. F. Heritsch und R. Schwinner. Zur Geologie der Karnischen Alpen. I. R. Schwinner, Profile durch die Schuppenzone des Wolaier Gebietes. II. F. Heritsch, Aus dem Wolaier Gebiete. Jb. 1925.
243. P. Vinassa de Regny. L'Ordoviciano del Passo di Volaja. Rivista italiana di Paleontologia. XXXI. 1925.
244. M. Gortani. Ricerche geologiche nelle Alpi Carniche. B. S. 44. 1925.
245. M. Gortani. La serie graptolitica delle Alpi Carniche. Rendiconti della R. Accademia di Scienze di Bologna. 2. XXIX. 1925.
246. A. Kuntschnig. Neuer Korallenfund aus dem Unterkarbon von Nötsch. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 62. 1926.
247. F. Kahler. Kleine Beiträge zur Versteinerungskunde Kärntens. Unionen aus dem Interglazial von Niselach im Gailtal. Carinthia. II. Bd. 116. 1926.
248. R. und E. Richter. Die Trilobiten des Oberdevons. Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt, N. F. 99. 1926.
249. H. Küpper. Die Faziesverhältnisse im Karnischen Jungpalaeozoikum. A. 1926.
250. M. Gortani. Le condizioni geologiche della conca di Volaja. Rendiconti delle Sessioni della R. Accademia di Scienze del Istituto di Bologna. 1926.
251. M. Gortani. Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. II. Atti del IX. Congresso geografico italiano. Genova, 1926.
252. M. Gortani. Graptoliti del piano di Wenlock nelle Alpi Carniche. Giornale di Geologia (Annali del R. Museo geologico di Bologna). Ser. 2. Vol. I. 1926.
253. M. Gortani e A. Desio. Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio Pontebba. 1926.
254. O. H. Schindewolf. Zur Kenntnis der Devon-Karbonsgrenze in Deutschland. Z. D. G. 1926, S. 111.
255. M. Gortani e A. Desio. Note illustrative della carta geologica dell Tre Venezie, Foglio Pontebba. Padova 1927.

256. M. Gortani. La serie paleozoica nelle Alpi Carniche e nella Sardegna. *Compte Rendu du Congrès géol. international*. Madrid, 1927.
257. R. und E. Richter. Unterlagen zum Fossilium Catalogus, Trilobitae, IV. *Senckenbergiana*. IX. Heft. 1927.
258. H. Küpper. Jungpalaeozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. *N. Jb. Beilagenband* 57. Abt. B. 1927.
259. F. Heritsch. Aus dem Palaeozoikum des Vellachtales. *Jb.* 1927.
260. F. Heritsch und R. Schwinner. Zur Geologie der Karnischen Alpen. III. R. Schwinner, Die Schichtfolge des Seeberggebietes, Ein Vergleich. *Jb.* 1927.
261. H. R. von Gaertner. Vorläufige Mitteilung zur Geologie der Karnischen Alpen. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. Bd. 63. 1927.
262. F. Heritsch. Materialien zur Kenntnis des Karbons der Karnischen Alpen und der Karawanken. S. Bd. 136. Abt. I. 1927.
263. F. Heritsch. Die Deckentheorie in den Alpen. 1905—1925. Fortschritte der Geologie und Palaeontologie, Berlin, Bornträger, 1927.
264. F. Heritsch. Die vormesozoischen Gebirgsbildungen der Alpen. *Z. D. G.* 1927.
265. F. Heritsch. Stratigraphie des Altpalaeozoikums der Alpen. *Vestnik Statniho geol. Ustavu CSL. Republik*. III. 1927.
266. J. Pia. Anpassungsformen der Kalkalgen. *Palaeobiologica*. I. 1927.
267. C. O. Dunbar and G. E. Condra. The Fusulinidae in the Pennsylvanian system in Nebraska. *Nebraska Geolog. Survey, Bulletin* II, Second Series, 1927, S. 57.
268. F. Heritsch. Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. S. 137. Bd. Abt. I. 1928.
269. F. Heritsch. Notizen zum unteren Perm in den Karnischen Alpen. S. 137. Bd. Abt. I. 1928.
270. G. P. Krause. Über *Asterocalamites* in dem Culm der Karnischen Hauptkette. *Jahrbuch d. Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 1928.
271. F. Heritsch. Die Stratigraphie des Silurs der Karnischen Alpen. *Z. D. G.* 1928.
272. F. Heritsch. Faunistische Beziehungen des e-beta von Böhmen zum e-alpha der Alpen. *Vestnik Statniho geol. Ustavu CSL. Republik*. IV. 1928.
273. F. Heritsch. *Michelinia abichi* aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen. S. 137. Bd. Abt. I. 1928.
274. G. Fredericks. Le paléozoïque supérieur de l'Oural. *Annales de la Société géol. du Nord*. Vol. 53. 1928.
275. N. Jakowlew. Sur quelques collections paléozoïques des musées de l'Europe occidentale. *Bulletin du Comité géol. Leningrad*. XLVII, Nr. 1. 1928.
276. Ch. Schuchert. Review of late paleozoic formations and faunas, with special reference to the Ice-age of middle Permian Time. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 39. 1928.
277. F. Heritsch and P. G. Boswell. *The Nappes Theory of the Alps*. London, Methuen and Co. 1929.
278. F. Heritsch. The Ordovician and the Silurian of the Carnic Alps. *Geol. Magazine*, Vol. 66. 1929.
279. F. Heritsch. Faunen aus dem Silur der Ostalpen. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien*, XXIII. Bd. 2. Heft. 1929.
280. O. Kühn. Die Stromatoporen der Karnischen Alpen. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, Bd. 64/5, 1929.
281. R. Schwinner. Ein exotischer Block in den Karbonschiefern von Feistritz an der Gail. V. 1929.
282. H. R. von Gaertner. Deckenbau der Karnischen Alpen. *Geologische Rundschau*, XX. Bd. 1929, S. 388.

283. M. Salopek. Einige Angaben über das Karbon von Slovenien. *Compte Rendu Karbonkongreß, Liège*, 1929.
284. F. Heritsch. Die tektonische Stellung von Hochwipfeldfazies und Naßfeldfazies des Karbons der karnischen Alpen. S. 138. Bd. Abt. I. 1929.
285. G. Fredericks. Über die Trogkofelschichten und ihre Analoga im Ural. C. 1929.
286. G. Aigner. Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. I. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 66. Bd. 1929.
287. G. Aigner und F. Heritsch. Cephalopoden aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. 66. Bd. 1929.
288. F. Heritsch. Trilobiten aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. 66. Bd. 1929.
289. H. Schmidt. Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. Jb. 1930.
290. F. Heritsch. Das Alter der Trogkofelschichten. C. 1930.
291. F. Kahler. Eine neue Leitschichte im Oberkarbon der Karnischen Alpen. V. 1930.
292. H. Heritsch. Über ein Konglomerat aus dem Karbon der Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. C. 1930.
293. F. Heritsch. Granitgang im Unterkarbon von Nötsch am Dobratsch. V. 1930.
294. G. Rakusz. Die oberkarbonischen Fossilien von Döbsina und Nagyvisnyo. *Geologia Hungarica, Series palaeontologica*. Fasc. 8. Budapest, 1930.
295. P. Misch. *Pseudorthoceras knoxense* aus dem Karnischen Oberkarbon. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 67. 1930.
296. I. Peltzmann. *Amblyisiphonella* und Bryozoen aus dem Oberkarbon der Karawanken. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. Bd. 67. 1930.
297. H. R. von Gaertner. Silurische und tiefunterdevonische Trilobiten und Brachiopoden aus den zentralkarnischen Alpen. *Jahrbuch der Preußischen geologischen Landesanstalt*. Bd. 51. 1931.
298. G. Aigner und F. Heritsch. Das Genus *Isogramma* im Karbon der Südalpen. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Math. nat. Kl.* Bd. 102. 1931.
299. F. Heritsch. Versteinerungen aus dem Karbon der Karawanken und Karnischen Alpen. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien*. Bd. XXIII, Heft 3. 1931.
300. E. Haberfelner. Graptolithen aus dem Obersilur der Karnischen Alpen. I. Hochwipfel — Nordseite. S. 1931.
301. J. Rakovec. Beiträge zur Fauna aus dem Oberkarbon von Javornik in den Karawanken. *Prorodoslovne Razprave*. Laibach, 1. Bd. 1931.
302. H. P. Cornelius und M. Furlani = Cornelius. Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Math. nat. Kl.* Bd. 102. 1931.
303. H. R. von Gaertner. Geologie der zentralkarnischen Alpen. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Math. nat. Kl.* Bd. 102. 1931.
304. E. Haberfelner. Graptolithen aus dem Obersilur der Karnischen Alpen. II. Teil. Unter-Llandovery-Lydit vom Poling und der Waidegger Höhe. S. 1931.
305. Grazer Arbeitsgemeinschaft zur Erforschung der Geologie der Karnischen Alpen. A. 1931. F. Heritsch. Über den tektonischen Bau der Karnischen Alpen. — E. Haberfelner. Geologische Aufnahme

- zwischen dem Kronhofgraben und dem Fuchsgraben. — W. Krasuski. Geologische Aufnahme der östlichen Karnischen Alpen und der Westkarawanken. — I. Peltzmann. Graptolithen von der Dellacher (Zollner-) Alm. — F. Kahler. Untersuchungen an Fusuliniden des Karnischen Oberkarbons. — K. Metz. Detailaufnahme der Naßfeldschichten in der Umgebung der Ahornachalpe. — H. Heritsch. Aufnahme im Krystallin des Gailtales.
306. Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio Monguelfo (Welsberg), 1931.
307. H. Schmidt. Bau und Anheftungsweise des Brachiopoden *Isogramma* aus dem Oberkarbon Kärntens. *Palaeontolog. Zeitschrift*, Bd. XIII. 1931.
308. A. W. Grabau. The Permian of Mongolia. *Natural History of Central Asia*. Vol. IV. New-York, 1931.
309. G. Aigner. Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch. II. Teil. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, Bd. 68. 1931.
310. F. Heritsch. Neue geologische Untersuchungen in den Karnischen Alpen. *Forschungen und Fortschritte*, Nachrichtenblatt der deutschen Wissenschaft und Technik, Berlin, 1932.
311. E. Haberfelner und F. Heritsch. Obersilurische Lydite am nördlichen Valentintörl (Karnische Alpen). V. 1932.
312. F. Heritsch. Versteinerungen aus der „hellen Bank“ des nördlichen Valentintörls. V. 1932.
313. G. Fredericks. The Upper Paleozoic of the Western slope of Ural. *Transaktions of the geol. and prospecting Service of U.S.S.R.* Fasc. 106. 1932.
314. F. Angel und K. Metz. Zur Gesteinskunde der österreichischen Alpen (Granit von Nötsch). *Mineralogisch-petrographische Mitteilungen*, Wien. Bd. 43. 1932.
315. F. Kahler. Zur Geologie der Karawanken. A. 1932.
316. Grazer Arbeitsgemeinschaft zur Erforschung der Geologie der Karnischen Alpen. A. 1932. F. Heritsch. Über die Nordgrenze der Karnischen Alpen. — F. Kahler. Das Karbon der Rattendorfer Alm und des Naßfeldes. — F. Kahler und F. Heritsch. Die stratigraphische Gliederung der Naßfeldschichten. — K. Metz. Über eine Fauna der Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. — K. Metz. Detailaufnahme der Naßfeldschichten vom Schulterkofel nach Westen. — H. Heritsch. Geologische Aufnahme im Krystallin des Gailtales.
317. F. und H. Heritsch. Malchite aus dem Gailtal. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, Bd. 69. 1932.
318. F. Angel. Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, Bd. 69. 1932.
319. Dritter Bericht der Grazer Arbeitsgemeinschaft zur Erforschung der Geologie der Karnischen Alpen. A. 1932. F. Heritsch. Die Frage der Wurzeln für die Decken der Karnischen Alpen. — F. Heritsch. Eruptiva der Karnischen Alpen. — E. Haberfelner. Geologische Aufnahme zwischen Plöcken und Hochwipfel. — H. Seelmeier. Graptolithen von der Gugel.
320. E. Tschernig. Über Gebirgsschläge in den Kärntner Blei-Zinklagerstätten. *Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch*, 80. Bd. 1932.
321. F. Frebold. Marines Unterperm in Ostgrönland und die Frage der Grenzziehung zwischen dem pelagischen Oberkarbon und Unterperm. *Medeleiser om Grönland*. Bd. 84. Nr. 4. 1932.
322. H. Holler, F. Kahler und E. Tschernig. Das System der Blei-Zinkvererzung im Bleiberger Gebiet und in den Karawanken. A. 1933.

323. F. Heritsch. Rugose Korallen aus dem Trogkofelkalk der Karawanken und der Karnischen Alpen. Naturwissenschaftliche Abhandlungen (Prirodoslovne Razprave, Mémoires d'Histoire Naturelle) Laibach, 1933.
324. V. Simić. Das Oberperm von Westserbien. Mémoires du Service géol. du Royaume de Yougoslavie. Vol. I. Fasc. 1. Beograd, 1933.
325. M. Kettnerova. Note on the species of *Heliolites* barrandei Penecke and *vesiculosus* Penecke. Vestnik Statniho geolog. Ustavu ČSL. Republ. Vol. VIII, 1932.
326. W. Reichardt. Eine Flora aus den höchsten Auernigsschichten des Schulterkofels. A. 1933.
327. F. Kahler. Perm von Dareeh Duzdan, Fusulinide. In Kühn, Palaeontographica, 79. Bd. 1933.
328. F. Heritsch. Eine *Medlicottia* aus dem Trogkofelkalk der Karnischen Alpen. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. 1933.
329. F. Heritsch. Brachiopodenfaunen aus den Naßfeldschichten der Karnischen Alpen. A. 1933.
330. F. Heritsch. Das Alter des Trogkofelkalkes. A. 1933.
331. M. Gortani. Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio Ampezzo. 1934.
- 332/3. F. Heritsch. Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. XXVI, 1933 (1934). — 332. F. Heritsch, F. Kahler und K. Metz. Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. — 333. F. Heritsch. Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen.
334. G. Fredericks und T. Emeljanzev. Über das Alter der Cora- und Omphalotrochusschichten des „Oberkarbons“ am Ural. C. 1934.
335. F. X. Schaffer. Verrukano ist kein stratigraphischer Begriff. C. 1934.
336. M. Gortani. La serie devoniana comprensiva nelle Alpi Carniche e nella Sardegna. Rendiconti delle Sessioni della R. Accademia delle Scienze del Istituto di Bologna. 1933.
337. H. R. von Gärtner. Die Eingliederung des ostalpinen Palaeozoikums Z. D. G. 1934.
338. F. Heritsch. Das Alter des Trogkofelkalkes. A. 1934.
339. F. Heritsch. The graptolitic faunas of the Gotlandian in the Carnic Alps and their relationships. Geological Magazine, 71. Bd. 1934.
340. F. Heritsch. Die oberpermische Fauna von Žazar und Vrzdenc in den Savefalten. Bulletin du Service géol. du Royaume de Yougoslavie, III/1, 1934.
341. F. Kahler. Über das Vorkommen der Fusuliniden im Karbon und Perm der Karnischen Alpen. A. 1934.
342. F. Kahler. Ein Vergleich der amerikanischen und Karnischen Stratigraphie des Karbons und Perms mit Hilfe der Fusulinengattungen. A. 1934.
343. W. Reichardt. Nordbewegung am Monte Germula. V. 1934.
344. I. Peltzmann. Graptolithen aus dem Gotlandium (Obersilur) der Karnischen Alpen, insbesondere der Dellacher Alm am Zollner. S. 1934.
345. B. Licharew. The Upper Carboniferous of Fergana and the question of the boundary between the Carboniferous and the Permian. Bulletin of the Geological Society of China, Vol. XIII, 1934, S. 173, 179.
346. G. Solle. *Conchidium hercynicum* Halfar und die Stellung der Pentamerenkalke im Grazer Devon. Senckenbergiana, Bd. 16. 1934.
347. G. Dal Piaz. Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e le regioni limitrofe Memorie dell'Istituto geologico della R. Università di Padova. Vol. X. 1934.
348. K. Metz. Choristiten aus den Karnischen Alpen. S. 1935, Abt. I. Bd. 144.
349. K. Metz. *Spirifer fritschi* — eine vergleichende Studie. C. 1935. Abt. B.

350. F. Heritsch. Neue Versteinerungen aus den Naßfeldschichten der Karnischen Alpen. S. 1935, Abt. I. Bd. 144.
351. F. Heritsch. Revision der Brachiopoden des Trogkofelkalkes. V. 1935.
352. F. Heritsch. Oberstes Unterdevon und unteres Mitteldevon bei Graz. S. 1934, Abt. I. Bd. 144.
353. K. O. Felser. Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch. A. 1935.
354. F. Heritsch und H. Wolsegger. Eospiriferen aus dem Devon der Ostalpen. Carinthia II. Klagenfurt, 1935. Bd. 125.
355. K. Metz. Eine Fauna aus den untersten Schichten des Oberkarbons der Karnischen Alpen (Waidegger Fauna). N. Jb. Beilageband 75, Abt. B. 1935.
356. R. Brinkmann. Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. Geologische Rundschau. Bd. 26. 1935. S. 125.
357. F. Heritsch. Korallen aus der Moskauer, Gsehl und Schwagerinstufe der Karnischen Alpen. Palaeontographica, Bd. 83, Abt. A. 1936.
358. F. Heritsch. Diluvium und Jungtertiär im Gebiete des Faker Sees in Kärnten. A. 1936.
359. F. Heritsch. Der Nordrand der Karawanken im Gebiete von Wornizagraben — Faak am See — Kanzianiberg. A. 1936.
360. E. Haberfelner. Die Karnischen Alpen zwischen Plöckenpaß und Hochwipfel. Im Druck.
361. F. Heritsch. Die stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. Im Druck.
362. I. Peltzmann. Palaeozoikum im Brixener Quarzphyllit. V. 1936.
363. R. Schwinner. Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. V. 1936.
364. H. Seelmeier. Obersilurische Graptolithen von der Gugel in den Karnischen Alpen (im Druck).
365. K. O. Felser. Die Badstubb-Brekzie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal. C. 1936.
366. K. O. Felser. Der Granit von Nötsch im Gailtal. V. 1936.
367. F. und G. Kahler. Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Karbon und Perm der Karnischen Alpen (im Druck).
368. C. O. Dunbar and J. W. Skinner. Schwagerina versus Pseudoschwagerina and Paraschwagerina. Journal of Paleontology. X. Nr. 2. 1936.
369. A. Winkler-Hermaden. Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. I, II. Geol. Rundschau, 27. Bd. 1936, S. 167, 248.
370. F. und G. Kahler. Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Schwagerinenkalkes. Palaeontographica, im Druck.
371. H. R. v. Gaertner. Obersilurische Faunen aus den spanischen Pyrenäen. Nachrichten der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Math. phys. Kl. 1930. S. 181—183.
372. F. Heritsch. Zur Stratigraphie des Gotlandiums der Karnischen Alpen. Im Druck.

Geschichte der Erforschung des tektonischen Baues der Karnischen Alpen.

Eine sichere Stratigraphie ist immer die einzige Grundlage der Tektonik gewesen. Die folgende Aufzählung der wichtigsten palaeontologischen Literatur¹⁾ über das Altpalaeozoikum und das Karbon der Karnischen Alpen

¹⁾ Art der Literaturzitate: Autor, Erscheinungsjahr, in Klammer die Nummer des Literaturverzeichnisses und die Seite.

gibt eine gute Vorstellung von der außerordentlichen Wichtigkeit, welche dieses Gebirge für die genannten Formationen hat.

1. Silur. Frech, 1887 (65). De Angelis d'Ossat, 1899 (11). Vinassa de Regny, 1908 (160). Vinassa de Regny et Gortani, 1909 (167), Bather, 1910 (175, 176). Vinassa de Regny, 1906 (146), 1910 (171), 1914 (199), 1915 (206, 207). Gortani, 1920 (222), 1923 (232), 1926 (252). Heritsch, 1929 (279). Gaertner, 1931 (297). Habersfelner, 1931 (300). Peltzmann, 1934 (344).

2. e-gamma. De Angelis d'Ossat, 1901 (120). Spitz, 1907 (154). Charlesworth, 1914 (201). Vinassa de Regny, 1908 (159), 1915 (207). Heritsch, 1929 (279). Gaertner, 1931 (297).

3. Devon. Frech, 1887 (65), 1891 (77), 1894 (84), 1896 (93). De Angelis d'Ossat, 1899 (111). Frech, 1902 (122). Scupin, 1905/6 (139, 140). Spitz, 1907 (154). Gortani, 1907 (157, 156). Vinassa de Regny, 1908 (158), 1910 (172), 1911 (183), Gortani, 1911 (180), 1912 (188, 189), 1915 (209). R. Richter, 1912 (195, 196), 1926 (248), 1927 (257). Charlesworth, 1914 (201). Vinassa de Regny, 1917 (210), 1918 (213). Kühn, 1929 (280). Gaertner, 1931 (297).

4. Karbon und Perm. Schellwien, 1892 (78), 1898 (106), 1900 (115). De Angelis d'Ossat, 1896 (94). Johnson, 1906 (141). Vinassa de Regny et Gortani, 1905 (138). Gortani, 1906 (148, 149), 1909 (168), 1912 (194). Pia, 1920 (220), 1927 (266). Staff, 1908 (164). Heritsch, 1918 (216), 1927 (262, 273), 1931 (299), 1933 (323), 1935 (350), 1936 (361). Krause, 1928 (270). Rakovec, 1931 (301). Metz, 1935 (348, 349, 355). Aigner und Heritsch, 1931 (298).

In jedem Gebirge und in besonderem Ausmaße in den Karnischen Alpen ist die Tektonik mit der Stratigraphie enge verbunden, weswegen in der historischen Übersicht sehr häufig stratigraphische Fragen erörtert werden müssen. Nur die Entwicklung der Stratigraphie der Naßfeldschichten wird stark zurückgestellt, weil diese Erörterung einer anderen Monographie vorbehalten ist.

Vorläufer

L. von Buch, 1824 (1), kennt bereits die Grundzüge der Gliederung: die krystallinen Schiefer im Gailtal, das Grauwackengebirge und das jüngere Flözgebirge. Er kennt die groben Konglomerate und die roten Sandsteine des Roten Totliegenden, die Kalke der Grauwackenformation. Im Grauwacken- oder Transitionsgebirge sieht er Tonschiefer, Grauwackengesteine und Kalke. Er sieht jenseits des Plöckenpasses die Tonschiefer über den Kalken, kennt die Schiefer mit den Knauern von „lydischem Stein“ (Kieselschieferbrekzien). Bei Paluzza beobachtete er in einer von einem alten Turm gekrönten Felsreihe den Wechsel von Grauwacken mit einem dem Harzer Grünstein ähnlichen „Diorit“ und er hebt dieses Vorkommen als ein dem Transitionsgebirge zukommendes Merkmal hervor. Buch kennt die Kalkzüge der östlichen Karnischen Alpen; er sieht, daß sie vielfach brekzienartig sind — er hat also die Uggowitzer Brekzie gesehen. — Es ist staunenswert, was dieser Pionier der geologischen Wissenschaft gesehen hat und wie richtig seine Schlüsse sind.

A. Boué, 1835 (2), beobachtete zwischen Tarvis und Goggau einen Wechsel von Konglomeraten und Kalken und Kalkbrekzien — das ist das später durch Geyer berühmt gewordene Profil vom Trogkofelkalk aufwärts.

Die ersten Aufnahmen der Geologischen Reichsanstalt, 1850—1857.

Mit der Gründung der Geologischen Reichsanstalt in Wien setzt die Tätigkeit einer Reihe von Geologen in den Karnischen Alpen und Karawanken ein. Sie waren in der beneidenswerten Lage, Neuland zu bereisen.

Morlot, 1850 (3), unterschied: Tonschiefer (auch Grünschiefer) des Übergangsgebirges (mit Neuropteris) — Quarzkonglomerate —

schwarze, weißadrig Kalke (sogenannte Schnürkalk). Er zog den Vergleich mit dem Karbon der Stangalpe und von Nötsch. Der „Kohlenschiefer“ tritt im Liegenden, der „Kohlenschiefer“ im Hangenden auf. Morlot machte die erste Altersbestimmung; der große Fehler, den er durch den Vergleich mit Nötsch machte, hat sich lange gehalten und konnte erst später widerlegt werden.

Foetterle, 1855 (5, S. 902), scheidet in den östlichen Karnischen Alpen aus: Kohlenkalk-Schiefer (mit vielen Versteinerungen), Sandstein und Konglomerat, Lagen von Anthrazit — über diesen „Kohlenschiefer“ wieder Kalke und Dolomite des „Bergkalkes“. Foetterles Ergebnisse sind von den Arbeiten Lipolds in den Karawanken verschieden; denn er fand das Karbon unmittelbar über Glimmerschiefern. Die untere Abteilung dieser „Gailtaler Schichten“ stellt er bereits in das Karbon und hebt die Diskordanz zwischen Karbon und Trias hervor.

Peters, 1855 (6, S. 883), bearbeitete die östlichen Karnischen Alpen und die westlichen Karawanken. Er hielt den Kalk von Arnoldstein für Kohlenkalk. Er hebt die Ähnlichkeit der Gesteinsarten mit der Grauwackenzone der nördlichen Alpen hervor und er sagt, die alte Gebirgsbildung zum ersten Male klar erfassend: „Aus den überaus verwickelten Lagerungsverhältnissen in diesem Gebirge ergibt sich auch, daß die Kohlenformation (Gailtaler Schichten) gewaltige Störungen erlitten haben muß, bevor die untere Trias abgelagert wurde“. — Es möge bemerkt sein, daß der Begriff Gailtaler Schichten seine Berechtigung nur dem Glauben an die tektonische und stratigraphische Einfachheit des Gebirges verdankt.

Ein Kapitel der großen Arbeit von Stur, 1856 (7), trägt die Überschrift „Die Kohlenformation südlich von der Gail“. Er fand Pflanzen (= Stangalpe) bei Moos südlich von Maria Luggau, ferner *Spirifer mosquensis* zwischen Ahornachalpe und Hohem Trieb. Auch er glaubte an die Parallele mit dem „Kohlenschiefer“ von Nötsch. — Stur erwähnt die Schiefer, die zusammen mit roten, dem Bundsandstein ähnlichen Gesteinen vorkommen; er kennt „Schichten von sehr weichen dioritischen Gesteinen“. Er sah die eisenhaltigen Kalke mit den Orthozern auf der Plöcken-, der Valentin- und Würmlacher Alpe. Wichtig ist seine Beobachtung, daß in den westlichen Karnischen Alpen dieselben Kalke in ganz krystalline Kalke umgewandelt worden sind.

Stur kam nicht von der Vorstellung los, daß das ganze Gebirge aus Karbon bestehe; er spricht z. B. von den Produktenschiefern am Plöcken, er hält die Versteinerungen aus den hellen Kalken (Devon) für Bergkalk. Ganz richtig aber gibt er die Verbreitung der Kalke und die Gliederung der kalkigen Gesteine in rote und gelbe „Marmore“ und helle Kalke an.

Die Tektonik scheint Stur in der Plenge am einfachsten zu sein; im Polinig aber „sieht man die Gebilde durcheinandergeworfen“; noch schwieriger sind die Verhältnisse im Hohen Trieb und im Zollner — Stur beschreibt eigentlich recht richtig, konnte aber wegen seiner Stratigraphie zu keinem richtigen Bilde kommen.

Stur hat in derselben Abhandlung auch die Kohlenformation der Carnia und des Comelico beschrieben. Am Monte Crostis, bei Collina und am Rio Tamai (Monte Germula) fand er Pflanzenreste (S. 437). — Er beobachtete die „grünen Gesteine“ des Stallonfokels, Monte Fleons und der Cresta Verde, dann die schalsteinartigen Gesteine am Mt. Crostis usw. (den Schiefer eingelagert). Besonders hebt er eine Brekzie in den „Kohlenschiefern“ von Sega bei Timau hervor: „Sie besteht aus Stücken von einem schwarzen Hornstein, die durch eine Schiefermasse zusammen gebacken sind“ — das ist die Kieselschieferbrekzie!

Foetterle, 1856 (9, S. 373) stellte folgende Gliederung auf: 1. Glimmerschiefer am Rande des Gebirge im Gailtal, 2. dünngeschichtete, weiße, krystalline Kalke, 3. Schiefer mit Kohlenkalkfossilien, nach oben in Sandsteine und Konglomerate übergehend, 4. dunkle und graue, versteinungs-

führend Kohlenkalke. — Darüber liegt die Trias. Die Glieder 2 bis 4 nennt er **Gailtaler Schichten**.

Peters, 1856 (12, S. 630), weicht vom bisherigen Gebrauch etwas ab und unterscheidet: 1. Kalk von Arnoldstein (= unterer Kohlenkalk), 2. Schiefer und Sandsteine im Wechsel, 3. oberer Kohlenkalk. Diesen Namen verwendet er, „ohne einen Beweis für die Richtigkeit dieser Altersbestimmung zu haben“. Er führt von Vellach *Rhynchonella pentatoma* an (d. i. wahrscheinlich unsere *Camarophoria sancti spiritus*!) und glaubt, daß sie aus dem Kalk stammt.

Alle bisher besprochenen Abhandlungen rechnen mit dem einfachen Verhältnisse — Gailtaler Kalk, Gailtaler Schiefer. Lipold, 1856 (11, S. 340), erkannte, daß man mit dieser einfachen Gliederung nicht das Auslangen finden könne. Er zeigt, daß zwei Schichtkomplexe — untere und obere Gailtaler Schichten — vorhanden sind, deren jeder aus Schiefer, Sandstein, Kalk und Dolomit besteht. Aus den zahlreichen Versteinerungen der oberen Gailtaler Schichten schließt er auf Altersgleichheit mit Nötsch und er spricht von einer „alpinen Steinkohlenformation“. Das Alter der unteren Gailtaler Schichten kann er wegen Mangel an Versteinerungen nicht festlegen; aus der Lagerung zieht er den Schluß, daß sie auch Karbon seien, daß sie aber wegen der Ähnlichkeit mit der Grauwackenzone von Obersteiermark und Salzburg älter sein können. — Wir wissen heute, daß es sich bei den „unteren Gailtaler Schichten“ um Altpalaeozoikum + Hochwipfelkarbon handelt.

Lipolds bedeutende Erkenntnis konnte nicht durchdringen. Die späteren Forschungen haben ihm auf dem Wege des Nachweises des Altpalaeozoikums recht gegeben.

Im Ganzen betrachtet, stellt die erste Zeit der Erforschung durch die Geologische Reichsanstalt eine Zeit ruhmreichen Fortschrittes dar. Diese Zeit ist gleichsam das heroische Zeitalter der Erforschung unseres Gebirges gewesen.

Der Nachweis des Altpalaeozoikums und des Oberkarbons und andere gleichzeitige Arbeiten.

Im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1858, S. 59, teilte E. Sueß mit, daß bei Kappel (wohl Bad Vellach bei Eisenkappel) ein *Bronteus* und eine Spiriferart, welche an *Konjeprus* erinnert, gefunden wurden, und er machte den Hinweis auf ein teilweise altpalaeozoisches Alter der bisher als Karbon betrachteten Teile der Karawanken. Aber später, 1868 (18, S. 15), meinte er, daß sich für ein höheres Alter kein sicheres Urteil gewinnen lasse. Der sichere Nachweis von „Obersilur“ (*Konjeprus*!) gelang erst Tietze, bei Bad Vellach, 1870 (24, S. 269).

Die weit spannende Abhandlung von E. Sueß, 1868 (18), vertritt die Ansicht, daß die Tonglimmerschiefer und Glimmerschiefer, welche er als Casannaschiefer bezeichnete, jünger als Karbon seien; dies hat eine Reihe von Polemiken hervorgerufen, Hauer, 1868 (19, S. 26), Tietze, 1870 (24, S. 259), Stache, 1873 (36, S. 205), 1874 (37, S. 223), Stur, 1868 (20).

In der zusammenfassenden Abhandlung von Hauer, 1868 (19, S. 25), findet man die übliche Stratigraphie (unterer Gailtaler Kalk, Gailtaler Schiefer, oberer Gailtaler Kalk), aber es ist immerhin die Möglichkeit eines höheren Alters des unteren Gailtaler Kalkes in Betracht gezogen. Die Ansicht vom karbonischen Alter des oberen Gailtaler Kalkes wurde durch die verunglückte Bestimmung einer von Stur am Mt. Canale gefundenen Versteinerung als „*Cerithium ignoratum*“ (aus dem jüngeren Bergkalk von Moskau) gestützt — siehe Stache, 1874 (37, S. 187).

Karbonpflanzen aus dem Naßfeldgebiete beschrieben Stur, 1868 (20, S. 136) und Unger, 1869 (21). Sehr wichtig war E. Sueß' Fund von *Fusulinen* bei Uggowitz, 1870 (25) — es war ein besonders unglücklicher Zufall, daß die ersten *Fusulinen* der Alpen in einem Triaskonglome-

rat, also auf sekundärer Lagerstätte gefunden wurden. Es begann damit die Frage der sogenannten Uggowitzer Brekzie (Kalkbrekzie aus großen und kleinen Trümmern von weißen, grauen, schwarzen und roten Kalken in rötlichem oder gelblichem, sandig-kalkigem Bindemittel). Stache, 1872 (28, S. 248), erwähnt aus einem Trumm von rotem Kalk (d. i. unser Trogkofelkalk!) *Fusulina cf. robusta* Meek und hält Perm für möglich.

Tietze, 1870 (24, S. 265) beschreibt das Profil von Watschig zum Naßfeld. Beim steil aufgerichteten Kalk von Watschig-Oselitzen, den er für das älteste Glied hält (d. i. Bänderkalk der Ederdecke!), entscheidet er nicht, ob es sich um Kohlenkalk oder Älteres handelt. Darüber liegen Schiefer und Sandsteine des Karbons. Im Auernig und Garnitzen sah er den Wechsel von Schiefen, Sandsteinen und Fusulinenkalken — er war der Erste, der Fusulinen im Anstehenden entdeckte! — und er sagt, daß die über den Fusulinenkalken liegenden hellen Kalke und Dolomit nicht Karbon seien (d. i. die Trias des Gartnerkofels!).

Die Auffindung von Fusulinen machte nun rasche Fortschritte. Stache, 1872 (28, S. 286) fand Knollenkalke mit Fusulinen bei Untertörl und entdeckte Fusulinen in den hellen Kalken bei Untergoggau. Er gliederte: 1. unterer schwarzer Fusulinenkalk mit *Fus. cylindrica* oder überhaupt mit langgestreckten Fusulinen, 2. oberer weißer Fusulinenkalk mit *Fusulina robusta* oder nahe stehenden kugeligen oder ovalen Fusulinen, 3. Uggowitzer Brekzie, bunte Fusulinenkalke einschließend. Stache, 1873 (34, S. 291) stellte fest, daß die beiden Hauptniveaus mit den langgestreckten Fusulinen höher als die Farnzone des Oberkarbons liegen. — Auch Tietze, 1872 (31, S. 142) kam zu einer Gliederung des Karbons. Er glaubt, in einer Fauna aus Schiefen den *Productus giganteus* zu erkennen, schließt aber aus anderen Fossilien auf die Vertretung des Oberkarbons. Die versteinungsleeren Schiefer und Kalke unter den Konglomeraten hält er für älter als das Karbon, so daß „der Name Gailtaler Schichten nicht als gleichbedeutend mit dem Namen Steinkohlenformation gesetzt werden darf, sondern einen umfassenderen Begriff darstellt“. Damit sind die bisherigen Einteilungen gefallen und die Übereinstimmung mit Lipold ist hergestellt.

Neben den Studien im Karbon ist die Entdeckung der ersten Graptolithen durch Stache, 1782 (29, S. 234; 30, S. 323) das bedeutendste Ereignis dieses Zeitabschnittes der Erforschung. Stache, 1873 (36) stellt sie ganz richtig in den unteren Teil des Gotlandians; er gibt ein Profil von Uggowitz in das Gailtal, das er selbst und dann Frech etwas abgeändert haben. Durch die Auffindung der Graptolithen mußte eine neue Auffassung von Stratigraphie und Tektonik kommen, denn die „Gailtaler Schichten“ konnten nicht mehr entsprechen — der Name ist überflüssig geworden. Es besteht nun die Möglichkeit der Parallele mit der Grauwackenzone (Lipold!). Die Meinung Lipolds von der Teilung der Gailtaler Schichten in eine untere und obere Gruppe hat sich als richtig herausgestellt.

Im Anschluß an die Arbeiten der österreichischen Geologen muß der Tätigkeit von Taramelli, 1869 (26) gedacht werden. Er versuchte folgende Stratigraphie:

1. Glimmerschiefer und Tonglimmerschiefer, welche er für Silur hält.
2. Schwarzer, talkiger Quarzpudding.
3. Weißer, talkiger Quarzpudding.
4. Sandstein mit Pflanzenabdrücken.
5. Glimmeriger Sandstein mit *Productus*. — Das alles hält er für fragliches Devon, es ist aber sicher Karbon!
6. Sandiger Kalk mit *Euomphalus*.
7. Anthrazitführender Schiefer und Sandstein.
8. Roter Kalk mit *Orthoceras*.
9. Grauer, erzführender Kalk. — Taramelli hielt diese Schichten für Silur, es ist aber eine Mischung von Silur, Devon und Karbon.
- 10 a. Tonschiefer.
- 10 b. Arkosen.
- 10 c. Diorit. — Taramelli hielt das für Casannaschiefer, es ist aber eine Vertretung der Dimonserie.
11. Quarzporphyr und Porphyrbrekzien. — Das sind die Eruptiva der

Dimondecke. — 12. Tonschiefer, Spilite und Sandsteine des Oberperm. — Das sind Angehörige der Dimondecke.

In der stratigraphischen Gliederung von Taramelli ist die enge Verbindung der Schiefer, Spilite und Grödener Sandsteine bemerkenswert — eine Feststellung, auf welche später Gortani und Vinassa de Regny zurückkamen. — Später hat Taramelli, 1874 (40), die silurischen Schiefer als Gailtaler Schichten bezeichnet. Er hält die Kalke und Schiefer am Nordrande des Gebirges für älter als das Silur. Die Casannaschiefer kann er in seiner Stratigraphie nicht unterbringen, weil er die Kalke und Schiefer des Nordrandes des Gebirges im Gegensatz zu E. Sueß in das „Protozoico“ stellt. Im Text werden allerdings die Casannaschiefer als ein Teil des „Carbonifero“ geführt. Im schwarzen Fusulinenkalk vermutet Taramelli ein Zwischenglied von Devon und Karbon.

Staches „Palaeozoische Gebiete der Ostalpen“, 1874.

Die große Abhandlung von Stache, 1874 (37), versucht, die palaeozoischen und älteren Bildungen der Ostalpen in große Zusammenhänge zu bringen — das war damals eine unlösbare Aufgabe. Wenn auch der größere Teil der Ausführungen Staches heute nur mehr historischen Wert hat, so muß doch auf sie eingegangen werden, weil sie in vielen Dingen richtunggebend für spätere Arbeiten geworden sind. Stache, S. 180, stellt die nachstehende Gliederung auf:

1. Tonglimmerschiefer und Tonschiefer der Quarzphyllitgruppe; darüber Bänderkalk, Kalkphyllit und Tonschiefer der Kalktonphyllitgruppe. Er vergleicht diese Gesteine mit der Schieferhülle der Tauern und läßt Kalk und Schiefer einander faziell vertreten. Den Bänderkalk von Arnoldstein stellt er in die Kalkphyllitgruppe und stellt ihn so tiefer als das Obersilur.

2. Schichten der älteren Grauwackengruppe. Hier unterscheidet er:

a) Untersilur; violette, violettgraue, grünliche oder bräunliche Schiefer mit Sandsteinlagen (Wildbachgraben, Valentintal); dazu knollige Kalke mit Orthozeren (z. B. Plöcken). Vermutungsweise rechnet er zum Untersilur die grünen und violetten schalsteinartigen Schiefer der Südseite des Gebirges.

b) Obersilur; eine mächtige Reihe von schwarzen Tonschiefern, Kiesel-schiefern, schwarzgrauen Grauwackensandsteinen und Konglomeraten (die beiden letzteren = unser Hochwipfelkarbon!); hieher die Gaptolithenschiefer, die netzartig geäderten Kalke in Verbindung mit Knollenkalcken. — Brekzienartige, blaugraue Krinoidenkalke betrachtet er als Silur-Devon.

c) Praekarbon; dazu die Schiefer der Ofenalpe mit *Productus giganteus* (hat sich später als unrichtige Bestimmung herausgestellt!). Im Vogelbachgraben und „im Loch“ bei Pontafel erscheinen nach Stache Formen des höheren Oberkarbons und des Perm. Ob „Bergkalk“ vertreten ist, entscheidet er nicht, möchte hieher aber die Kalke der Plenge, des Mt. Canale und Mt. Germula (d. i. sicheres Devon!) stellen.

3. Stache stellt, S. 188, eine Gliederung des Oberkarbons und Perms nördlich von Pontafel auf. Hier spielt der angebliche *Prod. giganteus* von der Ofenalpe eine Rolle. Er unterscheidet:

a) Pflanzenführende Schichten der Steinkohlenformation.

b) Marine Schichte. Er stellt es als fraglich hin, ob nicht eine Anzahl von fusulinenführenden Schichten in das Praekarbon gehören.

Aus Staches stratigraphischem Versuch resultieren zahlreiche Unmöglichkeiten, so z. B. das permische Alter des Profiles der Krone, das oberpermische Alter der Uggowitzer Brekzie und der Schlerndolomite des Gartnerkofels (die Hauer seinerzeit schon in die Trias gestellt hatte). Das wichtigste Ergebnis seiner tektonischen Arbeit liegt in der Feststellung, daß kein Glied des Gailtaler Krystallins in den Bau der Karnischen Alpen eindringt.

Stache hat bei seinen Ausführungen das Schwergewicht auf die Stratigraphie des Karbons gelegt. Er hat versucht, ein stratigraphisch-tektonisches Problem auf einseitig stratigraphischem Wege zu lösen.

Der Fortschritt der stratigraphischen Forschung, 1874—1884.

Stache hat sich auch in diesem Abschnitt mit den Fusulinen beschäftigt, 1876 (44), und er hält daran fest, daß sie über das Karbon hinausgehen. Hoernes, 1875 (41, S. 267), wies Fusulinen in rötlichen und grauen Kalktrümmern des „Verrukano“ des Comelico und des Kreuzberges nach. Seine Vermutung, daß sie von der Silvella und der Königswand herkommen, erwies sich später als unrichtig — dazu Hoernes, 1876 (42, S. 66).

Stache, 1878 (48, S. 310), rollte neuerdings die Frage der Uggowitzer Brekzie und deren Beziehung zu den Dolomiten der Umgebung auf. Diese werden von den Werfener Schichten des Canaltales überlagert und Stache schloß daher auf das permische Alter von Brekzie und Dolomit — wir wissen, daß es sich um eine Überschiebung handelt. Die Bekräftigung seiner Ansicht sah Stache in den Verhältnissen von Neumarktl in Oberkrain — dort aber ist die „Uggowitzer Brekzie“ nicht das Äquivalent der Brekzie von Uggowitz, sondern wirklich eine permische Brekzie (Tarviser Brekzie).

Stache, in dessen Hand der gesamte Fortschritt der Geologie der Karnischen Alpen lag, hat, 1878 (47, S. 306), den Nachweis einer reichlichen Fauna des Obersilurs am Kokberg erbracht. Er gedenkt auch der steilen Aufrichtung der Schiefer auf der Nordseite des Kokberges.

Stache, 1879 (49), kam rasch zur Feststellung der großen Verbreitung des Obersilurs — Plöcken, Würmlacher Alpe, rote Kalke der Ahornachalpe. Er stellt fest, daß die lichten Kalke der Plenge und des Mt. Canale nicht karbonisch, sondern „obersilurisch“ (= Stufe *F. Barrande*) sind; er nennt aus den Kalken *Pentamerus* und *Spirifer togatus*. Dann fand er *Monograptus priodon* im Kalk des Kokberges, 1881 (50, S. 298), und *Taramelli* 1881 (51) wies *Monograptus colonus* am Weg von Lodinut zur Stua di Meledis nach.

Stache, 1883 (55, S. 211), kam zur großartigen Vorstellung, daß das ganze Gebirge um den Wolaier See silurisch sei, ebenso auch das Silvella-Peralbgebirge und die Kalke um den Obstanser See. — Stache bestätigte die Vorstellung Sturs, daß in den westlichen Karnischen Alpen die durch Metamorphose veränderten Gesteine des mittleren und östlichen Abschnittes zu erkennen sind; er geht auf die Meinung Peters zurück, daß der faltensförmige Bau und die tektonische Hauptanlage schon vor der Ablagerung des Perms fertig gewesen sei (Peters sagte — vor der Trias).

Wir verdanken Stache eine wichtige, zusammenfassende Abhandlung über das Silur und die jüngeren Formationen, 1884 (58, S. 277). Das sind die grundlegenden Feststellungen über Silur und Devon der Karnischen Alpen — Nachweis des Caradoc des Uggwagrabens, Erörterung der Graptolithenschiefer, Versuch der Gliederung der „obersilurischen“ Kalke und ihrer Parallele mit Böhmen, erste Gliederung des berühmten Profiles des Seekopfsockels, Feststellung der Äquivalenz der Riffkalke mit den Stufen *F. G* und *H. Barrandes*.

Stache hat viele Beobachtungen im westlichen Teile der Karnischen Alpen gemacht. Herrschend sind schwarze, grüne und graue Schiefer im Verein mit sandsteinartigen Bildungen und mit Quarzphylliten. Der halbkrystalline Habitus wird herrschend, wozu das klippenartige Auftreten von größeren und kleineren Kalkmassen kommt. Er fand am Schulterkofel zwei Lagen von schwarzen Kieselschiefern (= Uggwagraben).

Im Karbon unterscheidet Stache (S. 361) eine schieferig-sandige und eine kalkig-dolomitische Fazies — das sind Vorstellungen, die dann *Gortani* und *Vinassa de Regny* wiederkehren. — Auf der italienischen Seite des Gebirges hat man eine Entwicklung von Tonschiefern, Schiefer-tonen, Sandsteinen und Konglomeraten, welche der Culmfazies analog ist (S. 362). Diese Vorstellung hat *Frech* in seinem Buch über die Karnischen Alpen aufgenommen.

Neben den Arbeiten von Stache gehen die Untersuchungen der Italiener einher. *Taramelli*, 1877 (46, S. 569), gibt eine Übersicht der

Gesteine, nach ihrem Alter geordnet und mit Angaben der Verbreitung. In Profilen ist der tektonische Bau dargestellt; es handelt sich um einen Faltenbau. — Pirona, 1877 (45, S. 114), unterscheidet im italienischen Teil nur Oberkarbon und Perm; er meint, daß es keine älteren Gesteine gäbe, denn er stellt auch die Devonkalke des Wolaier Gebietes in das Karbon. — In seiner geologischen Karte von Venetien stellt Taramelli, 1882 (53, S. 348), die Gruppe der älteren Grauwackengesteine Staches (Spilite, Porphyrkonglomerate, Quarzporphyre usw.) in das Perm. Sonst hält er die Schiefer der Carnia für Praekarbon (Chloritische Schiefer, schwarze und violette Schiefer, Sandsteine), wozu er auch die Kalke der Kellerwandgruppe rechnet, da er sie mit den Kalken des wirklichen Karbons vereinigt. Aus dem Oberkarbon gibt er eine große, nach De Koninck als Unterkarbon bestimmte Faunenliste (S. 360).

**Frech, Schellwien, andere Arbeiten und Frechs „Karnische Alpen“,
1884—1894.**

Das Tempo in diesem Zeitraum ist dem schnellen Eifer von Frech zu danken. Pencke und Frech, 1887 (64, S. 271; 65, S. 678) stellten das mitteldevonische Alter der Kalke des Oisternig fest. Tommasi, 1899 (70) entdeckte die Fossilführung des Karbons des Mt. Pizzul, mit dem sich auch Bozzi und Parona, 1890 (75, 76) beschäftigten. Stache, 1888 (69), wies den Bellerophonkalk bei Pontafel nach und schloß daraus wieder auf das permische Alter der Dolomite nördlich des Canaltales.

Schellwien veröffentlichte 1892 (78) den ersten Teil seiner großen Karbonmonographie, mit Detailbeschreibung der klassischen Profile des Naßfeldgebietes und Beschreibung der Brachiopoden. Er sprach sich für das triadische Alter der Dolomite nördlich des Canaltales aus. Mit Frech hielt er den Trogkofel für Trias. Er stellte fest, daß im Oberkarbon des Naßfeldes oft steile Aufrichtung vorkommt.

Die Tätigkeit von Frech in den Karnischen Alpen ist schwer kurz zu charakterisieren. Neben großen Verdiensten sehen wir Fehldeutungen, welche auf kurze Arbeitszeit und auf Beeinflussung durch die damals herrschende tektonische Mode zurückgehen. In seiner ersten Mitteilung, 1887 (65, S. 676), hält er die Kalke beim Eder noch für Untersilur. Er gab die erste Darstellung des Valentintörls (er und spätere Autoren schrieb Wolaier Törl, was unrichtig ist, weil dieses vom Wolaier See nach Italien führt). Er gab auch eine Gliederung des Devons im Wolaier Gebiete (S. 692). Die Grautolithenschiefer des Uggwagrabens will er an die Grenze von Ober- und Untersilur stellen. Für die unterste Masse der Kalke, Schiefer und Kalktonschiefer (Stache!) führt er den Namen Mauthener Schichten ein und stellt sie als fraglich ins Silur oder Kambrium; er vergleicht die Kalke mit dem Schöckelkalk (der sich neuerdings als Devon erwiesen hat).

In Anlehnung an Stache spricht er (S. 721) von Culmschiefern auf der Südseite des Kolinkofels. Im selben Jahre, 1887 (67, S. 745), beschrieb er eine Verfaltung von Culm und Devonkalk auf der grünen Schneide zwischen Cellon und Kolinkofel. — Frech hat schon 1887, (67, S. 739), seine tektonischen Anschauungen formuliert: einerseits Faltungerscheinungen, Überschiebungen und Ineinanderpressungen, andererseits Brüche, welche keine Beziehung zur Faltung haben. Er vergleicht die Karnischen Alpen mit dem „Bruchgebirge von Südtirol“ und trennt die ältere Faltung von der jüngeren Bruchbildung.

Frech veröffentlichte zahlreiche wichtige Beobachtungen, so z. B. den Übergang von Knollen- und Flaserkalken in Bänderkalk — Geyer hat später diese Erscheinung aus dem Anstehenden beschrieben. Frech meinte, daß die Karnischen Alpen von der Mitte des Perm an ein Festland waren und daß in Trias und Jura eine Karnische Insel bestand. Das Gebirge soll durch Faltung im unteren Perm entstanden sein. Die Brüche setzt er in das Jungtertiär.

Frech hat seine Ansichten in seinem großen Werk „Die Karnischen Alpen“, 1894 (81), niedergelegt. Die wichtigsten Punkte sollen erörtert werden; im übrigen wird auf dieses Buch später noch oft Bezug genommen werden. Im Rahmen des Werkes hat Milch einige Gesteine beschrieben (S. 181), so splitische Gesteine, Diabasa, porphyritische Gesteine (alle von der italienischen Seite des Gebirges). — Frech beschrieb die Schichtreihe des Karnischen Gebirges:

1. Quarzphyllit als Unterlage, von Sillian bis Nötsch. Er gibt aus diesen Gesteinen Granat an (S. 192) und erwähnt auch Granatglimmerschiefer.

2. Mauthener Schichten, 1½–2 km mächtig, mannigfach zusammengesetzt, zwischen dem Quarzphyllit und dem Obersilur liegend. Frech meinte, daß es sich um die eigentümliche ostalpine Entwicklungsform des Untersilurs handle, doch ist die obere und untere Grenze nicht überall befriedigend festgelegt. Die Hauptmasse setzt normaler bläulicher Tonschiefer zusammen. Als Einlagerungen nennt er schwarze Kieselschiefer, Grauwacken und Grauwackenschiefer, Quarzite, Konglomerate (mit Kieselschieferbrocken!). — Frech stellt in die Mauthener Schichten noch grüne Schiefer und Eruptivgesteine (Steinwand, Raudenspitze). Ferner bespricht er die auf seiner Karte besonders ausgeschiedenen Feldspatschiefer, welche z. T. verschieferter Quarzporphyre sind. — In die Mauthener Schichten stellt er auch halbkrySTALLINE, meist gebänderte Kalke (z. B. Zug Tröppelach-Arnoldstein). Er glaubt an den Übergang von Kalken über Kalkschiefer zu Tonschiefern. — Zu den Mauthener Schichten stellt er auch die Caradocschiefer des Uggwagrabens. — Frech hat in den Mauthener Schichten sehr verschiedene Gesteinskomplexe zusammengefaßt — Untersilur bis Karbon; er war der Meinung, daß sich Schiefer und Kalke faziell vetreten. Es hat der Aufmerksamkeit Geyers bedurft, diesen Grundirrtum richtigzustellen.

3. Das Obersilur wird gegliedert, wobei neben Richtigem die verunglückte Zone des *Orthoceras richteri* aufgestellt wird. Die Kalke mit den Kieselkorallen werden als eine Fazies der Orthozerenkalke betrachtet. Frech bespricht das berühmte Profil des Valentintörls (bei ihm Wolaier Törl); er betrachtet es als eine Schichtfolge und in diesem Sinn legt er die Grenze von Silur und Devon an die Basis der Goniatitenkalke, wobei die Kalke mit *Rhynchonella megera* ins Devon fallen. Im Besonderen (S. 234) bespricht er die Kalke mit den verkieselten Korallen und das Obersilur des Kokberges.

4. Im Devon herrschen die Korallenkalke, reich an Krinoiden und Brachiopoden. Frech beobachtet die Umformung der Kalke zu halbkrySTALLINEN BÄNDERKALKEN. — Infolge seiner Auffassung des Profiles des Valentintörls stellt er die Kramenzelkalke mit *Tornoceras* und *Anarcestes* in das tiefste Devon und er ist gezwungen, die ins Devon gestellte Fauna der Kalke mit *Rhynchonella megera* als Superstitenfauna auszugeben — es drängt sich der Vergleich mit Barrandes „Kolonien“ auf! Frech erbrachte den Nachweis der Stufe f, des Mitteldevons in Eifelzazies, der Iberger Kalke und der Clymenienkalke.

5. Im Karbon unterscheidet er den Culm der Südseite des Gebirges und das Oberkarbon. Im Culm hat man nur selten Landpflanzen, keine marinen Reste. Der Culm ist „in steile Falten gelegt und von den älteren palaeozoischen Bildungen durch gewaltige Brüche getrennt“; eine Ausnahme bildet nur an wenigen Stellen Auflagerung auf Clymenienkalk. Der Culm besteht aus vorherrschend dunklen, ebenflächigen Tonschiefern, mit Einlagerungen von Kieselschiefern (die Verhältnisse im Harz haben Frech verleitet, die Kieselschiefer als Culm anzusprechen!), Grauwacken, Konglomeraten mit Rollstücken von silurischen Kieselschiefern (warum silurisch?!), ferner Lagern von Tuffen, Schalsteinkonglomeraten und Eruptivgesteinen (Übergänge der Schalsteine über grünliche Tonschiefer in nor-

male Culmsedimente). Grödener Sandstein liegt transgredierend über dem steil aufgerichteten Culm.

Das Oberkarbon ist ein rings von Brüchen umgebenes Gebiet NW von Pontafel; dazu kommen die kleineren Vorkommen bei Tarvis und der „karbonische Horst des Mt. Pizzul“. Im Gesteinsaufbau hat man: vorherrschend Grauwackenschiefer, in gröbere Grauwacken oder in schieferig-glimmerige Gesteine und Tonschiefer übergehend, Quarzkonglomerate und Fusulinenkalke. Frech stellt im Detail die Profile des Auernig und der Krone dar (mit Wechsel von Lagen mit Landpflanzen und marinen Tieren). An der Basis des Oberkarbons liegt eine sehr ausgesprochene Diskordanz, denn die älteren Schichten sind vor dem Oberkarbon gefaltet worden. „Die beiden Karbonablagerungen sind am leichtesten und einfachsten durch die Lagerungsverhältnisse zu unterscheiden“. Das Unterkarbon steht sehr steil, während das Oberkarbon nach Frech flach liegt und nur ausnahmsweise (Garnitzen) steiler aufgerichtet ist; die Lagerung hat bei der Kartierung praktische Dienste zur Unterscheidung indifferenter Schiefer geleistet (S. 302, 441).

6. Das Perm besteht aus den von Frech in das mittlere Perm eingereihten Grödener Schichten (im unteren Teil das Grödener Konglomerat d. i. der sogenannte Verrukano — darüber der aus Sandstein, Mergel, Letten und Ton bestehende Grödener Sandstein, im Hangenden der aus Dolomit, Kalk, Rauchwacke und Gyps bestehende Bellerophonkalk).

7. Die Uggowitzer Brekzie erklärt Frech für ein Muschelkalkkonglomerat, stellt aber fest, daß es ähnliche Konglomerate im Bereiche der tieferen Grödener Schichten gibt, die man als Kalkkonglomerate der Grödener Schichten oder Pseudo-Uggowitzer Konglomerate bezeichnen könnte. Den mit der Uggowitzer Brekzie verbundenen Dolomit des Canaltales erklärt er für Trias und seine Überlagerung durch Werfener Schichten als Überkipfung.

8. Frech bespricht ausführlich die Trias — Werfener Schichten, Muschelkalk, Schlerndolomit. Den Trogkofelkalk des Trogkofels hält er für Trias!

Den größeren Teil des Werkes nehmen die Lokalbeschreibungen der Tektonik ein. Hier wird nur auf seine allgemein-tektonischen Ansichten eingegangen. Er glaubte den Nachweis führen zu können, daß die permische Transgression ältere Bruchlinien überdeckt habe und daß Faltung und Aufrichtung nur auf Altpalaeozoikum und Culm beschränkt seien. Die Faltung fällt, wie das Fehlen des unteren Oberkarbons (Ostrauer-Waldenburger Schichten = Moskauer Stufe) zeigt, in die Mitte des Karbons. Die Richtung der Faltung geht nach Süden (S. 443). In das Tertiär stellt er die Entstehung der Brüche.

In großem Rahmen betrachtet liegen die Karnischen Alpen (S. 461) zwischen der Zone der „Faltungen und Faltungsbrüche der Triaszone nördlich des Gailtales“ und dem „Bruch- und Schollengebiet der südalpiner Trias“. Die Ursache für die außerordentliche Zersplitterung der Karnischen Alpen zieht er in dem Zusammentreffen der wichtigsten Bruchsysteme der südlichen Ostalpen: Drau- und Gailbruch am Nordrande, Suganer Linie, den östlichen Teil des Südrandes bildend, zwischen den beiden die Villnösser Linie, die Hochregion der Kellerwand und des Plöckenpasses treffend. Zur Villnösser Linie rechnet er die Störung von Bordaglia, wo Trias in Palaeozoikum eingesenkt ist, und er ist geneigt, seinen Hochwipfel- und Roßkofelbruch zum selben System zu rechnen. Frech glaubt, der damaligen tektonischen Mode folgend, daß das Oberkarbon durch Brüche begrenzt sei, derart, „daß der westliche und nördliche Teil des Oberkarbons (im Verhältnis zu dem angrenzenden Silur) als Graben, der östliche und südöstliche als Horst bezeichnet werden kann“. Der Hochwipfelbruch trennt im Westen Oberkarbon und Silur, im Osten Trias und Silur. — Die Suganer Linie setzt in den „Savebruch“ fort. — Alle diese Dinge sieht die moderne Tektonik ganz anders an!

Das Werk Frechs überblickend, sehen wir seine große Leistung. Sein Name ist immer mit der Erforschung des Karnischen Gebirges ruhmreich verknüpft. Selbstverständlich ist sein Werk überholt, aber es ist das Schicksal jeder wissenschaftlichen Arbeit, die Grundlage für die bessere Erkenntnis der folgenden Generation zu bilden. Der Weg führt gegen das Ziel, dessen Erreichung an den Grenzen menschlicher Erkenntnisse scheitern muß.

Georg Geyer (die zweite Aufnahme durch die Geologische Reichsanstalt in Wien). 1894—1902.

Die Arbeit Geyers in den Karnischen Alpen ist ein glänzendes Blatt im Ehrenkranz österreichischer Geologie. Das Ergebnis — zahlreiche neue Erkenntnisse, zwei prächtige Karten — ist die eigentliche Grundlage der Karnischen Geologie.

Auf andere Arbeiten in dieser Zeit wird kurz eingegangen. Taramelli, 1895 (89, S. 187), fand Graptolithen bei Cristo di Timau. Dieser Fund bedingt eine prinzipielle Stellungnahme und die Aufrollung eines der ganz großen Probleme der Karnischen Geologie: Taramelli fragt nach der Grenze von Silur und Karbon, wenn beide schieferig entwickelt sind und das Devon fehlt. Er bemängelt es auch, daß Frech die Grenze von Culm und Oberkarbon nicht klargestellt hat.

Erwähnt seien die palaeontologischen Beschreibungen von De Angelis d'Ossat (Karbon des Naßfeldes und Mt. Pizzù), 1895 (94), und Schellwien (Fusulinen, Trogkofelkalk), 1898 (106), 1900 (115), so wie Rosiwals Beschreibung von Enstatitporphyr von Timau und eines Porphyrtuffes von der Cas. Primosio di sotto, 1895 (88).

Nun zu Geyers Tätigkeit! Sein erster Aufnahmebericht, 1894 (82, S. 106), steht noch ganz unter Frechs Einfluß (Untersilur im Sinne der Mauthener Schichten, zungenförmiges Ineinandergreifen von Kalken und Schiefem). Beim Edergut (Plöckenstraße) fand er eine Cystidee (Untersilur?). Die roten Netz- und Flaserkalke des Hinteren Joches hält er für Obersilur und führt ihre Verbreitung (Hoher Trieb usw.) an. Er beschreibt die wichtigen Profile der Cellonetta und des Valentintörls. Die Schiefer der Südseite hält er mit Frech für Culm; in den zugehörigen Sandsteinen bei Collina, bei der oberen Collinetta-Alpe, am Freikofel, auf der Promosalpe und bei den Köderhütten (Kronhofgraben) fand er *Archaeocalamites* sp. Er erkennt den Faltenbau im Kamm Mt. Crostis — Mt. Paularo — Mt. Dimon und erwähnt die grünen und violetten Schiefer und Tuffe, Diabase und Mandelsteine. Er betrachtet das Alles als Culm und glaubt, daß darüber der Grödener Sandstein transgrediere; er steht also im Gegensatz zur Meinung Taramellis von der engen Verbindung dieser Tuffe und Eruptiva mit den Grödener Schichten.

Der zweite Aufnahmebericht, 1895 (85), zeigt große Erkenntnisse und die Befreiung vom Einfluß Frechs. Den Devonkalken der Kellerwandgruppe stellt er die bänderigen Kalke des Mooskofels und der Plenge als dynamometamorph umgewandelte Riffkalke gegenüber. Auf der Mauthener Alm erkannte er (S. 63): Die Bänderkalke der Mauthener Alm (z. B. Valentinklamm) „hängen mit den grauen, gelbgenetzten und violetten, glimmerreichen Netzkalken direkt lagerförmig zusammen. Der ununterbrochene Zusammenhang läßt sich ebenso genau schrittweise verfolgen wie der regionale Übergang der Fazies“. Damit hat Geyer die Vorstellung Frechs verlassen, die Bänderkalke seien Untersilur.

Geyer zeigt, daß man aus den „Mauthener Schichten“ die Bänderkalke herausziehen müsse und daß dadurch auch der Begriff „Mauthener Schichten“ falle. Er kommt zu folgender stratigraphischer Reihe: 1. Kalk der Mauthener Alm — Hinteres Joch. 2. Tonschiefer. 3. Devonkalk des Mooskofels. — Geyer konnte sich nicht zu einer tektonischen Auffassung entschließen, was zweifellos in Frechs Auffassung des Profiles des Valen-

tintörls und des Seekopfssockels als stratigraphische und nicht als tektonische Folge lag.

Geyer erkannte im Polinig zwei tektonische Staffeln; er sah die Fortsetzung der unteren Staffel im Feldkogelzug. Die Züge bunter Netzkalke der Würmlacher Alpe, des Zollner usw. faßte er als Obersilur auf, stellte aber fest, daß ihre Wiederholungen nur tektonisch zu deuten sind. Im Nöblinggraben fand er einen Wechsel von Netzkalken, Tonschiefern und Grauwacken, schwarzen Kieselschiefern mit *Monograptus*, trennte aber nicht den Komplex der Kieselschiefer von den mit Kieselschieferbrekzien gehenden Schiefen. Auch auf der Gundersheimer Alpe fand er Graptolithen.

Geyer erkannte den tektonischen Charakter der Profile mit den oftmaligen Wiederholungen der Netzkalke; er zeigte, daß einzelne Züge sich spalten und auskeilen. Er spricht von einer intensiv gefalteten Region mit Schuppenbau (S. 78). Im Feldkogelzug stellt er die Überfaltung gegen Norden fest. Den Zug der Elferspitze verfolgt er in den Kronhofgraben (Skarnitzalpe). Am Hohen Trieb findet er Flaser- und Netzkalke und auf der Südseite Kieselschiefer mit Graptolithen; die Fortsetzung liegt nach seiner Auffassung im Mt. Germula, dessen devonisches Alter er feststellt (Frech hielt ihn für Trias). Er stellte die Kalkzüge der Alpe Lodin (bei der Cas. Meledis mit Graptolithenschiefer) und des Findenigkofels fest. — Geyer stellte fest, daß der ganze Raum zwischen Polinig und Trogkofel aus eng gepreßten, steil gestellten und zum Teil überschobenen Falten besteht. Auf den Scheiteln der abradierten Falten ruht „in nahezu schwebender, faltensfreier Lagerung ein System aus Tonschiefern, Sandsteinen, weißen Quarzkonglomeraten und eingeschlossenen Bänken von Fusulinenkalk, welches dem jüngeren Karbon angehört und als die unmittelbare westliche Fortsetzung des klassischen Vorkommens der Krone und des Auernig bei Pontafel angesehen werden muß“. Das Karbon der Ahornachalpe ist am Nordrand vielfach an Brüchen geschleppt, liegt aber nicht, wie Frech meinte in einem Grabenbruch. Sein Westrand ist kein Bruch, wie Frech annahm, und das Karbon hat auch eine größere Verbreitung als auf Frechs Karte. Wahrscheinlich hat Geyer im schwierigen Raum zwischen Collendiaul und Bischofalm unser Hochwipfelkarbon teilweise zum Naßfeldkarbon geschlagen. — Im Raum zwischen Straniger Alm und Bischofalm sind die Fusulinenkalke wenig mächtige Lager. Nach Geyers Meinung schwellen sie im Schulterkofel, der Ringmauer und in der Basis des Trogkofels mächtig an und führen Schwagerinen (das sind unsere Rattendorfer Schichten!). Im Trogkofel, den Frech für Trias gehalten hat, werden sie von weißen und roten Fusulinenkalken überlagert. — Bei der Klein-Kordinalpe und am Lanzenboden liegen Grödener Schichten als Einklemmung im Karbon. — Am Mt. Pizzul fand Geyer Oberkarbon über Culm. — Aus der Stellung des Oberkarbons schloß Geyer auf eine Faltung in der Mitte der Karbonzeit.

Geyer, 1895 (86, S. 308), fand bei Comeglians — Rigolato, den Schiefen eingelagert, graue Krinoidenkalke (Devon) und Kalke mit Orthozeren und *Cardiola cf. interrupta*, in einem zweiten Kalkzug graue Krinoidenkalke mit *Favosites* und rötlichgraue Kalke mit Orthozeren und Brachiopodenschnitten. Er fand es unwahrscheinlich, daß die begleitenden Schiefer Culm seien.

Geyer, 1895 (87, S. 392), hält die lichten Kalke nördlich des Canaltales (nach Stache Perm, nach Frech Trias) für eine Kalkfazies des mittleren und unteren Perm. Wichtig ist der Nachweis des palaeozoischen Alters des Trogkofelkalkes durch den Fund von *Productus semireticulatus* und *Productus lineatus*; im Trogkofelkalk der Reppwand fand er Fusulinen. Die Grödener Schichten liegen auf dem Trogkofelkalk oder, wenn dieser fehlt, direkt auf dem Oberkarbon. Er zieht zwischen dem Trogkofelkalk, der mit dem Oberkarbon enger als mit den Grödener Schichten verbunden ist, der Artinskstufe und der höheren Abteilung des

indischen Productuskalkes eine Parallele. Das Oberkarbon mit den pflanzenführenden Schichten stellt er in die Gshehlstufe.

Geyer hat dann eine große Abhandlung über den Pontafeler Abschnitt veröffentlicht, 1896 (91). Er stellt die Bänderkalke der Garnitzenklamm in Gegensatz zu den lichten, dick geschichteten, bänderigen Kalken des Schwarzwipfels (= Mooskofeldecke!) und hält die begleitenden Schiefer für Silur. Flaserige, rote Bänderkalke der Garnitzenklamm und des P. 1301 vergleicht er mit den Kalken des Hinteren Joches.

Mit geradezu prophetischer Gabe hat Geyer vorausgeahnt, daß die phyllitischen Gesteine südlich von Möderndorf einem sehr tiefen palaeozoischen Niveau angehören können. — Die Schiefer der Südseite hält er noch immer für Culm; dafür sprechen *Archaeocalamites radiatus* in Sandsteinen knapp über dem Devonkalk bei Collina, bei der Cas. Collinetta di sopra, am Lago Promosio und bei der Cas. Monumenz, dann auch die Transgressionsbrekzie mit Kalkgeröllen an der Basis des ganzen Komplexes.

Sehr eingehend beschäftigt sich Geyer mit der Transgression des Oberkarbons, das sich „in übergreifender Lagerung als eine söhlighe oder flach gewellte Decke ausbreitet. Der Grödener Sandstein der Kordinalpse schneidet am Hochwipfelbruch ab, am Lanzenboden ist er in das Karbon eingelagert. Geyer beschreibt die flache Lagerung im Trogkofel und den Bruch, der am Rudniker Sattel Karbon und Devon nebeneinander bringt. Kalkbrekzien im Trogkofelkalk möchte er mit der Uggowitzer Brekzie vergleichen. Die Karbonprofile von Auernig und Krone stellt er eingehend dar, ebenso das Profil des Gartnerkofels (Oberkarbon — Trias, mit großer Störung auf der Südseite).

Die Dolomite nördlich des Canaltales hält er noch immer für Perm und zieht mit ihnen die Kalke des Roßkofels zusammen, welche er später, 1897 (98, S. 251), als Devon erkannte. Er kommt in große Schwierigkeiten mit dem auf diesem Kalk transgredierenden Oberkarbon, aber er beschreibt diese Transgression in glänzender Weise, (S. 200): Quarzsandsteine auf dem Kalk nahe dem nördlichen Plateaurande; auf der nördlichen Gipfelschulter über Kalk das Oberkarbon, bestehend aus dunkel blaugrauen Kalken, darüber gelbraue Kalke, Tonschiefer, graue Quarzsandsteine, rötliche Fusulinienkalke, rötliche Quarzkonglomerate. — Geyer hat nochmals, 1896 (92, S. 313), den Versuch gemacht, die lichten Dolomite des Canaltales als Perm zu erweisen.

Geyer hat bis 1896 unter Voraussetzung des culmischen Alters der Schiefer der Südseite des Gebirges gearbeitet, obwohl ihm die Schwierigkeit nicht verborgen blieb, was man mit den gleichen Schiefen der Nordseite machen sollte, welche Frech in das Silur stellte. Geyer hat, 1897 (98, S. 241) seine Anschauungen, von den Graptolithenfundten ausgehend, einer Revision unterzogen. Bei Cristo di Timau fand er Graptolithen, aber auch Kieselschieferbrekzien und er schloß auf das silurische Alter dieser auch Grauwacken, Sandsteine und grüne Eruptiva enthaltende Serie. Aber diese Serie liegt dem Devon der Kellerwandgruppe auf und Geyer muß nun diesen von Frech als stratigraphisch (Basis des Culm!) angesehenen Kontakt als tektonisch betrachten; die Faltung und Stauchung der Schiefer und ihre Einschlüsse von Kalktrümmern können nach Geyer die Annahme einer Transgression zwar nicht widerlegen, wohl aber erschüttern.

Eine bedeutende Stütze für die Ansicht vom silurischen Alter der Schiefer war Geyers Fund von Graptolithen bei der Forcella Moraret; die Graptolithen liegen in Kieselschiefern, aber Geyer fand dort auch Kieselschieferbrekzien und in einem lichtgrauen, glimmerreichen Sandstein *Archaeocalamites radiatus*. Er redet von Pseudocalamiten, spricht somit den Pflanzen die Beweiskraft für das karbonische Alter ab. Die Pflanzen sind Calamarien sehr ähnlich, tragen aber nie eine Spur einer Nodiallinie. — Frech, 1899 (108, S. 260), erklärt das Fehlen der Quer-

linien mit tektonischer Verquetschung und hält an der Bestimmung als Unterkarbon fest.

Geyer, 1898 (103, S. 243), hat sich überzeugt, daß die Dolomite nördlich des Canalales Trias sind, womit nun auch die Frage der Uggowitzer Brekzie in ein neues Licht gerückt ist. In weit ausblickenden Erörterungen beschäftigt sich Geyer, 1899 (108, S. 424), mit der Uggowitzer Brekzie der Profile von Sexten und Tarvis und parallelisiert sie mit den Basallagen des „Verrukano“. Jedenfalls kann die Ablagerungsunterbrechung zwischen dem Trogkofelkalk und der Brekzie nur ganz kurz sein.

Nachdem Geyer, 1899 (107, S. 93) einen Aufnahmebericht über die westlichen Karnischen Alpen gegeben hatte, veröffentlichte er als Abschluß seiner Arbeiten im Karnischen Gebirge die beiden geologischen Kartenblätter „Oberdrauburg — Mauthen“ und „Sillian — San Stefano“ samt den „Erläuterungen“, 1901, (117), 1902 (121). Er unterscheidet:

1. Grünschiefer, grüne und violette Schiefer, grüne Eruptivtuffe und Eruptivgesteine (Diabas, Mandelstein) unbestimmten palaeozoischen Alters („pa“ in der Karte). Diese Schichten, in welchen auch Tonschiefer und Quarzite vorkommen, sind älter als das Oberkarbon, denn Geschiebe dieser bunten Gesteine kommen im Oberkarbonkonglomerat vor. (Das stimmt für die pa-Gesteine der westlichen Karnischen Alpen. Auf der italienischen Südseite hat Geyer fälschlich Gesteine als pa bezeichnet, welche unserer Dimonserie angehören; für diese gilt das Folgende). Manchmal werden rote Tonschiefer der bunten Serie „pa“ von roten Grödener Schichten überlagert, so daß die Trennung Schwierigkeiten macht, was für Taramelli, 1895 (89)), der Anlaß war, die bunten Schiefer als Unterperm anzusehen.

2. Untersilurische dunkle Tonschiefer, Grauwacken, Konglomerate, Sandsteine und Quarzite. Hieher stellt er die große Schiefermasse der österreichischen und italienischen Seite der Karnischen Alpen (also auch den Culm von Frech. In diesen Komplex fallen die Graptolithenschiefer von Cristo di Timau und der Forcella Moraret, die Kieselschieferbrekzien, die Sandsteine mit Pseudocalamiten, das Caradoc des Uggwagrabens; hieher rechnet er auch die Enstatitporphyrite und Quarzglimmerporphyrite von Timau. Geyer meint, der Komplex könne in das Kambrium hinab, in das Obersilur hinauf reichen.

3. Im Obersilur unterscheidet er die normale und die Bänderkalkfazies. In der normalen Fazies erscheinen die Kieselschiefer mit Graptolithen, die Kalke mit *Orthoceras potens* (Frechs Eisenkalke), graue Plattenkalke mit Mergelschieferzwischenlagen (Cardiola-Schichten), der pfirsichblütenrote Orthozerenkalk mit *Orthoceras alticola*, rote und graue Nützkalke mit *Goniatiten*, *Krinoidenkalke* mit *Rhynchonella megamera*. — Im Blatt Sillian treten schwarze, graphitische Kieselschiefer, Orthozerenkalke und Kalkphyllite auf.

4. Devon als Riffkalk des Unter- und Mitteldevons, Brachiopodenkalk des unteren Oberdevons, Clymenienkalk, graue und schwarze Plattenkalke des Wolaier Gebietes. In den westlichen Karnischen Alpen läßt sich das Devon nicht weiter gliedern.

5. Oberkarbon. Ein tieferer Komplex von Tonschiefern, Grauwackenschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten, mit Lagen von Fusulinenkalken — das ganze ein mehrfacher Wechsel von Landpflanzen führenden Lagen und marinen Lagen. Darüber der Hauptschwagerinnenkalk.

6. Permokarbonische, rote und weiße Fusulinenkalke des Trogkofels.

7. Uggowitzer Brekzie.

8. „Verrukano“ und Grödener Schichten; permische Dolomite, Rauchwacken, Gyps und Kalke der Bellerophonstufe.

9. Trias: Werfener Schichten, Muschelkalk, Pietra verde, Schlerndolomit.

10. Eruptivgesteine: Diabas von Rigolato, Diabasporphyrit von Paularo, spilitische Mandelsteine der italienischen Seite, Diabastuff der Steinwand, Enstatitporphyrit, Quarzglimmerporphyrit.

Michele Gortani und Paolo Vinassa de Regny, 1902—1933.

Ein Schwerpunkt der Arbeiten der italienischen Forscher liegt in der Herausgabe umfangreicher palaeontologischer Monographien. Die zweite Hauptaufgabe ist die Erreichung einer stratigraphischen Gliederung, welche alle bisherigen Schwierigkeiten beheben soll. Ferner haben sie mit den „Ellisoidi“ eine neue tektonische Auffassung begründet. In die sechs Lustren der großen Tätigkeit von Gortani und Vinassa fallen die Arbeiten anderer Geologen, welche in einem besonderen Abschnitt erörtert werden.

Gortani, 1902 (124), 1903 (128), begann mit kleinen Bemerkungen über den neu entdeckten Trogkofelkalk von Forni Avoltri. Dann kam von ihm ein Exkursionsführer, 1905 (132), der noch im Wesentlichen mit Geyers Auffassung vom silurischen Alter der Schiefer übereinstimmt, aber doch schon vermutet, daß an einzelnen Stellen Schiefer von „silurischem“ Aussehen ins Oberkarbon gehören. Dasselbe gilt auch für die Beschreibung der Gegend von Paularo durch Gortani und Vinassa, 1905 (134).

Wie eine Bombe wirkte dann der Fund von *Neurodontopteris auriculata* und *Calamites* im Gebiete der Forcella Moraret, etwa 100 m unter der Marinelli-Hütte, Gortani, 1905 (133, S. LXX). Die pflanzenführenden Schichten stehen nach Gortani, 1910 (174, S. 4), auf dem Grat zwischen dem Pic Chiadin und dem Mt. Coglians an; er führt dazu *Lepidophyllum caricinum* an. Schließlich gibt Gortani, 1921 (225, S. 16), von derselben Stelle noch *Sphenophyllum cuneifolium* und *Lepidophyllum trigeminum*, dann, 1912 (189, S. 35) *Calamites cisti* an. Die Flora ist nach ihm „typisch oberkarbonisch“. Bei der Mündung des Chiamalettabaches in den Landribach fand Gortani, 1910 (174) *Calamites cisti*, *Lepidostrobos cf. geinitzi* und *Lepidophyllum*. In den Schiefen nördlich von Paularo fand er, 1906 (150, S. 195) *Calamites cf. heeri*, *Calamites sp.* und *Lepidophyllum cf. caricinum*. Eine zusammenfassende Darstellung gab Gortani 1921 (225, S. 21); da erwähnt er auch *Asterophyllites*.

Zur Schwierigkeit, die dem Nachweis der Pflanzen in den Schiefen südlich der Kellerwandgruppe durch die Graptolithen von Cristo di Timau und der Forcella Moraret entstehen, nehmen die italienischen Forscher verschiedene Standpunkte ein. Vinassa de Regny 1906 (144, S. 221), meint, daß die Schiefer mit den Oberkarbonpflanzen über den silurischen Schiefen lägen. Wo bleibt dann aber, muß man fragen, die Transgression der Karbonschiefer über dem Devon der Kellerwand? Man kommt sofort zu einer komplizierteren Tektonik, als die Italiener zugeben wollen. — Gortani meint, daß die Graptolithenschiefer der Forcella Moraret nicht anstehend seien. Bezüglich Cristo di Timau hat er sich, nachdem er die Graptolithenschiefer 1920 (221, Karte) als nicht anstehend verzeichnet hatte, entschlossen, sie als anstehend anzusehen, 1926 (253, Karte), doch hat er, 1912 (189, S. 37) und 1921 (225, S. 19) glazialen Transport nicht ganz ausgeschlossen.

Die Bestimmung der Pflanzen als Oberkarbon (= Naßfeld) steht in Gegensatz zu Frechs Culm. Der Gegensatz wurde durch den Fund von Krause, 1906 (142, S. 65) verschärft: an der Westseite des Großen Pal Clymenienkalk mit welliger Oberfläche, transgredierend darüber Grauwackenschiefer und Grauwacken: in diesem Komplex bei der alten Säge im Angertal *Asterocalamites scrobiculatus*; dieselbe Form mit *Nodiallinien* und *Stigmaria ficoides* am Weg vom Plöckenpaß zur Cas. Collinetta di sopra und von dort zur Marinelli-Hütte auf der Forcella Moraret. Nach Krause können die Schichten nicht Silur sein, wie Geyer meinte, denn es gibt in den Alpen kein Silur mit einer Vereinigung von Grauwackenschiefen, Tonschiefern, Grauwacken, Kieselschiefern (diese Letzteren hat Krause mit Unrecht in diese Gruppe eingreift!) und Konglo-

meraten mit Kieselschieferbrocken. Aus den Pflanzen und der Gesteinsgesellschaft ist nach Krause der Culm erwiesen.

Vinassa de Regny, 1906 (143, S. 239; 144, S. 649) hält dagegen am oberkarbonischen Alter fest und bezweifelt die Bestimmung des *Asterocalamites scrobiculatus*. Auch Frech, 1910 (173, S. 1111) beharrt auf dem culmischen Alter und sucht, 1914 (202, S. 113), die ganze Frage auf einen Streit um den palaeontologischen und stratigraphischen Wert des von Krause aufgefundenen *Asterocalamites scrobiculatus* und einer *Sphenopteris*, wie er Vinassas *Neurodontopteris auriculata* nennt, zurückzuführen. Gortani, 1912 (189, S. 38), hält es für möglich, daß in den Schiefen Unterkarbon vertreten sei, doch können auch falsche Bestimmungen vorliegen. Geyer, 1910 (177, S. 358), zieht in Betracht, daß die von Krause als *Asterocalamites scrobiculatus* und von den Italienern als Oberkarbon bestimmten Pflanzen Versteinerungen seien, welche eine verschiedene Deutung erfahren haben.

Der Fund Krauses spielt in der Karbonstratigraphie der Karnischen Alpen insoweit eine Rolle, als die italienischen Forscher in Betracht ziehen, daß ein Teil der karbonischen Gesteine Unterkarbon oder tiefes Oberkarbon sei siehe Gortani, 1921 (225, S. 47; 227, S. 101).

In der Frage, wie die karbonischen von den silurischen Schiefen zu trennen seien, haben die Italiener verschiedene Standpunkte eingenommen. Zuerst glaubten sie, daß es beide nebeneinander gäbe; dann hielten sie alle Schiefer für Karbon, mußten diese Ansicht aber wieder einschränken.

Vinassa de Regny, 1905 (134, S. 2, 3), stellte bei Paularo Schiefer mit grünen Eruptiven in das Unter- und Mittelsilur, doch sind ihnen am Rio Tamai Sandsteine mit *Zoophycus carbonarius* (Karbon) eingeschaltet, dazu Vinassa de Regny und Gortani, 1906 (145, S. 231). Auch bei Paluzza, 1905 (132, S. 720), unterscheiden sie silurische (sandig-tonige Schiefer und Kalkschiefer) und karbonische Schiefer, die mit Konglomeraten und Brekzien verbunden sind. Die beiden Forscher, 1906 (145, S. 222), sind der Meinung, daß die Trennung trotz der lithologischen Ähnlichkeit auch bei fehlenden Fossilien eben durch die begleitenden Gesteine möglich sei. — Silur- und Karbonschiefer trennt Vinassa de Regny, 1908 (159, S. 188) in seinen Profilen durch die Gruppe des Mt. Lodin (Findenigkofel), Tfl. IV, Fig. 58. — Vinassa de Regny, 1910 (172, S. 33), sprach von Schiefen des Mt. Germula die älter als Caradoc, vielleicht Kambrium sind. Auch in der ersten zusammenfassenden Darstellung, 1910 (173, S. 1011) ist die Möglichkeit des Vorhandenseins von älteren Schiefen berücksichtigt. Später kam Gortani, 1921 (225, S. 15) zur Vorstellung, daß alle nicht als Silur erweisbaren Schiefer Karbon sind. In vieler Hinsicht haben die italienischen Forscher recht, denn sie erbringen z. B. für die Schiefer des Angertales durch die Auffindung von Devonkalkgeröllen in ihnen den Beweis nachdevonischen Alters. Daher erweiterte sich der Bereich der Karbontransgression immer mehr, so 1908 (161, S. 5) bis zum Peralba und schließlich, 1919 (218, S. 144), bis zum Westende des Gebirges. Die beiden Forscher kommen sogar zur Ansicht, daß auch die Pustertaler und Gailtaler Phyllite Karbon seien, 1921 (226, S. 141). Aber Gortani selbst, 1924 (238, S. 101) hat diese viel zu weit gehenden Ansichten zurückgenommen und den Bereich des Karbons in den westlichen Karnischen Alpen wesentlich verringert.

Die Karbontransgression wird nach Gortani, 1912 (192, S. 5) durch folgende Punkte festgelegt: 1. Durch die verschiedene Lagerung von Karbon und älteren Schichten; 2. durch das Heraustreten der Kalke aus der Schieferbedeckung; 3. durch das Erscheinen der Kalke in tiefen Taleinschnitten; 4. durch zahlreiche Fetzen von Karbon auf den Kalken; 5. durch die unregelmäßige Oberfläche der Kalke unter den Schiefen. Die italienischen Forscher haben festgestellt, daß tatsächlich große Schiefermassen, welche Geyer als Silur kartiert hatte, karbonisch sind; aber sie haben

nicht erkannt, daß es zwei verschiedene Karbonserien gibt, die stratigraphisch und tektonisch von einander verschieden sind und jetzt als Hochwipfelschichten und Naßfeldschichten bezeichnet werden. Gortani allerdings, 1921 (225, S. 20), hat der Sachlage derart Rechnung getragen, daß er von Übergängen aus dem fossilieren in das fossilreiche Karbon spricht, was nach ihm am Mt. Pizzul, am Findenigkofel und im österreichischen Teil des Gebirges zu sehen sein soll. Er meint, daß bei der Ahornachalpe, beim Zollner See, auf der Zollner Höhe bei der Straniger und Rattendorfer Alpe keine Trennung zwischen sterilem und fossilführendem Karbon vorhanden sei, sondern daß es sich hier und an anderen Stellen um Übergänge handle. — Gortani sagt (S. 21), daß man bei Annahme des unterkarbonischen Alters des schieferigen Karbons zwei Transgressionen hätte. Man muß allerdings kritisch fragen, warum zwei Transgressionen nicht vorhanden sein können. Gortani nimmt eine schieferig-sandige und eine kalkige Karbonfazies an. Wenn man ihm darin folgt, dann gehören ein Teil der Naßfeldschichten und die Hochwipfelschichten in die sandig-schieferige Fazies.

Eine besondere Rolle in den stratigraphischen Ansichten von Gortani und Vinassa de Regny spielen die Beziehungen des Oberkarbons zum Perm — es sind Anschauungen, die auf Taramelli zurückgehen. Gortani und Vinassa glauben an einen langsamen Übergang. Für diese Frage kommen auch die grünen Eruptiva in Betracht. Vinassa de Regny und Gortani, 1905 (134, S. 5), beschreiben das Naßfeldkarbon des Mt. Pizzul als eine Serie von Sandsteinschiefern im Wechsel mit Kalkschiefern, Kalken und Konglomeraten; eine mächtige Bank von weinroten Konglomeraten schließt die Serie ab und bildet den Übergang zu den Grödener Sandsteinen. Nach ihrer Darstellung, 1908 (172, S. 609), hat man unter der Cas. Pizzul bassa einen langsamen Übergang vom Karbon in einen schieferigen, roten Sandstein mit oberkarbonischen Fossilien. Die beiden Forscher halten diesen für Grödener Sandstein (Das kann kein Beweis sein, denn mitten im Naßfeldkarbon liegen rote Sandsteine!). Auch für das Gebiet Paluzza—Naunina wurde die enge Verbindung des Karbons mit dem Grödener Sandstein behauptet, Vinassa de Regny, 1910 (172, S. 53).

Allgemein hat sich Gortani, 1910 (174, S. 8), zu dieser Frage geäußert: Die Permkarbonkonglomerate fehlen im Süden und Osten des „nucleo centrale carnico“; sie begrenzen aber im Norden und Nordwesten die Karbontransgression. Man kann nun verstehen, wie die Diskordanz und Transgression beschaffen ist, welche die deutschen Geologen als eine allgemeine Erscheinung in den Karnischen Alpen auffassen. Die Lücke ist nicht vorhanden. Gortani meint, daß die palaeocarnische Kette im Norden Festland, im Süden Meer hatte. Das Untertauchen begann im Oberkarbon im Osten und Süden und hat sich langsam auf die anderen Teile der Kette erstreckt, so daß im Anfang des Perm die Herrschaft des Meeres wieder hergestellt war (Wie allerdings sich Gortani mit der Tatsache abfinden wird, daß die höchsten Lagen des Karnischen Oberkarbons nicht in die krasnoufimsische Stufe reichen und die Grödener Schichten Oberrotliegendes und Kupferschiefer sind, ist nicht zu sehen — die Lücke ist eben doch vorhanden!).

Während der oben erwähnten Bewegungen ereigneten sich die Eruptionen. Von den Eruptiven hat Gortani, 1906 (150, S. 169) eine zusammenfassende Darstellung gegeben; er unterscheidet: Quarzglimmerporphyr, Quarzglimmeraugitporphyr, Augitporphyr, Enstatitporphyr, Diabas, Diabasporphyr, Spilit. Die porphyritischen Gesteine sind mit einander ebenso eng verbunden wie die Spilite und Diabase. Aus den Lagerungsbeziehungen zu den Grödener Schichten schlossen die italienischen Forscher auf das oberkarbonische bis unterpermische Alter der Eruptiva siehe Vinassa de Regny — Gortani, 1905 (135, S. 722), Gortani, 1906 (150, S. 198), Vinassa de Regny, 1910 (172, S. 54). In dieses Alter gehören auch die Schiefer, welche Geyer auf italienischem Boden als

„pa“ ausgeschieden hatte. Geyer, 1910 (177, S. 355), wandte sich gegen das permische Alter, weil die Gerölle der grünen Gesteine schon im Konglomerat der Naßfeldschichten vorkommen. Allerdings handelt es sich hier, wie kritisch bemerkt sei, um die Gerölle aus unserer silurischen Plenge-serie und nicht um die Begleiter der sicher permischen Spilite und Diabaspho-phyrite. Geyers Kritik ist also mit Einschränkung berechtigt und die italienischen Forscher haben die Bemerkung versäumt, daß man die Altersbestimmung als Perm nicht auf alle „grünen Gesteine“ ausdehnen darf. Man muß eben den petrotektonischen Charakter der Gesteine auch berücksichtigen!

Gortani, 1925 (244, S. 213), hat für den Raudenspitzkamm (Mt. Creta Verde) das Vorkommen gelbbrauner Schiefer von ordovizischem Habitus zusammen mit stark laminierten Diabastuffen und Diabasen fest-gestellt und hält unterilurisches Alter für möglich. Diese Erkenntnis ist sehr wichtig, denn dann müssen diese „grünen Gesteine“ von den Spiliten und den permischen roten Schiefen getrennt werden!

Gortani meinte, daß die Grödener Schichten ihr charakteristisches Sedimentmaterial von den Spiliten bezogen hätten. Heritsch, 1928 (269, S. 341), wendete dagegen, daß die Zerstörung der Eruptiva das Korrelat zur Bildung der Grödener Schichten sei, ein, daß diese Schichten in allen Gebieten gleich aussehen, wo auch keine Eruptiva zu ihrer Bildung zur Verfügung standen.

Die tektonischen Anschauungen der italienischen Forscher gründen sich auf zwei Hauptüberlegungen: 1. Die Herrschaft der oberkarbonischen Transgression; 2. der voroberkarbonisch errichtete Faltenbau. Wegen der Faltung des Oberkarbons ergibt sich auch eine nachoberkarbo-nische Faltung, Gortani, 1920 (215, S. 37).

Die italienischen Forscher haben gewiß Recht, wenn sie einen Trans-gressionsverband an Stelle der von Frech angenommenen Brüche setzen (z. B. Lanza). Dagegen ist es unrichtig, wenn sie im sogenannten Hoch-wipfelbruch Frechs keine Störung sehen wollen. Gortani, 1924 (237); 1921 (225, S. 39), möchte in dieser großen Störung nur eine Unregelmäßig-keit im Kontakt von Schiefen und Kalken des Karbons, beziehungsweise der Auflagerung auf Silur sehen.

Die tektonische Auffassung der beiden Forscher zeigt Vinassas Pro-fil des Findenigkofels (Tafel IV, Fig. 58); sie haben die Vorstellung, daß über den Faltenbau des Altpalaeozoikums das Karbon transgrediere und die Falten wie ein Mantel verhülle, und nehmen daher 1910 (182, S. 647) Stellung gegen die Anschauungen von Frech. Nach ihrer Auffassung bildet das Altpalaeozoikum lange Antiklinalen oder „Ellissoidi“, die vom Karbon transgressiv übergriffen werden (Tafel IV, Fig. 64). Auf die Kritik der „Ellissoidi“ wird später eingegangen werden.

Frech hat zuerst an der Störung von Bordaglia die komplizierte Lage-rung von Bellerophonkalk und Grödener Sandstein erkannt, 1894 (81, S. 105). Geyer stellte auch das Vorkommen von Werfener Schichten und Muschelkalk fest, faßte das Ganze als grabenartige Einsenkung auf und sagte, daß die einzelnen Glieder der Trias schief zum Rand des Grabens ausstreichen. Vinassa de Regny, 1912 (161, S. 188) hält die Zone von Bordaglia für eine Synklinale und Gortani, 1925 (244, S. 214), spricht von merkwürdigen Faltungerscheinungen.

In drei Veröffentlichungen hat sich Gortani über die tektonischen Grundzüge der Karnischen Alpen geäußert — 1921 (225); 1922 (230); 1926 (251), wozu noch eine Publikation, 1924 (238), über den westlichen Teil des Gebirges kommt. Der Gailbruch ist nach Gortani, 1922 (230); 1921 (225, nur zum Teil vorhanden, da er sich auf eine Faltenverwerfung reduziert. Im Karnischen Gebirge ist ein großer Teil der von Frech angenommenen Brüche die Grenze der oberkarbonischen Transgression. Als tektonische Requisite kennt Gortani nur komplette und inkomplete Antiklinalen und Ellissoide, Synklinalen, Faltenverwerfungen und wenige Brüche. Die Falten

sind nach ihm, 1921 (238, S. 109), immer, auch wenn sie zum Teil zerstört sind, zu ergänzen; aber auch der Schuppenstruktur muß eine größere Wichtigkeit zugebilligt werden, als es bisher (1921!) von ihm und Vinassa de Regny geschehen ist — das ist zweifellos ein Erfolg der kritischen Äußerungen der Österreicher!

Auf Grund seiner Vorstellungen über den Bau des Gebirges hat Gortani, 1921, 1922, 1924, 1926, Übersichten (1922 und 1926 mit Karten) gegeben. Die Karten stimmen gar nicht miteinander überein, denn 1922 ist der größte Teil der westlichen Karnischen Alpen karbonisch, 1926 aber silurisch — das ist eben durch den Wechsel in der Altersdeutung der Schiefer begründet.

Die Tätigkeit von Gortani und Vinassa de Regny fällt in die Zeit des Umbaus der ostalpinen Tektonik, in die Zeit des Kampfes um die Deckenhypothese. Daher haben die beiden Forscher dazu Stellung genommen. Bereits 1908 (161, S. 9), sagt Vinassa de Regny, daß es in den Karnischen Alpen kein „carregiamento da lontani paesi“ gibt und er wendet sich scharf gegen die „moda di carregiamenti“.

Nun aber veröffentlichte Termier, 1922 (228, S. 1175), seine Vorstellungen über die Beziehungen der Dinariden zu den Alpen. Er faßte die Pustertaler Phyllite als alpin auf und meint, daß auf ihnen die Dolomiten gegen Norden geglitten seien. Die Karnischen Alpen nennt er ein Faltenland aus Phyllit, Silur, Devon, fraglichem Unterkarbon, darüber ein Schuppenpaket von Uralian, Perm und südalpiner Trias. Das Schuppenpaket ist dinarisch und von den Dolomiten nicht zu trennen. Die berühmte Diskordanz unter dem Uralian, die bisher als stratigraphische Erscheinung gedeutet worden ist, ist nach Termier tektonisch zu fassen. Gartnerkofel und Krone sind nach Termier dinarische Schubsetzen. Die Karnischen Alpen zeigen so nach Termier die Aufschiebung der Dinariden auf die Alpen.

Gortani, 1923 (231, S. 237), hat sofort gegen Termier Stellung genommen. Die Trennung von Alpen und Dinariden hält er für künstlich. Mit Recht lehnt Gortani die Deutung der oberkarbonischen Transgression als tektonisch ab; er verweist auf die „classica dimostrazione del Geyer“ von der Transgression am Roßkofel und auf das Fehlen der mechanischen Metamorphose an dem angeblich tektonischen Kontakt. Ein besonders schlagender Beweis gegen Termier liegt in den Geröllen von Silur- und Devonkalk in den Konglomeraten des Oberkarbons. Schließlich sagt Gortani, daß es keine Aufschiebung der Dinariden auf die Alpen gäbe.

Hinsichtlich der Faltungsrichtung stellte Vinassa de Regny, 1908 (161, S. 10), nachdem Geyer schon den Schub gegen Norden festgestellt hatte, die Herrschaft derselben Schubrichtung fest. Daneben gibt es nach der Meinung der italienischen Forscher auch einen Schub in Ost-Westrichtung, der sich in den „Ellissoidi“ äußert.

Hinsichtlich der allgemeinen orogenetischen Verhältnisse kommt Gortani, 1921 (25, S. 46), zu folgenden Vorstellungen: In Silur und Devon herrschte Meeresbedeckung. Die Schiefer und Kalkschiefer des Caradoc sind nicht in einem tieferen Meere abgesetzt worden. Die Kalke des Obersilurs sind Seichtwasserbildungen nahe der Küste; dazu rechnet er auch die Graptolithenschiefer. Dann kommen die Riffbildungen des Devons; nur die Clymenienkalke hält er für Absätze aus tiefem Wasser. Dann kommt die alte Faltung, darauf die oberkarbonische Transgression und dann die alpine Faltung.

Das Blatt Pontebba der Carta geologica delle Tre Venezie, 1926 (253, 255), ist das erste Blatt der offiziellen Kartenaufnahme. Hervorzuheben ist, daß auf dieser Karte der Graptolithenschiefer von Cristo di Timau erscheint, der in einer früheren Darstellung Cortanis als nicht anstehend aufgefaßt war. Die sehr übersichtliche Profiltafel der Erläuterungen gibt einen klaren Einblick in die Vorstellungen von den Ellissoide. Bemerkenswert ist die Feststellung, daß die Trias der östlichen Karnischen Alpen (vom Gart-

nerkofel an gegen Osten) mit einem anomalen Kontakt auf dem Palaeozoikum liegt.

Vor kurzem, 1933 (331), erschien das Blatt Ampezzo der Carta geologica delle Tre Venezie. Es bringt in dem Karnischen Anteil gegenüber der Darstellung von Geyer nur wenig Änderungen. Auf jeden Fall ist der Versuch, die Schiefer, welche die „Ellissoidi“ des Mt. Peralba und Mt. Avanza begleiten, in das Karbon zu stellen, abzulehnen, denn das ist Untersilur. Der Versuch mußte gemacht werden, um die Stellung des Peralba als Ellissoid glaubhaft zu machen. Bemerkenswert ist die scharfe Grenze zwischen dem Quarzphyllit des Comelico und den Karnischen Gesteinen.

Wir überblicken die Tätigkeit der italienischen Forscher. Es kommt ihnen und besonders Gortani ein großer und bedeutender Fortschritt zu. Sie haben das karbonische Alter eines großen Teiles der Schiefer nachgewiesen. Sie haben durch ihre Arbeiten die stratigraphischen und tektonischen Fragen ins Rollen gebracht. Ihr Name ist als glänzende Leistung mit der Erforschung des Karnischen Gebirges immer mehr verknüpft!

Neue österreichische und deutsche Arbeiten. 1903—1933.

Geyer hat, 1903 (125), 1904 (130), nochmals das Wort ergriffen, um wichtige Profile aus dem östlichen und mittleren Teil des Gebirges (Valentintörl, Tarvis) darzustellen.

Schwinner, 1927 (260, S. 88), versuchte die Parallele der Diabase der Raudenspitze mit dem Unterkarbon von Nötsch, was unmöglich ist, weil nach Angel, 1932 (318), die Gesteine von Nötsch keine Diabase sind. Die Brekzien am Plateau des Trogkofels bezeichnet Schwinner als Riffstrandbrekzien; Geyer hatte sie als Uggowitzer Brekzie betrachtet. Bezüglich der Uggowitzer Brekzie ist die Sachlage im Wesentlichen durch Geyer geklärt worden. Gortani, 1921 (225, S. 26), schlägt, da die Brekzie oder eigentlich das Konglomerat dem Muschelkalk angehört, den Namen Trogkofelbrekzie vor. Aber die Brekzie am Trogkofel liegt im und nicht über dem Trogkofelkalk. Daher schlug Heritsch, 1928 (269, S. 339), für die über dem Trogkofelkalk liegenden Brekzien den Namen Tarviser Brekzie vor.

Schwinner, 1927 (260, S. 88), stellte — womit die Frage des Unterkarbons wieder aufgerollt ist — es zur Diskussion, ob die Schiefer des „Aufbruches“ des Seeberges in den Karawanken (d. i. unser Hochwipfelkarbon) nicht ein Äquivalent des Visé von Nötsch sei. Er hält es für möglich, daß unter den Auernigsschichten eine Vertretung des Unterkarbons von Nötsch liege.

Krause, 1928 (270, S. 634), beschrieb einen *Asterocalamites scrobiculatus* und bemerkt zu den von Vinassa de Regny als Oberkarbon gedeuteten Pflanzen: *Calamites cisti* bei Vinassa = wahrscheinlich *Asterocalamites*, *Neurodontopteris* bei Vinassa = wahrscheinlich *Cardiopteris*. Es ist also Culm und nicht Oberkarbon. Krause hält es für möglich, daß in dem fraglichen Gesteinskomplex Culm und Oberkarbon vertreten sei. *Asterocalamites* kommt, allerdings sehr selten, in den Waldenburger Schichten vor. Allerdings müßte, wie Rakusz, 1930 (294, S. 158), sagt, das oberkarbonische Alter der alpinen Funde von *Asterocalamites scrobiculatus* auch geologisch gestützt werden, weil Vieles mehr für Unterkarbon spricht.

Schwinner, 1929 (281, S. 138), beschrieb von Dreulach bei Feistritz einen Diorit, den er als exotisch ansprach. — Heritsch, 1929 (277, S. 164), vergleicht die Goniatitenkalke des Devons wegen ihrer tektonischen und allgemeinen Verhältnisse mit den nordalpinen Hallstätterkalken. — Haberfelner, 1931 (300, S. 89), zeigt die Anwendung der englischen Graptolithengliederung im Karnischen Silur. — Heymo Heritsch, 1930 (292, S. 386), beschreibt ein Konglomerat aus dem Hochwipfelkarbon und beweist die Aufarbeitung eines palaeozoischen und vopalaeozoischen Ge-

birges bei der Bildung des Konglomerates. — Heritsch, 1927 (265), 1928 (271, 272, 278), 1929 (279), begründet die Stratigraphie des Silurs und vergleicht sie mit Böhmen.

Spitz, 1909 (165), stellte mit Karte (1:25.000) und vielen Profilen den österreichischen Abschnitt zwischen Wolaier See und Plöcken dar. Er versuchte, den tektonischen Bau mit Hilfe der Faziesverschiedenheiten des Altpalaeozoikums zu lösen. So richtig der Gedanke ist, so wenig haltbar sind seine Zusammenfassungen der Schichten; denn in seinem Untersilur der Plöckener Fazies steckt auch das Hochwipfelkarbon und in seiner Silurfolge des südlichen Valentintörls vereinigt er Caradoc, Obersilur, Devon und Karbon. Die vielfach unrichtige Stratigraphie kann kein richtiges tektonisches Bild geben. Er erkennt einen Faltenbau, dazu Brüche als unbedeutende Erscheinung; er stellt mehrfache Faltung und Schuppenbau fest. Er stellt zwar Faziesverschiedenheiten fest, aber deren tektonische Auswertung im Sinne eines Deckenbaues lehnt er gerade so ab, wie die Senkungsbrüche Frechs. Wenn auch die Ergebnisse von Spitz nicht haltbar sind, so ist seine Arbeit doch der erste Versuch, moderne Gesichtspunkte auf die Geologie der Karnischen Alpen anzuwenden.

Mehrfach hat sich Furlani über das Westende des Gebirges geäußert. Sie schreibt, 1912 (187, S. 253), daß die Hauptmasse des Gebirges aus Tonschiefern bestehe; zu diesem Komplex gehören auch Geyers pae Gesteine. Die Tonschiefer sind zum Teil höher metamorph und dann vonden Quarzphylliten nicht mehr gut zu trennen. Im Tonschiefer stecken Bänderkalke und Porphyroide — die Forscherin hebt die Ähnlichkeit mit der Grauwackenzone hervor. — In einer späteren Abhandlung, 1919 (219), S. 35), spricht sie die grünlichen Tonschiefer des Westendes als Silur? oder Karbon? an. Sie meint, daß das Vorkommen von Porphyroiden für Karbon spricht, aber sie schränkt sofort ein: „Damit soll nicht gesagt sein, daß Porphyroide als Leitfossil für das Karbon zu betrachten sind“. Furlani nimmt für die grauen Bänderkalke und die sie begleitenden grünlichen Serizitschiefer, rötlichen Quarzite und geschieferten Diabastuffe ein silurisches Alter an.

Eine besondere Stellung nehmen die beiden Arbeiten von Küpper ein. In einer Notiz, 1926 (249), stellt er den Begriff Mauthener Schiefer auf (siehe unten). Er leugnet mit Recht den Übergang von diesen zu den Auernigsschichten. Die Mauthener Schiefer sind ein Schelfsediment, die grobklastischen Auernigsschichten wurden in einer rasch sinkenden Randsenke abgelagert. Küpper will nachstehende Reihe erkennen: kristallines Ufer — Randsenke — Schelf. Im Unterkarbon wurden in der Randsenke die Schichten mit *Asterocalamites scrobiculatus* abgelagert. Nach der Ablagerung der Trogkofelkalke erfolgte eine Gebirgsbildung.

In einer größeren Abhandlung kommt Küpper, 1927 (258, S. 46), zu merkwürdigen Vorstellungen. Das Oberkarbon der Auernigsschichten der Ahornachalpe liegt nicht transgressiv, sondern ist eine intensive Zusammenfaltung einer ursprünglich wenig mächtigen, transgressiven Serie. Er leugnet eine voroberkarbone Tektonik des Gebirges. — Küpper bezeichnet als Mauthener Schiefer Gesteine ohne Glimmergehalt. Seine Mauthener Schiefer umfassen Dachschiefer, Graptolithenschiefer, Graphitschiefer (meist einen Bewegungshorizont darstellend), Schiefer schlechtweg (hellere Farbe, plattig bis griffelig brechend, d. i. der meist vertretene Typus), Grauwacken mit allen Übergängen zu Sandsteinen und Kieselschieferbrekzien. Von den Mauthener Schiefen gehören die Graptolithenschiefer ins Silur. Küpper stellt auch die von Heritsch zuerst nachgewiesenen Trilobitenschiefer in die Mauthener Schiefer. Das zeigt Küppers recht geringe Einsicht in die Stratigraphie, denn die Trilobitenschiefer kommen nur als ganz dünne Einschaltungen in den Kalken des Obersilurs vor. In die Mauthener Schiefer stellt er die Schichten mit *Asterocalamites scrobiculatus*, ferner Schiefer, welche am Tomritsch Oberkarbonpflanzen geliefert haben.

Küpper hat das, was andere Geologen im Schweiß ihres Angesichtes zu trennen versucht haben, wieder zusammengeworfen.

Einzelne Ergebnisse Küppers sind aber wichtig. Trotz seiner gänzlich unmöglichen Stratigraphie erkannte er, daß man mit dem italienischen tektonischen Begriffsinventar der Ellissoide usw. nicht das Auslangen finden könne. Er beschrieb vom Nöblingraben und Kronhofgraben Schuppenbau und weist im Gebiete des Trogkofels und des Naßfeldes Bewegungsflächen nach.

Nach Küppers Meinung liegt in den Karnischen Alpen ein mittelpermischer Deckenbau vor, der, gegen Süden bewegt, noch das Unterperm umfaßt. Er gibt z. B. eine Gliederung: Antiklinale der Mauthener Alm — Mooskofel — Schuppensystem des Rauchkofels — Kellerwanddecke. Die Schuppenstruktur möchte Küpper der jungen Alpenfaltung zurechnen. — Die neuen Arbeiten haben die größeren Auffassungen und die Details bei Küpper absolut überholt.

Auseinandersetzungen von Schwinner, 1925 (242), bringen eine Darstellung der schon von Geyer eingehend studierten berühmten Profile des Valentintörls und des Seekopfsockels; in dieser Darstellung findet sich eine Reihe von stratigraphischen Irrtümern, denn Schwinner hat in Verkenntung früherer stratigraphischer Feststellungen — z. B. des Nachweises des Caradoc im Seekopfsockel durch Vinassa de Regny — Caradoc in das Karbon transferiert! Er mußte sich allerdings von Vinassa de Regny eine gründliche Abfuhr gefallen lassen, 1931 (243). Daß die auf einer falschen Stratigraphie aufgebaute Tektonik nur unhaltbar werden konnte, ist selbstverständlich; an der Unrichtigkeit der Tektonik wird nichts geändert, wenn Schwinner (S. 267) großartig erscheinende Spekulationen über Abtragung, Transgression und Mehrphasigkeit der Faltung in folgender Weise vorträgt: Aufhören der regelmäßigen Sedimentation am Ende des Oberdevons — Entstehung eines Faltengebirges vom Charakter des Jura — Abtragung, wobei in den Synklinalen der Kellerwand und des Mooskofels (woher weiß er, daß es sich da um Synklinalen handelt?), das Devon ganz erhalten blieb, während die Valentin-Wolaier Antiklinale bis auf den Silurkern gekappt wurde — Transgression des Karbons über den Faltenrumpf von Devon und Silur — Einschlichung von altpaläozoischer Unterlage und Karbon in eine Schuppenzone durch eine vielleicht mehrphasige Faltung. — Diese Auffassung von Schwinner mußte scheitern, denn die Wolaier-Valentinzone ist alles andere eher als eine Antiklinale von Silur — die falsche Stratigraphie ergibt eben eine absolut falsche Tektonik! Und nicht immer ist das gesucht Einfache auch das Richtige! Falsch an Schwinner's Meinung ist auch der Versuch, die Riffkalke der Kellerwandgruppe und die bänderigen Kalke der Mooskofelgruppe als gleichwertig nebeneinander zu stellen; denn auf diesem Wege gibt es keine Erklärung des tektonisch durchbewegten Gefüges der bänderigen Kalke — diese Erklärung kann nur in der tektonisch tieferen Position der Kalke der Mooskofelgruppe gesehen werden. — Erwähnt sei noch, daß Schwinner die Störung von Bordaglia für einen Ausläufer der Suganerlinie hält.

Die Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen wurde von H. Schmidt, 1931 (289) bearbeitet (Nachweis einiger Stufen von Silur und Devon, große Komplikation der Lagerung, welche verbietet, alle Schiefer entweder in das Silur oder in das Karbon zu stellen; Hauptfaltungszeit ist variszisch).

Heritsch, 1927 (262, S. 295), beschrieb Karbonfaunen von der Straniger Alm, aus dem Vellachtale und von der Naßfeldstraße. Die Letztere glaubte er, in die Mauthener Schiefer, d. i. in den von Küpper, 1927 (258), 1926 (249) aufgestellten Unglücksbegriff, stellen zu können, was er selbst berichtigte, 1929 (284, S. 413). Heritsch behielt die Möglichkeit der Vertretung von Unterkarbon im Auge.

Heritsch, 1928 (268, S. 303), verschuldete den Grundirrtum, daß er, gestützt auf die falsche Meinung, die Fauna der Naßfeldstraße gehöre zu den Mauthener Schiefer, glaubte, zwei ungefähr gleich alte Karbonfazies unterscheiden zu können (Hochwipfeldfazies und Naßfeldfazies); die beiden Ausdrücke decken sich nicht mit *Gortanis* sterilem und fossilreichem Karbon. Neue Studien haben ergeben, daß man statt Fazies den Begriff Schichten zu setzen hat, denn die beiden Komplexe sind nicht gleich alt. — Heritsch zeigt den Schuppenbau im Nöblinggraben und im Feldkogel-Waschbüchelkamm. Er kommt zum Schluß, daß die Profile mit den Hochwipfelschichten durch Schuppenbau ausgezeichnet sind und daß aus den Kieselschiefern der Hochwipfelschichten auf Sedimentation in der Nähe der Graptolithengesteine zu schließen ist. — Heritsch zeigt dann die Bedeutung der Schuppenstruktur (z. B. im Seekopfsockel) und beweist das Vorhandensein von Schubflächen im angeblich ruhig gelagerten Naßfeldkarbon. Dann kommt er nach eingehender Kritik der Anschauungen von Küpper zu den folgenden Möglichkeiten der Erklärung der Tektonik: 1. Die Hochwipfeldfazies ist zum großen Teile älter als die Naßfeldfazies (was seither als richtig erkannt worden ist). — 2. Die Naßfeldfazies ist zwischen der Hochwipfeldfazies abgelagert und ihre Geröllvölker sind von einem krystallinen Rücken abzuleiten. — 3. Das Naßfeldkarbon verdankt seine heutige Lage der Tektonik, wobei sowohl der Versuch von Küpper als auch der Gedanke *Terriers* abzulehnen ist; es müßte der mit dem Naßfeldkarbon eng verbundene Devonkalk von Roßkofel und Mt. Germula mitgewandert sein. Heritsch selbst nimmt keine Stellung zu den drei Möglichkeiten, denn er kommt zum Schluß, daß es keine einwandfreie Lösung der Tektonik gibt.

Heritsch, 1929 (284, S. 413), zieht die Möglichkeit eines namurischen Alters der pflanzenführenden Schichten (Culm bei Frech) in Betracht. Er kritisiert wieder die Ellissoide (Profile des Kleinen Pal und des Poludnig). Ferner stellt er im Gebiete der Bischofalm fest, daß über Schuppen aus silurischem Lydit und Kieselschiefer, altpalaeozoischen Kalken und Hochwipfelkarbon, welche alle steil aufgerichtet sind, flach gelagerte Naßfeldschichten transgredieren. Da die Hochwipfelschichten leicht diskordant über dem Altpalaeozoikum liegen, so sind zwei variszische Diskordanzen festgestellt; die untere, zwischen Altpalaeozoikum und Hochwipfelschichten, ist unbedeutend; die obere liegt über den steil aufgerichteten und zu einer Fläche eingebneten Schuppen von Altpalaeozoikum + Hochwipfelkarbon. Die große Gebirgsbildung fällt in die asturische Phase, in welcher der größte Teil des Gebirgsbaues fertig war. Alpidisch ist die große Bewegung in den östlichen Karnischen Alpen, wo die Serie von den Schwagerinnenkalken bis in die Trias wie eine gewaltige Decke gegen Norden gewandert ist.

Hier muß endlich auf die Kritik der Ellissoide (Tafel IV, Fig. 58, 64) eingegangen werden. An Versuchen, die Tektonik anders zu sehen, hat es nicht gefehlt. So hat Tilmann, 1911 (186, S. 114), Deckenbau vermutet und hat ihn, ohne Lokalkennntnis, durch allzu allgemeine Bemerkungen (Faltungerscheinungen, Ausquetschung von Schichtkomplexen, Reibungsbrekzien, Regionalmetamorphose, Fazieswechsel — Alles aus Spitz' Darstellung herausgelesen!) zu stützen versucht. Aber Tilmann konnte die Decken nicht klar festlegen!

Heritsch hat seit langem, 1915 (205, S. 254), immer wieder auf die Bedeutung der Schuppenstruktur hingewiesen. Er hat, 1927 (263, S. 174), zwischen der ersten Schuppe (Mooskofel) mit metamorphem Altpalaeozoikum und der zweiten Schuppe (Kellerwand) die Schubbahn der verschuppten Region des Valentintörls angenommen und hat die Metamorphose der unteren Schuppe mit der Tektonik in Zusammenhang gebracht. In der englischen Ausgabe, 1929 (277, S. 164), werden diese Schubmassen (als Weiterbildung eines Profiles von Küpper) übereinander gezeigt.

Die „Ellissoidi“ werden am besten durch die berühmten Profile des Seekopfsockels und des Valentintörls widerlegt. Stache, 1884 (58, S. 336), Frech, 1894 (81) und vielleicht noch Geyer, 1903 (125) betrachteten das Profil des Seekopfsockels als Schichtfolge. Spitz, 1909 (165), dachte schon an eine tektonische Auffassung. Alle diese Autoren haben in dem Profil eine konkordante Serie gesehen. Gortani und Vinassa de Regny, 1913 (197); 1914 (203), leugnen die Konkordanz; es greife über steil aufgerichtete ältere Schichten Oberkarbon transgredierend über; wenn man von diesem Karbon absehe, sei das Profil eine überstürzte Antiklinale. Mit Recht hat Schwinner, 1925 (242, S. 263), sich gegen die gewiß unrichtige Meinung vom transgredierenden Karbon gewendet. Gortani, 1926 (250), hat dann das Profil feiner gegliedert und er kam hier und später für das Gebiet des Mt. Germula, 1933 (336), zum Schluß, daß Anzeichen von Schuppenstruktur nicht fehlen, daß aber diese „struttura embriicata“ nicht als tektonisches Hauptmotiv über die überschlagene Falte dominiere. Tatsächlich zeichnet er das Profil so, daß das früher als transgredierend aufgefaßte Karbon in die älteren Schichten eingeschichtet ist und nicht über deren Schichtköpfe hinweggreift. — Tatsächlich liegen in dem Profil übereinander: 1. Tonschiefer und Sandsteine des Hochwipfelkarbons. — 2. Helle Kalke des Llandovery (von den Italienern für Devon und für den liegenden Flügel der überstürzten Falten gehalten). — 3. Ober-silurkalke. — 4. Netzkalke des Devons. — 5. Sandstein, Lyditkonglomerat und Tonschiefer des Hochwipfelkarbons. — 6. Caradoc. — 7. Kalk mit *Rhynchonella megaera*. — 8. Devonkalk der Seekopfwand.

Das Profil des Valentintörls ist von vielen Autoren bearbeitet worden: Frech, 1887 (65); 1894 (81). Geyer, 1894 (82); 1903 (125); 1904 (130). Spitz, 1909 (165). Gortani, 1925 (244). Schwinner, 1925 (242). Gaertner, 1927 (261); 1931 (303). Heritsch, 1932 (312). Heritsch-Haberfelner, 1932 (311). Bis zu den Darstellungen von Geyer und Spitz galt das Profil als eine silurische Folge und erst diese Forscher haben den tektonischen Verband der Gesteinszonen klar gemacht. Die Folge der Gesteine vom nördlichen Törl bis zum Fuß der Kellerwandgruppe ist in der Beschreibung der Wolaier Gruppe gegeben. Hier sei nur erwähnt, daß unter dem dort angeführten Profil, von den Rauchkofelböden bis in das nördliche Törl folgende Schichten übereinander liegen: Tonschiefer des Hochwipfelkarbons — Eisenkalke des Obersilurs — Kalke und Schiefer der Dubius-Schichten — graue, plattige Hornsteinkalke des ϵ -gamma — lichtblaue und rote Orthozerenkalke — Hochwipfelkarbon — schwarze Silurkalke — rote Netzkalke des Devons — schmale Lage von Hochwipfelkarbon — rote Netz- und Flaserkalke des Devons. Wir haben also bei isoklinalem Fallen gegen Süden einen Schuppen- oder Gleitbretterbau, eine Schichtfolge, welche niemals mit schiefen Falten erklärt werden kann.

So wie die beiden angeführten Profile sehen auch die anderen Profile durch die Ellissoide aus. Man kann daher mit Recht die tektonische Auffassung der italienischen Forscher ablehnen.

Nun ist noch der Tätigkeit Gaertners zwischen Wolaier See und Polinig zu gedenken, 1927 (261); 1929 (282); 1931 (303). Seine große Abhandlung von 1931 ist in Vielem die Grundlage für die folgenden Beschreibungen, weswegen hier nur kurz auf sie Bezug genommen wird. Sie bringt die stratigraphische Gliederung des Unter- und Obersilurs mit fein gegliederten Detailprofilen, sehr wichtige Auseinandersetzungen über die Silur-Devongrenze, eine neue Devonstratigraphie und die Lösung der Tektonik auf Grund von Schubdecken.

Ohne auf Gaertners Ausführungen Rücksicht zu nehmen, seien die Ansichten über das Alter der Gebirgsbildung berührt. Schwinner, 1927 (260, S. 91), nimmt folgende Phasen an: bretonisch (zwischen Clymenienkalk und Unterkarbon), sudetisch oder asturisch (zwischen Unterkarbon und Auernigschichten), saalisch (über dem Trogkofelkalk). Heritsch,

1927 (264, S. 222), hält die Diskordanz unter den Naßfeldschichten für sudetisch oder asturisch. Den tektonischen Hiatus zwischen den Auernigsschichten und dem Schwagerinenkalk führt er auf die große Materialdifferenz zurück.

Nun folgen noch einige Äußerungen über die Großtektonik. Nach Staub, 1924 (236, S. 216), sind Gailtaler Krystallin und Palaeozoikum der Unterbau der Dinariden. Die alpinodinarische Grenze legt er an die Südseite der Gailtaler Trias. Nach Staub besteht zwischen Alpen und Dinariden keine scharfe Grenze, weil die Dinariden nur das höchste tektonische Element des gesamten Gebirges sind. Die Karnischen Alpen sind der herzynische Sockel der Dinariden, „mit der klassischen oberkarbonischen Diskordanz der Altaiden“. Dagegen sagte E. Sueß im Anlitz der Erde, Bd. III a, S. 431; „Das Karnische Gebirge ist ein sowohl den Alpen als den Dinariden fremdes Gebirge mit selbständigem Streichen und von variszischem Alter, gegen Norden gefaltet, welches am Südrande des Dislokationsgürtels unter den Dinariden hervortritt“. — Heritsch, 1929 (277, S. 166), legt die alpinodinarische Grenze an den Nordrand der Karnischen Alpen, wo eine gewaltige Störungsbahn vorhanden ist.

Winkler, 1923 (233), hat auf seiner Karte die Fortsetzung der Karnischen Alpen nördlich von der Koschuta gezeichnet. Der Trogkofelkalk von Tarvis setzt sich im Jungpalaeozoikum des oberen Savetales, von Neumarkt und im Seeberger Aufbruch fort.

Konform den Vorstellungen von Staub sagt Cornélius, 1925 (241, S. 361), daß in den Karnischen Alpen nach der herzynischen Faltung eine Sonderstellung durch die eigene Entwicklung des Oberkarbons und des Trogkofelkalkes zu sehen ist, daß aber diese Sonderstellung nach Ablagerung des Trogkofelkalkes verloren geht und das Gebiet das weitere Schicksal der Südalpen teilt.

In einer großen Arbeit verfolgen Cornélius und Cornélius-Furlani, 1931 (302, S. 295), die Fortsetzung der insubrischen Linie aus dem Pustertal gegen Lienz, wobei sie überall als eine steil gegen Norden fallende Überschiebung das Hochkrystallin von den südalpinen Phylliten trennt. In diese Phyllite ist als ein dem Westen fremdes Element das Karnische Gebirge eingeschaltet. Das westlichste Auftreten der Karnischen Gesteine liegt im Schloßberg von Bruneck, dessen Kalk früher für Trias gehalten worden ist. Wichtig ist die Bemerkung, daß gegen Osten, im Klagenfurter Becken, die Bewegungstendenz an der „Pusterer Linie“ eine Umkehrung zeigt, da hier — allerdings wesentlich jüngere — Bewegungen gegen Norden vorhanden sind.

Damit ist die Übersicht der geologischen Arbeit in den Karnischen Alpen beendet. Es erübrigt sich, auf die Arbeiten einzugehen, die in der letzten Zeit von Graz aus über die Karnischen Alpen veröffentlicht worden sind. Besonders hervorgehoben seien die wichtigen Abhandlungen von E. Haberfelner über die Graptolithen, 1931 (300, 304), und seine Kartenaufnahme zwischen Plöckenpaß und Hochwipfel, 1936 (360). — Ferner sei erwähnt, daß das stratigraphische Problem von Oberkarbon und Perm durch die Arbeiten von Heritsch, Kahler und Metz einer Lösung nahe gebracht wurde (Siehe Lit. Verz. Nr. 316, 323, 327—330, 332, 333, 338, 341, 342, 348—351, 355, 357, 361).

Kurzer stratigraphisch-tektonischer Überblick.

Im Verlaufe der neuen Arbeiten in den Karnischen Alpen stellte sich heraus, daß man gewisse Gruppen von Gesteinen zu tektonischen Einheiten zusammenfassen kann, wobei fast immer die Fazies als charakterisierendes Moment die erste Rolle spielt. Man kann diese Einheiten als Decken bezeichnen, aber unter starker Betonung der Tatsache, daß es sich um ganz wesentlich kleinere Einheiten handelt als bei den Decken der Nördlichen Kalkalpen.

Die Begründung der Deckenfolge der Karnischen Alpen wird in tektonischen Abschnitten, in der tektonischen Karte und in den Profilen gegeben werden. Wir werden folgende, vom Liegenden zum Hangenden übereinanderliegenden Schubmassen erkennen:

Die tabellarische Übersicht (S. 50) mag vielleicht die folgende Darstellung leichter lesbar machen. Sie mußte im Hinblick auf die Tatsache, daß die Vertreter der Deckenhypothese in den Alpen die faziellen Kriterien oft beherrschend in den Vordergrund geschoben haben, gegeben werden.

Die Reihe der Decken von der Ederdecke bis einschließlich der Kellerwanddecke stellen Schichtfolgen von Ordovician bis in das Karbon dar. Die Eder-, Mooskofel-, Cellon- und Kellerwanddecke sind durch das in Riffazies, die Mauthener Alm- und Rauchkofeldecke durch das in Netzkalkfazies ausgebildete Devon charakterisiert. Bei diesen Schubmassen zeigt sich, wenn man von einer kleinen Ausnahme in der Cellondecke des Valentintales absieht, das Zusammenfallen von tektonischen Abgrenzungen und der Fazies.

Die Bischofalm-, Plenge-, Dimon- und Luggauer Decke haben kein Devon. Sie sind durch die Verschiedenheiten der sie zusammensetzenden Gesteinsserien charakterisiert, wobei die Dimondecke eine noch nicht genügend genau studierte komplexe Serie von etwas obersilurischen Lyditen und Kiesel-schiefern und viel jüngerem Palaeozoikum darstellt und nur dadurch von dem benachbarten tektonischen Element abzutrennen ist, daß sie durch merkwürdige Eruptiva ausgezeichnet ist.

Der tektonische Bau, der sich in die in der Tabelle kurz charakterisierten Decken gliedert, ist vor der Transgression der oberkarbonischen Naßfeldschichten fertig gewesen. Über die Falten, Schuppen und Decken breitet sich die Schichtserie aus,

		Ordovician	Gotlandian	Devon	Karbon usw.
Unterste Decke ohne Kalke	Luggauer Decke	Quarzit und Schiefer mit Eruptiven	Lydite	—	Hochwipfelkarbon
Gruppe der unteren Decken mit metamorphem Silur und Devon	Ederdecke	Tieferes Untersilur, Uggwafazies des Caradoc	Kieselschiefer und dunkle Bänderkalke	Riffbänderkalk	Hochwipfelkarbon
	Mauthener Almdecke	Quarzitfazies oder Uggwafazies	Plöckener Fazies	Netz-, Flaser- und Bänderkalk	Hochwipfelkarbon
	Mooskofeldecke	Quarzitfazies mit Porphyroiden	Fehlend oder Schiefer und Kalke	Gebänderte Riffkalke	Hochwipfelkarbon
Gruppe der mittleren Decken mit reich gegliedertem Silur und Devon	Rauchkofeldecke	Quarzitfazies oder Uggwafazies	Plöckener, Fin- denig- oder Wo- laier Fazies	Netzkalke und Flaserkalke	Hochwipfelkarbon
	Cellondecke	Uggwafazies oder Quarzitfazies	Plöckener Fazies	Riffkalk mit Übergängen in Netzkalke	Hochwipfelkarbon
	Kellerwanddecke	Uggwafazies	Schwellenfazies	Riffkalk	Hochwipfelkarbon
Gruppe der oberen Decken ohne kalkiges Silur und Devon	Bischofalmdecke	Lydite und Quarzit	Lydite und Kieselschiefer	—	Hochwipfelkarbon
	Plengedecke	Plengefazies		—	?
	Dimondecke	—	Lydit und Kieselschiefer	—	Hochwipfelkarbon (Eruptiva und rote Schiefer des Perm)

die mit dem höheren Oberkarbon beginnt und über die Trogfokelkalke in die Trias fortsetzt. Es liegen in den Karnischen Alpen also zwei große Stockwerke vor: 1. Untersilur bis Hochwipfelschichten, 2. Naßfeldschichten bis Trias. Da nun das Gebirge der Karnischen Alpen in den alpidischen Bau einbezogen worden ist, wird in der Tektonik zwischen dem alten, variszischen Bau und der alpidischen Tektonik zu trennen sein.

Stratigraphie der Karnischen Alpen.

Dem Zwecke der vorliegenden Studie entsprechend, wird auf die stratigraphische Gliederung der Karnischen Alpen nur kurz eingegangen werden und es werden alle Details feinstratigraphischer und palaeontologischer Art, soweit sie nicht tektonisch wichtig sind, weggelassen. Die hier gegebene stratigraphische Gliederung ist das Ergebnis einer großen Zahl von Arbeiten, welche hier nicht weiter zitiert werden; im besonderen wird, da dies in der historischen Einleitung nicht genug geschehen ist, auf die große Studie von Gaertner, 1931 (303), ferner auf die neuen Arbeiten von Haberfelner, 1936 (360), hingewiesen.

A. Krystalline Gesteine.

Das Krystallin bildet den nördlichen Sockel des palaeozoischen Gebirges und fällt nicht in den Bereich der vorliegenden Auseinandersetzungen. Es wird daher nur ganz kurz berührt werden.

Im Weiterbau von Georg Geyers grundlegenden geologischen Kartenaufnahmen sind folgende Gruppen zu unterscheiden:

1. Schieferige Biotitgneise und grobflaserige, quarzreiche (sogenannte ältere) Glimmerschiefer. Es sind plattigschieferige Biotitgneise im Wechsel mit grobschuppigen Quarzlinsen und Quarzlamellen führenden Glimmerschiefern. In den Gneisen fand Heimo Heritsch Augenbildung in Verbindung mit aplitischer Injektion; in Glimmerschiefern und Gneisen fand er Staurolith. Im westlichen Teile des Lesachtales treten auch Muskowitschiefer im Bereiche der Gneise auf.

2. Granatenglimmerschiefer in der Form von lichten, an Muskowit reichen Schieferen.

3. Amphibolit, nur im Norden von Kartitsch als schmaler Zug, sonst in kleinen Vorkommen.

4. Diaphthoritische Glimmerschiefer, von Heimo Heritsch zwischen Dellach und Birnbaum in großer Verbreitung angetroffen, wahrscheinlich auch sonst sehr verbreitet. Geyer

hat schon „gneisartige Bänke“ bemerkt. Heimo Heritsch fand, daß die Diaphthorite durch die Vergrünung der Granaten ausgezeichnet sind.

5. Sogenannte Quarzphyllite treten hauptsächlich östlich von Mauthen auf. Es ist allerdings fraglich, ob es sich um echte Quarzphyllite handelt — das werden erst die im Gange befindlichen geologischen Aufnahmen zeigen. In den Quarzphylliten treten folgende Gesteine als Einlagerungen auf:

a) Grünschiefer und Uralitdiabas in den dunkel gefärbten Hangendpartien des Quarzphyllites im Rücken zwischen Kirchbach und Weißbriach. Amphibolit bei Hermagor.

b) In den tieferen, lamellarplattigen Quarzphylliten bei Reißach ein weißer, bläulich gebänderter Marmor. Geyer zieht es in Betracht, daß es sich um eine Einfaltung von palaeozoischen Bänderkalken handeln könne. Bei der Ruine Malenthein bei Hermagor ist Altpalaeozoikum eingefaltet.

c) Im Phyllit des Guggenberges bei Hermagor Einlagerungen von Graphitschiefern.

d) Gangförmig auftretende malchitische Gesteine im Forst bei Reißach, im Gösseringraben bei Hermagor und ostwärts östlich von Hermagor, beschrieben von H. Heritsch, 1932 (317).

B. Die palaeozoische Schichtreihe der Karnischen Alpen.

Seitdem die Geologen in den Karnischen Alpen die ersten Entdeckerfreuden erlebten, ist dieses Gebirge hochberühmt wegen seiner wunderbaren palaeozoischen Schichtreihe. In der Erforschungsgeschichte des Karnischen Gebirges spiegelt sich ein guter Teil der Historie des Studiums der palaeozoischen Formationen Europas wieder. Die Schichtenfolge geht mit geringen Lücken vom Untersilur bis zum Ende des Palaeozoikums und setzt in die Trias fort. In den folgenden Auseinandersetzungen wird eine gedrängte Übersicht der Schichtenfolge geboten.

Fossilisten werden nicht gegeben. Aus den verschiedenen Schichten sind große Faunen bekannt geworden, die ein Gemeingut der Literatur bilden. Versteinerungen werden nur genannt, wenn sie stratigraphisch besonders bedeutungsvoll sind oder von diesen Stellen noch nicht bekannt und sehr charakterisch sind.

Ordovician.

Die mit Faunen sicher belegte Schichtserie beginnt mit dem Caradoc, so weit es sich nicht um die Graptolithenfazies der Bischofalmdecke handelt. Es ist eine Frage, ob (außerhalb der Bischofalmdecke) tiefere Schichten als das Caradoc vorhanden sind. Gortani, 1925 (244), hat diese Frage bejaht, denn er

denkt an Llandeilo. Er fand nämlich im Nordgehänge des Rauchkofels eine reiche Fauna von Treptostomen, Cystideen und Brachiopoden (sehr häufig eine *Orthis* aus der Verwandtschaft der *Orthis Menapiae* Hicks. und eine große *Lingula*, welche jener aus dem Llandeilo von Sardinien ähnlich ist). Gaertner fand dicht unter dem Gipfel *Christiania tenuicincta* M' Coy. Es ist nicht wahrscheinlich, daß ein tieferer Horizont als Caradoc hier vorliegt, denn keine der bekannten Formen deutet mit Sicherheit auf Llandeilo.

Am besten läßt sich das Ordovician im mittleren und östlichen Abschnitt der Karnischen Alpen gliedern. Der erste Nachweis des Untersilurs ist im Uggwagraben durch Stache, 1884 (51, S. 384), geschehen. Mit der Fauna des Caradoc haben sich dann Vinassa de Regny, 1910 (171), 1913 (199), 1915 (206), 1915 (207), Bather, 1910 (176), Heritsch, 1929 (279) und Gaertner, 1931 (297) beschäftigt.

Im mittleren Teil der Karnischen Alpen kann man im Ordovician mehrere Fazies unterscheiden, wie Gaertner, 1931 (303), auseinandergesetzt hat.

Die Uggwafazies, welche in dem Fundpunkt Staches typisch vertreten ist, hat als fossilführendes Hauptgestein graugrüne, etwas kalkige Schiefer mit Pyritkonkretionen; häufig sind die Schiefer schwarz gefleckt, aber in der Verwitterung werden sie gelb bis rotbraun; gelegentlich werden die Schiefer etwas sandig. Neben den Schiefen treten auch Sandsteine und Quarzite auf und sind auch fossilführend. Die Quarzite sind nicht von den später zu erwähnenden Himmberger Quarziten zu trennen. In dem Schichtsstoß der Uggwafazies fehlen auch kleine kalkreiche Bänke nicht ganz. Gelegentlich finden sich auch Einschaltungen von roten, etwas Eisenoolith führenden Grauwacken.

In der Fauna sind Bryozoen ganz besonders häufig. Nicht selten sind Blättchen von Cystideen. Bryozoen und Cystideen überwiegen so vollständig in der Fauna, so daß von dieser nur etwa ein Fünftel auf die Brachiopoden und die seltenen Trilobiten und Gastropoden fällt. Die Fauna ist ganz typisches Caradoc (d-epsilon von Böhmen). Die Beziehungen der Fauna verweisen nach Süden und Südwesten; denn ähnliche Faunen wurden im Caradoc von Sardinien, der Montagne Noir, von Spanien und Portugal gefunden, aber auch die Beziehungen zur englischen Entwicklung sind sehr eng. Ein Fund von Trilobiten zeigt, daß es sich um das Äquivalent des böhmischen d-epsilon handelt.

Über den Schiefen des Caradoc liegt der sogenannte Tonflaserkalk; das ist ein hellgrauer, ziemlich reiner Kalk, der von tonreichen Flatschen durchzogen wird. Oft ist er als eine

Art von Knollenkalk entwickelt, wobei die Knollen immer eine sehr betonte Längserstreckung in S haben. Es ist dann ein Gestein von ganz auffallend tektonisch bedingter Textur. Im Tonflaserkalk sind unbestimmbare Orthoceren nicht selten. Sehr selten sind Trilobiten, welche das böhmische d - zeta (= Ashgillian) anzeigen. Die Mächtigkeit des Tonflaserkalkes ist kaum jemals größer als 10 m.

Im Seekopfsockel am Wolaier See gehen die Schiefer des Caradoc allmählich in rote Kalkschiefer über, die sich gelegentlich zu festeren Kalkbänken zusammenschließen. Diese roten Kalkschiefer, welche Brachiopoden, Cystideen, Korallen und Bryozoen enthalten, sind ein stratigraphischer Äquivalent des Tonflaserkalkes.

An verschiedenen Stellen hat man über dem Tonflaserkalk noch 1 bis 4 m mächtige graugrüne Schiefer vom Typus des Caradocs.

Die zweite Entwicklung des Ordovicians ist als Quarzitefazies zu bezeichnen. Sie hat mit der Uggwafazies den Tonflaserkalk gemeinsam, der stellenweise durch rote Kalke mit Cystideen und Bryozoen vertreten sein kann. Daß die Quarzite nicht unbedingt an diese Fazies gebunden sind, wurde schon erwähnt. Der Quarzit, der etwa 40 m mächtig wird und als Himmelberger Quarzit (Himmelberger Alm beim Plöcken) benannt wird, ist grau bis grünlich und grob gebankt. Er gleicht petrographisch dem Kossover Quarzit des Barrandian von Böhmen. Nach oben wird der Quarzit etwas kalkig und geht so langsam in den hangenden Kalk des Ashgillian über. In diesen Übergangsschichten fand Gaertner Bryozoenabdrücke, Cystideen und Brachiopoden, von welchen der häufigste (*Dalmanella notata* Barr.) der böhmischen Fauna angehört. Die kleine Fauna kann Caradoc oder Ashgillian sein.

Im Liegenden gehen die Quarzite in schwarze griffelige Schiefer über, welche sich nur durch ihre stärkere Metamorphose von den Schiefen von Königshof von Böhmen unterscheiden. Die schwarzen Schiefer haben ebenfalls einen Brachiopoden der böhmischen Fauna geliefert.

Im Gebiete des Nordwestabhanges der Mauthener Alm erscheinen in den Quarziten grünliche Lagen von quarzitischem Aussehen. Es sind Porphyroide, welche in der Quarziteserie keine kleine Verbreitung haben. Ihr Auftreten ist deswegen wichtig, weil diese Gesteine in den westlichen Karnischen Alpen eine große Verbreitung im Untersilur haben.

Im mittleren Abschnitt der Karnischen Alpen tritt noch eine dritte Fazies des Ordovicians auf, welche Gaertner als Plengefazies bezeichnet hat. Im Kamm der Plenge, im Stallonkofel und der Säbelspitze sind rötliche, fein gefaltete

phyllitische Schiefer im Wechsel mit violetten und schwarzen Phylliten vorhanden; untergeordnet finden sich hier Gesteine von Typus der Himmelberger Quarzite. Gelegentlich werden die Schiefer von stark geflaserten Quarzkonglomeraten begleitet. Dazu kommen Chloritschiefer und geschieferte Diabase, ferner sehr viele hell- und dunkelgrüne Porphyroide.

Gesteine von der Art der Plengeserie unterlagern die Himmelberger Quarzite der Mauthener Almdecke der Mauthener Alm.

Es kann kein Zweifel sein, daß die Gesteine der Plengeserie mit jenen Gesteinen des österreichischen Teiles des Gebirges ident sind, welche Geyer auf seinen geologischen Karten als „pa“ = palaeozoische Schiefer unbestimmten Alters ausgedeutet hat.

Die Plengeserie ist die am stärksten metamorphe Serie des mittleren Teiles der Karnischen Alpen.

Die Altersfrage der Plengeserie ist schwierig. Schwiner, 1936 (362, S. 119), möchte sie seiner phyllitischen Serie III b gleichstellen. Versteinerungen sind noch nicht bekannt geworden und es ist auch nicht wahrscheinlich, daß in diesen Gesteinen jemals etwas gefunden werden wird. Geyer hat die Frage schon vor längerer Zeit durch die Beobachtung entschieden, daß seine pa-Gesteine bereits im transgredierenden Karbon der Naßfeldschichten als Gerölle vorkommen. Wenn nun hier auf die Anschauungen der italienischen Geologen nochmals verwiesen werden soll, muß zuerst noch angeführt werden, daß in den westlichen Karnischen Alpen die Schiefer der Plengeserie mit den grünen Eruptiven der Steinwand usw. in Verbindung stehen, was auch im Kamm des Stallonkofels der Fall ist. Vinassa de Regny und Gortani führten aus, daß die Serie jünger als das Oberkarbon sei, und glaubten, daß sie zwischen Oberkarbon und Perm stehe und mit dem Letzteren durch Übergänge verbunden sei. Die beiden italienischen Forscher nehmen damit eine Vorstellung von Taramelli, 1895 (89), wieder auf. Aber diese Meinungen beziehen sich auf das, was hier als Dimonserie abgetrennt wird. Noch im Jahre 1924 (238) hat Gortani den grünen Gesteinen der Steinwand die oben erwähnte Stellung zugewiesen, aber 1925 (244), erklärt er sie für Ordovician, weil sie mit Phylliten und Schiefen vom Typus des Caradoc verbunden sind. Gaertner ist zu demselben Schluß gekommen, weil eben die erwähnten Schiefer mit Quarziten von Himmelberger Typus in Verbindung stehen.

In den mittleren Karnischen Alpen, besonders im Plöcken-Wolaier Abschnitt ist das tektonische Element der Luggauer Decke nur spärlich entwickelt. Am Ausgang der Valentinklamm bei Mauthen treten diese Gesteine auf; Geyer hat sie

auf seiner geologischen Karte als Silurschiefer und Quarzphyllit bezeichnet und Gaertner glaubt, hier Karbon der Hochwipfelschichten und Quarzphyllit ausscheiden zu können; er erwähnt im „Karbon“ eine Lage von Diabas, was das karbonische Alter der begleitenden Gesteine nicht eben sehr wahrscheinlich macht.

Um diese Angelegenheit erörtern zu können, ist auf die Vertretung des Untersilurs in der Form von phyllitischen Tonschiefern am Ausgang der Garnitzenklamm bei Hermagor hinzuweisen, von denen später die Rede sein wird; es muß die Schichtfolge der Valentinklamm vom Bänderkalk der Mauthener Almdecke an gegen Norden besprochen werden.

Am Weg von Missoria nach Mauthen (Fig. 1, Tfl. II) hat man vom Bänderkalk an folgende Schichten, welche vom Hangenden zum Liegenden aufgezählt werden: 1. Graue Tonschiefer; 2. Tonschiefer derselben Art, aber im Querbruch dunkel; 3. ebensolche Gesteine, im Querbruch etwas quarzitisch; 4. phyllitische Tonschiefer von dunkler Farbe, mit leichten serizitischen Häuten auf den Schieferungsflächen; 5. dieselben Gesteine, sehr scharf gefältelt, so daß die Faltenschenkel parallel stehen. Alle diese Schichten entsprechen den Ordovician der Garnitzen. In der streichenden Fortsetzung des unter 5 genannten Gesteines gegen Osten wurde ein dunkler phyllitischer Tonschiefer geschlagen, der stark quarzitisch ist und sehr heftige Kleinfaltung zeigt.

Keiner von diesen Typen entspricht einem wirklichen Quarzphyllit (z. B. Umgebung von Hermagor). Von dem Krystallin der westlichen Umgebung von Mauthen sind die Gesteine der äußeren Valentinklamm durch einen deutlichen Unterschied in der Metamorphose getrennt.

Am linken Ufer des Ausganges der Valentinklamm (Fig. 1) beobachtet man, von den Bänderkalken ausgehend, zuerst graue, dünnlagige Quarzite; die Schichtflächen sind mit einem leichten Anflug von serizitischen Häuten bedeckt. Dieses Gestein kann an die Himmelberger Quarzite angeschlossen werden. Dann kommen Quarzite im Wechsel mit phyllitischen Tonschiefern. In diesen Schichten, die zweifellos Ordovician sind, liegt der von Gaertner gefundene „Diabas“. Dann folgen phyllitische Tonschiefer von dunklerer Farbe, welche den Schichten südlich von Maria Luggau im Lesachtale gleich sind. Dann folgt im Bereiche der von Geyer als Quarzphyllit bezeichnete Gesteine eine recht mächtige Entfaltung eines grünen, bisher als Diabas angesehenen Gesteines vom Aussehen eines Grünschiefers, welches nach Angels Bestimmung ein Quarzkeratophyrtuff ist. Quarzphyllite fehlen.

Es ist festzustellen, daß zwischen den als Quarzphyllit bezeichneten Gesteinen und dem Karbon Gaertners keine

Trennung vorhanden ist, ferner daß die angeblichen Karbongesteine mit dem Ordovician der Garnitzen übereinstimmen und sehr verschieden vom Karbon sind, welches in der inneren Valentinklamm, beim Eder usw. auftritt.

In den mittleren Karnischen Alpen ist die Bischofalmdecke nur in sehr geringem Ausmaße vorhanden. Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Decke liegt zwischen dem Kronhofgraben und der Rattendorfer Alm. In der Bischofalmdecke ist das Ordovician durch graptolithenführende Gesteine vertreten und es ist keine Lücke zwischen dem Ordovician und dem Gotlandian zu erkennen, was durch die folgenden Angaben Haberfeldners, 1931 (304, S. 885), klargestellt wird.

Bei der oberen Buchacher Alm liegen übereinander: Quarzite — schwarze, harte Kieselschiefer der englischen Zone 9, vielleicht auch 10 (= Upper Llandeilo) — blaue Lydite in einer schmalen Zone — dünnplattige Lydite mit Graptoliten der Zone 18 (= Llandovery).

Bei P. 1745 auf der Hochfläche von Colendiaul liegen übereinander: hellgraue Quarzite mit gelber Verwitterungsrinde, mit Graptoliten der englischen Zone 15 (= oberste Zone des Ashgillian) — eine gering mächtige Wechellagerung von hellgrauen Quarziten mit weißen und hell grünlich-grauen Lyditen mit Radiolarien und Lydite mit weißer Verwitterungsrinde — hell grünlich-graue Lydite mit vielen Radiolarien. Die hellen Lydite mit Radiolarien beginnen im oberen Ordovician. Die oberen Lagen dieser hellen Lydite führen aber bereits den Rastrites Geyeri, der in die Zonen 16 und 17 (unterstes Llandovery) gehört.

Uggwafazies und Quarzitifazies sind in den östlichen Karnischen Alpen an vielen Stellen vertreten. Die Uggwafazies kennt man in besonders schöner Ausbildung im Uggwagraben selbst, von dem noch im tektonischen Teile die Rede sein wird.

Am Ausgang der Garnitzenklamm südlich von Hermagor hat man die nachstehende Folge von Gesteinen: phyllitische Tonschiefer mit einem leichten Anflug von Serizit auf den Schieferungsflächen (wohl Untersilur?) — obersilurische Kieselschiefer — phyllitische Schiefer des tieferen Ordovicians, im Querbruch dunkel, auf den Schieferungsflächen mit einem leichten Anflug von Serizit, mit sehr seltenen Spuren von *Holograptus* — Schiefer des Caradoc, mit quarzitischem Querbruch und leichtem serizitischem Anflug auf den Schieferungsflächen.

Tiefes Untersilur ist auch bei Vorderberg vorhanden. Unter Bänderkalken beziehungsweise Lyditen der Ederdecke liegen wenig mächtige Caradocschiefer. Das Liegende derselben sind Schiefer, welche jenen der Garnitzen gleichen; sie sind

recht mächtig und enthalten einige gering mächtige Lagen von dunkelblauen Kalken.

Eine besondere Entwicklung von fraglichem Untersilur hat Gortani, 1921 (225, S. 5), von der Nordseite des Schönpfahls bekannt gemacht, nämlich bräunliche, kalkige Schiefer mit *Dendrograptus*. Darüber liegen schwarzbraune, sehr dünnblättrige Graptolithenschiefer mit *Dictyonema* — siehe dazu Gortani, 1920 (216, S. 5).

In den westlichen Karnischen Alpen hat die Plengeriese eine beträchtliche Verbreitung. Sie ist hier mit grünen Eruptivgesteinen (z. B. Steinwand und Raudenspitze) verbunden, wozu auch noch phyllitische Gesteine treten. Untergeordnet kommen stark ausgeschieferte, feine Quarzkonglomeratlagen vor. Die Plengeriese ist hier ident mit Geyers „pa“ = palaeozoische Schiefer unbestimmten Alters. Nach Geyer sind es bunte, grüne, violette und kupferrot gefärbte Tonschiefer und bunte, aus dem gleichen Material aufgebaute flaserige Konglomerate, welche von schieferigem oder körnigem Diabas oder Diabasmandelstein sowie von sandigen grünen Tuffen und einem lebhaft violett und grün gefärbten Mandelsteinkonglomerat begleitet werden. Im westlichen Teil der Karnischen Alpen kommen noch Jaspis und Kalzit einschließende Flaserbrekzien, grüne Fleckschiefer, grell rotbraun anwitternde Quarzite, ferner die schwarzgrünen Tuffe der Steinwand dazu. Geyer sagt, daß die bunten Schiefer durch die Umschwemmung der grünen Tuffe entstanden sind. Die grünen Tuffe sind mit den Diabasen in Verbindung zu setzen.

Der Gesteinskomplex der Schiefer der westlichen Karnischen Alpen bedarf noch der petrographischen Aufklärung. Gaertner, 1931 (303, S. 127), beschreibt einen „Phyllit“ aus dem Gesteinskomplex unter der Hochalpenspitze bei der Hochweißsteinhütte, welcher ein Porphyroid ist, ähnlich jenen, welche im Untersilur der Mooskofeldecke am Nordwesthang der Mauthener Alm vorhanden sind.

Tatsächlich sind in den gewaltigen Schiefermassen der westlichen Karnischen Alpen die Porphyroide in jenem Komplex, der zur Mooskofeldecke gehört, ungemein verbreitet. Diese Gesteine gleichen den geschieferten Porphyroiden der Grauwackenzone von Obersteiermark. In einzelnen tektonischen Zügen treten die Porphyroide geradezu beherrschend hervor, was Frech bereits 1894 erkannt hat, denn er scheidet im Gebiet des Hochweißstein—Hochalpenspitz—Torkarspitz „Feldspatschiefer“ aus, von denen er vermutet, daß es sich um geschieferte Quarzporphyre handelt. Durch das Auftreten der Porphyroide, dann aber auch den ganz allgemein verbreiteten höheren Grad der Umwandlung werden die Schiefergesteine

der westlichen Karnischen Alpen der obersteirischen Grauwackenzone sehr ähnlich. Es ist zu vermuten, daß die Porphyroide ein Niveau darstellen, das tiefer als das Caradoc ist.

Leider fehlen den Schiefen der westlichen Karnischen Alpen Versteinerungen vollständig. Daher ist eine stratigraphische Gliederung nicht zu geben. Es ist vielleicht möglich, mit einer petrographisch basierten Aufnahmearbeit eine Gliederung dieses mächtigen Schieferkomplexes zu erreichen — einen Versuch der Gliederung, allerdings ohne petrographische Untersuchung hat Schmidt, 1931 (289), gemacht.

Schmidt beobachtete im westlichsten Teil der Karnischen Alpen über Porphyroiden des tieferen Untersilurs ungleichmäßig ausgebreitete Konglomerate und Quarzite; dazu hat er auch die Tuffkonglomerate, welche den Hauptbestandteil von Geyerspaßungen bilden, gerechnet, die allerdings zur Plengeserie gehören. Die Quarzite sind wohl den Caradocquarziten der anderen Teile der Karnischen Alpen gleichzustellen. Darüber folgen Kalkphyllite, welche stellenweise in Knollenkalke übergehen und Bryozoen und Cystideen führen; diese Gesteine sind wohl dem Tonflaserkalk des Ashgillian zu parallelisieren.

Der lange Streifen der Luggauer Decke enthält südlich von Maria Luggau quarzitisches Schiefer von hellgrauer Farbe mit deutlich ausgebildeten quarzitischen Lagen, ferner phyllitische Tonschiefer von dunkler Farbe; hier handelt es sich um Untersilur. Daneben treten quarzitisches Schiefer von dunkler Farbe mit nicht sehr deutlich hervortretender Schieferung auf, welche sicher aus einem tonigen Sandstein entstanden sind, ferner phyllitische Tonschiefer von dunkler Farbe; bei beiden Gesteinen handelt es sich um etwas metamorphoses Hochwipfelkarbon.

Gotlandian.

Das Obersilur hat in den Karnischen Alpen eine großartige und sehr fossilreiche Vertretung. In der kalkigen Fazies hat man eine Vertretung der böhmischen Entwicklung vor sich. Es ist also gegenüber dem Ordovician ein grundlegender Wechsel in der Verbindung der Meeresräume eingetreten — eine Tatsache, welche nicht auf die alpinen Gebiete allein beschränkt geblieben ist. Das mag mit der takonischen Gebirgsbildungsphase zusammenhängen. Das obere Untersilur ist wahrscheinlich nicht in seiner Gänze in den Karnischen Alpen vertreten, denn von den höchsten Horizonten des Ashgillian fehlt jeder Nachweis. Ebenso ist aber auch das Obersilur unvollständig, weil, mit Ausnahme der Bischofalmdecke, die tiefste Graptolithenzone des Gotlandians fehlt. Es ist also an der

Grenze von Untersilur und Obersilur eine Lücke vorhanden, welche mit einer sehr leichten Störung des Untersilurs zusammenfällt. Das ist das einzige Anzeichen der takonischen Diskordanz, das wir feststellen können. Nur dort, wo das Unter- und Obersilur in der Graptolithenfazies vertreten ist, ist keine Lücke vorhanden.

Die fossilreiche Entwicklung des Obersilurs hat schon vor langer Zeit die Geologen auf diese Schichten aufmerksam gemacht. Stache hat, 1872 (29), das Vorhandensein von Obersilur erkannt. Frech, 1887 (65), hat die ersten ober-silurischen Versteinerungen beschrieben. Dann folgte nach langer Pause die Beschreibung der Fauna der Schichten mit *Rhynchonella megæra* durch Vinassa de Regny, 1908 (160), und der Fauna des Pizzo di Timau durch Gortani und Vinassa de Regny, 1909 (167). Vor kürzerer Zeit erschienen die Beschreibungen der silurischen Faunen durch Heritsch, 1929 (279), und Gaertner, 1931 (297).

Die Graptolithenfaunen haben größere Darstellungen erfahren durch Gortani, 1920 (222), 1923 (232), 1924 (237), 1925 (244), 1926 (252), Haberfelner, 1930 (300), 1931 (304) und Peltzmann, 1934 (344).

Der erste Versuch, das Obersilur zu gliedern, wurde von Frech, 1887 (65), unternommen und in seinem Buch über die Karnischen Alpen, 1894 (81), ausgebaut. Dann kamen die Aufnahmen von Geyer mit den Versuchen, einzelne Profile zu gliedern. Seit 1906 laufen die Arbeiten von Gortani und Vinassa de Regny, in welchen an verschiedenen Stellen versucht wird, das Gotlandian zu gliedern. Auf Grund einer Detailkartierung zwischen Plöcken und Wolaier See versuchte Spitz, 1909 (165), eine Gliederung des Obersilurs. Dann kamen die Arbeiten von Heritsch, welche durch den Vergleich mit Böhmen eine Ordnung in die Stratigraphie des Obersilurs zu bringen anstrebten, 1927 (265), 1928 (270, 271), 1929 (278, 279) und schließlich die Studie von Gaertner, 1931 (303), welche für den Plöcken-Wolaier-Abschnitt eine Detailgliederung brachte.

Das Gotlandian der Karnischen Alpen ist in zwei Hauptfazies entwickelt: eine rein kalkige Serie oder eine Serie von Kieselschiefern und Lyditen. Diesen beiden diametral einander gegenüberstehenden Fazies sind beigeordnet jene Entwicklungen, in welchen die tieferen Zonen des Obersilurs aus Kieselschiefern und Lyditen, die höheren Horizonte aus Kalk aufgebaut sind. Für die Erörterung des Obersilurs ergibt sich also eine Dreiteilung in Unterabschnitte, auf welche jetzt eingegangen werden soll, wobei auf die tabellarische Übersicht auf Seite 63 verwiesen wird.

Die Fazies der Kieselschiefer und Lydite. In diesem wenig mächtigen Schichtstoß herrschen schwarze Kieselschiefer und schwarze und weiße Lydite.

Kieselschiefer und Lydite enthalten Graptolithen und die Kieselschiefer sind stellenweise sehr reich an ihnen. Der Reichtum an Graptolithen, deren erste durch *Stache* entdeckt worden sind, hat die Reihe der früher angeführten Studien hervorgerufen. *Gortani* hat sich in zwei großen und mehreren kleineren Untersuchungen mit den Graptolithen beschäftigt und kommt hinsichtlich der Anwendbarkeit der von *Elles* und *Wood* aufgestellten Zonengliederung zu einem negativen Ergebnis. Das mag darin begründet sein, daß die Aufsammlungen nicht nur Material gegeben haben, das aus dem anstehenden Gestein kommt. Im Gegensatz zu der Meinung von *Gortani* hat *Haberfelner* den lückenlosen Nachweis der Anwendbarkeit der englischen Zonen erbracht. In der *Bischofsalm-Decke* sind Ordovician und Gotlandian in Graptolithenfazies entwickelt. *Haberfelner*, 1931 (300, S. 885), 1934 (318), zeigte, daß bereits im oberen Ordovician die Ablagerung der hellen Lydite mit Radiolarien beginnt und sich ohne Unterbrechung in das unterste Llandovery fortsetzt. Im untersten Llandovery enthalten diese Lydite den *Rastrites Geyeri*. Darüber konnten die Zonen 18 bis 36 nachgewiesen werden.

Man kennt folgende Vertretungen der englischen Zonen:
Uggwagraben: *Gortani*, 1920 (222) — Zone 19, eventuell 20, 21.

Casera Meledis di sopra: *Gortani*, 1920 (222) — Zone 19, eventuell 20.

Ramaz: *Gortani*, 1920 (222) — Zone 19, eventuell 20.

Waidegger Höhe: *Haberfelner*, 1931 (304) — Zone 16.

Nölblingraben I: *Gortani*, 1920 (222) — Zone 18 oder 19.

Nölblingraben IIa: *Gortani*, 1920 (222) — Zone 20 oder 21.

Polinig: *Haberfelner*, 1931 (304) — Zone 16 und 17.

Cristo di Timau: *Gortani*, 1920 (222) — Zone 21.

Rauchkofel: *Gortani*, 1925 (244) — Zone 19 oder 21.

Forcella Moraret: *Heritsch*, 1929 (279) — Zone 19 oder 20 oder 21.

Nölblingraben IIb: *Gortani*, 1920 (222) — Zone 21 oder 22.

Gugel: *Gortani*, 1925 (245) — Zone 22 bis 25.

Hochwipfel Südseite: *Gortani*, 1923 (232) — die meisten Graptolithen aus den Zonen 22 und 23; es sind aber auch die Zonen 19 bis 21 und 24 bis 29 vertreten.

Hochwipfel Nordseite: *Haberfelner*, 1931 (300) — durch schichtenweise Aufsammlung wurden die Zonen 19 bis 22 nachgewiesen.

Ober-Buchacher Alpe: Gortani, 1925 (244) — Zone 26 bis 31 sind möglich.

Gundersheimer Alpe I: Gortani, 1925 (244) — Zone 22 und 23.

Gundersheimer Alpe II: Gortani, 1920 (222) — Wenlock.

Dellacher Alpe: Gortani, 1926 (252) — Zone 22 bis 31.

Dellacher Alpe: Peltzmann, 1934 (344) — durch Aufsammlung von Schichte zu Schichte wurden die Zonen 18 bis 35 nachgewiesen.

Rio del Muscli: Vinassa de Regny, 1906 (146), 1910 (172) und Gortani, 1920 (222) — Zone 33.

Findenigkofel: Gortani, 1920 (222) — Zone 33.

Nöblinggraben IIc: Gortani, 1920 (222) — Zone 33.

Die Angaben von Gortani sind derart, daß man seinen Schluß, die englische Zonengliederung sei nicht anwendbar, berechtigt finden könnte. In den Fällen aber, wo (Habermelner und Peltzmann) genau nach Lagen gesammelt worden ist, hat sich die englische Zonengliederung glänzend bewährt.

Diese Feststellungen führen auf die Erörterung des Gefüges der Kieselschieferzüge über. Habermelner, 1931 (304), hat diese Verhältnisse für den nördlichen Kieselschieferzug des Hochwipfels festgelegt. Die Kieselschiefer sind durchbewegt und die Lydite sind zum Teil vollkommen mylonitisiert; sie sind infolge der Differentialbewegungen in Paketen von Kieselschiefern und Lyditen in ganz kleinem Maßstabe zu Schuppenpaketen, zu Gleitlinsen geworden. Sie zeigen infolge der Auflösung in größere und kleinere Linsen im Ganzen dasselbe Bild wie ein stark durchbewegter krystalliner Schiefer. Die dünnplattigen Kieselschiefer sind verbogen, zerknittert und gefältelt, die grobkantigen und dickplattigen Lydite sind von zahllosen Harnischen durchzogen, brechen sehr selten nach den Schichtflächen und verwittern zu einem scharfkantigen Grus.

Das Gefüge eines Kieselschiefer-Lyditzuges zerfällt im Detail in Gleitlinsen.

In der Kieselschiefer-Lyditserie der Bischofalmdecke sind nahezu alle Graptolithenzonen des Gotlandians durch Habermelner nachgewiesen worden. In das unterste Llandovery gehören die hellgrauen Lydite mit Radiolarien und mit *Rastrites Geyeri* (Zone 16, 17). Helle Lydite mit und ohne Radiolarien sind bisher nur in der Bischofalmdecke bekannt geworden. In dunklen Lyditen liegen dann schmale Bänder des sogenannten blauen Kieselgesteines, das auch nur auf die Bischofalmdecke beschränkt ist, nach Habermelner, 1931 (304, S. 887). Dunkle Lydite sind an vielen Stellen graptolithenführend (oberes Llandovery und Basis des Gala Tarannon = Zone 22). Habermelner sagt: „Die dunklen Lydite

stellen mit größter Wahrscheinlichkeit, auch wenn man einmal keine Graptolithen findet, das e - alpha - 1 vor“. Die Zonen 24 und 25 bestehen aus weichen und harten Kieselschiefern. Im Wenlock erscheinen, wie Haberfelner und Peltzmann nachgewiesen haben, sardinische Graptolithenformen. Im Ludlow hat man weiche Kieselschiefer und tonige Kieselschiefer.

Die Kalkfazies. Diese Entwicklung des Gotlandians ist in dem gut studierten Profil des Kokberges in den östlichen Karnischen Alpen und in dem berühmten Profil der Cellonetta am Plöckenpaß ausgezeichnet vertreten.

Am Kokberg, wo Heritsch, 1929 (279, S. 24), eine Gliederung gegeben hat, liegt über dem Hochwipfelkarbon die obersilurische Schichtfolge in etwa 120 m Mächtigkeit in folgender Schichtreihe (Fig. 63, Tfl. IV):

a) Gering mächtige Lage von obersilurischem Kieselschiefer. — b) Graue Kalke des e - alpha - 1. — c) Dünne Lage von schwarzem Tonschiefer mit *Encrinurus* und *Orthoceras dulce* (= dem Trilobitenschiefer des Wolaiers Plöckengebietes). — d) Schwarze und dunkelrot anwitternde Kalke = sogenannter Kokkalk = e - alpha - 2; mit reicher Fauna (darunter *Monograptus priodon*); ein Eisensteinlager einschließend. — e) Dunkle und schwarze Kalke mit *Cardiolen* = e - alpha - 3 = *Cardiola*-Niveau der Cellonetta. — f) Lichtrote Kalke mit Lagen von etwas flaserigen Kalken = e - beta.

Das schon seit langer Zeit berühmte Profil des großen Lawinenrisses an der Cellonetta hat Gaertner, 1931 (303, S. 130), einer Spezialgliederung unterzogen und folgende Schichten über den Caradoc und Ashgillian unterschieden:

1. 70 cm weiche, griffelige Schiefer und 490 cm schwarze eisenreiche, braun verwitternde, schwach sandige, krystalline Krinoidenkalke.

2. Trilobitenschiefer = schwarze Mergelschiefer mit schwarzen Kalken wechselnd, mit *Encrinurus* usw.

3. Aulacopleura-Schichten: a) 50 cm schwarze, graphitische Schiefer und knollige Kalke mit *Monograptus priodon* und anderen Graptolithen der Zonen 23 und 24, ferner mit Lamellibranchiaten und Orthoceren. — b) Schwarze, zum Teil rötliche, plattige Eisenkalke mit Trilobiten, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Orthoceren. — c) 180 cm knollige rötliche Eisenkalke mit bedeutender Fauna, im Hangenden eine 20 cm starke Bank voll von Trilobiten.

4. Kokkalk, mit nachstehender Detailgliederung: a) 140 cm graue, splitterige Eisenkalke mit rötlichen Partien und schwarze, körnige Kalke mit Trilobiten, Brachiopoden. — b) 50 cm Mergelschiefer mit kleinen Lamellibranchiaten. — c) 880 cm graue dickbankige Eisenkalke mit einzelnen rötlichen Partien;

mit bedeutender Fauna. — d) 10 cm roter Eisenkalk. — e) 120 cm grauer, knolliger, feingebankter Eisenkalk mit Orthoceren. — f) 40 cm fossilarme, splitterige Kalke. — g) 200 cm graue, dickbankige, unten knollig-dünnbankige, oben dickbankige, splitterige, rostbraun anwitternde Eisenkalke mit Brachiopoden und großen Orthoceren.

5. *Cardiola*-Niveau. 360 cm Mergelschiefer mit schwarzen Plattenkalcken wechsellagernd; an der Basis eine 40 cm mächtige graue Kalkbank. Aus der grauen Bank stammt eine reiche Fauna mit besonders vielen *Cardiolaceen*. Darüber liegen kieselige Schiefer mit *Monograpten* der Zone 33.

6. *Alticola*-Kalk (nach dem *Orthoceras alticola* Barr. genannt), 2080 cm; hellgraue, knollige oder dickbankige Kalke, lichtbraunrote, dickbankige mit geringelten Orthoceren und vielen Trilobiten, dunkle, dickbankige Kalke mit vielen Orthoceren, schwarze, plattige, fossilarme Kalke im Wechsel mit schwarzen Kalkschiefer.

7. *Rhynchonella megaera*-Schichten, 520 cm; schwarze knollige Kalke, dunkelgraue, von Spateisenstein durchzogene Kalke, lichtgraue, dickplattige Kalke mit unbestimmbaren Orthoceren und Trilobiten und im hangendsten Teil eine 80 cm dicke Bank mit *Rhynchonella megaera* und vielen anderen Brachiopoden, daneben einigen Trilobiten, Gastropoden und Lamellibranchiaten. Die *Rhynchonella megaera*-Schichten liegen über dem *Alticolakalk* und umfassen das oberste Ludlow.

Im Hangenden der *Rhynchonella megaera*-Schichten liegen die schwarzen Plattenkalke und schwarzen Kalkschiefer des e-gamma, von welchen später (bei den Übergangsschichten) die Rede sein wird.

Die beiden beschriebenen Profile stellen die Kalkfazies des Obersilurs vor. Die meisten Profile des Obersilurs der Karnischen Alpen zeigen eine Mischung derart, daß ein Teil des Profiles die Graptolithen-, der andere die Kalkfazies aufweist. Wir erörtern nun diese Profile, indem wir (nach den Arbeiten von Gaertner und Haberfelner) die verschiedenen Fazies des Obersilurs darstellen.

Die Plöckener Fazies ist durch das eben dargestellte Profil der Cellonetta charakterisiert. Sie läßt durch ihre Fauna den Vergleich mit Böhmen zu: Der unterste Teil des Profiles vielleicht mit Einschluß der Trilobitenschiefer, ist e-alpha-1. Die *Aulacopleura*-Schichten und der Kokkalk sind e-alpha-2 (*Priodon*-beds). Das *Cardiola*-Niveau ist e-alpha-3 und das Hangende bis zu den e-gamma Plattenkalcken, also einschließlic der Schichten mit *Rhynchonella megaera*, entspricht dem e-beta, wobei die Schichten mit *Rhynchonella megaera* höchstes Ludlow sind.

Die Wolaier Fazies ist in dem ausgezeichneten Profil des P. 2175 auf den Rauchkofelböden am besten aufgeschlossen. Es liegen hier übereinander:

a) Grünliche Quarzite des Ordovicians. — b) Heller, weißer oder rötlicher Krinoidenkalk (= „helle Bank“ der früheren Autoren, oft für Devon gehalten), 12 m mächtig; an der Basis finden sich spärliche, bis faustgroße, wohl gerundete Quarzgerölle. — c) Graue und rötliche Kalke mit *Aulacopleura haueri* usw. in 5 m Mächtigkeit. — d) Rötliche Kalke mit Brachiopoden, *Slava*, *Cardiola* usw. in 1 m Mächtigkeit. e) Schwarze Kalke mit einer ähnlichen Fauna, 1 m. — f) Schwarze Kalkbank von 10 m Mächtigkeit, mit zahlreichen Cardiolen, *Tenka* und verschiedene Orthoceren. — g) 5 m rötliche und hellgraue, dickbankige Kalke. Im liegenden Teil mit einer Fauna von Trilobiten, *Cardiola*, *Dualina*, *Mamina* und Gastropoden. Im hangenden Teil eine Fauna, welche die *Rhynchonella megaera*-Schichten vertritt. — h) Graue und schwarze Plattenkalke, die im Hangenden knollig werden, mit Orthoceren und *Cardiola cornucopiae* usw. — i) Hellgraue Kalke mit spärlichen Orthoceren und rote Kalke mit Orthoceren. — k) Hellgraue, zum Teil dunkle Kalke, mit spärlichen Orthoceren = e-gamma.

Die Wolaier Fazies ist ausgezeichnet in dem Gratturm des Törlkopfes zwischen dem nördlichen und südlichen Valentintörl aufgeschlossen. Im liegenden rot-weißen Krinoidenkalk wurde von Heritsch, 1932 (312), Llandovery nachgewiesen.

In der Entwicklung, wie sie das südliche Valentintörl zeigt, hat man eine spärliche Entwicklung des Obersilurs mit Ausnahme der ziemlich mächtigen *Rhynchonella megaera*-Schichten: 1 m heller Krinoidenkalk und 1.6 m eisenreiche tonige Kalke des tieferen Obersilurs, darüber 5 m Kalke mit *Rhynchonella megaera*. Gaertner hat das als Schwellenfazies bezeichnet.

Allgemeines zur Kalkfazies. Neben den Profilen mit fast reiner Kalkentwicklung hat man zahlreiche Profile, welche im unteren Teile des Obersilurs mehr oder weniger mächtige Kieseliefer und Lydite zeigen, während der obere Teil kalkig vertreten ist. Es gehören z. B. die graptolithenführenden Punkte Uggwagraben, Casera Meledis di sopra, Ramaz, Rauchkofel, solchen Profilen an.

Östliche Karnische Alpen. Östlich des Kronhofgrabens hat man die ausgezeichneten Obersilurprofile des Kokberges und des Poludnig, welche eine der Cellonetta verwandte Schichtfolge zeigen.

Hier liegt die von Habermelner, 1931 (305), erkannte Fazies des Findenigkofels. Das untere Obersilur ist da in der Form kieseliger und kalkiger Graptolithengesteine

vertreten, darin fand G o r t a n i, 1920 (222), noch die Graptolithenzone 33 des unteren Ludlow. Das obere Obersilur ist als Orthozerenkalk entwickelt. In diesem Profil ist also für die Kalkfazies nur sehr wenig Platz vorhanden. Es sei hier an den Einbruch der Graptolithengesteine der Zone 33 in das Cardiola-Niveau der Cellonetta erinnert.

G e y e r hat im Bereiche des Spezialkartenblattes Oberdrauburg—Mauthen dem „normalen Obersilur“ die B ä n d e r k a l k e gegenübergestellt. In das „normale Obersilur“ gehören die bisher erörterten Fazies. Daneben scheidet er auf seiner Karte „silurische Bänderkalke“ aus. In diesen Komplex fallen die heute als Devon erkannten Bänderkalke der Ederdecke, die Netz- und Flaserkalke devonischen Alters am Hinteren Joch usw.

Im Bereiche der Bänderkalkfazies ist es sehr schwer, den devonischen vom silurischen Anteil abzutrennen. So hat man, wie G a e r t n e r, 1931 (303, S. 160), auseinandergesetzt hat, in der Valentinklamm neben devonischen Bänderkalken schwarze, silurische Bänderkalke; es ist bemerkenswert, daß diese silurischen Kalke immer mit Kieselschiefern in Verbindung stehen.

Gelegentlich kann man in der Bänderkalkfazies das Obersilur deutlich erkennen. Das ist der Fall an der Straße von Möderndorf zur Eggeralm, wo man die nachstehende Folge beobachten kann: Porphyroide des Untersilurs — Bänderkalke mit Lagen von Kalkschiefern, schwarze Kalke und schwarze schieferige Lagen (= Kokkalk) — Lydit und Kieselschiefer — graugrüne Schiefer des Caradoc — Kieselschiefer im Wechsel mit schwarzen Kalkschiefern (in diesen Kieselschiefern wurde ein *Monograptus* des unteren Gala-Tarannon gefunden) — mächtige Bänderkalke des Devons.

Im Bereiche der westlichen Karnischen Alpen sind, wie überall in diesem Teil des Gebirges, die Gesteine wesentlich mehr metamorph und versteinungsarm oder fossil-leer und daher schwer und nur mit petrographischen Mitteln zu erkennen. Hier fand bereits G e y e r, 1899 (107, S. 102), schwarze graphitische Kieselschiefer, welche den Graptolithenschiefern der östlichen Teile des Gebirges zu vergleichen sind. G e y e r stellt hier ferner in das Obersilur: a) Graublau, tief rostbraun anwitternde Eisenkalke mit Orthoceren, Korallen und Krinoiden (Sonnspitze). — b) Dunkelblaugraue, weiß geäderte Plattenkalke. — c) Dunkelgraue und schwarze, dünnplattige Kalke und Kalkschiefer mit Pyriteinschlüssen (Cardiola-Niveau?) — d) Blutrote oder fleischrote, meist schieferige Flaserkalke mit einem leichten Glimmer- oder Tonbelag auf den Fasern, weswegen die Oberfläche netzartig gezeichnet ist. G e y e r zieht den Vergleich mit den Kalken des Hinteren Joches bei Mauthen und wir werden daher in diesen Kalken

Devon sehen. — e) Die Kalke d gehen durch Zunahme des Glimmers in gelbe, grünliche oder aschgraue Kalkphyllite mit Lagen von körnigem Marmor über. Auch diese Schichten stellen wir zum Devon. — f) Mit dem eben genannten Gestein zusammen treten graue, gelbliche, holzartig struierte Bänderkalke auf. Auch diese sind Devon. — g) Schneeweißer, körniger Marmor — Silur? — h) Grell rotbraun anwitternder Ankerit, anscheinend nesterweise an der Basis der Kalkmassen.

Alle erwähnten Vertreter des Obersilurs kommen in der Form von langen Zügen an der Basis der oft mächtigen devonischen Kalke auf.

In der Königswandgruppe und im Gebiete um den Obstoanser See stellte Schmidt, 1930 (289), schwarze dünnplattige Gesteine, welche zu Kieselschiefern, Tonschiefern oder Kalken hinneigen, zum Obersilur. Der eisenreiche Orthozerenkalk scheint zu fehlen. Verdrückte Orthoceren fanden sich in einem schwarzen Tonschiefer am Nordfuß der Königswand.

Die Schichten der Silur-Devon-Grenze.

Die Fauna dieser Schichten hat schon vor langer Zeit die Aufmerksamkeit der Forscher erregt. De Angelis d'Ossat, 1901 (120), hat die hierher gehörige Fauna aus dem Gebiete des Findenigkofels für Mitteldevon gehalten. Dann hat sie durch Vinassa de Regny, 1908 (159), eine Bearbeitung gefunden. Spitz, 1907 (154), hat sich mit der Frage der stratigraphischen Einstellung dieser Schichten im Wolaiier-Plöckener Abschnitt eingehend beschäftigt. Gelegentliche Notizen über die Fauna finden sich in den von Frech inaugurierten Bearbeitungen der Devonversteinerungen von Scupin, 1905 (139), 1906 (140) und Charlesworth, 1914 (201). Die Korallenfauna der hierher gehörigen Fundpunkte an der Cellonetta und am Rauchkofel wurden von Heritsch, 1929 (279), bearbeitet. In sehr bemerkenswerter Weise hat sich Gaertner, 1931 (303, S. 141), mit dem ganzen Komplex der Fragen beschäftigt. Wir folgen der Darstellung Gaertners.

Die Schichten mit *Rhynchonella megaera* sind das höchste Ludlow. Sie liegen über dem Alticola-Kalk und unter dem e-gamma, welches, in verschiedener Art ausgebildet, eben die „Schichten der Silur-Devon-Grenze“ darstellt. Dazu sei bemerkt, daß bekanntlich das e-gamma (Lochkover Kalk) in Böhmen über dem e-beta, das im höchsten Teil auch die Megaera-Schichten hat, wie Heritsch, 1927 (265), gezeigt hat, und unter dem f-Kalk (Kalk von Konjeprus oder von Kosor) liegt. Die Kalke von Konjeprus entsprechen sicher nur den Koblenzschichten. So kommt man in Böhmen, wo sicherlich keinerlei Lücke vorhanden ist, zur Feststellung, daß das

e-gamma dem Gedinnien beziehungsweise dem Downton und den Siegener Schichten entspricht. Diese stratigraphische Einstellung läßt sich auch durch Vergleiche mit anderen Gebieten stützen, wie Gaertner auseinandergesetzt hat.

Das e-gamma der Karnischen Alpen hat keine gleichartig entwickelten Schichtserien. Die Schichten des e-gamma sind in der Kellerwanddecke und in der Cellondecke verschieden, wie die folgenden Angaben zeigen:

1. Im Profil der Seewarte am Wolaier See liegen über den *Rhynchonella megaera*-Schichten zuerst Krinoidenkalke und schwarze Kalke mit *Pentamerus aff. Sieberi*, *Pentamerus volaicus*, *Pentamerus carnicus*; darüber plattige Krinoidenkalke im Wechsel mit dichten Kalken, mit *Karpinskya conjugula* — in dem unteren Unterdevon ist der liegende Teil durch Hercynellen ausgezeichnet, was die Ähnlichkeit mit dem e-gamma besonders erhöht, siehe Gortani, 1912 (189, S. 8). Darüber liegen dann als oberes Unterdevon die Riffkalke mit *Karpinskya consuelo*. Im ganzen Unterdevon hat die Fauna starke Beziehungen zu Böhmen und zu Erbray.

2. Im Profil im Süden des südlichen Valentintörls liegen über den Schichten mit *Rhynchonella megaera* hellgraue und weißliche Dolomite ohne Versteinerungen, welche im Streichen gegen Osten in die unter 3 aufgezählten typischen schwarzen Plattenkalke übergehen. Dann folgt das als Riffkalk entwickelte normale Unterdevon.

3. Auf der Nordseite des Cellon liegen über den *Rhynchonella megaera*-Schichten dunkle Plattenkalke mit Hornstein; sie enthalten eine Korallenfauna, welche ihre Formen zum größeren Teil auch im e-beta zeigt. Hieher gehört auch die von Vinessa de Regny beschriebene Fauna des Fin denigkofels (Monte Lodin), welche neu bearbeitet werden wird. Die Plattenkalke mit Hornstein gehen seitlich in Riffkalke über, welche die *Karpinskya conjugula* enthalten. Das ist der tiefere Teil des Unterdevons. Darüber liegen im Cellon als höherer Teil des Unterdevons gelbe Plattenkalke, an deren Basis Quarzitbänke als Einschaltungen auftreten (d. i. ein Anklang an das Devon von Graz!). Das Hangende dieser gelben Plattenkalke sind Riffkalke und plattige Kalke mit *Heliolites Barrandei*.

Über dem Silur der Wolaier Fazies liegen helle plattige Kalke, welche das e-gamma vertreten. Im Rauchkofel liegen über dem Silur der Plöckener Fazies typische e-gamma-Plattenkalke, welche eine Korallenfauna mit Formen des e-beta geliefert haben. In der Rauchkofeldecke sind die e-gamma-Kalke weit verbreitet.

Devon.

Die Devonformation tritt in den Karnischen Alpen in zwei Fazies auf, welche in der Art des Gesteines, in der Fossilführung und in den Mächtigkeitsverhältnissen voneinander sehr verschieden sind. Es stehen sich eine Rifffazies und eine Cephalopodenfazies gegenüber, so daß eine getrennte Erörterung nötig ist.

Die Riffazies. Die reichen Schätze an Versteinerungen aus diesen Kalken sind seit langer Zeit bekannt und sie sind oft beschrieben worden. Neben den älteren Arbeiten von Penecke, 1887 (64) und Frech, 1887 (65), 1891 (77), 1894 (84), 1896 (93), sind die Abhandlungen von Scupin, 1905 (139), 1906 (140), Spitz, 1907 (154) und Charlesworth, 1914 (201), anzuführen. Sehr bedeutend und wichtig sind die palaeontologischen Beiträge, welche Gortani, 1907 (156), 1911 (180), 1912 (188, 189), 1915 (209), und Vinassa de Regny, 1908 (158), 1910 (172), 1911 (183), 1917 (210), 1918 (213) geliefert haben.

Im Gegensatz zur Cephalopodenfazies ist die Mächtigkeit der Riffazies sehr groß, denn sie kann mehr als 1000 m betragen.

Ein Teil der Stratigraphie des Unterdevons ist schon im vorhergehenden Abschnitt erörtert worden. Über den Kalken mit *Karpinskya conjugula* liegen die Kalke mit *Karpinskya consuelo*, welche das höhere Unterdevon vertreten; dem höheren Teil dieser Kalke sind die Kalke mit *Heliolites Barrandei* äquivalent.

Die Kalke mit *Karpinskya consuelo* werden von Kalken mit großen *Pentamerus*-Arten überlagert (*Pentamerus globus*, *Pent. cf. Petersi*). Diese Kalke sind den *Pentamerus*-Kalken des Devons von Graz altersgleich und gehören in das untere Mitteldevon. Gortani, 1912 (189), stellt sie in Anschluß an die russischen Verhältnisse schon in das Mitteldevon, was durch die Untersuchung von Solle, 1934 (347), wahrscheinlich geworden ist, dazu Heritsch, 1935 (352).

Das untere Mitteldevon ist fossilarm; es sind hauptsächlich Korallen und Stromatoporiden bekannt geworden.

Das obere Mitteldevon aber hat zahlreiche Versteinerungen geliefert. Die größte Fauna, ganz den Eifeler Charakter zeigend, hat Gortani, 1911 (180), von der Casera Monumenz beschrieben.

Im unteren Oberdevon liegen Kalke mit einer Fauna, welche mit jener von Iberg vollkommen übereinstimmt. Darüber folgen dann die Clymenienkalke des höheren Oberdevons; in dem Vorkommen des großen *Pal* ist die Oberdevonstufe V nachgewiesen.

Gaertner konnte in den höchsten Lagen der Kalke am Grat der Grünen Schneide am Cellon eine kleine Cephalopodenfauna nachweisen, welche den Hangenbergschichten (= tiefstes Unterkarbon) entspricht. Hier geht also die kalkige Sedimentation gerade noch in das Unterkarbon hinauf.

Die ausgezeichnet versteinерungsführende Riffentwicklung des Devons ist nur in der Cellondecke und Kellerwanddecke vorhanden.

Von den tektonisch tieferen Decken hat die Moskofeldecke bänderige Kalke und gebänderte Kalke, welche an einzelnen Stellen Korallen und auch Brachiopoden geliefert haben. Der tektonischen Position entsprechend, sind die Kalke etwas durchbewegt und haben eine leichte Bändertextur erhalten. Diese Umformung hat die fossilen Reste zum größten Teile zerstört. Daher kann man bei diesen Kalken nur im allgemeinen feststellen, daß es sich um Devon handelt. Vielfach treten an Stelle der Kalke dolomitische Kalke und Dolomite auf (z. B. Feldkogelzug).

In der Ederdecke hat man Bänderkalke, die vollständig durchbewegt sind und eine Umformung wie der Schöckelkalk des Grazer Palaeozoikums zeigen. In den Karnischen Alpen hat man in diesen Kalken zwar noch keine Versteinерungen gefunden, wohl aber spricht für das devonische Alter dieser Kalke das Profil an der Straße von Möderndorf zur Eggeralpe, wo von dem Komplex der Bänderkalke sehr deutlich eine Serie von silurischen Gesteinen abzutrennen ist. Die Entstehung der Bänderkalke der Ederdecke ist in derselben Weise geschehen, wie es für die Schöckelkalke durch Clar nachgewiesen wurde (Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. BB. 60, S. 167).

Die Cephalopodenfazies. Nachdem Frech, 1891 (76), 1894 (81), 1902 (122), das Oberdevon nachgewiesen und sich mit seiner Fauna beschäftigt hatte, hat Gortani, 1907 (157), eine monographische Darstellung der oberdevonischen Cephalopodenfauna geliefert. Besonders eingehend hat sich Gaertner, 1931 (303), mit dem Oberdevon beschäftigt. Gaertner hat der Riffentwicklung des Devons seine „Rauchkofelfazies“ gegenübergestellt.

Über den hellen oder dunklen Kalken des e-gamma, welche im Hangenden der Wolaier Fazies des Gotlandians oder über dem Silur der Plöckener Fazies des Rauchkofels liegen, hat man einen Schichtkomplex von roten, zum Teil mehr festen, zum Teil mehr dünn-schichtigen oder schieferigen Kalken. Diese beiden roten Kalke treten auch in Wechsellagerung auf. In diesen Kalken des Rauchkofels finden sich einige Korallen des Mitteldevons.

Gaertner fand rote Flaserkalke im devonischen Riffkalk des Cellon (nördlich unter dem Hauptgipfel). Er hat

		Kellerwand- decke, über 1000 m	Cellondecke		Rauchkofel- Decke, 50 m	Mooskofel- Decke	Mauthener Alm-Decke	Eder- Decke
			südliche Faz. 800—500 m	nördliche F. 100 m				
Oberdevon	oberes	Clymenien- kalke	dunkle Cly- menienkalke	helle Cly- menienkalke	dunkle Kalke	gebänderte Kalke	Bänderkalke mit roten und gelben Partien	
			bunte Kalke	bunte Flaser- kalke	bunte Kalke mit Goniatiten			
	unteres	Iberger Kalk	Iberger Kalk	bunte Flaser- kalke	bunte Kalke mit Goniatiten			
Mitteldevon	oberes	Riffkalk mit String. Bur- tini	rötliche und graue Kalke	bunte Flaserkalke und Netzkalke mit einzelnen Riffbänken	Bunte Flaserkalke und Netzkalke			
	unteres	Riffkalk mit Pentamerus aff. pseudo- baschkiricus	dickbankiger Riffkalk					
Unterdevon	oberes	Riffkalk mit Karpinskya consuelo	Kalk m. Hel. aff. Barrandei					
			Plattenkalk m. Quarzitbänken					
	unteres	Riffkalk mit Karpinskya conjugula	schwarze Plattenkalke			bunte, meist rote Flaser- und Netzkalke	Bänderkalke	
		Plattenkalk mit Hornstein und Korallen						

gezeigt, daß man im Nordflügel des Cellonsattels den Übergang der Rifffazies in die Rauchkofelfazies verfolgen kann. Da die roten Flaserkalke ohne jede merkbare Grenze in das Oberdevon I übergehen, kann man in ihnen eine Vertretung des gesamten Mittel- und Unterdevons sehen.

Auch in der Rauchkofeldecke östlich des Kronhofgrabens gibt es an verschiedenen Stellen Einschaltungen von mitteldevonischen Riffkalken von 10 bis 20 m Mächtigkeit. Ferner sind die mitteldevonischen Riffkalke des Oisternig mit roten Flaserkalken verbunden.

In der Form von sehr stark durchbewegten, linsig aufgelösten roten Kalken ist dieselbe Serie in der Mauthener Almdecke weit verbreitet. Daß diese Kalke unter dem Einfluß der Durchbewegung in Bänderkalke übergehen können, hat zuerst Geyer, 1895 (85, S. 63), nachgewiesen; davon war bereits in der historischen Einleitung die Rede (S. 34). Hier sei auf diese Verhältnisse kurz eingegangen. Am Hinteren Joch (P. 1879) hat man unter den transgredierenden Hochwipfelschichten (S. 77), siehe auch die Figur 2, Tfl. II, graue, fast nicht gebänderte Kalke; sie sind im Hangenden von roten, manchmal massigen, manchmal geflaserten Kalken und von rosaroten und weiß gebänderten Kalken der Mauthener Almdecke überlagert. Die Figur 2, Tfl. II, zeigt das Fallen der Kalke und das aufgelagerte Karbon. Im Kamm vom Hinteren Joch zur Mauthener Alm hat man zuerst bis 70° W fallendes Karbon. Am halben Weg zur Mauthener Alm verflacht sich das Fallen des Karbons auf eine fast horizontale Lagerung und das Streichen dreht sich auf Südwesten. Dann tauchen wieder die Kalken unter dem Karbon heraus; es sind blaue, etwas plattige Kalke des Devons. Gegen die Mauthener Alm hin werden die Kalke immer mehr durchbewegt, so daß im steilen Grasgipfel der Mauthener Alm bereits ein normaler Bänderkalk ansteht.

Die Kalke der Rauchkofeldecke sind tonig und zeigen den Linsenbau besonders gut, wie Gaertner, 1931 (303, S. 185), auseinandergesetzt hat. Jede Linse wird von einem Tonhäutchen umgeben. Es treten diese Tonhäutchen bei der Anwitterung des Gesteines als eine netzartige Zeichnung hervor, weswegen diese Kalke als Netz- oder Flaserkalke bezeichnet werden (*calcarei reticolati* der Italiener).

Bei der Zerschering der Kalke, die gelegentlich noch als ursprüngliche Knollenkalke erkennbar sind, kam es zu einer weitgehenden Entmischung, was sich als Absatz der tonigen Substanz an den Gleitflächen der Differentialbewegung bemerkbar macht. Wenn die Kalke der Rauchkofelfazies sehr stark unter Bedeckung durchbewegt wurden, so werden sie entfärbt und erhalten ein Aussehen, das den Weg zu echten Bänderkalken als nicht sehr weit erkennen läßt.

In den obersten Schichtstößen der Rauchkofelfazies wurde das Oberdevon besonders durch Gaertner studiert. Er konnte die Stufen I, II, III, V, nachweisen. Die reichsten Fundpunkte von Cephalopoden liegen in der Umgebung des Wolaier Sees.

Die Gesamtmächtigkeit der Rauchkofelfazies ist gering; sie beträgt 40 bis 50 m und kann bis 80 m steigen.

Haberfeller und ich fanden am Süden des von der Bischofalm gegen Süden, in das Kar des Hohen Triebes ziehenden Schützengrabens graue und gelbgraue, sehr dünnplattige Kalke mit Tentakuliten. Graue und rote Netzkalke, welche die Tentakuliten begleiten, führen Clymenien. Überall, wo auf der österreichischen Seite des Gebirges kalkige Gesteine mit Tentakuliten gefunden worden sind, liegen sie im Oberdevon und unmittelbar unter der normal darüber folgenden Transgression der Hochwipfelschichten. Gortani, 1921 (225, S. 7; 227, S. 102), hat zuerst Tentakulitengesteine, nämlich kalkige Schiefer mit *Tentaculites* aus dem Obersilur des Palon di Pizzù erwähnt. Später hat er, 1927 (256, S. 4), von Netzkalken des Obersilurs mit seltenen Einschaltungen von Tentakulitenkalkschiefern gesprochen. Am Palon di Pizzù liegen aber die roten Kalke, welche Gortani hier, wie an vielen anderen Stellen für Obersilur gehalten hat, als Rauchkofeldecke unter der Cellondecke des Monte Germula. Es ist daher wahrscheinlich, daß auch diese Vorkommen von kalkigen Gesteinen mit *Tentaculites* dem Oberdevon angehören.

In den westlichen Karnischen Alpen treten mehrere 100 m mächtige lichte Kalke auf, welche meist Bänderstruktur aufweisen. Selten sind lichtgraue, dolomitische Kalke vorhanden. In der Königswandgruppe stellt Schmidt Kalke mit Korallen in das ϵ -gamma; das sind sogenannte Streifenkalke, deren Bänke durch feine, sandig-tonige Lagen getrennt werden. In das Mitteldevon gehören wahrscheinlich ungebankte Kalke.

In das Devon stellen wir die bei dem Obersilur aufgezählten blutroten und fleischroten, schieferigen und flaserigen netzförmig gezeichneten Kalke und die damit zusammenhängenden „Kalkphyllite“ und holzartig struierten Bänderkalke der westlichen Karnischen Alpen.

Hochwipfelschichten.

In der Geschichte der Erforschung der Karnischen Alpen ist an vielen Stellen von den karbonischen Ablagerungen die Rede gewesen. Es wurde dargestellt, wie es erst in den letzten Jahren gelungen ist, zwei in ihrer stratigraphischen und tektonischen Stellung sehr verschiedene Schichtgruppe des Karbons zu unterscheiden. Während nun seit längerer Zeit für die Naß-

feldschichten der Nachweis der Einstellung in das obere Oberkarbon erbracht ist, ist die Frage der stratigraphischen Einstellung der anderen karbonischen Schichtgruppe, für welche ich den Namen Hochwipfelschichten oder kurz Hochwipfelkarbon vorgeschlagen habe, eigentlich bis jetzt ungelöst; denn man kann sich nur auf wenige Pflanzenreste stützen, die noch dazu eine recht verschiedene Deutung erfahren hatten, weil *Vinassa de Regny* mit ihnen Oberkarbon nachweisen zu können glaubte, während *Krause* den alten Standpunkt von *Frech* vertritt, indem er die fraglichen Pflanzen als *Asterocalamites scrobiculatus* bestimmte.

Auf Grund der Pflanzenreste kommt man zu keinem sicheren Bild. Die Italiener stellen die Schichten, die sie mit den Naßfeldschichten vereinigen, in das „Neocarbonifero“ und *Krause* spricht von Culm auf Grund des *Asterocalamites scrobiculatus*. Ich selbst habe früher geglaubt, daß die Hochwipfelschichten bis in die Ottweiler Stufe reichen, was ich dann korrigiert habe (dazu die historische Einleitung S. 46). *Gortani* hat neuestens gemeint, daß zwar Oberkarbon vorläge, daß aber in dem Schichtstoß auch Unterkarbon vorhanden sein könne. Wenn man von dem Fund *Krauses* absieht, dann stammen nach den Funden der Italiener folgende Pflanzen aus den fraglichen Schichten: *Neurodontopteris auriculata* Brgt. — *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb. — *Calamites cisti* Brgt. — *Calamites aff. ramosus* Arch. — *Lepidophyllum trigeminum* Heer. — Aus diesen Pflanzen wurde auf die namurische Stufe geschlossen — siehe *Heritsch*, 1929 (271), *Gaertner*, 1931 (290). *Asterocalamites* kommt in Deutschland auch in den tiefsten Schichten des Namurien vor.

In der älteren Literatur finden sich viele Hinweise auf die Parallelisierung der in Rede stehenden Schichten mit dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal (siehe die historische Einleitung S. 26). *Gaertner*, 1931 (303, S. 154), nimmt nun diese Vorstellungen in gewissem Sinne wieder auf, indem er die Seriengleichheit der Hochwipfelschichten mit dem sicheren Visé von Nötsch besonders hervorhebt, womit auch der *Asterocalamites* stimmt. Vielleicht geht die Ablagerung noch in das unterste Oberkarbon hinauf.

Die Hochwipfelschichten sind ein Komplex von vorwiegend klastischen Gesteinen und stellen eine Sedimentation von flyschartigem Charakter vor. In den folgenden Zeilen werden die wichtigsten Gesteintypen erörtert.

Sehr häufig sind schwarze, graue, graublau, oft erdige, oft mit feinstem Serizitbelag ausgestattete Tonschiefer, welche leicht in Linsen zerfallen. Wenn diese Gesteine nicht linsig struiert,

sondern ebenflächig ausgeschiefert sind, dann entstehen echte Dachschiefer. Ein besonderer Typ sind die dunklen Tonschiefer mit hellen sandigen Bändern.

An mehreren Stellen (Rauchkofelböden, Plöckenstraße) kommen schwarze Schiefer vor, welche mehr oder weniger dicht von Geröllen durchschwärmt sind. Das sind echte Konglomeratschiefer. Heimo Heritsch, 1930 (292, S. 388), konnte an Geröllen gefaltete Kieselschiefer, Pegmatit, Mesoquarzit, serizitische Tonschiefer und Kalkschiefer feststellen. Das sind also Gesteine aus dem Krystallin und dem Altpalaeozoikum. Dabei zeigt es sich, daß die krystallinen Trümmer besser gerundet als die palaeozoischen sind, was mit der Weite des Transportes zusammenhängt und mit der heutigen Verteilung der Gesteine übereinstimmt.

Geröllführende Schichten wurden an verschiedenen Stellen gefunden und es erscheint wesentlich zu sein, daß unter den Geröllen auch grüne Gesteine erscheinen, wie sie in der Plenge- serie zuhause sind.

Als Lagen in der Masse der Schiefer erscheinen besonders häufig graue und grünliche Grauwacken und gelbliche Sandsteine. Beide Gesteine sind meist plattig. Schlecht erhaltene Calamiten sind in den Sandsteinen nicht allzu selten.

Die Grauwacken gehen horizontal und vertikal in das ganz besonders charakteristische Gestein der Hochwipfelschichten über, in die Lyditkonglomerate und Lyditbrekzien und Kieselschieferbrekzien, von welchen die Brekzien ganz besonders häufig sind. Die Brekzien sind in besonders hohem Maße in der Bischofalmdecke vertreten. Die obersilurischen Lydite sind in diesen Gesteinen aufgearbeitet, was auf eine Sedimentation in der Nähe von mächtigen Ablagerungen dieser Art hindeutet. Außer den schwarzen Lyditen kommen auch Trümmer von grünlichen und weißen Lyditen vor. Seltener sind jaspisartige, rötliche Schiefer und phyllitische Schiefer, welche aus der Plengefazies stammen. Nur in der Nähe der Transgressionsfläche über das Devon kommen auch Kalke als Bestandteil der Brekzie oder der Konglomerate vor.

Selten sind im Hochwipfelkarbon Kalke, die immer nur eine geringe Mächtigkeit haben. Eine solche Lage steht westlich der unteren Spielbödenalm (Plöckengebiet) an; es sind graublau, dichte Kalke, die in die hangenden und liegenden Tonschiefer übergehen. Dunkle, geschichtete oder auch ungeschichtete Kalke sind im östlichen Teile der Karnischen Alpen (Maglern, Gailitz) häufige Einschaltungen.

Die Gesteinstypen der Hochwipfelschichten sind nicht gleichmäßig über das Verbreitungsgebiet dieser Bildungen verteilt. Es lassen sich Gliederungen in dem Sinne feststellen, daß in den verschiedene tektonische Positionen einnehmenden

Hochwipfelschichten entweder Schiefer oder Sandsteine, beziehungsweise Brekzien vorwiegen. Beispiele werden das klar machen.

Das Hochwipfelkarbon der Eder- und Mauthener Almdecke ist ganz überwiegend als dunkler Schiefer ausgebildet. Im Gebiete des Kronhofgrabens und östlich bis zur Ahornachalpe sind überhaupt keine Kieselschieferbrekzien vorhanden. Im Gebiete des Oisternig sind die Schuppen der Mauthener Almdecke nur von Schiefen begleitet; darüber liegt tektonisch eine Serie von Hochwipfelkarbon, die ganz überwiegend aus Sandsteinen und Kieselschieferbrekzien besteht. Im Flöcken—Wolaierschnitt sind die tieferen Decken (Eder-, Mauthener Alm- und Mooskofeldecke) mit dem vorwiegend schieferigen Hochwipfelkarbon ausgestattet, während mit der Rauchkofeldecke die durch Kieselschieferbrekzien ausgestattete Entwicklung beginnt. Besonders stark ist die Entwicklung dieser klastischen Gesteine im Gebiete des Hochwipfels selbst, dessen Gipfelaufsatz der Bischofalmdecke angehört. Überhaupt ist die Bischofalmdecke das eigentliche Gebiet der Brekzien, denn hier besteht das Hochwipfelkarbon aus zurücktretenden dunklen Schiefen und vorherrschenden feinen und groben Sandsteinen, Lyditkonglomeraten und Kieselschieferbrekzien. Der petrographische Bestand der Lydit- und Kieselschieferbrekzien zeigt, daß Kieselschiefer und Lydite keinen weiten Transport mitgemacht haben können. Der Schichtstoß des Hochwipfelkarbons liegt in der Bischofalmdecke direkt auf den Graptolithengesteinen des Obersilurs, denn der Bischofalmdecke fehlt ein kalkiges Devon.

Ganz allgemein kann man sagen, daß das Fehlen von Lyditkonglomeraten und Lydit- und Kieselschieferbrekzien kein Grund sein kann, das Hochwipfelkarbon nicht mit dem Unterkarbon von Nötsch zu vergleichen; denn das Fehlen oder Vorhandensein dieser klastischen Gesteine bedeutet lediglich einen Unterschied der Herkunft des Materiales.

Das Hochwipfelkarbon transgrediert auf dem Altpalaeozoikum, wobei die Transgressionsfläche zwar sehr gut ausgesprochen ist, aber niemals mit einer Winkeldiskordanz größeren Ausmaßes zusammenfällt. Der Ablagerung des Hochwipfelkarbons ist eine Abtragungszeit vorhergegangen. So liegt das Hochwipfelkarbon auf der Nordwestseite des Großen Pal auf Clymenienkalk, auf der Nordseite des Kleinen Pal auf Clymenienkalk, auf dessen Südseite aber auf Mitteldevon.

Sehr schön ist die Transgressionsfläche am Großen Pal aufgeschlossen, wo das Karbon über Clymenienkalken liegt; Geyer, 1919 (217), hat diese Lagerungsverhältnisse dargestellt.

Ganz fabelhaft schön ist die Transgression am Hinteren

Joch (Tfl. II, Fig. 2). Das Karbon ist in förmliche Taschen (Karren!) des Flaser- und Netzkalkes (Devon) der Mauthener Almdecke eingefüllt. Unter dem Karbon liegen graue Kalke, fast nicht gebändert, darunter rote, manchmal massige, manchmal geflaserte Kalke und rosarot und weiß gebänderte Kalke. Das Fallen der Kalke ist gegen Westen gerichtet. Das Karbon beginnt mit Kieselschieferbrekzien, worüber Schiefer liegen.

Berühmt ist die Transgression des Hochwipfelkarbons auf der Grünen Schneide zwischen Cellon und Kolinkofel. Die Hochwipfelschichten liegen auf den Kalken des Cellon (an der Basis grobklastische Bildungen mit vielen Kalkgeröllen). Frech, 1894 (81, S. 86), hat zuerst von diesen Verhältnissen eine detaillierte und durch Lichtbilder erläuterte Darstellung gegeben.

Das Hochwipfelkarbon nimmt an dem Falten-, Schuppen- und Deckenbau der Karnischen Alpen teil, der vor der Ablagerung des Naßfeldkarbons errichtet worden ist. Silur, Devon und Hochwipfelkarbon sind ein tektonisch zusammengehöriges System und es hat das Hochwipfelkarbon nicht weniger tektonisch mitgemacht als das Altpalaeozoikum.

Nun ist noch des Hochwipfelkarbons der Dimondecke zu gedenken. Die Dimondecke ist durch die reiche Beteiligung von Eruptiven ausgezeichnet und besteht aus zwei Gesteinsgruppen: 1. Gesteine vom normalen Typus des variszischen Baues der Karnischen Alpen; 2. Eruptiva und rote Schiefer permischen Alters. Die beiden Gruppen sind durch alpidische Verschuppung zusammengeschweißt worden. Der Zweiteilung des Aufbaues entspricht auch im großen ganzen eine räumliche Trennung, denn die erste Gruppe nimmt hauptsächlich den nördlichen, die zweite den südlichen Teil der Dimondecke ein.

In der historischen Einleitung wurde bereits der verschiedenen Auffassungen über die Schiefer der südlichen Karnischen Alpen gedacht. Stache, 1884 (58), sprach von Culm und Frech, 1894 (81), übernahm diese Meinung. Auch Geyer hatte zuerst dieselbe Ansicht, sah aber später in dem ganzen Komplex Untersilur. Gortani und Vinassi de Regny hielten die Schiefer für Oberkarbon, also für ein Äquivalent unserer Naßfeldschichten, beziehungsweise betonten sie, daß die roten Schiefer permisch seien. Weil sie nun die einen Schiefer für ein Äquivalent des Oberkarbons hielten, glauben sie, daß zwischen diesen und den roten Schiefen ein Übergang bestehe.

Ich selbst habe die Schiefermassen auf der italienischen Seite des Gebirges auf verschiedenen Exkursionen, zuletzt unter der Führung meines Freundes Gortani kennen gelernt. Es ist mir klar, daß meine Auseinandersetzungen nur einen Teil

der Fragen betreffen können, welche sich an diesen Schieferkomplex knüpfen.

Als sichergestellt kann die Beobachtung angesehen werden, daß an dem Komplex der Dimondecke die Hochwipfelschichten in bedeutendem Maße beteiligt sind. Dazu bringe ich einige Beobachtungen.

Bei der Casa alle Seghe südlich von Timau hat man unter den jungen dazitischen Eruptivgesteinen einen kaum auflösbaren Komplex von Kieselschiefern und Lyditen einerseits, von Kieselschieferbrekzien und Schiefern des Hochwipfelkarbons andererseits. Schon Stur, 1856 (7, S. 437), erwähnt von dort die Kieselschieferbrekzien.

Bei den Case del Crêt südlich von Timau konnten folgende Beobachtungen gemacht werden. Vom Soldatenfriedhof her gegen Timau hat man vor der Biegung, welche die Straße nach Timau in gerader Richtung weiterführt, Kieselschieferbrekzien mit besonders groben Trümmern. Man sieht hier aber auch neben den Kieselschieferbrekzien und Schiefern von Hochwipfeltypus die roten Schiefer, von welchen später noch in einem besonderen Abschnitte die Rede sein wird.

Die Gesteine der Dimondecke sind, wenn ich hier die roten Schiefer nicht berücksichtige, ein Komplex, der sich aus den silurischen Kieselschiefern und Lyditen und dem Hochwipfelkarbon zusammensetzt. Dazu treten bei Timau, Fontana Fredda usw. saure Effusivgesteine, welche Gortani als Porphyrite bezeichnet hat. Die von mir gesammelten Proben sind lauter Dazite, welche meiner Meinung nach in eine viel jüngere Zeit als die Schiefer gehören, da sie keinerlei Umformung mitgemacht haben.

Nach meiner Auffassung von der Zusammensetzung der Dimondecke sind die Gesteine des Hochwipfelkarbons und des Silurs sehr reinlich abzutrennen von dem Komplex der roten Schiefer, welche mit den Diabasen und Spiliten zusammengehen; diese werden in einem späteren Abschnitt zur Erörterung kommen.

Naßfeldschichten.

Mit den Naßfeldschichten beginnt der Oberbau der Karnischen Alpen, der diese Schichten, Perm und Trias umfaßt.

Die Naßfeldschichten liegen transgredierend über verschiedenen Schichten des Unterbaues (Altpalaeozoikum, Hochwipfelkarbon). Sie sind in der älteren Literatur oft als Auernigschichten bezeichnet worden, doch hat man darunter zuerst nur die Schichtreihen der bekannten Profile von Auernig und Krone verstanden. Diese Profile umfassen aber nur den unteren Teil der Schichtenfolge der Naßfeldschichten. Der Name „Auernig-

schichten“ ist daher nur der engere Begriff gegenüber dem Namen Naßfeldschichten, den ich vor einigen Jahren vorgeschlagen habe. Der Name Auernigschichten deckt sich nur zum Teil mit dem von Gortani vorgeschlagenen Begriff „Pontebbaner Fazies“.

Der tiefere Teil der Naßfeldschichten ist im Profil des Auernig aufgeschlossen, das von Frech, Schellwien und Geyer im Detail studiert worden ist und einen oftmaligen Wechsel von Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalke zeigt. Über dem Unterkarbon der Tratten liegen mit einer Diskordanz Schiefer, Sandsteine und Kalk; diese Gesteine leiten das Auernigprofil ein, also jene Serie, welche eben von Frech als Auernigschichten bezeichnet worden sind.

Ich übernehme die Bezeichnung **Auernigschichten** für den tieferen Teil der Naßfeldschichten und bezeichne in Übereinstimmung mit Kahler den oberen Teil der Naßfeldschichten als **Rattendorfer Schichten**.

Die **Auernigschichten** zeigen die nachstehend genannten, in oftmaliger Wechsellagerung stehende Gesteine:

1. Ebenflächig spaltende Tonschiefer von dunkler Farbe, mit Glimmerschuppen auf den Schichtflächen.

2. Mürbe, dunkelgraue, rostbraun gefleckte Schiefer (die Grauwackenschiefer früherer Autoren).

3. Gelbe oder braune, seltener graue, dünnplattige oder schieferige Quarzsandsteine, oft mit Flysch-Wülsten, überhaupt mit Flyschcharakter.

4. Dickbankige, helle Quarkonglomerate, die relativ selten Gerölle oder scharfkantige Trümmer von schwarzem Lydit führen. Die Quarzgerölle haben nicht die Abrollung von Flußgeschieben.

4. Dunkelblaue oder dunkelgraue, selten konglomeratische Kalke, oft mit Fusuliniden.

Die **Rattendorfer Schichten** haben eine Gliederung in zwei durch andere Gesteine getrennte kalkige Schichtstöße.

Die Naßfeldschichten stellen eine mächtige Gesteinsserie dar, durch welche die Karbon-Permigrenze schneidet. Heritsch, Kahler und Metz, 1934 (332/3) gliedern in folgender Weise:

A. Auernig-Schichten. Eine Wechsellagerung von Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten und kalkigen Lagen; Mächtigkeit 860 m. Die Schichten zerfallen in fünf Schichtgruppen:

a) **Untere kalkarme Schichtgruppe.** Hauptsächlich feinklastische Gesteine; Kalk und Konglomerat selten; Mächtigkeit 175 m. Hierher gehören die schönen Transgressionsprofile am Roßkofel und Collendiaul. Alter = Mjatschkowo.

b) Untere kalkreiche Schichtgruppe, in Waschbüchel- und Watschiger Schichten zerfallend. — Die Waschbüchel-Schichten, 130 m mächtig, sind eine Serie von Kalken mit schieferigen Zwischenmitteln und führen eine Choristitenfauna (= Samara-Stufe). — Die Watschiger-Schichten, 190 m mächtig, haben ebenfalls viele Kalklagen und gehören nach der Fauna auch in die Samara-Stufe.

c) Mittlere kalkarme Schichtgruppe. Vorwiegend Sandsteine; Mächtigkeit 170 m. Nach der Fauna handelt es sich um die Omphalotrochus-Stufe.

d) Obere kalkreiche Schichtgruppe. Mit zahlreichen, auch ziemlich mächtigen Kalkeinschaltungen. Mächtigkeit 90 m. Diese Gruppe gehört in die Omphalotrochus- und Cora-Stufe.

e) Obere kalkarme Schichtgruppe, Vorwiegend Konglomerat und Sandstein. Mächtigkeit 110 m. Nach der Fauna sind es Cora-Schichten. In den obersten Lagen liegt eine Flora von Ottweiler Charakter.

B. Rattendorfer Schichten. Vorwiegend kalkig entwickelt. Ihre Basis bedeutet die Grenze von Karbon und Perm. Die Rattendorfer Schichten lassen sich in folgender Weise gliedern:

a) Unterer Schwagerinenkalk. Mächtigkeit 135 Meter; dunkle, geschichtete Kalke. Alterseinstellung im Tschernorjetschensk, Irguina.

b) Grenzlandbänke. Eine Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefen, mit wenigen Kalklagen. Mächtigkeit 70 m. Alterseinstellung im Sarga.

c) Der obere Schwagerinenkalk. Mächtigkeit 70 m. Gebankte Kalke. Alterseinstellung im Sarga.

Sehr deutlich stehen einander gegenüber das Verbreitungsgebiet der Auernigschichten und jenes der Rattendorfer Schichten. Wie in den Karawanken gibt es große Gebiete der Auernigschichten ohne Rattendorfer Schichten.

Es gibt kein Profil, in welchem, ohne daß größere Störungen durchgreifen, die ganze Schichtfolge der Auernigschichten vorhanden ist — das war ja auch die große Schwierigkeit für die Feststellung der Detailstratigraphie!

Die Verbreitung der Naßfeldschichten zeigt hinsichtlich der maximalen Entwicklung der einzelnen Schichtgruppen folgendes Bild: A. Im zusammenhängenden großen Verbreitungsgebiete: im Westen (Straniger Alm, Collendiaul) den tieferen Teil der Auernigschichten, im Osten (zwischen Krone, Naßfeld und Tresdorfer Höhe) hauptsächlich die stratigraphisch höheren Teile der Auernigschichten, in der Mitte (Trogkofel, Schulterkofel) die Hauptentwicklung der Rattendorfer Schichten. — B. Isolierte Vorkommen wie z. B. Col Mezzodi (haupt-

sächlich Trogkofelkalk), Mt. Pizzùl (Auernigschichten), Tarvis-Goggau (Trogkofelkalk).

Im tektonischen Teil wird ausgeführt, daß flache Schubbewegungen das System Naßfeldschichten + Trogkofelkalk zerlegen; besonders an der Untergrenze der Rattendorfer Schichten haben solche Bewegungen zur Ablösung und weitgehenden tektonischen Selbständigkeit dieser Schichtgruppe gegenüber den Auernigschichten geführt (siehe Fig. 29, Tfl. III). Bei dieser tektonischen Auffassung der Verbandsverhältnisse wird man aber nicht vergessen dürfen, daß auf der Westseite des Schulterkofels zwischen den unteren Schwagerinenkalken und den obersten Auernigschichten ein normaler stratigraphischer Verband vorhanden ist. Dieser Verband ist ebenso sicher wie der an anderen Stellen vorhandene tektonische Verband (z. B. Tresdorfer Höhe, Fig. 32, Tfl. IV).

Es gibt eine ganze Reihe von Profilen, welche man mit der tektonischen Auffassung allein nicht auflösen kann:

a) Auf Colendiaul und beim Zollner See liegen die tiefsten Auernigschichten (untere kalkarme Schichtgruppe). Die Kalkkuppe SW des Sees und N des P. 1781 aber zeigt unmittelbar über diesen Schichten, ohne jede Spur einer tektonischen Beeinflussung, den unteren Schwagerinenkalk; dazu Heritsch-Kahler-Metz, 1933 (332/3, S. 177); Heritsch, 1935 (350, S. 367).

b) Am Lanzenboden hat man, unmittelbar im Kontakt mit dem Devon des Mt. Germula, eine Folge der unteren kalkarmen Schichtgruppen der Auernigschichten, 102 m mächtig — nach Gortani, 1911 (185) — vorwiegend Sandstein (mit Bänken von sandigen Schiefen und Tonschiefen, Lagen von Quarzkonglomeraten und einer Kalkbank); anthrazitische Schiefer liegen an der Basis, Anthrazite selbst 60 m über der Basis. Die Schichtfolge enthält marine Versteinerungen und in den kohlenführenden Lagen ein Flora. — Über die 102 m der unteren kalkarmen Schichtgruppe transgredieren die Grödener Schichten, welche selbst wieder von Auernigschichten, der Basis des unteren Schwagerinenkalkes des Schulterkofels, überschoben werden (Fig. 25, Tfl. III).

c) Am Col Mezzodi bei Forni Avoltri liegen, dazu Gortani, 1906 (148), unter dem Trogkofelkalk der obere, dunkle Schwagerinenkalk und dann sehr wenig mächtige Auernigschichten.

Diese Profile lassen sich nicht auf tektonischem Wege erklären. Sie setzen eine lückenhafte Sedimentation voraus, wobei man infolge der schwankenden Mächtigkeit einzelner Schichten beziehungsweise ihrer verschiedenen Ausbreitung auf unregelmäßige Senkungen des Ablagerungstrogos

denken muß. Das soll Fig. 68, Tfl. I, verdeutlichen. Man sieht hier:

A. Das $W=O$ -Profil folgt der Hauptverbreitung der Naßfeldschichten. Wir erkennen:

1. Die Senkung des Sedimentationsraumes ist während der Ablagerung der Auernigsschichten im Osten viel bedeutender als im Westen. Am Westrande wird überhaupt nur die untere kalkarme Schichtgruppe abgelagert und es verlegt sich dann sofort der Sedimentationstrog etwas gegen Ost. Die maximale Senkung liegt in den hohen Auernigsschichten zwischen dem Naßfeld und der Tresdorfer Höhe; hier wird auch die Hauptmasse der mächtigen Quarkonglomerate abgelagert. Das Sedimentationsgebiet wird während der Ablagerung der Auernigsschichten im Westen immer kleiner: Man hat auf Collendiaul die untere kalkarme Schichtgruppe, im Ahornachbecken die untere kalkreiche Schichtgruppe und vom Waschbüchel an gegen Ost werden auch die höheren Schichten abgelagert, so daß zwischen Straniger Alm und Schulterkofel bereits die gesamten Auernigsschichten auftreten.

2. Die Senkung und daher die Mächtigkeit ist zur Zeit der Ablagerung des unteren Schwagerinenkalkes am größten im Gebiete des Schulterkofels. Gegen Westen hat man eine rapide Abnahme der Mächtigkeit, aber doch ein transgressives Ausgreifen in dieser Richtung, so daß beim Zollner See der untere Schwagerinenkalk direkt auf der unteren kalkarmen Schichtgruppe der Auernigsschichten liegt. Das transgressive Ausgreifen entspricht einer allgemeinen Vertiefung und daher einer Vergrößerung des Sedimentationsraumes, was sich auch in dem Wechsel von klastischen Bildungen zum Kalk ausdrückt.

3. Die Grenzlandbänke mit ihrem klastischen Bestand bedeuten wieder eine Verflachung und daher eine Verengung des Sedimentationsraumes.

4. Der obere Schwagerinenkalk ist in einem etwas tieferen Becken abgelagert. Wir sehen ihn daher über den Raum der liegenden Schichten hinausgehen, was allerdings unsere Figur nicht zum Ausdruck bringen kann, da das transgressive Ausgreifen in SW-Richtung erfolgte. Bei Forni Avoltri erscheint er weit im Westen.

5. Dasselbe gilt für den Trogkofelkalk, dessen größte Mächtigkeit im Trogkofel erreicht wird. Die gesamte Ablagerung des Trogkofelkalkes in den Karnischen Alpen und den Karawanken überblickend, sieht man, daß sein Nordrand immer südlicher als jener der Auernigsschichten liegt — die scheinbare Ausnahme bei St. Kanzian—Faak in der Karawanken ist ein tektonischer Transport gegen Norden. Schon bei Forni Avoltri zeigt der Trogkofelkalk das Vorrücken der Transgression gegen S. Wir sehen in der Zone von Tarvis über Aßling

nach Neumarkt den Trogkofelkalk noch über den Auernig- und Rattendorfer Schichten liegen. Bei Veldes und Wochein aber hat er keine derartige Unterlage: Die Transgression greift gegen S vor!

6. Die Lage der größten Senkung des Sedimentationstrogos der Naßfeldschichten hat, wie jetzt klar ist, gewechselt.

B. Der zweite Schnitt der Fig. 68 zeigt, wie am Lanzenboden nur die untere kalkarme Schichtgruppe der Auernigschichten sedimentiert wurde — hier war wohl eine Schwelle, welche dieses Gebiet vom Mt. Pizzul trennte. Keine weitere Sedimentation erfolgte — daher transgrediert der Grödener Sandstein direkt über den tiefen Auernigschichten.

Trogkofelkalk.

Über dem oberen Schwagerinenkalk liegt eine nicht überall entwickelte, stellenweise 300 bis 400 m mächtige, an anderen Stellen aber gering mächtige Masse von rötlich-grauem, rosa-rotem, fleischrotem bis blutrotem, grauem, rotgeflecktem oder auch weißem Kalk von recht bedeutender Dichte; er ist entweder in dicke Bänke abgesondert oder schichtungslos. Häufig ist brekziöses Gefüge.

An der Basis des Trogkofelkalkes des Trogkofel liegen, knapp über dem oberen Schwagerinenkalk, eingestreut in reine, dichte Kalke oder auch in Krinoidenkalke, sehr kleine Gerölle von weißen Quarzen und von schwarzen Lyditen, Schwiner, 1927 (260).

Im Trogkofelkalk kann man von unten nach oben drei Abteilungen unterscheiden: weiße bis graue Kalke — vorwiegend rosarote Kalke — vorwiegend rote bis blutrote Kalke.

In den Karnischen Alpen (Trogkofel, Col Mezzodi bei Forni Avoltri) sind großartige Faunen gefunden, welche von Schellwien, 1900 (115), Heritsch, 1936 (361) und Gortani, 1906 (148), beschrieben wurden. Nach Fredericks, 1929 (285), wäre der Trogkofelkalk in den Tschernorjetschenskischen Horizont, also ziemlich tief in das Karbon, zu stellen. Dieser Meinung hat Heritsch, 1930 (290), widersprochen; aber Fredericks hat neuerdings dasselbe behauptet, 1932 (313).

Neue Untersuchungen aber haben ergeben, daß der Trogkofelkalk ein Äquivalent der Wolfcamp- bis mittleren Word-formation ist, siehe Heritsch, 1933 (328, 330), Heritsch, Kahler und Metz, 1934 (332/3), Heritsch, 1934 (338) und 1936 (361).

Tarviser Brekzie.

Dieses Gestein wurde früher als Uggowitzer Brekzie bezeichnet. Es sind rote oder graue oder bunte Kalkbrekzien,

deren Kalktrümmer aus dem Trogkofelkalk, seltener aus dem dunklen Schwagerinenkalk stammen. Das Zement der Gesteine ist kalkig. Die Tarviser Brekzie ist aus der Aufarbeitung des Trogkofelkalkes entstanden und liegt diesem in enger Verbindung unregelmäßig auf.

Die Gesamtheit der Erscheinungen zeigt, daß zum mindesten an der Basis der Tarviser Brekzie eine Zeit der Hebung, wenn nicht eine leichte Gebirgsbildung gelegen ist. Damit war eine Abtragung verbunden, welche in erster Linie den Trogkofelkalk betraf.

Die Tarviser Brekzie liegt unter den Grödener Schichten. Diese Sachlage ist lange nicht erkannt worden, wie die große Reihe der Forscher zeigt, die sich mit der Altersherstellung der Brekzie beschäftigt haben (siehe die historische Einleitung). Es hat lange gedauert, bis man zwischen dem Muschelkalkkonglomerat von Uggowitz und der permischen Brekzie zu unterscheiden lernte. Als die Zugehörigkeit der als Uggowitzer Brekzie bezeichneten Gesteine von Uggowitz im Canaltal zum Muschelkalk klargestellt war, konnte der Name Uggowitzer Brekzie nicht aufrecht erhalten werden. Gortani schlug dann 1921 den Namen Trogkofelbrekzie vor. Aber im Trogkofel liegen die Brekzien in und nicht auf dem Trogkofelkalk und es handelt sich da um echte Riffstrandbrekzien. Daher habe ich 1928 den Namen Tarviser Brekzien vorgeschlagen.

Rote Schiefer der Dimondecke.

Von den roten Schiefen der südlichsten Decke der Karnischen Alpen war schon wiederholt die Rede (historische Einleitung, S. 40; Hochwipfelschichten, S. 77). Sie bilden im Verein mit spilitischen und diabasischen Eruptiven das zweite Element der Dimondecke. Ein paar Beobachtungen an Stellen, an welche mich Freund Gortani führte, seien hier angeführt.

Das Auftreten der roten Schiefer bei der Case del Crêt südlich von Timau wurde schon bei den Hochwipfelschichten erwähnt. Solche kleine Einschaltungen von roten Schiefen in den Schieferkomplex, den man mit dem Hochwipfelkarbon vergleichen könnte, hat Gortani an vielen Stellen nachgewiesen. Er hat daraus den Schluß gezogen, daß es sich hier um eine Serie handelt, welche vom Karbon in das Perm reicht.

Gortani zeigte mir eine kleine Linse von roten Schiefen in den gewöhnlichen dunklen Schiefen von der Art des Hochwipfelkarbons an der Straße von Comeglians nach Forni Avoltri bei Valpicetto.

Zwei Exkursionen, welche Gortani mich geführt hat, waren mir für die ganze Frage besonders wertvoll und wichtig. Ich werde die Verhältnisse kurz beschreiben.

Bei Rigolato hat man über Schiefen vom Aussehen des Hochwipfelkarbons einen wenig mächtigen Zug von silurischen Kalken, auf dessen gegen Südwesten einfallenden Bänken die Kirche von Ludaria steht. Dann folgt die Serie, welche in dem Profil der Figur 3, Tfl. II, dargestellt ist. In oftmaliger Wiederholung erscheinen die roten Schiefer zwischen den Diabasen und es läßt sich nicht leugnen, daß die roten Gesteine, besonders in den hangenderen Teilen des Profiles den roten Grödener Schiefen vollkommen gleichen. Meine Beobachtungen in Dünnschliffen bestätigen diesen Befund. Es kommen neben den Schiefen auch rote Sandsteine von Grödener Charakter vor.

Gortani führte mich auf den Höhen NW von Ludaria in den Wechsel der Diabase und der roten Gesteine, welche absolut den Grödener Schichten gleich sind. Es handelt sich hier um eine immer wieder von basischen Lavaausbreitungen unterbrochene Sedimentation der roten Gesteine. Auf Staipe Vas sahen wir dieselbe Sache. Ich kann nach reiflicher Überlegung nicht zweifeln, daß tatsächlich hier die Auffassung von Gortani einzig möglich ist.

Das zweite mir sehr wichtig erscheinende Profil, bietet die Enge des Chiarsò nördlich von Paularo (Tfl. III, Fig. 22). Das Tal wird nach der Karte von Geyer von einem Zug von pa-Schiefen (was sicher unrichtig ist, weil diese Schiefer nicht mit der Plengeserie übereinstimmen!) und einem Zug von basischen Eruptiven gequert. Südlich von Maina della Schialute hat man einen mächtigen Zug von Diabasporyrit und Spilit und südlich von dieser gewaltigen Entfaltung von eruptiven Massen einen oftmaligen Wechsel von spilitisch-diabasischen Schiefen mit roten Schiefen, welche von Gortani mit Recht als permisch angesehen werden. Nördlich von dem mächtigen Diabasporyrit liegt eine Zone von Schiefen von der Art des Hochwipfelkarbons. Die ganze Serie fällt gegen N ein, ist also überstürzt.

Die Spilite und Diabasporyrite, die mechanisch keinerlei Veränderungen mitgemacht haben, sind auch am rechten Ufer des Chiarsò (Kriegsstraße) sehr mächtig aufgeschlossen (steiles Nordfallen, starke Cleavagierung). Die Gesteine zeigen brechende Umformung und den Dünnschliffen fehlen alle Spuren krystalloblastischer Kräfte.

Von den Diabasporyriten und Spiliten gegen S hat man folgendes Profil: 1. Dünnbankige bis schieferige Spilituffe (von Gortani als Diabastuffe bezeichnet), gegen S fallend. — 2. Eine Serie von Spiliten mit Lagen von roten Schiefen, deren Fallen sich bis auf 30° N ermäßigt. Die roten Schiefer enthalten neben Kalzit und Quarz noch etwas Glimmer; die rote Farbe wird durch Hämatitblättchen bedingt, welche die Rolle des Schieferminerales spielen. Im Dünnschliff sieht man

eine nicht unbedeutende Fältelung. — 3. Eine Schuppe von Hochwipfelkarbon. — 4. Spilite mit tuffigen Lagen, 50° Nordfallen. — 5. Hochwipfelkarbon in bedeutender Mächtigkeit (Sandsteine, dann mächtige Wechsellagerung von Schiefen und Sandsteinen; vereinzelt in diese Gesteine eingedrungene Diabase. — 6. Zone von Diabas, z. T. leicht geschiefert, mit zahlreichen Lagen von roten Schiefen. — In dieser Serie weichen die bisher engen Talgehänge weit auseinander, die Diabase hören auf, die Talweitung von Paularo beginnt. Gerade beim letzten Diabas, bei dem die Kriegsstraße eine scharfe Biegung macht, sind Diabase, rote Schiefer, Grödener Schiefer und Konglomerat ausgezeichnet aufgeschlossen. Hier überzeugte mich Gortani, daß keine Unterbrechung in der Schichtfolge vorhanden ist.

In welchem Verhältnis stehen das sichere Perm — Grödener Sandsteine und Konglomerate — und die roten Schiefer mit den zugehörigen Eruptiven? Es fragt sich, ob es sonst Anhaltspunkte gibt, welche für die Beurteilung der stratigraphischen Stellung der roten Schiefer in Betracht kommen können. Diese ebenso schwierige wie wichtige Frage wird nun erörtert.

1. Es ist zweifellos, daß die roten Schiefer wenigstens in ihrem größten Teile eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Perm haben, was noch durch die mikroskopische Untersuchung bekräftigt wird.

2. Immer sind die roten Schiefer mit spilitischen und diabasischen Gesteinen auf das engste verbunden. Bei der weit aus überwiegender Menge dieser Gesteine gibt es keine Schieferung, zum mindesten keine deutlich bemerkbare Durchbewegung; doch gibt es einzelne, etwas geschieferte Typen — Milch, in Frech, 1894 (81, S. 183), hat solche schon aus der Chiarsö-Schlucht bei Paularo erwähnt. Die Diabase und Spilite sind auf gar keinen Fall mit den Diabasen der Plengecke zu vereinigen oder auch nur zu vergleichen, denn diese Gesteine haben eine der ersten Tiefenstufe entsprechende Umformung.

3. Die Diabase und Spilite der Dimonserie sind mit Tuffen in Verbindung und treten entweder durch diese oder direkt mit den roten Schiefen in Verbindung.

4. Wenn wir die Schichtfolgen der Karnischen Alpen und der Dolomiten vergleichen, dann sehen wir überall die Grödener Schichten. Wir können dann die Tarviser Brekzie mit dem Grödener Konglomerat + Quarzporphyr der Dolomiten und mit den roten Schiefen + basischen Eruptiven gleichstellen.

Wir stellen daher die roten Schiefer und die zugehörigen Eruptiva in das Perm (in das Hangende des Trogkofelkalkes).

Da nun sichere Grödener Schichten über den roten Schiefer liegen, kommen wir zu folgenden Feststellungen:

a) Es läßt sich kein Grund anführen, daß die roten Schiefer nicht in das Perm gehören. Das ist zwar ein „Beweis ex silentio“, aber auch ein solcher muß festgelegt werden.

b) Aus der Lagerung der roten Schiefer und der Eruptiva — bei einer Einstellung der Grödener Schichten in das obere Rotliegende — muß man den Schluß auf die Altersstellung im unteren Perm ziehen, nämlich gleich oder etwas jünger als die Tarviser Brekzie (jünger als die Word-Formation).

c) Die roten Schiefer gehören der postvariszischen sedimentären Überdeckung der Karnischen Alpen an und sind, ebenso wie die permischen Schichten des Lanzenbodens und der Straniger Alm alpidisch in den Bau der Karnischen Alpen angeschlossen worden.

d) Die Alterseinstellung der roten Schiefer und ihrer Unterlage (Hochwipfelschichten usw.) zeigt, daß zwischen den beiden Systemen eine Diskordanz vorhanden sein muß, welche allerdings in den Schiefergebieten schwer nachzuweisen sein wird. Wie im historischen Teil (S. 40) schon auseinandergesetzt worden ist, sind die italienischen Forscher der Meinung, daß von den Karbonschiefern, die sie als Oberkarbon betrachten, in die roten Schiefer ein Übergang bestehe. Wo ich die beiden Gesteinsserien nebeneinander sah, fiel mir die ganz verschiedene Tracht in der Umwandlung auf, so daß von diesem Standpunkt aus nicht an eine Vereinigung der beiden Komplexe gedacht werden kann. Tatsächlich fehlen auch überall die wirklich oberkarbonischen Naßfeldschichten zwischen den beiden Komplexen.

e) Die roten Schiefer und die basischen Eruptiva sind erst in der alpidischen Gebirgsbewegung an die anderen Gesteine der Dimondecke angegliedert worden, wobei sie mit diesen heftig verfaltet worden sind. Das ist im Prinzip dieselbe Art der Tektonik, wie die großen Schubbewegungen im Naßfeldkarbon der Straniger Alm und am Lanzenboden.

Tatsächlich zeigen die Gesteine der Hochwipfelschichten und das Obersilur der Dimondecke den Zustand sehr bedeutender Durchbewegung, was dem Komplex der roten Schiefer und Eruptiva vollkommen fehlt.

Grödener Konglomerat und Grödener Schichten.

Als Grödener Konglomerat (bei den früheren Autoren Verrukano) werden grobe, aus Quarzgeröllen aufgebaute, dickbankige Konglomerate bezeichnet, welche oft in inniger und nicht lösbarer Verbindung mit den Grödener Sandsteinen stehen. Ein eigentliches Niveau der Grödener Konglomerate

fehlt den Karnischen Alpen ebenso wie die typischen roten Grödener Sandsteine; beide sind für das Gebirge nördlich des Gailtales — z. B. Nötsch — sehr bezeichnend.

In den Karnischen Alpen ist das Niveau des Grödener Sandsteins durch eine Folge von blutroten oder bräunlichen Sandsteinen vertreten, welche mit roten, oft blaßgrün gefleckten, hie und da Lagen von Kalkknollen einschließenden Schiefertonen alternieren.

Im Bereiche der Karnischen Alpen liegen die Grödener Sandsteine — oder, wie man richtiger sagen sollte, die Grödener Schichten, auf verschiedenen Gesteinen: Hochwipfelschichten, Naßfeldschichten, Tarviser Brekzie, Dimonserie. Im Gailtal greifen sie über das Krystallin und das Nötscher Unterkarbon transgredierend über.

Bellerophonstufe.

Diese Abteilung, welche oft fälschlicherweise den Stufenamen Bellerophonkalk trägt, ist durch Dolomit, Zellendolomite, Rauchwacken, Gyps und Kalk vertreten. Aus dem Canalital und dem Einzugsgebiete des Tagliamento sind beträchtliche Faunen bekannt geworden. Sie haben den Charakter der Bellerophonfaunen von Südtirol, was deswegen bemerkenswert ist, weil in dem Gebiete von Laibach, das nicht allzu ferne ist, eine Fauna gefunden wurde, die, mit indisch-armenischem Charakter ausgestattet, sich neuerdings über Serbien gegen Osten verfolgen läßt, Heritsch, 1934 (340).

C. Die mesozoische Schichtreihe der Karnischen Alpen.

Von mesozoischen Schichten ist nur wenig in den Karnischen Alpen vorhanden. Nur die untere Hälfte der Triasformation ist, gleichsam als ein jugendlicher Aufputz, entwickelt. Allerdings gehört der schönste Aussichtsberg der Karnischen Alpen, der Gartnerkofel, in die Trias. Im östlichen Teile der Karnischen Alpen hat die Trias eine beträchtliche Ausdehnung.

Trias.

Die Ablagerungen der Triasformation sind in folgender Weise gegliedert:

1. Die **W e r f e n e r S c h i c h t e n** zeigen blaue, mergelige Kalkbänke und darüber die bekannten Schiefer, dann im Hangenden Plattenkalke und oolithische Kalke. Im Gebiete der Reppwand am Gartnerkofel treten die sandig-glimmerigen Schiefer zurück und es erscheinen nur braunrote oder grünliche, sandig-schieferige Schieferlagen zwischen lichten und roten Plattenkalcken.

2. Der **Muschelkalk** zeigt graue, bunte, lebhaft gelbe, rote, weiß und schwarz gefärbte Kalkkonglomerate (bei Uggo- witz). Darüber liegen meist bituminöse oder brekzienartige Dolomite. Am Stabet bei Malborghet liegen übereinander: a) Quarzporphyr, b) rote und grüne, glimmerhaltige, bröckelige Sandsteine, c) Porphyrtuffe, d) dunkle Plattenkalke des Muschelkalkes, e) Schlerndolomit. — Das Ganze ist ein Äqui- valent des Profiles von Kaltwasser bei Raibl.

3. **Schlerndolomit**. Er führt Lagen von Pietra verde. Selten sind Einlagerungen von schwarzen Plattenkalcken und von dunklen Mergeln mit *Posidonomya wengensis* (also Einschaltung von Wengener Alter).

D. Bildungen des Eiszeitalters.

Im Gebirge sowohl als auch im Lesach- und Gailtal trifft man bedeutende Mengen von Aufschüttungen des Diluviums.

An zahllosen Stellen wurde Moränenbedeckung, an einzelnen Stellen wurden gut erhaltene Moränenbogen aus den Rückzugsstadien der Vereisung festgestellt. Der schönste Mo- ränenbogen liegt bei der Oberfeistritz Alpe am Oisternig und kommt von einem kleinen Gletscher mit etwa 1850 m hoher Firngrenze, der vom Südhang des Oisternig herabfloß. Groß- artige End- und Seitenmoränen liegen im Moosergraben südlich von Maria Luggau über 1250 m Höhe.

Im Lesachtal hat man zu beiden Seiten der in Krystallin eingeschnittenen Gail ausgedehnte glaziale Schuttmassen, welche oft in sehr weitgehendem Maße das anstehende Gestein ver- hüllen.

Im Moränenschutt bei der Kirche Maglern sind erratische Blöcke des Eklogites der Schobergruppe bei Lienz feststellbar. Der Gletscher hat sie über den Gailberg in das Gailtal gebracht.

Bei Podlanig im unteren Lesachtal liegen interglaziale Schieferkohlen in Tonen und Sanden. Darüber liegen Moränen — siehe *Kubart und Schwinner*, 1923 (234).

Zwischen Feistritz im unteren Gailtale und Arnoldstein ist Interglazial entwickelt, siehe dazu Tfl. I, Karte D. Ferner *Pichler*, 1890 (74a, S. 28). *Canaval*, 1900 (116a, S. 30), 1919 (218a, S. 122/3). *Till*, 1907 (157a, S. 622), *Schwinner*, 1923 (234). Es sind dieselben Bildungen wie in der Dobrova bei Arnoldstein: Nagelfluh mit Lagen von Sanden und Tonen. Bei der Ziegelei östlich von Feistritz ist ein kleines Lignitflöz vorhanden, 60 bis 70 cm mächtig, mit leichtem NNO-Fallen. Das Flöz wird von N—S streichenden Verwerfungen (mit 1 m Sprunghöhe) durchsetzt. Aus dem Lignit sind Pinuszapfen, Blätter von Salix und Birkenstämme bekannt. Über dem Flöz wurden Murmeltierreste gefunden. — Im Rücken des Dert ist

die Nagelfluh noch lebhaft gestört. — Das Geröllvolk der Nagelfluh stammt aus den Julischen Alpen (bs. Raibl). Es ist Schutt, der aus dem Canaltal in das Gailtal ausgeschüttet wurde.

Zwischen Nötsch und dem Pressegger See hat das Inter-glazial nördlich der Gail eine sehr bedeutende Ausdehnung. Auch dort sind Kohlen bekannt geworden — dazu Frech, 1892 (79), Penck-Brückner, 1909 (169).

E. Eruptiva.

Eruptivgesteine sind in den Karnischen Alpen in verschiedenen Gruppen vorhanden und werden nach diesen besprochen.

Auf die seltenen gangförmigen Durchbrüche der krystallinen Zone des Gailtales wird hier nur andeutungsweise eingegangen. Hierher gehören das Vorkommen von Reissach, das Milch, in Frech, 1894 (81, S. 183), als dioritisches Ganggestein beschrieben hat, ferner die Vorkommen von Malchit im Gösseringgraben bei Hermagor und westlich von P. 644 im Eggforst, beschrieben von H. Heritsch, 1932 (317).

In der Plengedecke liegt eine bedeutende Vertretung von Diabasen. Dasselbe Gestein ist in der Luggauer Decke gering verbreitet. Alle Diabase haben eine bedeutende Durchbewegung und die Metamorphose zur ersten Tiefenstufe mitgemacht. Sie zeigen im Dünnschliff, auch wenn sie im Handstück ganz massig erscheinen, ein scharf ausgeprägtes s₂-Gefüge. Die grünen Gesteine zeigen in ihrer mineralischen Zusammensetzung die Entstehung aus Diabasen und Diabastuffen. Die dunklen Gemengteile sind fast vollständig chloritisiert. Unter gar keiner Bedingung können diese Gesteine mit den diabasischen Gesteinen der Dimondecke verglichen werden.

In der Luggauer, Mooskofel- und Plengedecke haben Porphyroide im Untersilur eine sehr große Verbreitung.

Die Dimondecke ist durch oft mächtige Lagen von Diabasporphyriten und Spiliten ausgezeichnet. Gortani, 1906 (150, S. 17), hat folgende Gesteine beschrieben:

Diabas — Mt. Paularo bei der Casera Maseradis, Mt. Germula bei der Casera Tamai.

Diabasporphyrit — Mt. Dimon, Neddís (südlich des Mt. Dimon), Valdaier (südöstlich des Mt. Dimon), Cas. Foràne, Montute und Costa Robbia (südöstlich des Monte Dimon), Mt. Germula bei Battaia, Cas. Tamai, Madonna della Schialute, Mt. Spin unter Almiàs.

Hier bemerke ich nebenbei, daß ich von Valpicetto einen ophitischen Diabas im Dünnschliff untersucht habe, der eine ziemlich grobkörnige Verzahnung von meist vergrünem Augit mit Plagioklas zeigt.

Spilit — Mt. Dimon, Mt. Paularo, Neddis, Madonna della Schialute, Stavoli Clapeit und Battaia, Cas. Tamai, Monte Spin bei Formeaso. — Milch hat solche Gesteine unter dem Namen spilitische Mandelsteine beschrieben.

Spilite habe ich von Maina della Schialute, vom rechten Ufer des Chiarsò gegenüber von Maina della Schialute und von Valpicetto im Dünnschliff untersucht. Ich habe den Beschreibungen von Gortani nichts hinzuzufügen. Die Mandeln in diesem schönen Gestein sind rundlich, länglich oder ganz unregelmäßig und bestehen selten aus Kalzit allein; die meisten haben einen Kern von Kalzit und eine schmale randliche Zone von Delessit; häufig bestehen sie aus Delessit allein und sehr selten sind Delessit und Kalzit ganz wirt durcheinandergemengt. Vielfach ist ein Drittel und sogar die Hälfte der Schlißfläche von den Mandeln eingenommen.

Augitporphyrithat Gortani von folgenden Orten beschrieben: Casera Pecòl di Chiaula bassa, Cas. Lodinut, Mt. Paularo, Mt. Dimon, Neddis, über Treppo Carnico, Cas. Costa Robbia.

Fast alle Gesteine sind massig und nur selten hat man bei diabasischen Gesteinen eine schwache Schieferung. Keines von diesen Gesteinen hat eine Metamorphose durchgemacht und alle sind mit den roten, unterpermischen Schiefen in Verbindung, wozu noch Diabas- und Spilituffe treten.

Die Spilite und Diabasporphyrite sind nicht auf metamorphen Wege, sondern nach Art der Propylitisierung vergrünt.

Ihrem geologischen Auftreten nach sind alle spilitischen und diabasischen Eruptiva als Lavaströme beziehungsweise Lavadecken zu erkennen.

Eine weitere Gruppe von Eruptiven umfaßt die gangförmig auftretenden Massengesteine. Diese Gruppe muß unterteilt werden, nämlich in echte Ganggesteine (im petrographischen Sinne) und in Gesteine von gangförmigem Auftreten, aber mit einem Gefüge von Effusivgesteinen.

a) Von echten Ganggesteinen sind zuerst Dioritporphyrite zu erwähnen, welche nur im östlichen Teil des Gebirges gefunden worden sind. Hierher gehören die im tektonischen Teil noch besonders beschriebenen Dioritporphyrite von Dreulach, Achomitz und von der Unoka — alle drei in der Umgebung von Feistritz an der Gail.

An diese Gesteine ist auch der von Heimo Heritsch beschriebene Augitmalchit von Maglern bei Törl, knapp am Ostende der Karnischen Alpen anzuschließen, 1932 (317).

b) Zur zweiten Untergruppe gehören Gesteine von dazitischen Charakter, von welchen zwei im tekto-

nischen Teil beschrieben werden (Angertal unmittelbar beim Plöckenhaus, Wolaier See).

In diese Abteilung gehört ein Gestein, das ich auf einer Exkursion mit Gortani unmittelbar östlich über Timau geschlagen habe. Es ist hell und ziemlich grob stuiert. Es gleicht dem Gestein am Wolaier See, hat aber etwas weniger Biotit (dieser in Chlorit und Epidot umgesetzt). Das Gestein ist so wie jenes vom Plöckenhaus und vom Wolaier See den Daziten des Bachergebirges gleich.

In unmittelbarem Verband mit diesem Dazit steht bei Timau ein felsitischer Dazit. In einer felsitischen Grundmasse, die noch deutlich die Entstehung aus einer sphaerolithischen Textur aufzeigt, liegen sehr kleine Einsprenglinge von vorwiegendem Quarz, wenig Plagioklas und Biotit. Es handelt sich hier um einen entlasteten sphaerolithischen Pechstein.

Gortani hat die in diese Untergruppe gehörigen Gesteine unter dem Namen Quarzglimmerporphyrit beschrieben (von der Cima Fontana Fredda, wo sie eine mächtige Masse bilden — wie die Dazitstöcke im Bachergebirge!).

Gortani hat ferner eine Reihe von „Quarzglimmeraugitporphyriten“ beschrieben: Timau, Casera Primosio, Cima Fontana Fredda, Casera Pecòl di Chiaula bassa, Casera Lodinut bassa — Pyroxene sind bekanntlich ein häufiger Bestandteil der Dazite.

Es ist möglich, daß ein Teil der von Gortani als Augitporphyrit beschriebenen Gesteine in die zweite Gruppe gehört.

Die Gesteine von dazitischem Charakter liegen auf einer geraden Linie von Timau über die Casera Primosio, Fontana Fredda, Cercevesa, Pecòl di Chiaula und Lodinut bassa.

Die Augitporphyrite sind bis auf wenige Vorkommen auf das Gebiet südlich von den „Quarzglimmerporphyriten“, nämlich auf die Regionen des Mt. Paularo, Mt. Dimon und Neddiss, damit auf das Terrain der roten Schiefer des Perm konzentriert. Auf diese Gebiete sind auch die splitischen und diabasischen Gesteine beschränkt.

Alle Anzeichen sprechen dafür, daß die dazitischen Gesteine nicht gleichzeitig oder nahezu gleichzeitig mit den Gesteinen entstanden sind, in welchen sie liegen, daß sie also nicht in das Palaeozoikum zu stellen sind. Diese Gesteine haben keinerlei Umformung mitgemacht — im Gegensatz zu den Gesteinen des variszischen Baues. Die dazitischen Gesteine gleichen in ihrer Tracht und in ihrem geologischen Auftreten vollkommen den Daziten des Bachergebirges, welche sich als miozän und syngenetisch zu einer alpidischen Gebirgsbildungsphase erwiesen haben. Daher zögere ich nicht, sie als ganz jugendlich anzusehen.

Es ist nun die Frage, in welcher Beziehung die Dazite zu den Dioritporphyriten stehen. Es ist zwar petrographisch nicht leicht, die Dioritporphyrite an die Dazite anzuhängen und sie beide etwa in Verbindung mit den Tonaliten der sogenannten periadriatischen Zone zu bringen, aber die Gleichheit des geologischen Auftretens der Dioritporphyrite und Dazite führt dazu, beide Gruppen vom geologischen Standpunkt aus in eine Beziehung zu bringen, wie das in den folgenden Zeilen kurz angedeutet wird.

Wenn man die Malchite mit den Dioritporphyriten zusammenhängt, so ergibt sich die nächste Beziehung zum Tonalit der Rieserferner. Aber auch die Dioritporphyrite sind der periadriatischen Reihe der tonalitischen Magmen zuzuordnen. Damit sind die Dazite und Dioritporphyrite einer alpidischen Phase zu koordinieren. Das Bachergebirge gibt den Vergleich: Dort sind die Dazite, welche noch Miozän kontaktlich verändern, die letzten Nachschübe des Tonalites; das Aufdringen der Dazite ist nicht überall gleichzeitig, doch besteht ein Altersunterschied derart, daß der Tonalit den Daziten vorausgeht. Man kann nun im Bacher die Tonalite und Dazite mit der savischen Gebirgsbildung zusammenhängen; dann würden die Dazite der savischen Gebirgsbildung unmittelbar folgen, während Tonalite und Porphyrite mit ihr zusammenfallen oder ihr unmittelbar vorausgehen. — In demselben Sinne kann man die Verhältnisse in den Karnischen Alpen auffassen.

Die krystalline Zone des Gail- und Lesachtals.

Die Gesteine dieser Zone streichen im Lesachtal durchaus O—W, also spitz gegen die Karnische Kette, von der sie durch eine großartige Störung getrennt sind. Man sieht dieses Streichen z. B. ausgezeichnet in den Augengneiszügen von Maria Luggau. Im Raum zwischen Birnbaum und Mauthen herrscht auch das O—W-Streichen und das spitze Abschneiden an der Nordrandstörung, siehe H. Heritsch, 1931 (305), 1932 (316). Zwischen Mauthen und Grafendorf setzt WNW-Streichen ein, das dann wieder in O—W-Streichen übergeht; dieses aber lenkt gegen Hermagor wieder in WNW-Streichen ein. Bei Hermagor aber haben sowohl die Phyllite im Raum von Egg als auch jene des Gösseringgrabens O—W-Streichen.

Wenn wir das O—W-Streichen in großem Raume betrachten, dann sehen wir, daß die krystalline Zone mit ihrem Streichen von der Nordrandstörung schief abgeschnitten wird. Das O—W streichende Krystallin liegt also zwischen der Nordrandstörung und dem „Gailbruch“ als ein steil aufgerichtetes System.

Auf der Dellacher Alpe bei Kötschach hat Geyer, 1897 (99, S. 341), ein kleines Vorkommen von Gesteinen gefunden, das er mit dem Karnischen Karbon vergleicht.

Im Rücken von Malentein bei Hermagor hat man im Quarzphyllit eine sehr steil bis senkrecht aufgerichtete synklinale Einschaltung, bestehend aus dünn- und dickbankigen Quarziten des Untersilurs, schwarzem Lydit und Kalk; der Kalk ist stärker krystallin als jener der Mooskofeldecke, aber zum größten Teil nicht gebändert. Diese synklinale Einschaltung karnischer Gesteine in die krystalline Zone gehört zur Ederdecke.

Östlich des Pressegger Sees ist Quarzphyllit nur mehr in der Umgebung von Nötsch vorhanden, wo er auf das überstürzt gelagerte Unterkarbon von Nötsch aufgeschoben ist (Profil in Heritsch, 1929) (277, S. 160).

Die tektonische Gliederung der Karnischen Alpen zwischen Polinig und Wolaier See.

Am Fuße des Gebirges bei Mauthen zieht das Silur (stratigraphischer Teil, S. 49) der Luggauer Decke, der tiefsten Karnischen Schubmasse durch. Mit einer steil gegen S fallenden Schubbahn ist diese Serie auf das Krystallin des Gailtales aufgeschoben. In der Gruppe der Plenge und der Mauthener Alm stößt die Mooskofeldecke mit fast NO-Streichen so weit gegen Norden vor, daß sie vermutlich die Luggauer Decke unter sich begräbt — die großen Schuttmassen verhindern eine sichere Feststellung. Die Luggauer Decke wird uns erst wieder im Gebiete von Birnbaum und Obergail entgegentreten. Im Durchschnitt der Valentinklamm und der Missoria bei Mauthen stoßen die Gesteine der Luggauer Decke (Fig. 1, Tfl. II, Profil IX, Tfl. III) mit einer großen Bewegungsfläche an das erste großartig entwickelte tektonische Element, an die Mauthener Alm-Decke, welche den Würmlacher Sattel bildet. Die Größe der Bewegung wird durch Linsen von gelblichen Bänderkalken der Mauthener Alm-Decke aufgezeigt, welche in den Schiefen der Luggauer Decke schwimmen.

Die folgenden Erörterungen stimmen mit der Darstellung von Gaertner, 1931 (303), überein, welche weiterhin nicht mehr zitiert wird; nur wo von seiner Auffassung abgewichen wird, ist die entsprechende Literatur angeführt. Zum Folgenden vergleiche man Karte B, Tfl. I.

Der Würmlacher Sattel sondert sich morphologisch sehr deutlich von dem Zug Polinig—Mooskofel und von der Luggauer Decke ab. Der erstgenannte Bergzug überragt den

Sattel als gewaltiges Hochgebirge, die Luggauer Decke aber bleibt tief unter dem Sattel.

Der Würmlacher Sattel bildet ein großes Gewölbe (Profil X, Tfl. II) im Gebiete der Mauthener Alm und des Hinteren Joches. Der Nordflügel des Gewölbes fällt von der Mauthener Alm steil in die Valentinklamm ab, wobei das Streichen spitz gegen das Gailtal gerichtet ist. Der Sattel findet östlich von Mauthen ein plötzliches Ende am Nordrande der Karnischen Alpen — dieser Nordrand ist, wie später auseinandergesetzt werden wird, eine gewaltige Störungsbahn.

In der Valentinklamm hat man im sehr steil N oder S fallenden oder senkrecht stehenden Nordflügel des Würmlacher Sattels (vom Eingang in die Klamm angefangen) Bänderkalke des Devons, dann schwarze Bänderkalke des Silurs (mit schwarzen Kieselschiefern verbunden), dann Bänderkalke mit gelblichen und rötlichen Partien (Devon), dann eine Einquetschung von Hochwipfelkarbon, das von den Schiefen der Luggauer Decke durch seinen sehr wenig metamorphen Zustand sehr verschieden ist, dann Bänderkalke, in welchen der schwarze silurische Anteil stark vorwiegt. Dann kommt die breite Karbonzone der Ederdecke, welche mit einer Überschiebungsfäche an die Bänderkalke anstößt. In das Karbon sind grünliche Quarzite der Mauthener Alm-Decke als Linsen eingequetscht. Unter dieser Karbonzone steigt das Gewölbe der Riffbänderkalke der Ederdecke heraus. — Wir sehen also im Kern des Gewölbes der Mauthener Alm-Decke das Karbon und das Devon der Ederdecke. Die Mauthener Alm-Decke ist auf Karbon überschoben, welches als normale Auflagerung den devonischen Bänderkalk der Ederdecke umhüllt (Profil X auf Tfl. II).

Auf dem Nordhang der Mauthener Alm liegen über den Kalken der Mauthener Almdecke, ohne daß Hochwipfelkarbon als Zwischenschaltung aufgeschlossen wäre, Quarzite des Ordovicians der Moskofeldecke (Profil X auf Tfl. II). Diese Quarzite, in welchen neuerdings Porphyroide nachgewiesen worden sind, sind das Liegende der devonischen gebänderten Kalke der Moskofeldecke. — Auch die Moskofeldecke (Profil X, Tfl. II) streicht spitz gegen das Gailtal aus, da auch sie von der großen Bewegungsfläche an der Nordseite der Karnischen Alpen abgeschnitten wird.

Am Kamm von der Mauthener Alm zum Hinteren Joch liegt die Mauthener Alm-Decke flach — hier ist die früher (S. 73) angeführte Region des Überganges von den geflaserten und genetzten Kalken des Hinteren Joches in die Bänderkalke der Mauthener Alm, G e y e r, 1895 (84, S. 63) und historische Einleitung (S. 34).

Der Südflügel des Gewölbes der Mauthener Alm-Decke steigt steil vom Hinteren Joch gegen den großen Soldaten-

Friedhof im Valentintal ab (Valentinsäge der älteren topographischen Karten). Mit steilem Schwung tauchen die Flaserkalke des Hinteren Joches herab. Gleich westlich vom Gipfel des Hinteren Joches werden sie vom Hochwipfelkarbon transgressiv übergriffen (S. 77).

Parallel zu dem beschriebenen Profil geht der Schnitt von der Polinigalm zur Schroekebieber Alpe, welches über dem Karbon der Ederdecke eine geschuppte Serie von Ordovicianquarziten und gebänderten Kalken der Rauchkofelfazies der Mauthener Alm-Decke zeigt (Fig. IX auf Tfl. II).

Das Gewölbe der Mauthener Alm-Decke ist aufgebaut aus den geflaserten Kalken beziehungsweise den Bänderkalken des Devons, aus schwarzen silurischen Kalken mit etwas Kiesel-schiefern, aus Ordovician-Quarziten, zu welchen sich an dem Nordostabfall der Mauthener Alm Gesteine nach der Art der Plengeserie und Porphyroide des Untersilurs gesellen.

Unter dem weit gespannten Gewölbe des Würmlacher Sattels liegt das Karbon und der Riffbänderkalk der Ederdecke. Wie die Aufschlüsse beim Eder zeigen, sinkt der Devon-sattel der Ederdecke gegen W unter. Das entspricht dem westlichen Einsinken des ganzen Profiles vom Hinteren Joch zur Mauthener Alm. Die Devonkalke der Ederdecke streichen gegen NO und sinken in dieser Richtung unter das sie umhüllende Hochwipfelkarbon. Auch die Ederdecke streicht spitz gegen das Gailtal aus.

Im tektonischen Hangenden der Mauthener Alm-Decke folgt die Mooskofeldecke. Auf der Nordseite des Polinig liegt, ohne daß ein trennendes Karbon vorhanden wäre, über den Kalken der Mauthener Almdecke der gebänderte Riffkalk (Devon) der Mooskofeldecke, an dessen Basis gelegentlich Silur entwickelt ist. — Dasselbe große Lagerungsverhältnis ist in dem Profil vom Hinteren Joch zum Mooskofel der Fall; dort lagert über dem Karbon der gebänderte Kalk des Mooskofels.

Die Mooskofeldecke besteht aus zwei Teildecken. In der Gruppe des Mooskofels und der Plenge geschieht die Teilung durch ein Band von Himmelberger Quarzit und die zugehörigen Schiefer des Ordovicians. Die Mooskofeldecke fällt vom Mooskofel gegen das Valentintal ein, fehlt aber zwischen der unteren Valentinalpe und dem großen Soldatenfriedhof im breiten, schuttverhüllten Valentintal.

Die wichtigen Profile an der Nordseite des Valentintales bei der unteren Valentinalpe zeigen: die devonischen, gebänderten Kalke der Mooskofeldecke mit einem gegen das Tal gerichteten Fallen (Profil XI, Tfl. II) — Hochwipfelkarbone — bunte Netzkalke der Rauchkofeldecke — schwach metamorphe Netzkalke des Devons und Plattenkalke des $e - \gamma$

der Cellondecke — Hochwipfelkarbon in der Sohle des Valentin-
tintales.

Dasselbe Profil hat man in der großen Talstufe vom großen Soldatenfriedhof auf den Plöckener Boden (Profil VIII, Tfl. II): Rauchkofeldecke (Kieselschiefer — Trilobitenschiefer — Kokalk — Alticola-Kalk — Plattenkalk des e-gamma — Netzkalk des Devons), Cellondecke (Plattenkalk des e-gamma — Netzkalk des Devons — Hochwipfelkarbon des Plöckener Bodens).

Aus der Plöckener Talstufe ziehen die beiden, im Hangenden der Mooskofeldecke liegenden Decken in die Südseite des Polinig. Die Rauchkofeldecke läßt sich S der Himmelberger Alpe durchverfolgen und erscheint in den kleinen Felsen unter dem Steilabsturz des Polinig (Profil IX, Tfl. III).

Das Hochwipfelkarbon, in großer Breite aus dem Valentin-
tal herüberziehend, ist in mächtiger Entfaltung im Südhang des Polinig vorhanden. Es bildet die sogenannte Angertalmulde. Lyditzüge liegen im Karbon; zwei von ihnen fand Gaertner und deutete sie als antiklinal heraustauchende Cellondecke; das ist aber mehr als unwahrscheinlich, weil diese Decke nie mächtige Lydite und Kieselschiefer hat. Habersfelner, 1931 (304), stellt sie zur Bischofalmdecke. Auf den in die Angertalmulde eingeschichteten Serien, bestehend aus Lydit + Kieselschiefer und Hochwipfelkarbon, liegen noch Deckschollen (Tfl. IV, Fig. 59) mit der Schichtfolge: Wechsellagerung von Quarziten und dunklen Kieselschiefern des Untersilurs — blaues Kieselgestein — helle Lydite — Wechsel von hell und dunkle gebänderten Lyditen mit Rastrites Geyeri — schwarze Lydite. Aus dem Profil von Habersfelner geht hervor, daß man in der Angertalmulde sowohl Deckschollen von Silur der Bischofalmdecke als auch in das eingeschichtete Lydit + Kieselschiefer hat. Das entspricht den Vorstellungen, welche sich Habersfelner über die Einfahrt der Bischofalmdecke gebildet hat. Die Angertalmulde besteht also aus Hochwipfelkarbon, das zum Teil der Cellondecke (N des Kleinen Pal — Tischlwanger Kofel), zum Teil der Rauchkofeldecke (S des Elferspitz) und zum Teil der Bischofalmdecke zugeordnet ist.

Im Sattelbau des Tischlwanger Kofels (Pizzo di Timau), im Freikofel und im kleinen Pal ist die Cellondecke wohl entwickelt. Im Hangenden des Devons hat man vielfach die Clymenienkalke und darüber das transgredierende Hochwipfelkarbon; aber die Transgression des Karbons greift am Kleinen Pal auch in die Mitteldevonkalke herab. Im Kern des Sattels erscheinen Ordovician und Gotlandian. Während im Tischlwanger Kofel die Wölbung noch aufrecht steht, ist sie im Klei-

nen Pal schon gegen N überlegt; diese Art der Tektonik leitet zur Cellonetta über.

Im Cella und in der Cellonetta gibt es viele O—W streichende Querstörungen. Der von Gaertner im Detail studierte Bau der Cellonetta (Profil X, Tfl. II), ist im Kleinen sehr stark gestört, hat aber im Großen einfache Verhältnisse. Der Sattel der Cellondecke hat einen Kern von Caradoc, der auf der gegen WNW gerichteten Bergflanke eine etwas gegen N überliegende Antiklinale ist; darüber liegt das Gotlandian in Plöckener Fazies und den Südflügel bildet der Devonkalk des Cella. Der überkippte Nordflügel wird von Devonkalken am Fuße der Cellonetta gebildet.

Auf der Westseite der Cellonetta erscheint im Kern des Sattels der Cellondecke, umhüllt von Caradoc, eine faziell andere Serie, welche selbst wieder eine Antiklinale des Cellonettas-Gewölbes bildet: Hochwipfelkarbon — Plattenkalke des e-gamma — Alticolakalk — Kokkalk — Graptolithenschiefer des Llandovery. Das ist die Rauchkofeldecke, welche hier antiklinal unter der Cellondecke erscheint.

Es liegt also hier, wie im Kamm von der Mauthener Alm zum Hinteren Joch ein gefalteter Deckenbau vor. Die westliche Fortsetzung des Deckensattels liegt in der felsigen Nase ober der oberen Valentalalm, wobei der Nordflügel bis zu 40° überkippt ist. Man hat im Nordflügel die Folge: Oberdevonkalke — Riffkalk des Mitteldevons — gelbliche Kalke des Unterdevon — Plattenkalke des e-gamma — eine Störung, welche das Fehlen des Obersilurs bedingt — Linsen von Tonflaserkalk — Caradoc. Das ist die Cellondecke. Der Kern des Deckensattels besteht aus dem Hochwipfelkarbon der Rauchkofeldecke, in welchem große Linsen des Devons in Rauchkofelfazies schwimmen. Über dem Hochwipfelkarbon liegt mit Südfällen der Südflügel: Caradoc — Tonflaserkalk — tiefes Obersilur — Kokkalk — Cardiola-Niveau — Alticolakalk — schwarze Plattenkalke des e-gamma, im oberen Teil mit Riffkalkbänken — gelbliche Plattenkalke mit Riffbänken — gelber Plattenkalk des Unterdevon — Riffkalk des Unter- und Mitteldevons, in großer Mächtigkeit die Steilwand aufbauend — Oberdevonkalk. Das Oberdevon wird im Eiskar vom Hochwipfelkarbon überlagert, welches, als der hangendste Teil der Cellondecke, zur Grünen Schneide zieht und von dem Devon der Kellerwanddecke überschoben wird.

Ein wichtiges Ergebnis der Kartierung von Gaertner ist die Feststellung des Fazieswechsels im nördlichen Teil der Cellondecke. Der Nordflügel des Deckensattels der Cellondecke wird gegen Westen immer weniger mächtig, was durch den Fazieswechsel bedingt ist; denn die mächtigen Riffkalke des Devons werden mehr und mehr durch die gering

mächtigen Flaserkalke der Rauchkofelfazies verdrängt. Dieser Prozeß fängt bereits am Gipfel des Cellons und in der Cellonetta an und damit setzt auch die starke Überkippung des Sattels ein. An der Theresienhöhe hat man noch 80° Südfallen des Nordflügels, dann aber weiter gegen W zu immer flacheres Südfallen des Nordflügels des Sattels (Profil X, Tfl. II). Gaertner sagt: „Der ursächliche Zusammenhang der Überkippung und der Mächtigkeitsabnahme des Kalkes ist klar. Die gleiche Energie kann einen dicken Kalk zu einem symmetrischen Sattel verbiegen; bei geringer Mächtigkeit führt dieselbe Kraft aber schon zur Überfaltung“.

Zwischen dem Nordflügel des Deckensattels der Cellondecke und der früher besprochenen Vertretung der Cellondecke auf der Nordseite des Valentintales (S. 99) liegt als Fortsetzung der Angertalmulde die mächtige Entfaltung des Hochwipfelkarbons des Valentintales vom großen Soldatenfriedhof gegen Westen. Diese Mulde erreicht bei der oberen Valentinalpe ihr W Ende; denn die Mulde hebt im Rauchkofel durch das Aufsteigen der tektonischen Achsen plötzlich aus. Die bunten Netzkalke streichen im unteren Teil des Osthanges des Rauchkofels N—S und fallen sehr steil gegen O ein. Am Südrande dieses Hanges, etwa vom Punkt 2074 der Alpenvereinskarte an, drehen sie in das Generalstreichen des Valentintales ein. Die Verbindung der Kalke des Osthanges des Rauchkofels geht in der einen Richtung zum Nordflügel des Cellonsattels, in der anderen Richtung aber geht die Fortsetzung des Rauchkofels in die Cellondecke der Nordseite des Valentintales.

Der Bau des Rauchkofels ist sehr schwierig zu lösen. Die Versuche früherer Forscher, dieser Komplikationen Herr zu werden, sind wegen der ungenügend erforschten Stratigraphie gescheitert und erst die Arbeit Gaertners (Tfl. IV, Fig. 60) brachte die Lösung.

Den Gipfelbau und den Osthang bildet die Cellondecke, nämlich meist rote Flaserkalke und Netzkalke des Devons, Plattenkalke des e-gamma, Obersilur in Plöckener Fazies, Tonflaserkalke des Ashgillians und Schiefer des Caradoc (hier hat also das Devon schon den Wechsel zur Rauchkofelfazies vollzogen). Unter diesem Bau, der im Detail sehr kompliziert ist, liegt die Rauchkofeldecke; sie besteht aus devonischen Kalken in Rauchkofelfazies, Plattenkalke des e-gamma, der Alticolastufe, dem Cardiolaniveau, Kokkalk, Llandovery in Graptolithenschieferfazies. Die Rauchkofeldecke ist am Nordabfall des Rauchkofels auf Hochwipfelkarbon geschoben, welches zur Mooskofeldecke gehört. Vielfach sind in den untersten Schichten der Rauchkofeldecke Verfaltungen und Verschuppungen eingetreten.

Über der Rauchkofeldecke erscheint im Gebiete des Valentintörls und der Rauchkofelböden die ganz besonders interessante Serie der Wolaier Schuppen, welche als Ganzes unter die Cellondecke der Kellerwandgruppe einfällt. Wir besprechen zuerst das wunderbare Profil des Valentintörls. Zur Topographie sei erwähnt, daß die Rauchkofelböden zum nördlichen Valentintörl absteigen, daß sich dann der steile Grat-turm des Törlkopfes erhebt und daß dann das südliche Valentintörl folgt, über welches die großen Abstürze der Kellerwandgruppe aufsteigen.

Die Schichtfolge des Valentintörls fällt sehr steil gegen Süden und zeigt die nachstehenden Gesteinsserien:

Nördlich vom Törl: 1. Rote Netz- und Flaserkalke des Devons = erster Zug der Wolaier Fazies, der direkt über der Rauchkofeldecke des SW-Abfalles des Rauchkofels liegt.

Im nördlichen Törl: 2. Schiefer, Sandsteine und Lyditkonglomerate des Hochwipfelkarbons; in diese Schichten ist auf der Ostseite des Törls ein Keil von dunklen Lyditen der Bischofalmdecke eingequetscht, Heritsch und Habersfelner, 1932 (311), mit *Monograptus gemmatus* (Zone 19 bis 21); ferner weiße Lydite mit Radiolarien. — 3. Schwarzgrüne, etwas kalkige Schiefer des Caradoc, die neue Schuppe der Wolaier Fazies einleitend.

Im Törlkopf: 4. Weiße und rötliche Krinoidenkalke des Llandovery, 15 m mächtig. — 5. Rote, etwas splitterige Orthocerenkalke mit *Aulacopleura* sp., 4 m mächtig. — 6. Splitterige, schwarze Orthocerenkalke, 1 m. — 7. Hellgraue und splitterige, auch etwas rötliche Orthocerkalke, 2 m. — 8. Schwarze, knollige, eisenreiche Kalke, 0,8 m. — 9. Schwarze Krinoidenkalke mit schwarzen Orthocerenkalcken wechselnd, 3 m; das sind die *Rhynchonella megaera*-Schichten, versteinierungsführend beim Horchpostenstand. — 10. Plattenkalke des e-gamma, den höchsten Kopf bildend, 45 m mächtig. — 11. Rote Flaserkalke und Netzkalke des Devons, 45 m mächtig.

Im südlichen Törl: 12. Grauwacken des Hochwipfelkarbons.

Etwas östlich des südlichen Törls: 13. Schiefer des Caradoc. — 14. Bunte Schiefer und Grauwacken des Caradoc. — 15. Tonflaserkalk. — 16. Krinoidenkalk des Llandovery. — 17. Gelbliche Plattenkalke des e-alpha-1. — 18. Eisenkalke des e-alpha-2. — 19. *Rhynchonella megaera*-Schichten.

Südlich des südlichen Törls: 20. *Rhynchonella megaera*-Schichten, unmittelbar über dem Hochwipfelkarbon (12) des südlichen Törl anstehend. — 21. Kalkige Schiefer des Caradoc, mit Schubschollen von devonischem

Riffkalk. — 22. Schwarze Plattenkalke des e-gamma. — 23. Dolomite des e-gamma.

Mit dem Schichtstoß über dem südlichen Törl (13—19, 20—23) beginnt die vereinigte Cellon-Kellerwanddecke, mit tektonischen Wiederholungen an der Basis, welche in der oben gegebenen Folge gut hervortreten (Wiederholungen im Caradoc!); d. s. basale Schuppenbildungen an der Schubfläche.

Im Törlkopf und auf den Rauchkofelböden herrscht die Entwicklung der Wolaier Fazies des Gotlandians und der Devonkalke in Rauchkofelfazies. Dieselbe Entwicklung ist in dem berühmten Profil des Seekopfsattels am Wolaier See vorhanden, dessen Schichtfolge, mit einer Überschiebung über Hochwipfelkarbon beginnend, von unten nach oben angeführt ist: 1. Hochwipfelkarbon am Wolaier See. — 2. Heller Krinoidenkalk des Llandovery (d. i. die in der Literatur berühmte „Helle Bank“). — 3. Schwarze und rote Kalke des e-alpha-2 und e-alpha-3. — 4. Graue und rote Kalke des e-beta. — 5. Bunte Netzkalke des Devons. — 6. Hochwipfelkarbon. — Mit dem Schichtglied 7 beginnt die Cellondecke! — 7. Schiefer des Caradoc. — 8. Gelbe und violette Kalkschiefer des Ashgillians. — 9. Krinoidenkalke und graue Kalke der Rhynchonella megara-Schichten. — 10. Lichtgraue devonische Riffkalke der Wand des Seekopfes.

Die Gesteinsserie der Wolaierfazies des Gotlandians und der devonischen Riffkalke in Rauchkofelfazies bilden ein Schuppensystem. Die Schuppe des Törlkopfes ist auf die Schuppe der Rauchkofelböden aufgeschoben. Im Detail herrschen sehr komplizierte Lagerungsverhältnisse, die Gaertner ausgezeichnet gemeistert hat.

Im Gipfelaufsatz des Rauchkofels kommt die Schuppe der Rauchkofelböden in die nächste Nähe der Rauchkofeldecke, von welcher sie nur durch einen schmalen Streifen von Hochwipfelkarbon getrennt wird. Im Gebiete des Wolaier Sees bleibt aber die Wolaier Fazies und das daraufliegende Devon immer von der eigentlichen Rauchkofeldecke getrennt. Das ist aber nicht der Fall in der Gruppe des Hohen Triebes.

Im System der Wolaier Schuppen hat das Devon dieselbe Fazies wie die Rauchkofeldecke und der nördliche Teil der Cellondecke. Dagegen hat das Obersilur keine direkten Beziehungen zur Rauchkofeldecke, wohl aber zum Obersilur der Kellerwanddecke, wie das Profil südlich vom südlichen Valentörl (lichte Krinoidenkalke des Llandovery!) zeigt.

Die Wolaier Schuppen, das heißt die Schuppen der Rauchkofelböden, des Törlkopfes und des Seekopfsockels haben daher eine tektonisch-stratigraphische Selbständigkeit der Rauchkofeldecke gegenüber. Trotzdem habe ich sie auf der tektonischen Übersichtskarte der Karnischen Alpen mit der

Rauchkofeldecke vereinigt. Die Verhältnisse im Gebiete des Hohen Triebes, wo diese Selbständigkeit nicht mehr vorhanden ist, zeigen die Möglichkeit der Vereinigung.

Wir haben die Cellondecke im Cellon (Frischenkofel) als Südflügel eines Sattels, dann in der Gruppe der Kellerwand kennen gelernt. Im Cellon und in der Cellonetta dreht sich das Streichen aus der O—W-Richtung in N—S-Richtung, um im Kleinen Pal wieder in die O—W-Richtung einzuschwenken. Im Cellon, der der Südflügel des früher erörterten Sattels ist, stehen die Kalke des Devon senkrecht.

Über den Kalken des Devons, beziehungsweise des alleruntersten Unterkarbons (S. 71) transgrediert das Hochwipfelkarbon. Das ist besonders gut an der Grünen Schneide festzustellen, welche zwischen dem Cellon und dem Kolinkofel liegt. Die Auflagerung des Karbons erfolgt nur mit einer geringen Winkeldiskordanz. Die Transgressionsfläche ist mit Geröllen von Tonschiefern und Kieselschiefern bedeckt (das letztere deutet auf die in der Nähe zerstörte und aufgearbeitete Bischofalmdecke!). Die Transgressionsfläche greift gegen Osten zu von Bank zu Bank tiefer in das Devon hinein. In den Karbonschiefern über der Transgressionsfläche finden sich bis über kindskopfgroße Kalkgerölle. — Im hangenden Teil der Karbonschiefer der Grünen Schneide finden sich gegen den Monte Coglians zu wieder massenhaft Kalkbrocken von Linsenform; diese Brocken sind sicher tektonisch in das Karbon eingeknetet worden.

Im Westen stößt an das Karbon der Grünen Schneide der senkrecht aufgerichtete oder steil gegen SW fallende Oberdevonkalk des Kolinkofels (Monte Coglians); das Oberdevon bildet ein schmales Band, welches die Hauptmasse der devonischen Riffkalke des genannten Berges im Norden umzieht. Hier ist die Grenze von Hochwipfelkarbon und Oberdevon keine Transgressionsfläche, sondern entspricht der Aufschiebung der Kellerwanddecke auf das zur Cellondecke gehörende Karbon der Grünen Schneide. Das sieht man besonders in der westlichen Fortsetzung, im Profil des Gabelkopfes, das Gaertner veröffentlicht hat (Tfl. IV, Fig. 65).

Die Überschiebung der Kellerwanddecke über die Cellondecke (Profil XI auf Tfl. II) zieht durch das Eiskar und bildet dann in den Wänden, welche gegen den Valentingletscher abstürzen, die großartig aufgeschlossene Faltenstörung, welcher Frech, 1894 (81, S. 89), als Flexur aufgefaßt und abgebildet hat. Diese Störung ist aber eine Überschiebung, denn die steil aufgerichteten Kalke der Cellondecke stoßen überall mit scharfer Grenze an die flach gelagerten Devonkalke der Kellerspitzen (= Kellerwanddecke). Die Reichweite der Überschiebung braucht nicht mehr als 100 m betragen, kann aber auch viel

größer sein. Weiter gegen W kann man die Cellondecke nicht mehr von der Kellerwanddecke trennen. Es hat den Anschein, daß sich die beiden Schubflächen unter dem Valentingletscher vereinigen.

Vom Kleinen Pal, vom Cellon, von der Kellerwandgruppe und vom Biegengebirge sinkt das Devon gegen Süden ab. Die Verhältnisse auf der italienischen Seite des Gebirges werden später dargestellt werden.

Das Biegengebirge ist aus devonischen Riffkalken der Cellon-Kellerwanddecke aufgebaut. Sie sind im Westen von der Bordaglia-Störung abgeschnitten; so stößt der Riffkalk an Hochwipfelkarbon und dieser wieder an das Devon der Mooskofeldecke der Wadecken, die zum Säbelspitzkamm gehört (Fig. 4, Tfl. II).

Auf den gebänderten Kalken des Kammes Säbelspitz—Stallonkofel (Profil XII, Tfl. II) liegt Hochwipfelkarbon und darüber, in Linsen aufgelöst, der Netzkalk der Rauchkofeldecke, der selbst wieder Hochwipfelkarbon trägt. Auf dieses Karbon ist die Deckscholle der Plengedecke des Kammes Säbelspitz—Stallonkofel aufgelagert (grüne Porphyroide, vergrünte Quarzkeratophyrtuffe von Chloritschiefer-Habitus, grau-grünlichen Serizitschiefer und Serizitquarzite, rote tuffige Sandsteine).

Der Bau der Plenge, die mit dem Mooskofel über das Raimundatörl zusammenhängt, zeigt die Mooskofeldecke mit einem Aufsatz von höheren Decken (Profil XI, Tfl. II), die höchste davon ist die Plengedecke. Unter dem Ordovician der Plengedecke liegt eine Zone von sehr großen Linsen von schwarzen und roten Devonkalken der Rauchkofelfazies. In diesen Linsen ist eine Vertretung der Decken zu sehen, welche zwischen der Mooskofeldecke und der Plengedecke liegen; dazu sei bemerkt, daß die Kellerwanddecke gewiß nie so weit nach N gegriffen hat und daß im N Teil der Cellondecke die Rauchkofelfazies herrscht.

Nun ist noch des Anschlusses an die westlichen Karnischen Alpen zu gedenken. Das Devon des Biegengebirges (Kellerwand—Cellondecke) wird gegen den Giramondepaß von der jugendlichen Bordaglia-Störung abgeschnitten. Diese Störung, von welcher später noch die Rede sein wird, tritt in den Bau des Säbelspitz—Wadecken ein und zieht dann durch die Plenge gegen das Gailtal. — Im Kamm Säbelspitz—Stallonkofel hat man die Plengedecke, dann unter ihr die Fetzen der Rauchkofeldecke und dann die gebänderten Kalke der Mooskofeldecke. Dieser Bau enthüllt sich auf der dem Wolaiertal zugekehrten Seite des Kammes. Wie die Verhältnisse gegen das Niedergailtal zu liegen, wird später auseinandergesetzt werden.

Nördlich vom Stallonkofel taucht unter der Plengedecke eine mächtige Serie von Hochwipfelkarbon heraus, welche den Nordabfall des Berges bildet. Dieses Karbon hat Gaertner zur Mooskofeldecke gestellt. Ich meine aber, daß es von dieser durch einen schmalen Zug von Netzkalken getrennt wird, welcher scheinbar über der Mooskofeldecke liegt. Wir werden auf die Stellung dieses Karbons noch zurückkommen. Es wird durch untersilurische Quarzite, welche bei Nostra mit Karbon und nach Gaertners Darstellung auch mit „Quarzphyllit“ verschuppt sind, vom Krystallin des Gailtales getrennt. Mit dieser Zone der „Quarzphyllite“ und der untersilurischen Quarzite haben wir die Luggauer Decke erreicht.

Der Anschluß gegen Osten ist einmal durch den Sattel der Cellondecke im Pizzo di Timau, durch die Mulde des Angertales und durch die östlich vom Polinig liegende Eferspitze gegeben. Das Gewölbe des Pizzo di Timau sinkt gegen O unter Hochwipfelkarbon. Die Angertalmulde streicht gegen den oberen Kronhofgraben. Nördlich von der Angertalmulde liegt der schmale Streifen der Rauchkofeldecke, welcher im Gebiete südlich des Polinigs früher angeführt worden ist (S. 98). In der Eferspitze erscheinen die Rauchkofel und die Cellondecke; beide setzen in den Kronhofgraben fort. Die Rauchkofeldecke der Eferspitze zeigt folgende Entwicklung des Gotlandians: Kieselschiefer und Lydite, welche wohl noch bis in das e-beta reichen, dunkle Plattenkalke des oberen Ludlow, die in das e-gamma gehen. Gaertner hat diese Entwicklung als Eferspitzfazies bezeichnet. Ihre Beziehungen zur Findenigfazies werden noch zu untersuchen sein.

Nochmals muß auf den Polinig eingegangen werden. Nach Gaertner liegen in seinem Gipfelgebiete zwei Schuppen der Mooskofeldecke vor. Man sieht übereinander: die untere Mooskofeldecke, welche zum Würmlacher Polinig zieht, darüber die untersilurischen schwarzen Schiefer und die grünlichen Quarzite der Himmelberger Alm, darüber der devonische Riffkalk, der den Gipfel des Polinigs bildet. Diese Riffkalke sind für die Mooskofeldecke merkwürdig wenig durchbewegt und gleichen daher dem Devonkalk der Cellondecke, womit auch die recht gute Erhaltung der Korallen dieser Kalke übereinstimmt. Eine scharfe, S—N streichende Querstörung, die durch den Sattel zwischen Polinig und Eferspitze zieht, schneidet die Riffkalke gegen O ab und stellt sie der komplizierten Tektonik der Eferspitze gegenüber.

An einer ganzen Reihe von Stellen sind im mittleren Teil der Karnischen Alpen Eruptiva vorhanden, die immer im Hochwipfelkarbon auftreten. Solche Vorkommen finden sich in der Mulde zwischen Wadecken und dem Nordrande des Biegebirges

Sehr bekannt ist das Eruptivgestein des Angertales in der Nähe des Plöckenhauses, das Geyer entdeckt hat. Es ist ein Gang von Dazit in Hochwipfelkarbon. Der Dünnschliff zeigt: eine ganz geringe Menge von Orthoklas; viele Quarzeinsprenglinge (mit magmatischen Korrosionen); Plagioklaseinsprenglinge wie die Quarze teilweise durch Intrusionsdruck zertrümmert; baueritisierter Biotit; Grundmasse feinkristallin; auf Rissen der Einsprenglinge und sonstigen Zerreißen starke Infiltration mit Eisenverbindungen. Das Gestein hat keine Durchbewegung mitgemacht. Nur die Baueritisierung, die Zerbrechung und Infiltration ergeben Unterschiede gegen die Dazite des Bachergebirges. — Das Gestein ist ein Gang. Die in der Literatur angegebenen Tuffe fehlen. In den Gehängen über dem Vorkommen hat man so zahlreiche Trümmer von Dazit, daß weitere Gänge von größerer Mächtigkeit vorhanden sein müssen, was wegen dichter Bewachsung nicht zu sehen ist.

Der sogenannte Porphyrit am Weg vom Wolaier See zur oberen Wolaier Alpe ist auch ein Gang, der mit senkrechten Grenzen durch die Hochwipfelschichten greift. Das Gestein hat keine den angrenzenden Schiefen analoge Umformung, denn es ist nur durch N 20 O und N 70 W streichende Cleavagesysteme durchsetzt. Es gleicht prinzipiell dem des Angertales, nur sind die Quarz- und Plagioklaseinsprenglinge etwas größer und die Grundmasse ist etwas gröber. Das Gestein führt vergrüneten Biotit und Hornblende. Die Zerbrechung ist geringer als bei dem anderen Vorkommen. Auch hier handelt es sich um ein dazitisches Gestein, das keine Beziehung zur variszischen Tektonik hat.

Die tektonische Gliederung der Karnischen Alpen westlich des Wolaier Sees.

H. R. von Gaertner, 1931 (303, S. 183), hat sich sehr kurz mit der Fortsetzung der tektonischen Elemente der zentralen Karnischen Alpen gegen W beschäftigt. Die Bordaglia-Störung schneidet den Bau der zentralen Karnischen Alpen gegen W ab. Gaertner scheint es, daß dort die tiefsten Decken herauskommen. Sicherer kann Gaertner ohne Kartierung bei dem fast völligen Fehlen von Versteinerungen nicht sagen. An einer anderen Stelle sagt Gaertner, daß wahrscheinlich der Zug von Steinwand und Raudenspitze die Fortsetzung der Plengeserie des Stallonkofels sei.

Die vereinigte Cellon- und Kellerwanddecke baut den großartigen Bogen des Biegebirges auf. In diesem kühnen Felsgrat fallen die devonischen Kalke gegen die italienische

Seite des Gebirges, wobei zuerst das Streichen gegen NO gerichtet ist; W davon aber herrscht WNW-Streichen.

Im Biegegebirge fallen die devonischen Kalke fast gegen W, gegen den Val Bordinglia, ein. Dort liegt jene berühmte Störung, welche Frech und Geyer beschrieben haben (histor. Einleitung, S. 33, 41). Gortani, 1925 (244, S. 214), sagt, die Zone zeige merkwürdige Faltungserscheinungen, an welchen Karbon, Perm und Trias beteiligt seien. Der Riegel des Navagiust zeige zwei Antiklinalen, in deren Kern Silur erscheint; die silurischen Kalke sind stark gepreßt. Auch die karbonischen Schiefer — nach unserer Stratigraphie ist es Hochwipfelkarbon — sind schwer gestört; darüber liegen Gröden Sandsteine, helle Kalke des oberen Perm und Werfener Schichten. Gegenüber der Cas. Bordinglia di sotto fallen die Werfener Schichten gegen das Devon der Creta Bianca ein. Im Hochwipfelkarbon hat man Eruptiva. Es ist aber auch Naßfeldkarbon vorhanden, denn es treten Fusulinenkalke auf. In der Zone des Passo Giramondo ist das Perm nur durch die Kalke und Zellendolomiten der Bellerophonstufe vertreten.

Gaertner, 1931 (303, S. 178), konnte feststellen, daß das Mesozoikum des Bordinglia-Keiles ziemlich normal auf dem Devon oder Karbon des Biegegebirges liegt. Die NW-Grenze des Mesozoikums ist deutlich schwer gestört. Es fehlen hier die älteren Schichten und es liegen Schichten der unteren Trias neben dem Devon. Man kann vermuten, daß die NW-Grenze eine ziemlich steile Überschiebung gegen SO ist.

Die Bordinglia-Störung ist, wie schon Frech und Schwinner erkannt haben, ein Ausläufer der Val Sugana-Linie. Über den Giramondopaß laufen zwei Störungen auf die Trias zu. Die N Störung läuft unter der Säbelspitze und N des Wadecken durch; an ihr ist Devon, dann Untersilur über Karbon geschoben und die Überschiebung ist gegen SO gerichtet. Mit ihr parallel geht die zweite Störung südlich des Wadeckenberges, die devonische Bänderkalke über Karbon gedrückt hat; an dieser Störung sind an der Nordseite des Tales nördlich des Gamskofels (welches zum Raimundatörl führt) wieder Bänderkalke über Karbon geschoben. Gaertner hat diese Verhältnisse auf seiner Karte klar dargestellt.

Die nördlichere Überschiebung läuft als Fortsetzung der Störung unter der Säbelspitze über das Westgehänge der Plenge hinauf; sie ist nur zu sehen, wo sich Devon über Karbon legt. Gaertner sagt, daß sie N der Grubenspitze durchziehen muß. Die Überschiebungen ziehen weiter gegen O, wo sie südlich der Plenge die oftmalige Wiederholung des Untersilurs der Mooskofeldecke bewirken. Wahrscheinlich laufen sie bei Wetzmann in das Krystallin des Gailtales aus. Wo die Überschie-

bung gut aufgeschlossen ist, fällt sie mit 50 bis 70° gegen NNW ein.

Am Passo Giramondo steht die Bördaglia-Störung senkrecht (Fig. 4, Tfl. II). Westlich des Devons des Biegengebirges ist eine senkrechte Zone der Plengedecke und der Cellondecke vorhanden, woran sich die wieder von der Plengedecke überschobene Mooskofeldecke (= Fortsetzung des Wadecken) anschließt.

Der Nordrand der Karnischen Alpen von Mauthen bis Maria Luggau ist nicht gleichartig. Bänderkalk und Hochwipfelkarbon der Mooskofeldecke bilden den Nordrand der Plengegruppe. Eine breite Schuttbedeckung trennt diese Gesteine vom Krystallin der Gailschlucht.

Im Gebiet des Meerbachwaldes SW von Nostra glaubte Gaertner folgendes feststellen zu können: Über steil gegen S fallendem Krystallin einen Schuppenbau von ausgeschiefertem Krystallin, ein Gleitbrett von Caradoc, ein solches aus Krystallin und dann das Karbon der Mooskofeldecke. — Tatsächlich aber zeigt das Profil andere Verhältnisse: In der Gailschlucht und dem nach Nostra aufsteigendem Gehänge (Tfl. II, Fig. 5) unter störender Moränenbedeckung diaphthoritische Glimmerschiefer (auch dort, wo Geyer auf seiner Karte Phyllit abgibt). Über den Häusern von Nostra schwarze Tonschiefer mit serizitischen Schieferungsflächen, wechselnd mit grünen, diabasischen Lagen; d. i. die Gesteinsfolge des Ausganges der Valentinklamm (von Gaertner für Karbon gehalten). — Im Hangenden erscheinen phyllitische Tonschiefer vom Typus des tiefsten Untersilurs der Garnitzenklamm, mehr als 100 m mächtig (von Gaertner für Krystallin gehalten). Darüber liegt mächtiges Hochwipfelkarbon (Streichen N 75 W, Fallen senkrecht oder 70° SW). — Es liegt also ein Profil der Luggauer Decke wie in der Valentinklamm vor.

In der streichenden Fortsetzung liegt das zuerst von Frech, 1894 (81, S. 192) beschriebene Profil des Obergailberges bei Liesing, welches nach seiner Auffassung den Übergang des Quarzphyllites des Lesachtales in das Palaeozoikum der Karnischen Alpen beweisen sollte. Ich beobachtete (Tfl. II, Profil XIII): In der tiefen Gailschlucht das Hochkrystallin, das im Obergailberg über P. 1105 zum P. 1241 zieht (bei Geyer Gneis und Glimmerschiefer). Am Waldrande über den Gehöften des P. 1241 beginnt die Luggauer Decke: Untersilur (phyllitische Schiefer mit eingelagerten Quarziten), dunkle metamorphe Schiefer des Hochwipfelkarbons (bei Geyer als Phyllit), wieder Untersilur, dem im hangenden Teil ein weithin verfolgbarer Grünschiefer eingeschaltet ist.

Die Schiefer am Nordrande des Karnischen Gebirges bei Maria Luggau gehören dem Zug an,

den schon *Stur*, 1856 (7, S. 424), von Nostra bis Hollbrucken im Drautale verfolgt hat; er fand in diesen Schiefen Pflanzen, welche er jenen der Stangalpe gleichstellte (siehe historische Einleitung S. 26). *Geyer*, 1899 (107, S. 93), scheidet am Nordrande des Gebirges Quarzphyllit aus (Phyllit von schwarzer Farbe mit Quarzlinsen). *Gortani*, 1924 (238, S. 102), spricht von untersilurischen Schiefen.

In der Gailschlucht bei Luggau und noch südlich von Moos steht Krystallin an; der P. 1374 bei Luggau besteht aus Hochwipfelkarbon. Im Mooser Graben stößt Untersilur an das Hochkrystallin (mit steilem SW-Fallen). Im Profil *Rauth-Schwanterek* (Luggau SW) schließt an das steil gegen S fallende Krystallin mit einer steil gegen S fallenden oder senkrecht stehenden Grenze die palaeozoische Schichtreihe an (Tfl. II, Fig. 6): Helle untersilurische Quarzite (N 60 W-Streichen, 20 bis 40° Fallen in den SW-Quadranten), sehr mächtig, mit Einschaltungen von grünen und grünlichen, schlecht geschichteten Quarziten (Porphyroide?); dann weiter aufwärts helle Quarzite und Porphyroide; schließlich blaue oder dunkle Schiefer des Hochwipfelkarbons.

Der Anschluß von der Nostraalm zur Raudenspitze und damit von der Plengedecke des Stallonkofels zur Raudenspitze ist nicht einfach (siehe dazu *Gaertner*, 1931 (303, S. 181). Dabei ist auf den Durchtritt der jüngeren *Bordaglia*-Störung keine Rücksicht zu nehmen.

Die Plengeserie zieht vom Stallon-Säbelspitzkamm über die Kreuzleitenhöhe und das Lahnerjoch in den Kamm der Steinwand und der Raudenspitze. Unter ihr liegt die Mooskofeldecke der Kreuzleitenhöhe (Fig. 4, Tfl. II) und des Kreuzen (letztere ist eine Fortsetzung des Monte Navagiust und damit des Monte Avanza). Die Plengeserie nimmt im Hintergrund des Niedergailtales eine bedeutende Fläche ein. Unter ihr erscheint in diesem Tal die Mooskofeldecke als ein senkrecht aufgerichteter Zug, der, aus Devonkalk, Lydit und Kieselschiefer bestehend, in der Richtung gegen den Kesselkofel durchzieht und unter die Plengeserie des Steinwandzuges hineinstreicht. Das Untersilur der Mooskofeldecke überlagert die Mauthener Almdecke, welche aus Hochwipfelkarbon und silurisch-devonischen Kalken aufgebaut ist.

Die Mauthener Almdecke bildet ein Gewölbe, das sich in die Nostraalm fortsetzt. Im Kern dieses Gewölbes erscheint nochmals Hochwipfelkarbon, welches einer tieferen Decke (Ederdecke?) angehört. Das Karbon der Mauthener Almdecke ist auf die Schiefer der Luggauer Decke aufgeföhren, welche mit 80° gegen Süden einfallen.

Die Fortsetzung der Antiklinale der Mauthener Almdecke liegt im Profil des Gemskofels.

Von dem Gebiete Steinwand — Raudenspitze war schon kurz in der historischen Einleitung die Rede (S. 41). Frech, 1894 (81, S. 103), hat die grünen Gesteine dieses schroffen Kammes mit einer eigenen Signatur auf seiner Karte ausgeschieden und läßt sie bis zum Giramondopaß reichen. Geyer scheidet ebenfalls die Gesteine als Diabastuffe mit einem besonderen Zeichen aus und gibt ihnen eine Umrahmung seiner „pa“-Gesteine, die nicht bis zum Giramondopaß reicht.

Frech sagt: „Die grünen, quarzitischen und schieferigen Gesteine in der Steinwand, Raudenspitze und Tiefenspitze sind den altsilurischen Mauthener Schiefern normal eingelagert und allseitig durch Übergänge verbunden“.

Gortani, 1925 (244, S. 213), beschäftigt sich ebenfalls mit der Gruppe der Steinwand (Monte Cresta Verde). Es herrschen mehr als im Fleonstal die Diabastuffe, die stark laminiert und schwer von den Schiefern zu trennen sind. Sie setzen bis zum Paß des Val d'Inferno fort. Gelbbraune, tuffige Schiefer, wie jene von Fleons, mit ordovizischem Habitus erscheinen unter der östlichen Spitze der Cresta Verde (P. 2454) und im Südwestabfall des Chiatstonat (Königskofel); sie zeigen die Untrennbarkeit der Schiefer und Eruptiva. Gortani meint, daß der Komplex Ordovician sein kann, nachdem er schon 1924, (238, S. 102), untersilurische Schiefer von mehreren Punkten von Fleons und der Cresta Verde angegeben hatte. Es wurde bereits in der historischen Einleitung darauf verwiesen, daß die italienischen Forscher alle diese Gesteine, früher als Karbon erklärt hatten.

Frech hat 1894 ein Profil gegeben, welches in sehr steiler, gegen Süden geneigter Lagerung folgende Gesteine von Norden nach Süden zeigt: 1. „Silurschiefer“, 2. Kalk des Gamskofels, 3. „Silurschiefer“, 4. Grüne Schiefer und Quarzite der Raudenspitze und der Steinwand, 5. Bunte silurische Schiefer, bis zum Deganotal reichend, 6. Devonische Riffkalke des Monte Avanza, 7. Gefaltete Quarzphyllite beim Bergwerk Rivo Avanza und darüber die flach gegen Süden fallende, transgredierend gelagerte Serie vom Perm bis zum Schlerndolomit des Monte Cadin.

Der Raudenspitze—Steinwandzug steht in der Schuttstufe unter dem Finanzerhaus, P. 1599, im Frohntal an. Nur ein Teil der grünen Gesteine des Raudenspitzkammes ist diabasisch, denn Angel, 1932 (318), wies die große Verbreitung der Porphyroide nach.

Die mit Schiefern verfalteten Kalke des Grates Torkarspitze—Hochalpenspitze gehören tektonisch unter die grünen Gesteine des Raudenspitzkammes. Die stark gefalteten Schiefer und Quarzite des Liegenden des Hochalpel ziehen mit N-Fallen über den Kamm zum Ofener Joch und in den unteren

Teil des Raudenspitzkammes (Profil XIII, Tfl. II). Gefälte Schiefer und Quarzite bilden die erste Erhebung dieses Grates; einzelne Lagen sind dem Caradoc von Uggwa ähnlich. Über diesem Untersilur hat man schwarzen Kalk (Obersilur?). Dann folgt mit 40° NO-Fallen die Plengeserie: grüne Porphyroid-schiefer mit Quarzitlagen, violette und grüne Tuff-schiefer, Quarzite (am zweiten Vorgipfel der Raudenspitze), Porphyroide am ersten Vorgipfel und auf dem Gipfel selbst.

Die Plengeserie der Raudenspitze und der Steinwand ist eine Reliefüberschiebung; im Norden liegen darunter Quarzite und Schiefer des Untersilurs, die auf Hochwipfelkarbon und die Kalke des Gemskofels (= Mauthener Almdecke) aufgeschoben sind. Im südlichen Teil der Steinwand und der Raudenspitze aber herrscht Nordfallen. Die Plengedecke ist daher synklinal den tieferen Einheiten eingeschaltet.

Die Profile der Luggauer Decke bei Maria Luggau wurden schon früher erörtert. Im Ebner Tal und im Mooser Tal sieht man das Südfallen der untersilurischen Quarzite und Schiefer, welche sich also auf die Serie der Luggauer Decke aufschieben. Dann wendet sich das Fallen des Untersilurs gegen N, um dann in einer großen Falte in Südfallen überzugehen. Der 45° gegen N fallende Flügel der großen Falte ist in der tiefen Rinne, welche zwischen Placken und Zwölferspitze in das Luggauer Tal herabzieht, sehr wohl aufgeschlossen; es sind grünliche Quarzite, serizitische Quarzite, serizitische Schiefer, grüne Schiefer und Serizitporphyroide. In diese untersilurischen Gesteine ist der Kalkzug eingeschlossen, welcher vom Gemskofel zum Sonnstein zieht. Im Sonnstein hat schon Geyer, 1899 (107, S. 103), folgende Gesteine festgestellt:

a) Graue, tief rostbraun verwitternde Eisenkalke mit Orthoceren, Korallen und Krinoiden; er sagt, daß es sich um Silur handelt.

b) Blutrote oder fleischrote, meist schieferige Flaserkalke mit leichten Glimmerhäutchen oder einem braunen Belag auf den Flasern; daher erscheint die Oberfläche netzartig (gleich den Kalken des Hinteren Joches im Mauthener Gebiete); wir werden daher Devon in diesen Gesteinen sehen. In Zusammenhang mit diesen Gesteinen stehen (wie in der Mauthener Almdecke des Kammes Hinteres Joch—Mauthener Alm!) Bänderkalk und phyllitische Kalke.

Im Luggauer (oder Ebner) Tal finden wir als Zugehörige dieses Zuges Kieselschiefer und graue, enorm ausgeflaserte Kalke, welche noch spurenweise eine Rotfärbung zeigen (wie in der Mauthener Almdecke bei Mauthen), ferner graue Bänderkalke, gelbliche und gelbrote gebänderte und geflaserte Kalke.

Wir sehen dieselben Gesteine im Zug der *Schulternköpfe* (Profil XIV, Tfl. II) wieder. Von dort gibt bereits *Stache*, 1884 (58, S. 349), zwei Lagen von schwarzen Kiesel-schiefern an, welche er mit den Graptolithenschiefern des Uggwagrabens vergleicht; ferner stellte er einen harten, braun verwitternden Kalk (dem „unteren Orthocerenkalk“ des Plöckengebietes gleichend, also Obersilur!) mit spärlichen Orthoceren fest. — *Gortani*, 1924 (238, S. 102), erwähnt die Folge Phyllit — Untersilurschiefer — Graptolithenschiefer — Obersilurkalk. Wenn wir zu den Angaben von *Stache* noch Lydit, graue, zum Teil rote, außerordentlich stark ausgeflaserete Kalke bis graue Bänderkalke, dann Kalke vom Charakter des Kokkalkes, ferner Kalke mit Kieselknollen (*e-gamma*) hinzufügen, dann wäre die stratigraphische Reihe des Gebietes vollendet. Die ganze Serie entspricht in der Gesteinsfolge und im metamorphen Zustande der Mauthener Almdecke.

Im Luggauer Tal führt die Plengeserie neben Porphyroiden auch diabasische Gesteine, wie *Angel*, 1932 (305), festgestellt hat.

Die Lagerungsverhältnisse sind auf der Westseite des Luggauer Tales, im Kamm Schwantereck—Schwalbenkofel—Altlahnereck—Schulternköpfe (Profil XIV, Tfl. II) klar zu erkennen. Die untersilurischen Quarzite, Schiefer usw., der Mooskofeldecke angehörig, sind auf die randliche Luggauer Decke mit Südfallen aufgeschoben — im Gegensatz zu den östlicher gelegenen Gebieten (*Nostra* usw.), wo das Hochwipfelkarbon der Mauthener Almdecke an die tiefste Decke der Karnischen Alpen herantritt. An das Südfallen des Untersilurs schließt sich ein Gewölbe an, dessen südlicher Flügel mit 40° Südfallen am Kamm südlich der Schulternköpfe und in der großen Talstufe liegt, die vom Luggauer Boden in das Ebner Tal mit ungewöhnlich großer Höhe absteigt. Im Kern dieses Gewölbes von Untersilur liegen die oben angegebenen kalkigen und kieseligen Serien der Mauthener Almdecke, neuerlich unterlagert von untersilurischen Schiefen und Quarziten. Die Mauthener Almdecke bildet ein Gewölbe und erscheint in der Form eines Halb-fensters unter der Mooskofeldecke; das Halb-fenster ist gegen *W* geschlossen, denn die Mauthener Almdecke taucht weiter im *W* an keiner Stelle mehr auf.

Im Luggauer Tal hat man über dem Südflügel der großen Deckenantiklinale die gegen *S* fallende Schieferserie des Kammes der Zerzerhöhe. Untersilurische Quarzite und Schiefer in sehr gefaltetem und gefälteltem Zustande bilden eine Mulde, in deren Kern die vielfach Porphyroide führende Serie der Zerzerhöhe und der Torköpfe liegt. Die Steinkarspitze (*Monte*

Antola) gehört bereits wieder den untersilurischen Quarziten und Schiefen an.

In dem Grenzkamm, der von der Steinkarspitze zur Hartkarspitze zieht (Profil XIV, Tfl. II), liegt ein stark in Falten verbogener Devonkalk als ein kleiner, von oben hereindringender Keil — Geyer hat ihn auf seiner Karte verzeichnet und Gortani, 1924 (238, S. 103), erwähnt ihn kurz. Es handelt sich hier um den westlichsten Ausläufer der großen Entwicklung des Devons in der Gruppe der Hochalpspitze und der Torkarspitze.

Gegen W zu hat man eine gewaltige Entwicklung der untersilurischen Schiefer und Quarzite der Mooskofeldecke. Man müßte, um die Detailtektonik auflösen zu können, nach petrographischen Gesichtspunkten kartieren, was vielleicht einen Erfolg geben könnte. Da aber bis heute Versteinerungen fehlen, so bleibt dieses recht große Gebiet in seiner Detailstratigraphie und Detailtektonik unauflösbar. Man kann es nur als kompliziert gebautes Terrain der Mooskofeldecke bezeichnen.

In dem Bergzug Torkarspitze — Hochalpspitze herrschen sehr komplizierte Verfaltungen oder Verschuppungen von devonischen Kalken und Schiefen. So trägt z. B. das Hochalpe auf seinen Kalken eine Schieferhaube; dasselbe ist auch in der Torkarspitze der Fall, durch deren Kalke ein Schieferstreifen zieht. Die Schiefer reichen bis zum Bladener Jöchl — die Italiener haben sie als Karbon angesehen, aber sie machen einen wenig „karbonischen“ Eindruck, denn es sind grünliche, an Serizit und Quarz reiche Schiefer.

Südlich des Torkarkammes liegt der Hochweißstein (Mt. Peralba), an den sich gegen O der Monte Ciadenis und der Monte Avanza anschließen. Diese Berge bestehen aus Devonkalk von der Art jenes des Mooskofels. Stache war der Erste, der die Parallele mit den Kalken des Wolaier Gebietes gezogen hat, 1884 (58, S. 348). Am Rande gegen die Schiefer erscheinen bunte und graue Bänderkalke welche Frech, 1894 (81, S. 109), als umgewandelte Kramenzelkalke der untersten Devons aufgefaßt hat. Diese Kalke kommen auch am Peralba und am Oregione-Joch vor. Frech war der Meinung, daß die von ihm eigens ausgeschiedenen Feldspatschiefer wahrscheinlich geschieferte Quarzporphyre sind. — Nach der Karte Geyers sind die lichten devonischen Kalke des Peralba, Monte Ciadenis und Monte Avanza von blutroten oder fleischroten, meist schieferigen Flaser- und Netzkalken eingefaßt. — Gortani, 1910 (169, S. 4), scheint nicht diese Kalke zu verstehen, wenn er sagt, daß die obersilurischen Netzkalke, Schiefereinschlüsse führend (?), in beträchtlicher Mächtigkeit in der Masse des Peralba und Monte Ciadenis erscheinen. — Geyer, 1899 (107, S. 102), zeigte, daß am Hochalpeljoch, am

Peralba und am Nordfuß des Ciadenis schwarze, graphitische Kiesel-schiefer vorkommen.

Frech und Geyer haben es als eine feststehende Tatsache angesehen, daß die Kalke des Peralba, Monte Avanza usw. auf den Schiefen liegen. Eine ganz andere Meinung haben über das Grundprinzip der Lagerung die beiden italienischen Forscher Gortani und Vinassa de Regny entwickelt. Vinassa de Regny, 1910 (182, S. 653), sagt, daß mit dem Monte Navagiust ein Typus von Ellissoiden beginnt, in welchen das Silur sehr stark zusammengepreßt und teilweise nach N überstürzt ist; dazu gehören auch der Monte Avanza und der Peralba.

Ganz klar ist der Unterschied der Auffassung am Monte Avanza. Frech war der Anschauung, daß die Devonkalke von Obersilur eingefast seien und daß das Ganze von Brüchen umgeben sei. Vinassa de Regny, 1913 (198), gibt vom Monte Avanza (Fig. 7, Tfl. II) und Gortani, 1912 (192), vom Peralba ein Profil. Die beiden Italiener sind der Meinung, daß es sich um Ellissoide handelt. Einen Teil der von Frech und Geyer als Obersilur angesehenen Kalke, nämlich die den lichten Devonkalk einsäumenden Kalke betrachten sie als Oberdevon, können aber für diese Deutung keine Versteinerungen anführen. Im Kern der „Ellissoide“ erscheint Silur; hier muß angeführt werden, daß Gortani, 1924 (238, S. 105), auch graue Kalke mit verkieselten Korallen vom Monte Avanza angibt, so daß auch die Stufe e-gamma vertreten ist.

Am einfachsten liegen die Verhältnisse im Hochalpel (Tunnenspitze, Monte Castello). Quarzite, serizitische Schiefer und Porphyroide bauen die Böden um die Hochweißsteinhütte auf und reichen auf den Kamm des Öfener Joches. Darüber liegt in fast horizontaler Lagerung der Devonkalk, welcher den dem Hochweißsteinhaus zugekehrten Wandabsturz des Hochalpel (Tfl. II, Fig. 8) bildet. Dieser Kalk gehört tektonisch unter die Devonkalke der Hochalpelspitze und keilt in der Richtung gegen SO aus. Er ist im Hochalpel mit einer Kappe von untersilurischen Schiefen und Quarziten mit Porphyroiden (= Feldspatschiefer Frechs) bedeckt. Durch Aufhören des Kalkes gegen SO vereinigt sich die liegende Masse des Untersilurs mit der Gipfelkappe zu einer untrennbaren Einheit. Diese Verhältnisse können auch als Synklinalscharnier einer liegenden Falte gedeutet werden.

Wie schon erwähnt wurde, zieht der Devonkalk des Hochalpel unter den großartigen Bau der Hochalpelspitze hinein. Die Lagerungsverhältnisse der Hochalpelspitze (Monte Tap) sind äußerst kompliziert, wie die Aufschlüsse an der Artilleriestraße von der Hochweißsteinhütte zum Hochalpeljoch zeigen.

Diese Straße führt bis an die Kalkwände gleich nördlich von P. 2097 auf den untersilurischen Gesteinen. Vielleicht ist an der Basis der Devonkalke auch das Obersilur vorhanden — der Schutt und die Vegetation verhindern eine solche Feststellung. Jedenfalls ist an der Basis des Devon das e-gamma als eine schmale Lage entwickelt. Mit einer Kehre überwindet die Straße den Devonkalk der untersten Wandstufe und führt dann in fast gerader Richtung gegen den Hochalpelpaß. Auf dieser geraden Strecke sind Hochwipfelkarbon und silurische Lydite in furchtbar verquetschtem Zustande über dem Devonkalk der untersten Wandstufe und unter dem darüberfolgenden Devonkalk sehr gut aufgeschlossen (Fig. 9, Tfl. II). Es liegt hier ein klarer Schuppenbau vor. Das nur in einzelnen Trümmern erhaltene Band von Kieselschiefer und Hochwipfelkarbon streicht in der Richtung gegen den P. 2097.

Der darüberliegende, also dem Hochwipfelkarbon + Kieselschiefer aufgeschobene Devonkalk ist kein sehr mächtiges Glied des Baues; denn über ihm liegt ziemlich hoch oben, aber noch unter den großen Kalkwänden der Hochalpelspitze wieder eine Schuppe aus Hochwipfelkarbon und Lydit als eine neuere Schuppe, zu welcher wohl der mächtige Devonkalk der großen Wände des Hochalpelspitz gehören (Fig. 10, Tfl. II). Auf diesen mächtigen Devonkalke liegen, den Gipfelaufbau und den langen Grat des Hochalpelspitz bildend, mächtige untersilurische Schiefer mit Porphyroiden (F r e c h s Feldspatschiefer). — Das große Bild der Tektonik zeigt also einen komplizierten Schuppen- und Deckenbau (siehe dazu Fig. 11, Tfl. II).

✓ In das flache Gebiet S des P. 2097 reichen die Schiefer der dem Devonkalk des Hochalpel überschobenen untersilurischen Gesteine herein und unterlagern die gesamten Kalke der Hochalpelspitze mit den basalen Schuppenzonen. Über der Schuppenzone liegen die mächtigen Massen der Devonkalke der Hochalpelspitze, aber im Gipfelgebiet erscheinen die schon erwähnten untersilurischen Gesteine, welche, reichlich mit Porphyroiden versehen, den Kamm bis zur Torkarspitze bilden (Fig. 11, Tfl. II). Es sieht so aus, als ob hier eine höhere Schubmasse vorhanden wäre. Aber die Lagerungsverhältnisse zwischen dem Hochalpeljoch und dem P. 2348 des Hochalpelspitzgrates zeigen, daß das Devon eine liegende, gegen N offene Synklinale bildet, in deren Kern Hochwipfelkarbon erscheint. Das Untersilur des Gipfels der Hochalpelspitze ist nur der liegende, gegen N bewegte Kern der großen, im Detail kompliziert gebauten Falte des Hochalpelspitz. Die liegende Falte hat keine große Reichweite, denn schon im Nordabsturz der Torkarspitze sieht man die Kalke wieder steil gegen N aufsteigen, der Antiklinalstirn entsprechend; die untersilurische Unterlage ist heftig

gefaltet und umschließt einen von der Hauptmasse abgerissenen Keil von Devonkalk.

Der in der Hochalpelspitze als Faltung erkennbare Bau wird in der Hartkarspitze und der Weißen Lummern zu einem isoklinalen Schuppenpaket von Untersilur und Devonkalk.

Über dem Untersilur des Hochalpeljoches (Schiefer, Quarzite, Porphyroide) liegen die Devonkalke der Hochalpelspitze und des Hochweißsteins. Der Hochweißstein (Monte Peralba) ist keine einfache Antiklinale (Tfl. II, Fig. 11), wie die Italiener meinen. Im Untersilur, das vom Hochalpeljoch an auf der Ostseite des Hochweißstein durchzieht, hat man im Rücken der P. 2316—P. 2337 einen Kalk eingeschaltet (Tfl. II, Fig. 12), der, wie jener des Hochalpel, von Untersilur unter- und überlagert wird. Das hangende Untersilur trägt erst den Devonkalk des Hochweißstein, in dessen Ostabstürzen im Devonkalk eine Linse von Hochwipfelkarbon liegt (Tfl. II, Fig. 11).

Mit dem Devonkalk des Hochweißstein hängt die steile Antiklinale des Monte Ciadenis und des Monte Avanza unmittelbar zusammen. Die Fortsetzung des Avanza, der Monte Navagiust, wird von der Bordaglia-Störung abgeschnitten.

Die Devonkalke des Hochweißstein, Monte Avanza und Monte Ciadenis tragen nach der Darstellung der Italiener im Süden das transgredierende Karbon (Tfl. II, Fig. 7). Darüber fand Gortani, 1921 (225, S. 15), im Avanza-Tal bei der Casera di Casa Vecchia Quarzkonglomerate, welche er als Oberkarbon bezeichnete (nach unserer Stratigraphie Naßfeldschichten).

Die italienischen Forscher betrachten die Schiefer im Tal von Avanza als Karbon. Die Schiefer sind früher anders aufgefaßt worden, so von Stache, 1874 (37, S. 223). E. Sueß hat dann mit seinen Anschauungen über den Casanna-schiefer hier angeknüpft, wogegen Stache lebhaft polemisierte. Hoernes, 1875 (41, S. 268), 1876 (42), spricht von einem Phyllit bis Glimmerschiefer und er gibt ein Profil, das den senkrecht niedergehenden Kalk des Monte Avanza und die mit einem Bruch daranstößenden Phyllite zeigt. Geyer, 1899 (107, S. 111), betont, daß die Schiefer, in denen das bekannte Bergwerk liegt, sehr quarzreich sind.

Nach der in der tektonischen Karte niedergelegten Auffassung handelt es sich um dieselben untersilurischen Schiefer wie am Hochalpeljoch, welche auf die Kalke des Monte Avanza überfaltet oder überschoben sind.

In der Umgebung von P i e r a b è c (NO von Forni Avoltri bei der Abzweigung des R. Avoltruzzo) taucht unter den Schiefen noch einmal devonischer Kalk heraus, an dessen Basis obersilurische Netzkalke in stark marmorisiertem Zu-

stande erscheinen, wie Gortani, 1925 (244, S. 213), festgestellt hat.

Die Devonkalke des Hochweißstein fallen gegen W unter Schiefer, die Gortani als Karbon gedeutet hat. Diese Deutung ist mit dem von Frech, 1894 (81, S. 115), vom Antolobach (von Valle Visdende aufwärts) beschriebenen Profil nicht in Einklang zu bringen, denn dieses zeigt einen Wechsel von serizitischen Phylliten, Tonschiefern, Kalkphylliten, Kiesel-schiefern (1), Grauwackenschiefern, Porphyroid und devonischem Kalk.

Aus Valle Visdende streichen die Devonkalke zur Porze und zur Königswand. In der Porze sind sie sehr mächtig (Profil XV, Tfl. II); sie sind vielfach dolomitisch und zeigen eingequetschte Schieferfetzen. Der Kalk der Porze liegt auf den nördlich vorgelagerten Schiefern. Er wird im Süden von einem Streifen chloritischer, tuffartiger Schiefer überlagert, welche Frech zu seinen Mauthener Schichten stellte und in folgender Weise charakterisierte: grüne chloritische Schiefer im Kontakt mit dem Devonkalk der Porze, darüber serizitische Grauwacken und Grauwackenschiefer, darüber die gewöhnlichen Tonschiefer.

Den Schiefern S der Porze ist der weiße, marmorisierte Kalk des Monte Palombino, der gegen S fällt, aufgelagert. Dann folgt nach Frech ein Streifen von senkrecht aufgerichteten Quarzphyllit, der bei Geyer als Silurschiefer erscheint. Mit einer Störung stößt daran die flach gelagerte Trias der Cima dei Lungherin.

Im Gebiete des Tilliacher Joches und der Porzehütte glaubte Frech den Übergang von den „gewöhnlichen“ Tonschiefern zu den grünen Schiefern festzustellen. Aber es ist überall eine reinliche Trennung vorhanden. Plötzlich setzen zwischen der Porzehütte (untersilurische Schiefer, Quarzite und Porphyroide) und dem Tilliacher Joch die grünen Gesteine ein (Chloritschiefer mit diabasischem und sedimentärem Material, geschieferte Diabase); sie fallen 80° NNW oder stehen senkrecht. Diese Gesteine der Plengeserie ziehen einerseits gegen das Bärenbadeck, andererseits über P. 2430 und P. 2511 der Alpenvereinskarte in das Roßkar und dann auf das Wildkarleck.

Das Profil von der Porzehütte gegen den Fuß der Kalkwand der Porze (Fig. 13, Tfl. II) zeigt in der Plengeserie nicht nur die grünen Gesteine, sondern auch tuffige, feinschieferige, quarzitisches Schiefer, rotviolette, geschieferte, kalkige Tuffkonglomerate (im rotvioletten, geschieferten Bindemittel kleine und größere Gerölle, auch von Kalken), Quarzite mit rötlich violettem Querbruch und mit tuffiger Beimengung. — Zwischen den Kalken der Porze und der Plengeserie liegt ein breites Band von grünlichen, serizitischen Quarziten und serizitischen Schie-

fern des Untersilurs, welche die Schrofenstufe unter dem sogenannten Porzekar bilden und mit 40 bis 60° gegen S fallen. Dieses Untersilur ist die Mooskofeldecke, zu der auch der Kalk der Porze gehört, der mit einer Schubfläche auf dem Untersilur liegt. —

Von der Porze streichen die devonischen Kalke als ein relativ schmaler Streifen gegen die Königswand und bilden dabei den Grat des Wildkarlecks. Dieser Kalkzug bildet auf eine längere Strecke die Grenze zwischen Österreich und Italien und nur auf der Filmoorhöhe erscheinen die südlich vom Kalk liegenden Schiefergesteine, die Porphyroide des Zuges der Pfannspitze (siehe S. 121).

Der Devonkalk des Wildkarlecks hat gegen die Königswand zu an seiner Nordseite etwas Kalkphyllit (Caradoc) und auch Obersilur (auch etwas Kieselschiefer) zur Unterlage.

Die Schiefer N des Devonkalkes des Wildkarlecks sind stark gepreßt und sehen phyllitisch aus; sie haben in der westlichen Umrahmung des Roßkars nach Schmidt, 1930 (289, S. 10), die sehr charakteristischen Tuffkonglomerate in bedeutender Mächtigkeit „eingelagert“ — das sind Geyerspaßgesteine und zugleich die Fortsetzung der Plengeserie zwischen der Porzehütte und dem Tilliacher Joch. Bereits Frech, 1894 (81, S. 122), erwähnt vom Roßkar Chloritschiefer mit Lagen von Konglomeraten.

N von dem Zug der Plengeserie des Roßkars dehnen sich über den P. 2170 am Südfuß des Heretkofels (Profil XV, Tfl. II) die untersilurischen Schiefer mit Lagen von stark gefalteten Quarziten aus. Im Heretkofel erscheint wieder ein Zug von paßgesteinen (= Plengeserie). Nach der Darstellung von Schmidt, 1930 (289, S. 10), wären die Tuffkonglomerate durch einen Deckenschub, der eine beträchtlichere Weite gehabt haben soll als jener später zu erwähnende an der Liköflwand, auf die Schiefer des Heretkofels geschoben worden, wo sie flach gegen N einfallen.

Frech allerdings, 1894 (81, S. 122), sagte, daß der Heretkofel aus „Glimmerquarzit“ bestehe; es sind serizitische Quarzite und quarzreiche Serizitschiefer. In den Tuffkonglomeraten des Heretkofels stecken die Gerölle in einem schieferigen Bindemittel; von Geröllen treten rote Hornsteine, Kieselschiefer, aber keine Kalke auf. Die tuffartigen Schiefer verwittern rötlich oder violett.

Nach Schmidt liegen die Tuffkonglomerate und ihre Begleiter (das ist unsere Plengeserie) wie eine Deckscholle auf den untersilurischen Quarziten und Schiefen. Ich beobachtete aber in den Ostflanken des Heretkofels, daß die Gesteine der Plengeserie den Quarziten und Schiefen als ein mit 40 bis 60° gegen N einfallendes Paket eingeschaltet sind. Sie bilden nach

meiner Auffassung eine Synklinale in dem zur Mooskofeldecke gehörigen Untersilur. Mit dieser Auffassung stimmen auch die gleich zu beschreibenden Verhältnisse im Leitentale überein.

Im Leitentale erscheinen ober der Talstufe bei P. 1926 die Gesteine der Plengeserie des Heretkofels — diese können also keine den anderen Gesteinen aufsitzende Deckscholle sein, sondern sie müssen ein den untersilurischen Schiefen usw. eingefalteter Zug sein. Vom Leitentale aus sieht man das Nordfallen der ganzen Schieferserie des Heretkofels; dann aber biegt das Fallen um, denn schon in der früher erwähnten Talstufe zwischen dem P. 1935 und dem P. 1898 hat man Südfallen und dieses beherrscht sowohl den Schieferkamm des Hohen Bösring und seine nördlichen Vorlagen (Profil XV, Tfl. II) als auch den Kamm des Hocheckes mit seinen nördlichen Vorlagen (50 bis 70° Südfallen der untersilurischen Gesteine).

Die Kartendarstellungen des westlichsten Teiles der Karnischen Alpen, von der Königswandgruppe bis zum Helm, sind in der Altersdeutung der Schiefer sehr verschieden. Frech, 1894 (81), trennt die Quarzphyllite (S des Kalkzuges Porze—Obstoanser See) von den untersilurischen Schiefen (N dieses Kalkes). Geyer, 1902 (121), kennt auch Quarzphyllite nördlich des genannten Kalkzuges. Nach der neuen italienischen Karte, Blatt Monguelfo, 1931 (306), sind in den westlichsten Karnischen Alpen Quarzphyllite, Silurschiefer, Karbon neben den Kalken vorhanden; diese Karte unterscheidet sich sehr wesentlich von den Auffassungen von Gortani — Vinassa de Regny. Diese beiden Forscher haben ihre Ansichten gewechselt; denn Gortani hat, 1924 (230), alle Schiefer als Karbon aufgefaßt, während er später, 1926 (251), nur die Schiefer in der nächsten Nähe der Kalke als Karbon gelten ließ, um die Vorstellung von den Ellissoiden zu retten — das Devon der Königswandgruppe ist nach Gortani eine Antiklinale, die z. T. von Karbon, z. T. von Silurschiefer umgeben, trotzdem aber als Ellissoid aufgefaßt wird!

Frech, 1894 (81, S. 125), trennte untersilurische Kalkphyllite, obersilurische Kalke von schwarzer Farbe und devonische Kalke. Geyer, 1901 (117), stellt die silurischen Riffkalke von Frech mit Recht in das Devon. Das Obersilur ist auf die Basis der devonischen Riffkalke beschränkt. Aus der großen Masse der Schiefer wurde der Komplex der konglomeratischen Schiefer und Tuffe als Palaeozoikum unbestimmten Alters herausgehoben — das sind die paZüge in Geyers Karte.

Schmidt, 1930 (289), stellte die Altersdeutung der Schiefer in den Vordergrund. Die Frage, wie sich die Schiefer im einzelnen zu den Kalkphylliten verhalten, ist grundlegend, weil danach erst die Stellung der Kalke geklärt werden kann,

die einmal als Sattel, ein andermal als Mulde aufgefaßt werden. Zur Altersfrage der Schiefer des Westendes der Karnischen Kette kann bemerkt werden, daß Karbon nur in ganz verschwindendem Maße in der Form von Konglomeraten und Grauwacken über den devonischen Kalken vorhanden ist.

Schmidt versuchte die Tektonik durch die Verfolgung der einzelnen Gesteinszüge in der Form von „Streifen“, die er in einem beschränkten Gebiete beobachtete, zu lösen. Der Fortschritt gegenüber der Kartendarstellung von Geyer, der das Gebiet auch schon in „Streifen“ aufgelöst hat, liegt darin, daß Schmidt die Zusammensetzung der „Streifen“ durch verschiedene Schiefer aufgezeigt hat.

Der devonische Kalkzug der Porze zieht über das Wildkarleck und die Königswand zum Obstoanser See und endet dort im Eisenreich. Schmidt hat diesen Zug als „Königswand oder Hauptkalkstreifen“ bezeichnet. Er entwickelt sich als das normale Hangende des später zu erörternden Spannungspitzstreifens. Schmidt faßt ihn, was wohl richtig sein wird, als eine Mulde auf; aber die Nordbegrenzung ist nur selten der Gegenflügel einer Mulde, denn meist liegt Devon auf Silur mit einer Überschiebung.

In der Königswand (Kinigat) hat bereits Frech, 1894 (81, S. 128), über seinen normalen Tonschiefern der „Mauthener Schichten“ folgendes Silurprofil beobachtet: 1. grünliche, fleckige Chloritschiefer, 2. graue Quarzite, 3. schwarze Kalkschiefer, mit Griffelschiefern wechselnd. — Geyer, 1899 (107, S. 103), erwähnt blutrote oder fleischrote, meist schieferige Flaser- und Netzkalke. — Gortani, 1924 (238, S. 102), spricht von untersilurischen Schiefen zwischen Phyllit und Graptolithenschiefern, ferner von obersilurischen und devonischen Kalken.

Schmidt stellte fest, daß das Königswandmassiv überall von Obersilur umgeben ist, unter welchem vielfach auch Kalkphyllite des oberen Ordovicians in normalem Verbande liegen. Bei P. 2222 lieferte das Obersilur Orthoceren.

Die Phyllite, welche auf der österreichischen Seite die Königswand umgeben, fallen überall gegen den Berg ein — es kann also kein Ellipsoid vorliegen. Der ganzen Lagerung nach kann das Kalkmassiv nur wenig in die Tiefe fortsetzen und die Profildarstellung von Frech, 1894 (81, Tfl. VI) ist unrichtig.

Das Devon der Königswand ist stark metamorph, so daß es zum Teil weißer Marmor geworden ist. Im Devon des Ostendes der Großen Königswand liegt ein überkippter Silursattel.

Nördlich vom Königswandstreifen liegt die Liköflwand (Profil XVI auf Tfl. II), deren Kalke auf Schiefer des Eisenreichstreifens aufgeschoben worden sind. Schmidt hat

diese Kalke der Liköflwand als deckenartige Abfaltung des Eisenreichstreifens aufgefaßt und sie als „Vorfallen“ bezeichnet. Frech, 1894 (81, S. 127), hat bereits festgestellt, daß in den basalen Teilen der Kalke der Liköflwand (NNO₂-Absturz) zahlreiche Schieferfetzen im Kalk und auch Reibungsbrekzien auftreten. Die Liköflwand, welche die am weitesten gegen N vorgetriebene „Vorfalte“ ist, liegt wie eine kleine Decke auf fremdem Untergrund. Sie hat an ihrer Nordwestecke zwei Bänderkalkmulden des Purpurriegelstreifens und an der gegen NO gerichteten Front einen Kalkphyllitzug auf etwa 300 m Breite überfahren.

Der Königswand ist der Tscharrknollen vorge-lagert. Er ist eine Anhäufung von Quarzifalten, wodurch für diese eine bedeutende Mächtigkeit vorgetäuscht wird.

Zwischen Königswand, Liköflwand und Tscharrknollen liegen Konglomerate des Karbons über Devonkalk, ebenso bei einigen Kriegsgräbern nach P. 2229. Sie sind mit den Quarziten verknüpft und füllen scheinbar Taschen in ihnen aus.

Der Königswandstreifen bildet im Gebiete des Obstoanser Sees den Roßkopf (Tfl. II, Profil XVII). Aus dem Devonkalk des Obstoanser Sees gibt Stache, 1884 (58, S. 350), Korallen an — tatsächlich sind solche zwischen Obstoans (P. 1966) und dem See gar nicht selten. Die Kalke des Roßkopfes streichen N vom Obstoanser See durch und sind stark gefaltet. Am Roßkopf gesellen sich zu ihnen auch schwarze graphitische Kieselschiefer des Obersilurs, siehe Geyer, 1899 (107, S. 102), Gortani, 1924 (238, S. 104).

Gegen W erstrecken sich die devonischen Kalke des Königswandstreifens bis zum P. 2342, wo sie, wie N des P. 2317, als sehr eng gefaltete Bänderkalke zu sehen sind; dann keilen sie aus. Die sie im N und S begleitenden Schiefer stoßen dann direkt aneinander und werden erst wieder zwischen P. 2630 und P. 2665 im Kamm des Eisenreich durch ein kleines Vorkommen von Kalkschiefern (Caradoc? Einfaltung von oben?) getrennt. Das nächste Vorkommen des Königswandstreifens ist der blaue, wenig abgeänderte Devonkalk der Schöntalhöhe (Cima di Val Bella, P. 2634).

Gortani hat alle diese Verhältnisse nicht klar erfaßt, 1924 (238, S. 103). Er führt Schiefer des Untersilurs von der die Kalke des Eisenreich und der Schöntalhöhe, die er für Obersilur hält. Ganz richtig sagt er, daß diese Kalke nur am Kamm liegen, in den Schiefen rasch auskeilen und nicht in die Tiefe reichen. Gortani erbringt also selbst den Nachweis, daß es keine Ellissoidi sein können.

Südlich vom Königswandstreifen liegt der Pfannspitzstreifen Schmidts, 1931 (289), der die Form eines Sattels hat. Die Schiefer mit Lagen von Porphyroiden und

Quarzit sind in der Pfannspitze und der Cima Frugnqni stark gefaltet und machen den Eindruck von wilden Gleitbretterpaketen. Der Pfannspitzstreifen zieht S von Eisenreich und Schöntalhöhe durch. Hieher gehören auch die schieferigen Konglomerate, Arkosen und Sandsteine an der Basis der palaeozoischen Serie über dem Quarzphyllit (z. B. Nordhang der Hollbrucker Spitze, siehe Geyer, 1899 (107, S. 99). Der Pfannspitzstreifen setzt den größten Teil des Helm zusammen (Tfl. II, Profil XIX). Südlich des Diemut, auf der Roterde, wird der Pfannspitzstreifen von Grödener Sandstein transgressiv übergriffen.

Die Schiefer N des Königswandstreifen bilden den Eisenreichstreifen, der im Nordhang des Helm durchstreicht. Der Eisenreichstreifen besteht aus zahlreichen Falten von Untersilurquarziten. Die Tuffkonglomerate — pa bei Geyer — sind auf wenige Punkte beschränkt; Schmidt meint, daß sie auf ein Relief unregelmäßig abgelagert wurden.

Im Eisenreich sind nach Schmidt, 1931 (289, S. 9), zwei mit Konglomerat verbundene Quarzitzüge vorhanden, welche den zwei Flügeln eines Sattels entsprechen; auf beiden Flügeln liegen jüngere Kalke: im S der Königswandstreifen, im N Kalkphyllite.

Nördlich von der Liköflwand und von deren Kalken überschoben liegt der Purpurriegelstreifen Schmidts, der sich bis ins Drautal fortsetzt. Er besteht vorwiegend aus Kalk und ist nach Schmidt eine von Spezialfalten umschwärmte Mulde. Allerdings ist es z. B. in der Gatterspitze schon recht schwer, in den kleinen, den Hauptzug begleitenden Kalken Falten zu sehen (Fig. 14, Tfl. II).

Stache, 1884 (58, S. 350), fand im unteren Kalkzug von Obstoans, der im Winklertal die gewaltige Talstufe bildet, einen Knollenkalk mit Brachiopoden und Korallen („Labechia“ — wohl eine untersilurische Treptostome?). Die Hauptmasse des Kalkes, den Stache und Frech als Silur auffaßten, ist mit Geyer als Devon zu bezeichnen. In das Untersilur gehören die knolligen bis schieferigen Kalke (Kalkphyllit), ferner Schiefer des P. 1719 des Erchbaumer Tales (darin Cystoideenplättchen und Treptostomen). Das Obersilur, nicht typisch entwickelt, dürfte durch Bänderkalk vertreten sein.

An der Kriegsstraße, welche die Stufe von Obstoans unter P. 1967 in Kehren überwindet, liegen in hellen, etwas durchbewegten Devonkalken dunkle Kalke mit verkieselten Korallen des e-gamma. Dunkle, fast phyllitische Schiefer mit Kalkknollen sind wohl Hochwipfelkarbon (Wasserriß am Weg unter der Gatterspitze zwischen P. 1755 und P. 1533).

Die Kalke der großen Talstufe ziehen in den Nordhang der Gatterspitze (Tfl. II, Fig. 14), Abbildung bei Frech,

1894 (81, S. 129). In die darüber gelagerten Schiefer des Eisenreichstreifens sind viele Kalke eingeschuppt; vom P. 1967 aus (Tfl. II, Fig. 14), sind nur eine Kalkfalte, sonst nur Fetzen von Kalk in den Schiefen zu sehen — vielleicht waren es einmal Falten, die dann zerschert wurden.

Bei P. 2307 auf der Höhe 0 des Purpurriegels liegt auf einer Strecke von nur 300 m die Bänderkalkserie zehnmal übereinander; es sind nach Schmidt Falten und nicht Schuppen.

Der Purpurriegelstreifen zeigt im Helm Nordfallen, in der Gatterspitze Südfallen, in der Obstoanser Talstufe senkrechte Aufrichtung, dann wieder Nordfallen.

Der Schieferzug des Hocheckstreifens begrenzt im N den Purpurriegelstreifen. In ihm liegen N von der Maurerspitze, zwischen P. 2253 und P. 2163, zwei Züge von Kalkphyllit und einige Quarzitzüge.

Dann folgt gegen N der Bösringstreifen, aufgebaut aus schlecht zu erkennenden Gesteinen (wie im Eisenreichstreifen zwischen Eisenreich und Gatterspitze).

In der Randzone gegen die Gail ist eine Zone von „Grauwacken“ vorhanden, welche öfters Tonflatschen führen. Bei der Kirche von Leiten fand Schmidt Kieselschiefer und er sagt: „Wie weit diese Gesteine silurisch oder karbonisch sind, läßt sich einstweilen noch nicht sagen“. Diese Frage kann heute zu Gunsten des Silurs entschieden gelten.

Südlich der Kirche von Leiten steht metamorphes Hochwipfelkarbon an (schwarze Schiefer mit phyllitischen Häuten und schwarze, schlecht gebankte Sandsteine im Wechsel, 50 bis 80° Südfallen). Die dunklen Schiefer (mit quarzitischem Querbruch) zeigen eine enorme Zerlegung in Gleitlinsen. Daneben gibt es etwas kalkige Schiefer, dunkle dünnplattige serizitische Schiefer, dunkle serizitreiche Schiefer mit Linsengefüge. — Das Hangende des Hochwipfelkarbons sind Schiefer des Untersilurs (P. 1513).

Bei der Kirche von Leiten und im nördlichen Gehänge (Tfl. II, Fig. 15), steht flach gegen N fallendes Hochkrystallin an. Karbon und Krystallin sind etwa durch 60 Schritte Schutt des Tales getrennt. Aber bereits hier wird man auf eine große Störung schließen.

Zweihundert Schritte W der Kirche von Leiten, S der Straße steht enorm durchbewegtes Hochwipfelkarbon (50 bis 70° Südfallen) dem gegen N geneigten, 30 Schritte entfernten, durch die Gail getrennten Hochkrystallin gegenüber.

Etwa 150 Schritte östlich der Kirche von Leiten (Tfl. II, Fig. 16) liegt an der Straße ein Aufschluß: kataklastischer Lydit, darüber die Schiefer und Sandsteine des Hochwipfelkarbons. Daneben das flach gegen N fallende Hochkrystallin, nur durch

eine 3 m breite Schuttbedeckung vom Lydit getrennt. Die Grenze zwischen beiden ist eine senkrechte Störungsbahn.

Geyer hat die Randzone gegen die Gail (Hochwipfelkarbon, Lydit usw.) als Phyllit kartiert. Es liegt aber die Fortsetzung der Profile bei Maria Luggau und damit die Luggauer Decke vor. Das Hochwipfelkarbon ist auf lange Strecken hin in den Hängen über der Gail gut aufgeschlossen (z. B. bei Ober-Tilliach).

Die Schieferfrage am Westende der Karnischen Alpen ist trotz der großen Bemühungen der Forscher noch nicht gelöst. Die größte Schwierigkeit macht der Umstand, daß in den Quarzphylliten Gesteine auftreten, die man im westlichen Teil des Gebirges mit Recht als Untersilur ansieht. Es ist daher noch immer nicht klar, ob man die Brixener Quarzphyllite und jene des Comelico wirklich von dem Untersilur der Karnischen Alpen ganz reinlich trennen kann.

Die tektonische Stellung des Westendes der Karnischen Alpen ist noch zu erörtern. Die Zone des Altkrystallins, welche von Mauthen aufwärts durch das ganze Lesachtal die Karnischen Alpen im N begleitet, geht nach Furlani, 1919 (219, S. 35), zwischen der mesozoischen Zone der Lienzer Dolomiten + Winnebach einerseits, dem Helmzug und seiner westlichen Fortsetzung spitz zu Ende und die Karnischen Gesteine treten bei Winnebach in direkte Verbindung mit der Fortsetzung der Lienzer Dolomiten.

Die Gesteine der Karnischen Alpen streichen in das Pustertal. Cornelius und Cornelius-Furlani, 1931 (302, S. 293), haben festgestellt, daß das westlichste sichere Auftreten von Karnischen Gesteinen am Schloßberg bei Bruneck liegt. Nach der Darstellung auf Blatt Monguelfo der Carta geologica delle Tre Venezie, 1931 (306), sind die Karnischen Gesteine von den Brixener (= Pustertaler) Phylliten nicht zu trennen und bilden mit diesen eine einheitliche Masse.

Wichtig ist es, das Verhältnis der Karnischen Gesteine, beziehungsweise der aus dem Comelico in das Pustertal streichenden Phyllite zur permischen Basis des Hochlandes der Südtiroler Dolomiten festzulegen. Frech, 1894 (81, S. 132), hat seinerzeit den Unterschied in dem Sinn festgelegt, daß die Phyllite überall gefaltet, Verrukano und Grödener Sandstein aber nur aufgerichtet seien.

Geyer, 1899 (108, S. 424), meint, daß in dem Gebiete von Sexten—Kreuzberg diskordant über dem Quarzphyllit die Folge „Uggowitzer“ Brekzie—Verrukano—Grödener Schichten liege. Die Tarviser Brekzie enthält viele Trümmer von Fusulinenkalken, so daß die Notwendigkeit klar ist, für die Zeit der Bildung der Brekzie das Vorhandensein der Naßfeldschicht

ten und des Trogkofelkalkes auch im westlichen Teile der Karnischen Alpen anzunehmen.

Die tektonische Gliederung der italienischen Seite der Karnischen Alpen zwischen Forni Avoltri und Paularo.

Von Valle Visdende bis in das Gebiet N von Forni Avoltri zieht die Südgrenze der Karnischen Gesteine, überragt von Perm und Trias der Südalpen, in rein WO Richtung. Mit dem Monte Vas ist das Gebiet der Bordaglia-Störung erreicht und die Grenze zwischen den Karnischen Gesteinen und der Trias zieht zwischen dem Monte Vas und der Creta Bianca scharf gegen S, um dann von Forni Avoltri und Frasenotta an gegen Comelians in beiläufig SO Richtung zu verlaufen. Von da an geht die Grenze bis Paularo und zum Monte Pizzul wieder in WO-Richtung.

So wie NO von San Stefano die Quarzphyllite des Comelico unter die Trias des Monte Rinaldo und Scheibenkofel untertauchen, ebenso enden diese Triasberge mit dem Monte Vas, indem unter ihnen das Karnische Palaeozoikum sich rasch zu einer größeren Höhe erhebt. Dieser Erhebung verdankt das Karnische Gebirge seine Breite, welche zwischen den Meridianen des Biegegebirges und von Paluzza fast doppelt so groß ist als im W Teil.

Südlich des Hochgebirgszuges der Kellerwandgruppe und des Zuges zum Tischlwangerkofel (Pizzo di Timau) hat man folgende Verhältnisse (Karte B, Tfl. I): Das Devon der Cellondecke fällt im Cellon, Pal und Pizzo di Timau gegen Süden und wird von einem Streifen von Hochwipfelkarbon überlagert, der von der Grünen Schneide am Cellon gegen Tischlwang (Timau) zieht. Darüber liegt das Devon der Kellerwanddecke, welches gegen Osten immer schmaler wird und schließlich auskeilt, so daß sich das Hochwipfelkarbon der Cellondecke mit dem der Kellerwanddecke vereinigt. Das Hochwipfelkarbon ist aber hier nicht sehr mächtig, denn bei *Cristo di Timau* liegt bereits ein schmaler Zug von Graptolithengesteinen (historische Einleitung, S. 34, 42). Ich habe das Profil unter Führung von *Gortani* gesehen (Tfl. II, Fig. 17). Das Devon der Cellondecke des Gamsspitzels bricht mit ungeheurem Schwung in die Tiefe, das zuerst senkrecht aufgerichtete, dann steil gegen S fallende Hochwipfelkarbon unterteufend. Das steil gegen S fallende Silur besteht aus mechanisch stark hergenommenen schwarzen Lyditen. Das Hochwipfelkarbon ist in der Nähe der Lydite besonders reich an Kieselschieferbrekzien.

Die Lydite von Cristo di Timau gehören zur Bischofalmdecke. Da die Kellerwand- und Cellondecke hier gegen S untertauchen und nicht mehr erscheinen, so kann man im Sinne eines alpinen Bewegungsmechanismus auf die Wurzel der Bischofalmdecke schließen.

Die Fortsetzung des Lydites von Cristo di Timau liegt, wie mir Gortani mitteilte, bei der Casera Lavareit. In der streichenden Fortsetzung liegt die Forcella Morarêt, wo Graptolithen und jene Karbonpflanzen, die so verschieden beurteilt wurden (historische Einleitung, S. 36, 38), gefunden wurden. Die Graptolithengesteine sind noch nicht anstehend gefunden, aber ich gebe die Hoffnung nicht auf.

Auf der italienischen Seite des Plöckenpasses und in der Umgebung von Timau ist die transgressive Überlagerung des Devonkalkes durch das Hochwipfelkarbon wunderbar aufgeschlossen: auf den hellen Kalken die dunklen Schiefer. Wie eine dunkle Zunge dringt das Karbon der Grünen Schneide zwischen die hellen Kalke des Coglians und des Cellon ein. Man sieht deutlich, daß der Kalk des Coglians auf dem Karbon der Grünen Schneide liegt. — Bereits L. v. Buch, 1824 (1), hat die Überlagerung der Kalke durch die Schiefer und das Vorhandensein der Kieselschieferbrekzien festgestellt.

Am Kamm von der Kellerwand über die Forcella Morarêt gegen S hat man die Schichten mit Südfallen in folgender Reihe: Devonkalk der Kellerwanddecke, Hochwipfelkarbon, dann vielleicht die Graptolithengesteine, welche der Bischofalmdecke entsprechen, Hochwipfelkarbon südlich der Forcella Morarêt. Über dem gegen S fallenden Hochwipfelkarbon lagert jene Schichtgruppe, welche Geyer als „pa“ — Palaeozoikum unbestimmten Alters — ausgeschieden hat — mit Unrecht hat er diese Gesteine mit dem Komplex parallelisiert, den er in den westlichen Karnischen Alpen als „pa“ ausgeschieden hat, denn das ist die Plengedecke. Hier aber handelt es sich um die Dimondecke. Diese Schubmasse beginnt östlich von Frasenotto und zieht über den Monte Crostis zum Monte Zoufplan, um jenseits des Buttales sich im Monte Dimon, Monte Paularo und Neddís fortzusetzen.

Die Dimondecke ist relativ am wenigsten im Detailaufbau bekannt. Ich verweise auf die im stratigraphischen Teil (bei dem Hochwipfelkarbon) mitgeteilten Beobachtungen S von Timau. Sie zeigen, daß Obersilur als Kieselschiefer und Lydit und das Karbon der Hochwipfelschichten am Aufbau beteiligt sind. Sie bilden hauptsächlich den N Teil der Dimondecke, welchem aber auch die unterpermischen roten Schiefer nicht fehlen. Die roten Schiefer müssen einmal die Möglichkeit geben,

diese Massen in tektonischer Weise in Schuppen zu gliedern (Profil IX, X, XI auf Tfl. II).

Im Mt. Zoufplan, Mt. Crostis, Mt. Dimon und Mt. Paularo hat man überall im N Teil die Gesteine des Hochwipfelkarbons, während der S Teil dieser Berge vielfach aus den roten Schiefen mit den splitischen und diabasischen Eruptiven besteht. Leider reichen die heutigen Kenntnisse noch nicht aus, die Tektonik im Detail aufzulösen.

Die Dimondecke reicht bis an den Südrand der Karnischen Alpen — die besonderen Verhältnisse von Comeglians und Rigolato werden später dargestellt werden. Die Grenze der Dimondecke gegen W, welche S von Collina durchgeht, ist noch unsicher und es ist fraglich, ob überhaupt eine sichere Grenze scharf zu ziehen ist.

Das Hochwipfelkarbon der Umgebung der Forcella Morarêt zieht in das Tal von Collina, wo es eine gewaltige Entfaltung hat. Es zieht auf den schmalen Kamm zwischen der Creta Bianca (Cima Ombladet) und dem zum Bieengebirge gehörigen Monte Sasso Nero (Profil XII auf Tfl. II) und besteht dort aus Schiefer, Sandsteinen und konglomeratischen Sandsteinen (mit Calamites). Diese Serie des Hochwipfelkarbons gleicht vollkommen dem Seekopfsockel am Wolaier See. Mit Gortani fassen wir dieses Karbon als den Rest einer Synklinale zwischen den Devonkalken des Mt. Sasso Nero und der Creta Bianca auf. Hier liegt das Karbon auf dem Oberdevon mit Clymenien.

Von dem Karbon bei Collina zweigt ein schmaler, rasch auskeilender Zug ab, welcher in das Devon des Bieengebirges eindringt und es im Profil des Mt. Sasso Nero in zwei Massen zerlegt.

Dieser Karbonkeil liegt auf den Kalken des Seekopfes und unter den Kalken der Südflanke des Mt. Sasso Nero. Es ist möglich, daß es sich bei diesen letzteren Kalken um die Abspaltung der Kellerwanddecke handelt.

Das gesamte Devon des Bieengebirges fällt unter die Karbonmassen von Collina ein und über diesem liegt die Dimondecke. Diese scheint sich im Tal unter Collina stark nach Süden zurückzubiegen, so daß Devon und Karbon des Gebietes der Creta Bianca eine wesentlich größere Verbreitung gegen Süden hat als im Gebiete der Forcella Morarêt.

Schwierige Verhältnisse herrschen im Monte Creta Bianca (auch Monte Ombladet genannt), da hier — im S des Bieengebirges — devonische Kalke und Schiefer in enger tektonischer Verbindung auftreten (Profil XII auf Tfl. II). Die Anschauungen über die Lagerungsverhältnisse und die stratigraphischen Verhältnisse haben manche Änderungen durchgemacht.

Fr e c h, 1894 (81, S. 107), hält die Schiefer auf der Südseite des Biegengebirges für vorwiegend Culm; er erwähnt hauptsächlich rote und grüne Schiefer, dann aber auch Kieselschiefer (!) und Grauwacken. In diese Schiefergesteine ist ein Keil von devonischem Kalk eingetrieben worden, wobei Schiefer und Kalke gefaltet worden sind.

G e y e r, 1897 (98, S. 243), sagt, daß die scheinbar so verwickelten Lagerungsverhältnisse der Creta Bianca, deren Nordwand eine prächtige S-förmige Schlinge von devonischem Kalk aufweist, sich in Faltungserscheinungen auflösen, wenn man den Verlauf der Kieselschiefer (!) und Kieselschieferbrekzien verfolgt.

Später hat G e y e r, 1899 (107, S. 110), nachdem er seine Stellung in der Schieferfrage geändert hatte, die nachstehende Schichtfolge als stratigraphische Reihe angegeben: Tonschiefer, oben mit Einlagerungen von Sandsteinen und Kieselschieferbrekzien (in unserem Sinne = Hochwipfelkarbon) — schwarze Kieselschiefer (nach unserer Erkenntnis = sicheres Silur) — bunte Obersilurkalke — graue Devonkalke.

G o r t a n i, 1910 (174), stellte fest, daß Silur in reicher Entfaltung in Schiefer- und Kalkfazies vorhanden sei; an manchen Stellen reichen die Schiefer bis zu den devonischen Riffkalcken, an anderen Stellen ist ein schmales Band von Netzkalcken dazwischen, wieder an anderen Stellen wechseln Schiefer und Kalke miteinander ab.

An der Forcella Vas (zwischen Monte Vas und Creta Bianca), wo G e y e r ein Band seiner pa-Gesteine ausgeschieden hat, fand G o r t a n i oberkarbonische Konglomerate.

Später hat G o r t a n i, 1925 (244, S. 215), die Creta Bianca als ein devonisches Ellipsoid bezeichnet, überlagert von transgressivem Karbon, das auf Mittel- und Unterdevon übergreife. Die gelben und grauen Plattenkalke, welche vom P. 2191 zum Passo di Piz Forchia absteigen, sind gefüllt mit *Syringopora carnica Vinassa*.

Vielleicht gehören die schwarzen, graphitischen Schiefer nahe der Spitze der Creta Bianca und bei der Brücke von Frasenotto zum Silur; aber sie sehen etwas anders aus als die normalen Graptolithengesteine und gleiche Gesteine liegen in der Nähe des Mt. Sasso Nero im Karbon.

Die Creta Bianca ist im NW Abfall durch eine große Falte ausgezeichnet (Tfl. II, Profil XII), welche den devonischen Kalk in großer Mächtigkeit zeigt. Dagegen zeigt die östliche Flanke nur ein wenig mächtiges Kalkband. Zur Erklärung dieser überaus merkwürdigen Schwankungen der Mächtigkeit können stratigraphische Verhältnisse, also normale Abnahme der Mächtigkeit der Sedimentation nicht allein herangezogen werden. Ebenso erscheinen mir Versuche, diese Verhältnisse durch die

transgredierenden Hochwipfelschichten zu erklären, ausgeschlossen zu sein. Ich glaube, daß es sich um rein tektonische Vorgänge handelt, welche auf der einen Seite die Kalke zu großen Mächtigkeiten in den kühnen Faltenschwüngen aufgestapelt haben, während an den anderen Stellen eine tektonische Ausplättung die geringen Mächtigkeiten vortäuscht. Damit mag sich auch eine primäre Abnahme der Mächtigkeiten als sedimentäre Anlage vereinigen.

Im Gebiete des Col Mezzodi bei Forni Avoltri sind Naßfeldschichten und Trogkofelkalk entwickelt; aus dem letzteren hat Gortani, 1906 (148), eine große Fauna beschrieben. An der Basis der Naßfeldschichten liegt Hochwipfelkarbon — Vinassa de Regny, 1908 (161), sagt, daß an der Basis des Oberkarbons Obersilurkalke liegen; er meint damit wahrscheinlich den von Geyer ausgeschiedenen Kalk von Frasenotto. Den Graben gegenüber von Frasenotto lernte ich auf einer Exkursion mit Gortani kennen. Man hat an der Basis die Schiefer des Hochwipfelkarbons und darüber die Auernigschichten, die sehr unvollständig sind (Schiefer und Sandsteine, darüber Quarzkonglomerate, das Ganze wenig mächtig); im Hangenden liegt der obere Schwagerinenkalk. Dann folgt der Trogkofelkalk (Fig. 18, Tfl. II), der von Tarviser Brekzie und der übrigen permischen Serie als Basis der südalpiner Trias überlagert wird.

Das Profil des Col Mezzodi setzt in die Gegend von Frasenotto fort. Vinassa de Regny, 1908 (161), fand beim Abstieg von Collina, etwas außerhalb von Frasenotto, unter Staipa Bujalezzis nicht anstehende schwarze Fusulinenkalke mit *Fusulina carnica* (was merkwürdig ist, weil diese Art, welche eine Parafusulina ist, sonst nur im roten Trogkofelkalk vorkommt!). Gortani, 1910 (174), entdeckte diese Gesteine anstehend längs des Rio di Muz, welcher von Staipa nach Forni absteigt; der ganz schmale Kalkzug wird von Sandsteinen und Konglomeraten der Naßfeldschichten begleitet.

Der Südrand des Karnischen Palaeozoikums zwischen Forni Avoltri und Comeglians tritt SO von Frasenotto für eine längere Strecke mit den Gesteinen der Dimondecke mit Diabasen und den roten Schiefern an die Grödener Sandsteine, d. i. an die Südalpen heran. Hierher gehören die langen Diabaszüge von Rigolato (S. 86, Fig. 3, Tfl. II).

Bei Comeglians treten die von Geyer entdeckten altpalaeozoischen Kalke auf, welche bis Ravasletto durchziehen. N von ihnen liegen rote permische Schiefer mit zahlreichen Diabasporphyriten.

Bei Comeglians treten die Silur-Devonkalke an das Perm der Südalpen heran (Fig. 19, Tfl. II; Fig. 20, Tfl. III). Unter

der steil gegen S fallenden Bellerophonstufe liegt ein Zug von Grödener Schichten; nach einem Band von Hochwipfelkarbon folgen die Kalke; gegen N folgt wieder Hochwipfelkarbon und dann kommen die Eruptiva der Dimondecke.

Der altpalaeozoische Kalk ist bei Comeglians in zwei Züge gespalten, welche sich gegen W vereinigen. Ein weiterer altpalaeozoischer Kalkzug geht über Mieli; er liegt zwischen Schiefern, welche reich an Eruptiven sind und steil gegen S einfallen.

Im Gebiete nördlich von Comeglians herrscht O—W Streichen, mit welchem die Gesteine der Karnischen Alpen unter Perm und Trias der Südlichen Kalkalpen hineinziehen.

Von Magnanims über Rigolato zieht wieder ein Streifen von Kalk (Profil XI, Tfl. II). Gortani spricht von roten und grauen silurischen Kalken mit hellen oder dunklen Adern. In den Kalken hat man selten Orthoceren und Brachiopoden. Geyer, 1895 (86, S. 308), fand bei S Einfallen, den schwarzen graphitischen Tonschiefern aufgelagert, graue Krinoidenkalke (Devon?), dann Kalke mit Orthoceren und *Cardiola cf. cornucopiae*. Ein zweiter Kalkzug lieferte aus grauen Krinoidenkalken *Favosites* sp. und in rötlichgrauen, weiß gebänderten Kalken Schnitte von Orthoceren und Brachiopoden.

Der Kalkzug von Rigolato streicht NW—SO; dieses Streichen stellt sich zwischen Comeglians und Rigolato ein. Mit Prof. Gortani besuchte ich den Kalk von Rigolato und er zeigte mir das in Fig. 21, Tfl. III, dargestellte Profil unter der Kirche von Ludaria. Es ist ein typisches Silurprofil von der Art der Entwicklung wie im Findenigkofel. Über dem Silur liegt die Serie der roten Schiefer mit den Diabasen, von welcher im stratigraphischen Teile ein Profil besprochen worden ist.

Die altpalaeozoischen Kalke von Comeglians und Rigolato haben ihre tektonische Stellung in den Schiefern und Eruptiven der Dimonserie; als Begleiter treten die Schiefer des Hochwipfelkarbons an Menge außerordentlich zurück. Für die tektonische Stellung der Kalke gibt es drei Möglichkeiten: 1. Einfaltung oder Einschub von oben her; 2. stratigraphischer Verband; 3. Fenster.

Von diesen Möglichkeiten ist die zweite abzulehnen; denn die Schiefer, welche den Kalk begleiten, müßten stratigraphisch älter sein als die Kalke, wenn die Kalke das Hangende der Schiefer darstellen; oder die Schiefer müßten, wenn sie stratigraphisch jünger sind, transgredierend liegen, was aus den Aufschlüssen zwar nicht sicher festzustellen ist, aber sehr wohl der Fall sein kann. In diesem Falle müßte man schließen, daß vor der Ablagerung der roten Schiefer schon der Kalk in seiner heutigen Position zu den Hochwipfelschichten der Dimondecke vorhanden war und daß dann die roten Schiefer sich transgre-

dierend über dieses Karbon und die altpalaeozoischen Gesteine legten. Wir kommen so auf eine Kombination der zweiten und dritten Möglichkeit.

Die erste Möglichkeit ist ganz bestimmt abzulehnen, denn sie würde bedingen, daß man über der Dimondecke noch ein höheres tektonisches Element hätte. Dieses müßte man entweder aus dem Norden beziehen, wofür aber auch schon gar kein Anhaltspunkt vorhanden ist, oder man müßte es auf einer Schubbahn herleiten, welche über die Südlichen Kalkalpen geht, weil es ausgeschlossen ist, daß man zwischen die unterpermischen Schiefer der Dimondecke und die Grödener Schichten der Südlichen Kalkalpen eine Schubbahn legen kann.

Die dritte Möglichkeit zieht das Auftauchen des Altpalaeozoikums von unten her in Betracht. Diese Möglichkeit betrachtet die Lage derart, daß zur Zeit der Ablagerung der unterpermischen roten Schiefer bereits das Altpalaeozoikum in derselben Position zum Hochwipfelkarbon der Dimondecke gelegen hat, wie es heute der Fall ist. Dann kam die Transgression der roten Schiefer und die Eruptionen der spilitischen und diabasischen Gesteine und nachher die alpidische Faltung, welche alle Gesteinskomplexe zusammendrängte. So entstand das heutige Bild, das die altpalaeozoischen Kalke als einen steilen Zaun in den Schiefermassen zeigt. — Allerdings sollte man bei einer derartigen Deutung die Kellerwand-Cellondecke und nicht die Rauchkofelfazies erwarten. Aber erstens wissen wir nicht, ob nicht in der Tiefe nochmals über der Kellerwand- und Bischofalmdecke die Rauchkofelfazies kommt und zweitens kann auch in der Kellerwanddecke die Fazies auf diese große Strecke geändert sein. — Die dritte Möglichkeit sieht in dem Altpalaeozoikum ein durch Transgression und Faltung maskiertes Fenster.

Die roten Schiefer und Eruptiva treten auch bei Paluzza auf. Gortani, 1906 (150, S. 191), beschreibt ein Profil bei Zonidis bei Paluzza, welches die folgenden Schichten untereinander zeigt: a) Bellerophon-Stufe, nämlich Mergelkalke, Zellenolmit, Gipsmergel und Gips. — b) Grödener Sandsteine, gegen S oder SSW unter die Bellerophonstufe einfallend. — c) Augitporphyr (d. i. der Grünstein, den Leopold von Buch gesehen hat, siehe historische Einleitung, S. 25). — d) Sandsteine des Karbons (d. i. Hochwipfelkarbon).

Der Monte Dimon ist die Fortsetzung des Mt. Crostis und Zoufplan. Auf seiner Höhe und in seinen Südgehängen haben die roten unterpermischen Schiefer mit den spilitischen und diabasischen Eruptiven eine große Verbreitung (Prof. VIII, Tfl. III). Ein großes Verdienst der Arbeiten von Gortani ist die Feststellung, daß hier auf den Karbonschiefern das zweite System der Dimondecke liegt. Früher hat man diese Verhält-

nisse anders gedeutet. Geyer dachte an kleine Reste von Grödener Sandsteinen, die mit Eruptiven und Schiefen in Berührung kommen. Frech, 1894 (81, S. 60), hat hier von „normalen und eruptiven Culmbildungen“ gesprochen, deren abradierten Falten der Grödener Sandstein transgredierend aufliege.

Für das Gebiet des Monte Dimon (Karte B, Tfl. I) läßt sich eine Art von tektonischer Folge aufstellen: Hochwipfelkarbon und Silur in sehr stark verschupptem Zustande — darüber die roten Schiefer mit den Eruptiven. Da aber auch im Gebiete des Hochwipfelkarbon der Dimondecke schmale Lagen von roten Schiefen auftreten, andererseits aber auch im Hauptgebiet der roten Schiefer Zonen von Hochwipfelkarbon auftreten (siehe das früher gegebene Profil der Chiarsò-Schlucht N von Paularo), so wird man an eine tektonische Lösung in dem Sinne denken müssen, daß Schuppenbau, oder wenn man will, Teildeckenbau diese Komplikationen geschaffen haben. Mit Sicherheit läßt sich dieser Bau noch nicht profilmäßig darstellen.

Hier sei nochmals auf die Beobachtungen S von Timau verwiesen, welche im stratigraphischen Teile unter den Hochwipfelschichten gebracht worden sind.

Am Südrande der Karnischen Gesteine zieht unter den Grödener Sandsteinen, welche die Basis der Südlichen Kalkalpen sind der Streifen der roten, unterpermischen Schiefer und Eruptiva gegen Osten und verquert den Chiarsò nördlich von Paularo in einer engen und ausgezeichnet aufgeschlossenen Schlucht.

N von Paularo fallen die Grödener Sandsteine gegen Süden und unter ihnen erscheinen die roten Schiefer mit den spilitischen und diabasischen Eruptiven. Gortani, 1906 (150, S. 192), beschreibt das Profil von Ruat mit der nachstehenden Schichtfolge: 1. Grödener Sandstein mit einer Einschaltung von geschiefertem Diabas, der mechanisch sehr hergenommen ist (scisto alteratissimo e laminato“). — 2. Ophikalzit und Spilit. — 3. Sandstein. — 4. Diabasporphyr. — 5. Sandstein. — 6. Ein großer Diabaszug.

Da die diabasischen und spilitischen Gesteine sonst ganz und gar nicht mechanisch hergenommen sind, wird man bei dem einen geschieferten Vorkommen an eine Störungsbahn denken müssen.

Ein ähnliches Profil habe ich früher (S. 86) aus der Chiarsò-Schlucht beschrieben. Dieses Profil (Fig. 22, Tfl. III) kann als eine Art Schichtfolge in dem Sinne angesehen werden, daß über dem Hochwipfelkarbon zuerst (als Beginn der zweiten Gesteinsserie der Dimondecke) Eruptiva von bedeutender Mächtigkeit liegen, daß dann der Reihe nach Tuffe, dann rote

Schiefer, dann wieder Eruptiva und Tuffe, dann neuerdings rote Schiefer usw. folgen.

Am Wege von Paularo nach Maina della Schialutte beobachtete ich unter Führung von Gortani nach den Grödener Sandsteinen Spilite im Wechsel mit roten Schiefen (flaches Nordfallen). Dann kommt man in den gegen N fallenden Zug der Diabasporyrite und Spilite von Maina della Schialutte. Er wird am Rio Tamai von Schiefen überlagert, welche den Charakter von Hochwipfelkarbon haben. — Stur, 1856 (7, S. 437), erwähnt aus diesen Schiefen Pflanzenreste. In diesen Schiefen bricht der Devonkalk auf, den Geyer und Gortani in ihren Karten verzeichnen. Er hat in seinen obersten Bänken Clymenien geliefert. Scheinbar ist hier das ganze Devon in Rauchkofelfazies vertreten. Gortani zeigte mir hier unter dem Devonkalk (auf der dem Rio Tamai zugekehrten Flanke) die Serie Alticolakalk — Kokkalk — Graptolithenschiefer. Ich stimme seiner tektonischen Deutung zu (Profil VII, Tfl. III): eine halbe Antiklinale, umhüllt von Hochwipfelkarbon. Man sieht dieses Hochwipfelkarbon auch auf der Höhe der Kuppe, welche die Antiklinale macht und Creta di Fuset heißt; es fällt mit 30 bis 50° gegen N ein. Der Abstieg von der Creta di Fuset zu dem kühn angelegten Ponte di Fuset zeigt das ungemein steile Südfallen der oberdevonischen Kalke.

Das Hochwipfelkarbon ist die Unterlage des Aufbaues des Monte Germula (Profil VII, Tfl. III). Es fällt unter die steilen Südabbrüche dieses Berges und unter das im Mal Passo aufgeschlossene Profil ein. Damit sind wir zur Erörterung der tektonischen Verhältnisse des Monte Germula gekommen, die nach der neuen stratigraphischen Auffassung eine überraschende Beleuchtung erfahren werden (Karte B, Tfl. I).

Der Kalk des Mal Passo ist ein grauer und rötlicher, grün gefleckter, schieferiger Flaserkalk, Geyer, 1895 (84, S. 83). Es ist zweifellos die Fortsetzung des Hohen Triebes. Nach Geyer, 1896 (91, S. 140), sind diese Netz- und Schieferkalke im S von einer Zone gelbgenetzter Kalke begleitet, die er für Devon hält. Über dem roten Netzkalk liegen die lichten, hellgrauen devonischen Riffkalke des Monte Germula. — Die Verhältnisse des Monte Germula sind eigentlich schon klargestellt durch Geyer's Profil von den Almwiesen der Costa di Crignis auf die Forca di Lanza (östlich des Mt. Germula); Geyer, 1895 (85, S. 83), führt von unten nach oben nachstehende Folge an, zu der ich die neue Auffassung beigesezt habe:

Hochwipfelkarbon: 1. Blaugraue Tonschiefer. — 2. Grauwackenbänke. — Dieses Hochwipfelkarbon umhüllt die Rauchkofeldecke der Creta di Fuset.

Rauchkofeldecke: 3. Schwarze Kieselschiefer des Gotlandian. 4. Grauer, gelbgenetzter Kalk des Gotlandian. — 5. Blau-

graue Kalke des e-gamma mit kieseligen Auswitterungen. — 6. Rote Netz- und Schieferkalke mit Orthoceren, Devon. — 7. Graue Plattenkalke des Devons. — 8. Tonschiefer des Hochwipfelkarbons.

Cellondecke: Helle Kalke des Monte Germula, Devon.

Vinassa de Regny, 1915 (207, S. 298), gibt ein ähnliches Profil über die Casa Germula an: Karbonschiefer — rote Kalke — graue Kalke mit verkieselten Korallen — rötliche Kalke.

Die italienischen Forscher hielten die obigen Schichtglieder 6 und 7 für Silur und kamen mit dieser stratigraphisch nicht haltbaren Auffassung zu keinem tektonisch richtigen Bild. Vinassa de Regny, 1915 (207, S. 297), 1910 (172, S. 38), meinte, daß der Monte Germula eine überstürzte Falte mit der Schichtfolge: Schiefer des Ordovicians — Kalke und Schiefer des Obersilurs — Kalke mit den verkieselten Korallen — rote Obersilurkalke — Devonkalk sei. Hier also wieder derselbe Irrtum, denn die „roten Obersilurkalke“ sind eben nicht Gotlandian, sondern Devon in Rauchkofelfazies! Daher muß man an Schubmassenbau denken. Dieser Auffassung näherte sich neuestens auch Gortani, 1933 (336), dem ich 1932 an Ort und Stelle diese tektonische Lösung vorgetragen habe.

Auf der Ostseite des Mt. Pizzù hat man nach Vinassa de Regny und Gortani, 1908 (62, S. 603), im Liegenden des Devonkalkes des Zuc della Guardia folgende Schichten: rote und graue Kalke, schwarze Orthocerenkalke (= Kokkalk), eine gering mächtige Schieferlinse mit Graptolithenspuren, grüne und gelbliche Schiefer des Caradoc. Modern umgedeutet, zeigt dieses Profil also auch die Rauchkofeldecke unter der Cellondecke des Zuc della Guardia (siehe dazu das Profil von Reichardt, 1933 (343), der meine Lösung der Tektonik des Gebietes des Monte Germula im Profil des Mt. Pizzù zeichnet).

Mit der Einreihung der roten Netzkalke in das Devon bekommt auch die Tektonik des Mt. Germula ein ganz anderes Aussehen. Die Profildarstellungen von Gortani sind zu ändern; seine Auffassung, 1920 (221), 1927 (255), ist in Fig. 25, Tfl. III, wiedergegeben, wozu kritisch bemerkt sei: Das Karbon bei c kann nicht transgredieren, sondern es muß eine Lage zwischen zwei altpalaeozoischen Komplexen sein, wie die Karte Gortanis sehr klar zeigt. Die Verbindung des Devons bei y mit dem Riffkalk des Mt. Germula zu einer Falte, wie es Gortani zeichnet, besteht nicht — es wäre ja auch die Verbindung von zwei faziell verschiedenen Komplexen! Das Devon bei y ist Rauchkofelfazies; dazu kommen in der Creta di Fuset noch Graptolithenschiefer; diese gesamte Vertretung der Rauchkofeldecke hat nach Gortanis neuester Darstellung Schuppenbau, 1933 (336).

Wir erkennen daher (Profil VII, Tfl. II): Die Cellondecke des Monte Germula, unter ihr die Rauchkofeldecke als schmaler Zug an der Südseite des Berges, darunter die Rauchkofeldecke der Creta di Fuset. Was heute vorliegt, ist nur mehr die Hälfte einer großen variszischen Deckenantiklinale, über deren Schubrichtung gar nichts ausgesagt werden kann; aber es ist nicht zu bezweifeln, daß es dieselbe Schubrichtung ist wie in den anderen Teilen der Karnischen Alpen. Die nördliche Hälfte der variszischen Deckenantiklinale ist an einer steilen, gegen Süden gerichteten Schubfläche auf die Dimondecke geschoben, deren Profil im Chiarsò-Tal früher dargestellt worden ist. Diese Decke zieht mit ihren Eruptiven über Stavoli Battaia und Casera Tamai, wo Gortani, 1906 (150, S. 182, 184), Spilit und Diabasporphyrit nachgewiesen hat. Ganz unzweifelhaft ist hier der variszisch angelegte Deckenhaufen gegen S auf die Dimondecke aufgeschoben — das ist eines der Beispiele alpidischen Südschubes.

Die Dimondecke keilt tektonisch noch im Westgehänge der Forca Pizzùl aus, denn auf dieser Scharte ist das Hochwipfelkarbon, welches das Liegende der Rauchkofeldecke des Monte Pizzùl und das Hangende der Rauchkofeldecke der Creta di Fuset ist, direkt, ebenfalls gegen Süden, auf das Naßfeldkarbon des Pizzùl aufgeschoben, siehe das Profil bei Reichardt, 1933 (343).

Über das aus Schiefer, Sandstein, Konglomerat und Kalkbänken aufgebaute Naßfeldkarbon des Pizzùl hat zuerst Frech, 1894 (81, S. 58), einige Bemerkungen gemacht, dann haben Vinassa de Regny und Gortani, 1905 (138), eine große Flora und Fauna beschrieben. Die Bemerkung Frechs, dem Karbon des Pizzùl seien rote, tonige Netzkalke (ähnlich den Orthocerengesteinen des Silurs) eigentümlich, ist eine Fehlbeobachtung. Die Naßfeldschichten des Pizzùl sind flach gelagert, aber sie sind von der Trias des Monte Salinchiè durch eine steile Störung getrennt. — Bei der Casa Rotta im Pontebbaner Tal sind zerdrückte Karbonsandsteine von Devonkalk überlagert.

Während im Gebiete um Paularo eine wohl ausgeprägte alpidische Südbewegung herrscht, ist die Nordseite des Monte Germula gegen N bewegt. Gortani (Fig. 34, Tfl. IV) hat die Lagerungsbeziehung des Devons des Monte Germula zum Naßfeldkarbon der „Lanzen“ (Piano di Lanza) als Transgression gedeutet. Es ist sicher, daß ein solches Verhältnis einmal bestanden hat; aber ebenso gewiß ist es, daß die alpidische Nordbewegung des Devon des Mt. Germula gegen die Naßfeldschichten angepreßt hat. Reichardt, 1933 (343), wies nach, daß die Naßfeldschichten mit *Isogramma paoteshowensis* gegen Norden flach unter die Grödener Schicht

ten des Zuges von Maldatschen einfallen, daß aber die an das Devon des Monte Germula angrenzenden Naßfeldschichten steil gegen S einfallen; es ist also die Cellondecke des Monte Germula mit einer gegen Süden fallenden Überschiebung auf das Naßfeldkarbon geschoben (Profil VII, Tfl. III). Das ist dieselbe Bewegungsrichtung gegen N, wie sie später auf der Nordseite des Roßkofels festgestellt wird.

Das Hochwipfelkarbon nimmt zwischen dem Monte Germula, dem Hohen Trieb, der österreichisch-italienischen Grenze und dem Rand der Dimondecke einen bedeutenden Raum ein, der nur durch die langen Züge des Altpalaeozoikums etwas eingengt wird. Dieses Hochwipfelkarbon (Karte B, Tfl. I) vereinigt sich, da das Gewölbe der Cellondecke östlich des Pizzo Timau mit seinem Devon untersinkt, mit der großen Karbonentfaltung des Angertales. In dem italienischen Gebiete der Karbonentwicklung hat eine bedeutende vulkanische Tätigkeit stattgefunden, welche wesentlich jugendlicher ist als die Eruptiva der Dimondecke. Hier wurden die sogenannten porphyritischen Eruptiva gefördert, welche Gortani, 1906 (150, S. 169) beschrieben hat; sie wurden früher angeführt (S. 91). Die Untersuchung von Eruptivgesteinen in dem Gebiete von Timau hatte das neue Ergebnis, daß es sich um dazitische Gesteine handelt. Bei Timau setzen diese Eruptiva so merkwürdig durch die älteren Gesteine durch, daß ich den Eindruck hatte, daß sie gangförmig durchgreifen. In der Cima Fontana Fredda bilden sie eine große Masse, die lebhaft an die „Porphyritstöcke“ des westlichen Bachergebirges erinnert, wo diese Gesteine auch als Dazit erkannt wurden. Die vulkanischen Förderungen sind nach der Gebirgsbildung — auch nach der Hauptphase der alpidischen Gebirgsbildung emporgedrungen.

Die tektonische Gliederung der Karnischen Alpen zwischen dem Polinig und Tarvis.

Im Profil von Mauthen gegen S (Profil IX, Tfl. III) sahen wir: den Würmlacher Sattel der Mauthener Almdecke und die in seinem Kern liegende Ederdecke, die Mooskofeldecke des Polinig und die Rauchkofeldecke seiner Südseite, die Bischofalmdecke in der Angertalmulde, die Antiklinale der Cellondecke vom Kleinen Pal bis zum Pizzo di Timau.

Die letztgenannte Antiklinale (zum Folgenden Karte B, Tfl. I) sinkt östlich des Pizzo di Timau unter die große Masse des Hochwipfelkarbons der Bischofalmdecke. Da nun im N und S der Cellondecke die Lydite + Kieselschiefer und das

Hochwipfelkarbon der Bischofalmdecke liegen, so bildet die Cellondecke ein gegen W offenes Halbfenster.

Die Angertalmulde ist, wie schon früher (S. 98) erwähnt wurde, zum größeren Teil von der Bischofalmdecke gefüllt. In dem mächtigen Hochwipfelkarbon liegen Züge der silurischen Graptolithengesteine und darauf Deckschollen von Graptolithensilur. Haberfelner, 1931 (304, S. 889), erklärt die Lagerungsverhältnisse ganz allgemein in folgender Weise: „Deckenbau der Mauthener Almdecke bis zur Cellondecke, weiter dauernder Nordschub, Faltung der oben genannten Decken, Auffahrt der Bischofalmdecke aus dem Süden“. Die tiefe Mulde zwischen dem Polinig und dem Kleinen Pal war schon vor der Anfahrt der Bischofalmdecke vorhanden — diese Decke füllt die Mulde auf — die nachfolgenden Teile der Bischofalmdecke rücken heran und breiten sich deckenförmig (daher die Deckschollen! Fig. 59, Tfl. IV) über den tieferen Schubmassen oder über der durch die vorderen Teile der Bischofalmdecke geschehenen Ausfüllung der Mulden der tieferen Decken aus.

Die Fortsetzung der Angertalmulde wird östlich des Kronhofgrabens durch den plötzlich erscheinenden Zug der Rauchkofeldecke + Cellondecke des Hohen Triebes geteilt. Der südliche Ast zieht in der Richtung gegen den Chiarsö Durchbruch bei Paularo und der Südseite des Monte Germula, der nördliche Ast streicht nördlich des Findenig vorbei und unter die Naßfeldschichten des Lanzenbodens hinein.

Die Cellon- und Rauchkofeldecke des Elferspitz, welche unmittelbar an die Cellondecke des Polinig anschließen, streichen mit ihrem Hauptzug über den Kronhofgraben und dann S der Bischofalm durch.

Eine besondere Wichtigkeit für die tektonische Auflösung der Karnischen Alpen zwischen Polinig und dem Stranigerbach hat der sogenannte Feldkogelzug, welcher der Mooskofeldecke angehört (Karte B, Tfl. I). Er zieht aus dem Nordabfall des Polinig mit ONO-Streichen heraus; das ist ein Streichen, welches dem Vorstoß der Mooskofeldecke der Plenge und dem Streichen der Mauthener Almdecke des Würmlacher Sattels parallel läuft. Wir betrachten die Verhältnisse in größerem Raume. Die Mooskofeldecke der Plenge streicht spitz gegen den Nordrand der Karnischen Kette aus. Dasselbe tut die Mauthener Almdecke und von ihr überfahrene Ederdecke. Auf der Strecke vom Wolaier Graben bis zum Kronhofgraben treten der Reihe nach mit einem spitzen Streichen folgende tektonische Elemente an den Nordrand der Karnischen Alpen heran: die Mooskofeldecke der Plenge und des Nordabfalles der Mauthener Alm, die Luggauer Decke, der Nordflügel des Würmlacher Sattels (Mauthener Almdecke), das Karbon der Eder-

decke; nur der Südflügel des Würmlacher Sattels (Mauthener Almdecke) fehlt, denn er keilt früher aus. Alle diese tektonischen Elemente werden an der Nordrandstörung der Karnischen Alpen abgeschnitten. So kommt es, daß infolge der Anlage des Streichens der Feldkogelzug S von Dellach den Nordrand des Gebirges erreicht. Aber er geht nicht so wie die anderen tektonischen Elemente verloren, denn eine Drehung des Streichens rettet seinen Bestand. In dem Augenblick, da er an die Nordrandstörung herantritt, wendet sich sein Streichen gegen OSO und er zieht in dieser Richtung zum Feldkogel (Tfl. I, Fig. 70). Aber er findet bald sein Ende, denn, bevor er noch den tief eingeschnittenen Straningerbach erreichen konnte, geht er durch tektonisches Auskeilen aus. Vielleicht ist der kleine Kalkkeil N von der Gugel (Fig. 24 aus Tfl. III) sein letzter Vertreter.

Westlich des Kronhofgrabens liegt über dem Devon des Feldkogelzuges mächtiges Hochwipfelkarbon der Schuppenzone der Rauchkofeldecke. Östlich des Kronhofgrabens, der eine bedeutende, sehr jugendliche Querstellung bedeutet, fehlt das Hochwipfelkarbon fast ganz und es liegt sofort über dem Feldkogelzug die Rauchkofeldecke.

Aus der sehr komplizierten Tektonik des in Rede stehenden Abschnittes möge das Profil über den Zollner zum Hohen Trieb erörtert werden (Profil VIII auf Tfl. III). Über dem Hochwipfelkarbon der tieferen Decken liegt das Devon des Feldkogelzuges, das gegen S einfällt. Darüber liegt, stellenweise von einer dünnen Lage von Hochwipfelkarbon überlagert, der Schuppen- und Gleitbretterbau der Rauchkofeldecke, Fig. 70, Tfl. I, Peltzmann, 1934 (330). Der Hauptkalkzug der Zollnerhöhe ist ebenfalls die Rauchkofeldecke. Darüber liegt Hochwipfelkarbon, von welchem jenes des Zollner-Gipfels nach der bei Peltzmann wiedergegebenen Auffassung Haberfeldners der Bischofalmdecke angehört. Der ganze Kamm des Zollner besteht aus Hochwipfelkarbon. Gegen S folgt dann der niedrigere Rücken des Colendiaul.

Auf Colendiaul liegt die Bischofalmdecke in sehr komplizierten Verhältnissen, bezüglich deren auf Haberfeldner, 1936 (360), verwiesen werden muß. Transgredierend greift über das Silur der Bischofalmdecke das noch gefaltete Naßfeldkarbon — hier ist, nach Haberfeldner, 1931 (304, S. 889), die variszisch eingefahrene Schubmasse der Bischofalmdecke noch alpidisch gefaltet worden. — Das Profil VIII, Tfl. III, gibt nicht die Verhältnisse auf Colendiaul wieder, sondern, nach Haberfeldner, 1931 (304, S. 883), jene der östlicher liegenden Waidegger Höhe; dort liegt, z. T. flach auf steil stehendem Hochwipfelkarbon, z. T. in das Karbon eingeschuppt, die Bischofalmdecke: helle Radiolarienlydite, helle

Lydite mit Rastrites Geyery, dunkle, hell gebänderte Lydite, Quarzit (Untersilur).

Die Bischofalmdecke, in flacher Lagerung über steil aufgerichteten tieferen Decken, hat man nach Haberfelner, 1931 (304, S. 888), auf der Zollner Alm, der Nölblingler und Gundersheimer Alm, auf der Oberbuchacher Alm.

Im Gebiete der Bischofalm und des Hohen Triebes spielt die Rauchkofeldecke eine wichtige Rolle. Ein Zug läßt sich von der Elferspitze her verfolgen; er quert den Kronhofgraben unter der Unteren Frondellalpe und ist S der Bischofalm im Schützengraben, der im Gehänge des Kronhofgrabens liegt, vorzüglich aufgeschlossen: Devon in Rauchkofelfazies (auch Clymenienkalke), dunkle Silurkalke mit Kieselschiefer und Lydit — dazu Heritsch, 1929 (284, S. 419). Über dieser Schuppe liegt Hochwipfelkarbon, in das Lydit eingeschuppt ist. Über dem Hochwipfelkarbon folgt dann die mächtige Rauchkofeldecke des Hohen Triebes, die steil gegen S einfällt.

Im Gehänge des Kronhofgrabens N der Bischofalm liegt noch ein Zug von Lydit und Kieselschiefer (mit Graptolithen), der wohl mit der Bischofalmdecke des Colendiaul zusammenhängt.

Das Profil des Nölblinggrabens, Heritsch, 1928 (268, S. 307), geht dem Profil VIII parallel. Man hat die nachstehende Folge: Über Hochwipfelkarbon den breit entwickelten Feldkogelzug (Kalke des e - γ , Devonriffkalke, z. T. dolomitisch) — dann (ohne Hochwipfelkarbon) die roten und grauen Flaserkalke der Rauchkofeldecke — dann Hochwipfelkarbon — dann fünfmal aufeinander, immer durch Hochwipfelkarbon getrennt, die Kalke der Rauchkofeldecke — dann in 1050 m Höhe ein Zug von Lyditen und Kieselschiefern der Bischofalmdecke (die Kieselschiefer mit Graptolithen der Zonen 18/9) — dann mächtiges Hochwipfelkarbon — dann die Kalke der Rauchkofeldecke, verbunden mit Lyditen und Kieselschiefer (in 1150 m Höhe), die letzteren mit Graptolithen der Zonen 20—22 und 33 — alle diese Graptolithen beschrieb Gortani, 1920 (222) — Hochwipfelkarbon — Rauchkofeldecke — Hochwipfelkarbon in etwa 1200 m Höhe. Das Profil zeigt die großartige Verschuppung der tektonischen Elemente.

Der Feldkogelzug streicht gegen OSO. Der Raum, den am Rande des Gebirges das Hochwipfelkarbon einnimmt, verbreitert sich immer mehr. Der zu den tieferen Decken gehörige Teil des Karbons ist schieferig ausgebildet.

Die komplizierte Decken- und Schuppentektonik zwischen dem Feldkogelzug und dem Naßfeldkarbon zieht in der Richtung gegen dieses Oberkarbon. Diese Verhältnisse wird Haberfelner, 1936 (360), dar-

stellen. Hier sei auf Fig. 69, Tfl. I, hingewiesen; das Profil zeigt die Rauchkofeldecke und die Schuppen der Bischofalmdecke, beide in Hochwipfelkarbon.

Auf der Südseite des Naßfeldkarbons tauchen die Rauchkofeldecke und die Cellondecke im Findenigkofel (Monte Lodin) wieder heraus — siehe Haberfelner, 1936 (360).

Wir kommen somit schon in den Bereich der Transgression des Naßfeldkarbons (Karte B, Tfl. I). Das W Ende der Transgression liegt schon am Rücken des Colendiaul. Das Oberkarbon transgrediert über den Schuppen- und Deckenbau einschließlich der Bischofalmdecke. Im Gebiete des Colendiaul zeigt das Naßfeldkarbon noch eine geringe Störung.

Auf dem Rücken des Colendiaul ist das Naßfeldkarbon wenig mächtig. Gegen O zu wird es nicht nur immer mächtiger, sondern auch immer breiter. Es stellen sich viele kleine Störungen ein, welche der detailstratigraphischen Auflösung der Schichten sehr bedeutende Schwierigkeiten machen.

Die Nordgrenze des Naßfeldkarbons östlich des Colendiaul ist fast durchgehends eine steile Störung (= Hochwipfelbruch). Östlich des Colendiaul bildet nach Mitteilungen von Dr. Metz das Naßfeldkarbon zuerst eine Mulde, deren Nordflügel überkippt ist. Am Ostende des Zollner Sees sind die Lydite der Bischofalmdecke an einer gegen N fallenden steilen Bahn auf die Naßfeldschichten geschoben. Bei P. 1718 N vom Zollner See und N der alten Ahornachalm steht die Grenze senkrecht. Östlich davon sind die im N anstoßenden Hochwipfelschichten gegen S über das Naßfeldkarbon geschoben.

Im Profil des Waschbüchels gegen die Törlhöhe ist (Fig. 69, Tfl. I) das Naßfeldkarbon als ein gegen N fallendes, überkipptes Paket von Kalken, Schiefen usw. entwickelt. Hier hat Metz nahe beim gleich zu erwähnenden Schubkontakt eine Fauna der untersten Auernigsschichten und dann weiter die Samara-Choristiten beschrieben, 1935 (348, 355). Über dem überkippten Naßfeldkarbon liegt Hochwipfelkarbon. Diese Überschiebungsfläche fällt etwa mit der Transgressionsfläche des Naßfeldkarbons zusammen, welche zu einer Bewegungsfläche wurde.

Die große Störung am Nordrande des Naßfeldkarbons, welche am Waschbüchel noch ein ausgeprägter Schub gegen S ist, führt gegen O weiter, aber im Gebiete der Straniger Alpe sind alle tektonischen Verhältnisse des Nordrandes durch Schutt verhüllt. Im Schnitt Gugel-Straniger Spitze fällt die Schubahn bereits gegen S — es ist hier also der Sinn der Bewegung schon gegen N gerichtet (Fig. 24, Tfl. III). In der

selben Art zieht die Störung noch weiter in die Scharte zwischen dem Hochwipfel und dem Schulterkofel, wovon noch die Rede sein wird. Das Gebiet der Gugel und der Straniger Spitze gibt einen großartigen Bauplan der Naßfeldschichten. Im Nordgipfel der Gugel, P. 1668, Fig. 24, Tfl. III, sieht man die Lydite und Kieselschiefer der Bischofalmdecke und die zugehörigen Hochwipfelschichten. Mit einer steil S fallenden Störung (der Nordrandstörung des Naßfeldkarbons) treten diese Gesteine an das stark gestörte und nur wenig mächtige Naßfeldkarbon heran. Auf diesem liegen die roten Schiefer der Grödener Schichten, welche eine lebhaftere Faltung aufweisen, und dann die Grödener Sandsteine, welche den P. 1840 (Südgipfel der Gugel oder auch Stranigerspitze genannt) aufbauen. Über ihnen liegt ein fast senkrecht aufgerichtetes Band von Rauchwacke, das sicher dem Bellerophon-Niveau angehört, und auf diesem liegt neuerdings Naßfeldkarbon (mit vielen Kalkzügen), welches mit Nordfallen bis zum Grenzstein 287 (P. 1823, auch Stranigerspitze genannt) reicht.

Hier sei nur bemerkt, daß Frech, 1894 (81, S. 56), zuerst diese Verhältnisse beiläufig erkannt hat. Er hat die lebhaftere Faltung der rötlichgelben Mergel der Grödener Schichten gesehen und auch die Rauchwacke als Glied der Bellerophonstufe erkannt.

Wir sehen in NS-Richtung vom Naßfeldkarbon bis in das Bellerophon-Niveau eine halbwegs normale, wenn auch im Karbon stark reduzierte Schichtfolge. Das Naßfeldkarbon des P. 1823 stößt mit einer Schubfläche an die Rauchwacke. Das Naßfeldkarbon des P. 1823 (= Grenzstein 283) liegt auf einem Zug von Grödener Schichten; diese Grödener Schichten gehören zu dem großen Zug der Grödener Schichten, der über den Lanzensboden (Piano di Lanza) zieht und SW von P 1823 die österreichische Grenze mit flachem Nordostfallen überschreitet. Dieser lange Zug der Grödener Schichten liegt mitten im Gebiete der Naßfeldschichten. Die Lagerung ist derart, daß das Karbon (sichere Auernigschichten) mit einer Störung an den Devonkalk des Monte Germula grenzt (Profil VII, Tfl. III) und von den Grödener Schichten überlagert wird. Im Hangenden erscheinen neuerlich die Naßfeldschichten (siehe auch Fig. 25 auf Tfl. III).

Frech, 1894 (81, S. 57), hat gemeint, daß dieser Grödener Sandstein des Lanzensbodens eine Grabenspalte ausfülle. Geyer, 1896 (90, S. 145), ist der Ansicht, daß es sich um eine Einklemmung handle, wobei der Südrand des Grödener Sandsteines eine unregelmäßige, transgredierende Auflagerung auf das Karbon, der Nordrand aber eine Bruchstörung sei. Gortani, 1911 (185), glaubt, daß es sich um den Kern einer Synklinale handle. Tatsächlich ist nicht zu zweifeln, daß die

Grödener Schichten dem Karbon aufgelagert sind, das aus den „Lanzen“ zur Straniger Alm zieht und direkt mit dem Karbon der Ahornachalpe zusammenhängt. Ebenso klar aber ist es, daß über dem Grödener Sandstein eine neue Karbonserie als Schubmasse beginnt, welche im Schulterkofel die Schwagerinenkalke und im Grenzkamm der Rattendofer Alpe die Grenzlandbänke erreicht. Wir haben also hier einen Schubmassenbau im Naßfeldkarbon. Die untere Einheit ist das Naßfeldkarbon von Colendiaul — Ahornach Alm und darüber liegen ohne daß die Trogkofelkalke vorhanden sind, die Grödener Schichten. Die obere Einheit besteht aus Naßfeldkarbon und Trogkofelkalk; hieher gehört der Schulterkofel, Trogkofel usw.

Die Bekräftigung für die Auffassung von Schubmassenbau liegt in dem Profil vom P. 1823 zum Schulterkofel. Auf dem Naßfeldkarbon der Straniger Alm (Fig. 25, Tfl. III) liegt der Grödener Sandstein südwestlich von P. 1823, darüber die obere Karbonmasse, welche den P. 1823 zusammensetzt und mit flachem Ostfallen den Kamm bis zum Schulterkofel bildet, der dem Schwagerinenkalk angehört.

Die mächtigen Kalke des Schulterkofels und der Ringmauer (unterer Schwagerinenkalk) liegen in flacher Lagerung über den Auernigschichten des Lanzenbodens; Geyer, 1896 (91, S. 146), erkannte hier zuerst den Bestand aus Schwagerinenkalken, grauen Dolomiten und schieferigen Zwischenlagen. Die Schwagerinenkalke treten in der Scharte vor dem Hochwipfel mit der großen Störung des Hochwipfelbruches an die Bischofalmdecke heran. Die Störung scheint gegen O etwas an Schärfe abzunehmen. Gortani und Vinassa de Regny wollten den Hochwipfelbruch, den Frech zuerst gesehen hatte, nicht anerkennen, denn sie glaubten, die Lagerung nur durch die diskordante Lagerung des Oberkarbons erklären zu können; doch mußte schließlich Gortani die Anomalie der Lagerung zugeben, siehe dazu Heritsch, 1928 (268, S. 314). An der Störung liegen zwei verschiedene tektonische Stilarten nebeneinander (Profil VII, Tfl. III), auch wenn man mit Gortani, 1923 (245), die Graptolithengesteine als eine aus dem Karbon auftauchende Antiklinale auffassen würde.

Hochwipfel und Kirchbacher Wipfel bestehen zum größten Teile aus steil stehendem Hochwipfelkarbon (Profil VII, Tfl. III). In diesem gibt es zwei verschiedene Einschaltungen: 1. Unter dem Kamm Hochwipfel-Kirchbacher Wipfel-Windschaukel Netzkalke der Rauchkofeldecke und Riffkalke der Cellondecke; 2. Kieselschiefer und Lydite der Bischofalmdecke in mehreren Zügen, deren einer zur Gugel und Klein-Kardinalpe fortsetzt. Im Hochwipfelkarbon, das hier die halbe Breite der Karnischen Alpen einnimmt, kann man

eine Serie mit viel grobem Konglomerat, Lyditbrekzien und Sandstein von der basalen, schieferigen Serie des Karbons der tiefen Decken sehr wohl trennen.

Der Raum des Hochwipfelkarbons wird gegen Osten immer schmaler, weil es O-W streicht, der Nordrand des Gebirges aber in WNW verläuft, ferner weil der bei Tröppelach beginnende devonische Bänderkalkzug mit WNW-Streichen verschmälernd wirkt.

Auf dem steil gegen N fallenden Hochwipfelkarbon des Tomritsch (Profil VI, Tfl. III) liegt eine Synklinale der tiefen Auernigsschichten, welche ein Lager von Anthrazitographit enthalten — nach Canaval, 1910 (170, S. 253) ist dieses vielleicht dasselbe Niveau wie die Anthrazite des Lanzenbodens.

In das Hochwipfelkarbon des Rückens Tröppelacher Alm — Tomritsch — Schlanitzen sind ober der kleinen Hütte westlich von P. 1348 Lydite der Bischofalmdecke und im Gehänge gegen den Dobergraben ein von Haberfelner entdeckter Fetzen von Devonkalk der Cellondecke eingeschaltet.

Im Gebiete zwischen Schülterkofel und Gartnerkofel sind die Auernigsschichten oft steil aufgerichtet, während die Rattendorfer Schichten und die Serie vom Trogkofelkalk bis in die Trias meist flach liegt.

Im Trogkofel, den Frech, 1894 (81, S. 55) für Trias hielt, wies Geyer, 1896 (91, S. 149), über den Auernigsschichten den „Hauptschwagerinenkalk“ (Rattendorfer Schichten), den Trogkofelkalk und darüber die „Uggowitzer Brekzie“ (die Brekzien des Trogkofelplateaus liegen aber im und nicht über dem Trogkofelkalk, sind also keine Tarviser Brekzien) nach. Auf der Troghöhe ist als Hangendstes das Grödener Niveau, nämlich blutrote, glimmerfreie Tonschiefer mit Lagen weißer, kalkknollenführender Mergel, vorhanden.

Der flach gelagerte Trogkofelkalk des Trogkofels liegt über den Auernigsschichten des Rudniker Sattels (Profil VI, Tfl. III), die sich gegen S immer steiler stellen und an einer steil gegen S fallenden Störung vom Devonkalk des Roßkofels überschoben werden. Aber auch im Trogkofel selbst ist die Lagerung nicht ohne Komplikationen, wie die von Geyer, 1896 (91, S. 152), zuerst beobachtete Verstellung der Kalke des Zweikofels gegen den Trogkofel zeigt (Fig. 27, Tfl. II). Aber auch sonst gibt es recht lebhaftere Störungen kleineren Ausmaßes (Fig. 28, Tfl. II).

Die schon erwähnte „Diskordanz“ zwischen den gefalteten Auernigsschichten und den flach gelagerten Rattendorfer Schichten + Trogkofelkalk hat besonders Schwinner, 1927 (260, S. 90), betont. Im basalen Teil des Trogkofelkalkes kommen kleine Gerölle von Lydit und Quarz vor, was weder eine

Schichtlücke noch eine Faltungsphase mit Sicherheit nachweist. Ich habe, 1928 (268, S. 224), die Verhältnisse rein tektonisch gedeutet und sage: Ein oberes tektonisches Stockwerk (Rattendorfer Schichten bis Trias, Fig. 29, Tfl. III) ist von der Unterlage losgelöst und folgt einem eigenen Bewegungsmechanismus. Es ist der Abschub einer starren Kalkplatte durch die von S heranrückenden Massen (Devon des Roßkofels + Trias der Kalkalpen).

Der Gartnerkofel (Karte C, Tfl. I) zeigt in dem von Geyer, 1896 (91, S. 175) studierten Profil der Reppwand über aufgerichteten Auernigsschichten die Folge: Rattendorfer Schichten, Trogkofelkalk, Grödener Schichten, Bellerophonstufe, Werfener Schichten, Muschelkalk, Schlerndolomit. Diese flach gelagerten Gesteine stoßen im S scharf an aufgerichteten Auernigsschichten ab (Profil V, Fig. 30, Tfl. III), was schon E. Sueß (58, S. 343), Frech, 1894 (81, S. 46) und Geyer, 1896 (91) als Bruch dargestellt haben. Nach meiner Meinung, 1928 (268, S. 342), ist die Störung eine steile Schubbahn, welche vielleicht als Bruch angelegt, die Gesteinsreihe des Gartnerkofels gegen Süden und auf das Karbon bewegt hat. An die Störung treten von O nach W immer ältere Gesteine heran — vom Schlerndolomit bis zum Trogkofelkalk.

Die Nordseite des Gartnerkofels (Profil V, Tfl. III) zeigt über Bänderkalk (1) und Hochwipfelkarbon (2) die (3) Auernigsschichten (Schiefer, Sandstein, Fusulinenkalk, wieder Sandstein), dann den „Hauptschwagerinenkalk“ + Trogkofelkalk (4), dann wieder Auernigsschichten (5) und darüber die Folge von (6) Rattendorfer Schichten bis Trias. — Der unter (4) aufgezählte Lappen von Hauptschwagerinenkalk + Trogkofelkalk ist mit den Vorstellungen der Italiener unvereinbar, welche ja dem Naßfeldkarbon keine Tektonik zubilligen wollen, Gortani, 1923 (244, S. 242), hat das auch gefühlt, denn er sucht den kleinen Lappen als „un minuscolo disturbo tettonico locale durante le successive intense piegature“ zu erklären — womit er allerdings keine Lösung erreicht hat. — Diese schwierigen Verhältnisse erläutern die folgenden zwei Profile.

A. Oselitzen — Naßfeldstraße — Naßfeldshütte. 1. Bänderkalk der Ederdecke (sehr steiles ONO-Fallen). — 2. Schwarze Tonschiefer und schlecht geschichtete, dunkle Sandsteine des Hochwipfelkarbons, stark gefaltet, allgemeines Nordfallen. — 3. Mit S-Fallen die Tonschiefer und Sandsteine der Auernigsschichten, selten Kalk; in den Schiefnern eine Fauna der tiefsten Auernigsschichten. — 4. Bis zu den Bodenseen die Auernigsschichten. Dort nach Küpper, 1927 (258, S. 69), in den Sandsteinen *Dicteodora libeana* (sehr unwahrscheinlich, daß hier Culm ansteht!). — 5. In 1180

bis 1200 m Höhe beginnt — als Zeuge der tektonisch bedingten Wiederholung — das Profil wieder mit der fossilführenden Lage wie Nr. 3. — 6. Weiter aufwärts die Auernigschichten, Rattendorfer Schichten bis Trias.

B. Oselitzen — P. 1323. Nr. 1 und 2 wie im früheren Profil. — 3. Sandstein und Schiefer der Auernigschichten, erst in 1120 m Höhe Quarzkonglomerat. — 4. Bei P. 1177 stark zerbrochener Trogkofelkalk. — 5. Schiefer und Sandstein der unteren Auernigschichten, dem Trogkofelkalk aufgeschoben. — 6. In P. 1325 (Wand!) Trogkofelkalk, an der Basis oberer Schwagerinnenkalk (Profil V, Tfl. III). — 7. Darauf geschoben Auernigschichten, Rattendorfer Schichten bis Trias.

Auf den unter Nr. 5 genannten Auernigschichten liegen etwas weiter östlich rote Grödener Schiefer und mächtige Dolomite und Rauchwacken der Bellerophonstufe. Bellerophondolomite bilden den Sattel des Schwarzwipfels (Fig. 31, Tfl. III) in zwei Schuppen, was Frech, 1894 (81, S. 43) durch spitzwinkelig konvergierende Brüche zu erklären suchte. Die untere Schuppe ist mit einer dünnen Unterlagerung von Auernigschichten auf den Devonkalk der Mooskofeldecke des Schwarzwipfels aufgeschoben — das Vorhandensein einer Störung hat schon Geyer, 1896 (91, S. 177) richtig erkannt. — Die obere Schuppe des Bellerophondolomites wird von Naßfeldkarbon und Trogkofelkalk des Reppwandzuges überschoben.

Die Nordseite des Gartnerkofels zeigt also große, horizontale Störungsbahnen und daher eine Zerlegung in der Art eines Schubmassenbaues. Als oberstes Stockwerk sitzt, auf tektonischem Wege den stratigraphisch tieferen Schichten des Oberkarbons aufgelagert, die Schichtfolge von den Rattendorfer Schichten bis in die Trias des Gartnerkofels.

Das Profil der Tresdorfer Höhe, von mir beschrieben, 1928 (268, S. 321), zeigte eine Wölbung, deren Nordflügel durch Abscherung unvollständig ist; denn auf eine mylonitisierte Konglomeratbank des Nordflügels ist diskordant unterer Schwagerinnenkalk aufgeschoben (Fig. 32, Tfl. IV). Zwischen dem leicht durchzubewegenden Bestand der Auernigschichten und der relativ starren Masse der Rattendorfer Schichten und besonders des Trogkofelkalkes, also zwischen zwei mechanisch sehr verschiedenen Gesteinskomplexen geht eine Bewegungsfläche durch.

Die Fortsetzung der kleinen Schubmasse der Tresdorfer Höhe liegt bei der Rudniker Alm (Fig. 28, Tfl. III), wo man die gesamten Rattendorfer Schichten und den Trogkofelkalk entwickelt hat.

Die Bewegungsfläche an der Basis der Rattendorfer Schichten (Fig. 29, Tfl. III) zerreißt eine stratigraphisch einheitliche Schichtfolge, ist aber nicht überall vorhanden; sie fehlt an der

Westseite des Schulterkofels, wo die obersten Auernigsschichten regelmäßig vom unteren Schwagerinenkalk überlagert werden.

Auernig und Krone zeigen in fast horizontaler Lagerung die durch Schellwien, 1892 (78, S. 8), Frech, 1894 (81, S. 312) und Geyer, 1896 (91, S. 159) berühmt gewordenen Profile durch die Auernigsschichten. Im Garnitzen (Profil V, Tfl. III) sind dieselben Schichten aufgerichtet und schneiden N davon an der großen Störung beim Gartnerkofel ab. Im P. 1885 (SO des Garnitzen) ist den Auernigsschichten eine kleine Scholle von unterem Schwagerinenkalk aufgeschoben (Fig. 30, Tfl. III).

Wie am Nordrand des Mt. Germula und am Rudniker Sattel so fällt auch im Naßfeldgebiet das Karbon unter das Devon des Roßkofelzuges ein (Profil V, Tfl. III).

Die flach liegenden Schichten der Krone werden bei der Ofenälpe von einer steilen Störung abgeschnitten, an welcher steile Lagerung herrscht. Hier wollte Stache, 1874 (37, S. 184), Unterkarbon mit *Productus giganteus* erkennen, was durch Schellwien, Frech und Geyer widerlegt worden ist. Die Störung läßt sich auf die Südseite des Auernig verfolgen (Profil V, Tfl. III, S von Garnitzen), wo die Conocardienbank des Auernigplateaus auf die Höhe der Auernigälpe verstellt ist.

Im Gehänge vom Trattenbach zur Auernigälpe liegt folgende, von Geyer, 1896 (91, S. 160), beschriebene Schichtreihe: 1. Dicke Bänke von dunklem Grauwackensandstein. 2. Dünnschichtige graublau Sandsteine und Schiefer. 3. Grünliche Konglomerate mit Geröllen von Quarz, vorwiegend aber von Lydit und grünen Tuffsandsteinen. 4. Auernigsschichten.

An der Straße vom italienischen Grenzzollamt zum Naßfeldsattel sind folgende Schichten aufgeschlossen (Fig. 33, Tfl. IV): 1. Dunkle Sandsteine und Schiefer; zu oberst grau-grüne Sandsteine, welche Geyer mit den Tuffsandsteinen des Culm verglichen hat — er hielt 1896 die Schiefer der Südseite des Gebirges mit Frech für Culm (historische Einleitung S. 36). Die grünlichen Sandsteine führen diabasisches Material; ferner kommen viele Sandsteine mit Lyditbrocken vor, dann grobe Sandsteine mit Geröllen von Quarzit, Quarz und Lydit. — 2. Graugrünliche Konglomeratschiefer, deren Gerölle in ein schieferiges, oft an Menge überwiegende Bindemittel eingestreut sind; es sind bis 15 cm große Flußgeschiebe von Quarziten des Krystallins, Quarziten des Untersilurs. — 3. Graue und schwarze Schiefer. — 4. Auernigsschichten. — Die Folge unter den Auernigsschichten ist Hochwipfelkarbon.

Da der Devonkalkzug des Roßkofels im Bombaschgraben endet, so überschiebt „Im Loch“ unter den Zirkelspitzen Trias das Karbon — Frech, 1894 (81, S. 52) konstruierte hier den

Zirkelbruch, den Geyer, 1896 (91, S. 186), auf den landschaftlichen Kontrast von Trias und Karbon reduzierte, nachdem schon Hauer, 1857 (12), hier das Untertauchen von Kohlenkalk und Kohlschiefer unter den „Kohlenkalk“ des Bruckenkofels festgestellt hatte. Wie Geyer, 1896 (91) und 1903 (125) zeigte, ist der Bruckenkofel die erste, die Brizzia die zweite Schuppe der Südlichen Kalkalpen, deren Hauptmaß erst S der großen Störung von Pontafel liegt (Fig. 67, Tfl. I). — Wir sehen hier das Drängen der Südlichen Kalkalpen gegen N.

Zwei Triasschuppen liegen auch über dem Devonkalk des Malurch (Profil V, Tfl. III); sie werden von Auernigschichten (auch Fusulinenkalk enthaltend) unterlagert und in der Pontebana von Bellerophonolomit als Basis der Hauptmasse der Südalpen überschoben. Der Schlerndolomit der höheren Schuppe setzt in den Mt. Salinchi fort, dessen Westende auf Bellerophonolomit (Hangendes der Grödener Schichten von Paularo, S. 131) aufgeschoben ist.

Vom Mt. Salinchiert angefangen liegt die Trias N des Pontebaner Tales (= Koschuta-Einheit) mit einer Schubfläche auf dem Karnischen Palaeozoikum. Die Schubfläche setzt sich zum Lonawipfel fort, wo schwebend gelagertes Karbon unter Schlerndolomit liegt. Die Schubfläche schwenkt dann in die große Störung ein, welche den Gartnerkofel vom S liegenden Karbon trennt (S. 143) — die hier spürbare Bewegung gegen S ist sicher jünger als die große Schubbewegung gegen N. Während sonst nur Schlerndolomit über der Schubfläche erscheint, geht der Bestand der Schubmasse im Gartnerkofel bis an die Basis der Rattendorfer Schichten herab. Die mit der Basis der Rattendorfer Schichten zusammenfallende Schubfläche umkreist den Stock des Gartnerkofels, wendet sich gegen O und zieht S von Poludnig und Gaisrücken durch. Knapp östlich des Garitzenbaches hören die Auernigschichten zwischen dem Trogkofelkalk der Schubmasse und dem vorgelagerten Schuppenpaket von Altpalaeozoikum + Hochwipfelkarbon auf.

Der schon früher (S. 142) erwähnte Bänderkalkzug (Karte C, Tfl. I) bildet von Tröppelach bis Feistritz an der Gail zum Teil den Nordrand des Gebirges. Es handelt sich um die Eder- und Mauthener Almdecke. Die oft dünnplattigen Kalke enthalten weiße, marmorähnliche Lagen und sind stark geklüftet — das von E. Sueß in seiner letzten Arbeit, 1913 (196a), beschriebene Gesteinsstück stammt aus der Oselitzen bei Tröppelach. — Die Bänderkalke sind durch ein bis zwei Züge von Hochwipfelkarbon aufgespalten. Es herrscht überall sehr steile Lagerung (Profil V, VI, Tfl. III).

Die Zone des alten Baues wird gegen Osten breiter. Im Schwarzwipfel (Fig. 34, Tfl. IV) fahren die Kalke der

Mooskofeldecke auf Bänderkalke. Die Bänderkalke Nr. 5 der Fig. 34 führen auch die rotgeflamten Kalke der Mauthener Almdecke. Alle Gesteinszüge lassen sich durch die Garnitzenklamm nach Osten verfolgen. — Den Nordrand bilden am Ausgang der Garnitzenklamm und im Streichen weitergehend phyllitische Schiefer mit Rostflecken; Gortani, 1924 (238, S. 102), hielt sie für Caradoc und ich fand am linken Ufer des Baches, fast gegenüber dem letzten Haus (Sägewerk) eine Graptolithenspur (*Holograptus?*). Bei der alten Säge (400 Schritte weiter nördlich) fand Gortani einen obersilurischen Lydit (Fig. 34, 35, Tfl. IV). Die beiden Figuren zeigen einen Schuppenbau von Altpalaeozoikum + Hochwipfelkarbon. Der rasche Wechsel der Gesteine im Streichen zeigt den Gleitbretterbau des Nordrandes.

Der Reihe nach erscheinen die Eder, die Mauthener Alm, die Mooskofeldecke. In der Mooskofeldecke hat man an vielen Stellen Einschaltungen von Untersilur (phyllitische und quarzreiche Schiefer in der Garnitzenklamm), aber auch von Hochwipfelkarbon. Die Decke selbst hat also Schuppenbau.

An die Mooskofeldecke ist der Trogkofelkalk des Gartnerkofels, weiter gegen O die Trias angeschoben. Im Kreuzengraben liegt zwischen dem Devonkalk und der Trias ein sehr stark verquetschter Schiefer des Hochwipfelkarbons; Werfener und Muschelkalk sind schmale Bänder und dann folgt die große Masse des Schlerndolomites.

Das Profil an der Kriegsstraße zur Eggeralpe zeigt in senkrechter Stellung Schiefer des Untersilurs (Ausgang der Garnitzenklamm), Bänderkalk der Ederdecke, Hochwipfelkarbon, Bänderkalke der Mauthener Almdecke, welche in 1235 m Höhe folgende Einschaltungen zeigen: schmale Lage von grünem Porphyroid, Bänderkalk mit Lagen von Kalkschiefer + schwarzem Kalk (= Kokkalk); in 1300 m Höhe Lydit und Kieselschiefer mit *Monograptus becki* (Zone 22, 23, unteres Gala-Tarannon).

Die Mauthener Almdecke wird durch das Hochwipfelkarbon S der Dellacher Alm abgeschlossen (Profil IV, Tfl. III). Die Basis des Poludnig (Karte C, Tfl. I) wird von den Kalken der Mooskofeldecke gebildet, in welchen am Weg von der Dellacher zur Poludnigalpe bei 1630 m Höhe etwa 20 m mächtige Lydite und Kieselschiefer liegen. Dann kommt Hochwipfelkarbon (Fig. 36a, Tfl. IV), in welches ein Keil von Lydit und von Caradocschiefern (mit *Bryozoen*, *Strophomena grandis* Sow., *Plectambonites transversalis* Wahl. und *Orthis novaresii* Vin.) eingeschaltet sind.

Über dem Hochwipfelkarbon liegt das von mir, 1929 (282, S. 417), beschriebene Profil (Fig. 36a, Tfl. IV): 1. Grünliche Schiefer des Caradoc. — 2. Kieselschiefer und Lydit, 20 m. —

3. Blauer Kalk 0,5 m. — 4. Kieselschiefer, 20 m. — 5. Schmale Lage von Trilobitenschiefern. — 6. Kokkalk und *Cardiola*-Niveau. — 7. Flaserkalk des e - beta. — 8. Hornsteinkalk des e - gamma. — 9. Rote Netzkalke des Devon. — 10. Hochwipfelkarbon. — 11. Grünliche Schiefer des Caradoc. — 12. Kokkalk mit Manganerz. — 13. *Alticola*-Kalk. — 14. Kalk des e - gamma. — 15. Devonischer Riffkalk des Poludnig-Kammes. — Die Schichten 1 bis 10 sind die Rauchkofeldecke, 11 bis 15 die Cellondecke.

Zum Bau des oberen Teiles des Poludnig vergleiche man die Profile IV, Tfl. III, die Figuren 36b und c, Tfl. IV und die Karte Fig. 67, Tfl. I. Unter der Cellondecke tauchen im Kar (Fig. 36b) und im Kamm, der dieses Kar im W begrenzt (Fig. 36c), Kieselschiefer und Lydite im Wechsel mit dunklen Kalklagen (mit *Diplo* und *Monograpt*) auf, d. i. eine von *Haberfelner* vom Findenigkofel beschriebene Entwicklung. Querverstellungen zeigt die Karte (Fig. 67).

Der devonische Riffkalk (Cellondecke) des Poludnig wird von Hochwipfelkarbon überlagert, über welchem der Riffkalk des *Gaisrückens* liegt (Profil IV, Tfl. III). Im Hangenden liegt Hochwipfelkarbon und über dieses fährt der Schlern-dolomit der großen Schubmasse (*Koschuta*-Einheit).

Das Devon des *Gaisrückens* tritt noch als schmale Lage in den Bau des *Schönwipfels* ein. *Gortani*, 1921 (225), 1920 (222), gibt vom Kamm dieses Berges an: 1. Bräunliche, kalkige Schiefer mit *Dendrograptus*. — 2. Schwarzbräunlich, sehr dünnplätterige Graptolithenschiefer im N-Gehänge. — 3. Rote und graue Netzkalke. — 4. Graue Kalke des Devons. — Die von *Dr. Peltzman* aufgenommenen Profile (Fig. 37, 62, Tfl. IV) zeigen Schuppenbau der *Bischofalmdecke*, bezw. deren Verschuppung mit der Rauchkofeldecke. Die Schuppen des *Schönwipfels* sind geradezu in Hochwipfelkarbon eingewickelt.

Südlich des *Schönwipfels* (Profil III, Tfl. IV) hat man im Hochwipfelkarbon senkrecht stehende Lydite der *Bischofalmdecke*. Das Karbon legt sich gegen S immer flacher und bildet die Basis des Silurprofiles des *Kokberges* (S. 63, Karte C, Tfl. I, Fig. 63, Tfl. IV). Das Silur gehört zur Cellondecke. Darüber liegen Grödener Schichten und über diesen oder mit Zwischenlagerung von Werfener Schichten und Muschelkalk der Schlerndolomit der großen Schubmasse.

Der *Sagranberg* besteht aus den steil aufgerichteten bänderigen Kalken der *Mooskofeldecke*; er wird durch Hochwipfelkarbon von den Kalken des *Starhand* getrennt (Profil III, Tfl. III).

Das Devon des *Sagranberges* berührt den *Uggwagrab*en, in dem *Stache* die ersten Graptolithen der Alpen

gefunden hat. Das Profil des Uggwagrabens wurde von Stache, 1873 (36), Frech, 1894 (81), und mir studiert; ich mache zur Figur 38, Tfl. IV, folgende Bemerkungen: a) Nr. 7, 7a, 7b = Cellondecke. — b) In der Schlucht N von P. 1189 liegt folgende Vertretung der Rauchkofeldecke: Nr. 9 = knolliger Kalk, 15 m (Devon?), Nr. 10 = blauschwarze Kalke mit Schiefen wechselnd, 5 m, e-gamma, Nr. 11 = knollige Kalke, 5 m (Devon?), 11a = Graptolithenschiefer und eine Lage von Netzkalk, Nr. 12 = Graptolithenschiefer, Nr. 13 = Lydit, Nr. 14 = heller, grauer Kalk, 15 m (Obersilur?), Nr. 15 = Schiefer des Caradoc, 15 m. — c) Nr. 16 = Mooskofeldecke. — d) Nr. 18 = Cellondecke (= Oisternig).

Im Starhand hat die Mooskofeldecke eine gewaltige Entfaltung. Die S-Teile dieser Kalkmasse sind dem Devonkalk der Cellondecke ähnlich, während die N-Teile richtige Bänderkalke sind. Eine schmale Zone von Hochwipfelkarbon trennt die Mooskofeldecke von den Bänderkalken der Mauthener Almdecke, welche im Verein mit der Ederdecke den Rücken des Görschacher Berges bilden (Profil III, Fig. III). Im Görschacher Berg kommt man zur Vorstellung eines Schuppenbaues, besonders wenn man dazu das von Stache, 1874 (37, S. 202), aufgenommene Profil des Wildbachgrabens vergleicht.

Die geologische Karte (Tfl. 1) zeigt, daß W von Vorderberg (Karte C, Tfl. I) die Gesteinszüge der Ederdecke spitz auf den Nordrand des Gebirges ausstreichen. Beim Austritt des Wildbachgrabens aus dem Gebirge spitzt eine Zone von untersilurischen phyllitischen Schiefen aus. Auf ihr liegen wenig mächtige Bänderkalke, dann wieder Schiefer und dann erst die Hauptmasse des Bänderkalkes, welche östlich des Wildbachgrabens schief auf den Rand des Gebirges ausstreichen. Dort hat man das in Fig. 39, Tfl. IV, dargestellte Profil; der dort angegebene dunkelblaue Kalk des Untersilurs ist nicht eine Lage, sondern man hat folgendes Profil: schwarze phyllitische Schiefer im Liegenden — 0.5 m Kalk — 2 m dunkler Schiefer — 0.4 m Kalk — 2 m Schiefer — 0.25 m Kalk — 80 m dunkle Schiefer. — Mit dem Lydit und dem Bänderkalk des Profiles beginnt der große Steilhang des Gebirges.

Im Oisternig muß zwischen Basis und Gipfelgebiet unterschieden werden. Die Basis zeigt eine mehrmalige Wiederholung der Bänderkalke der Ederdecke (siehe auch die Karte des Ostendes, Tfl. I), so bei Feistritz mit enormer Cleavagierung und Internfaltung. Darüber liegt die Mauthener Almdecke, welche in sechsmaliger Wiederholung immer wieder die von Hochwipfelkarbon getrennten Streifen der Netz- und Flaserkalke, oft im Wechsel mit Bänderkalken zeigt. Im Hochwipfelkarbon zwischen dem 5. und 6. Kalkband liegt an der

Kriegsstraße Feistritz—Feistritzalm ein Gang von Dazit. — Über dem 6. Kalkzug liegt mächtiges, fast nur aus Sandstein ausgebildetes Hochwipfelkarbon; es reicht bis knapp unter die Unterfeistritzalpe, wo die tiefste Schuppe der Rauchkofeldecke über ihm liegt. — Dieselbe Wiederholung der Eder- und Mauthener Almdecke zeigt der Nordhang des Oisternig (Profil II, Tfl. III).

Der Gipfelaufsatz des Oisternig zeigt im Profil Unterfeistritzalpe—P. 1927 (Fig. 40, 61, Tfl. IV) eine sechsmalige Wiederholung der Rauchkofeldecke, wobei auch blaue Clymenienkalke auftreten. Darüber liegt die Cellondecke des Gipfels, welche eine Art von Synklinale (wie am Lomsattel, S. 150, Fig. 38, Tfl. IV) bildet. Zum größeren Teil sind es Riffkalke, deren mitteldevonisches Alter durch Pencke und Frech, 1887 (64, 65), bewiesen wurde. Untrennbar sind damit Flaser- und Netzkalke verbunden (wie in der Cellondecke des Valentintales, S. 98). Eine schmale Zone von Hochwipfelkarbon trennt die Cellondecke vom Schuppensystem der Rauchkofeldecke.

In der NW-Flanke des Oisternig erscheinen wieder zwei Schuppen der Rauchkofeldecke (Fig. 41, Tfl. IV). Unter der Schuppe der Rauchkofeldecke des P. 1592 liegen die steil gegen S fallenden Kalke der Mooskofeldecke. Diese verringert ihre Mächtigkeit und damit ihre Breite gegen O immer mehr, so daß sie etwas S von P. 1095 zwischen Hochwipfelkarbon auskeilt. In derselben Weise, wie sich die Mooskofeldecke verschmälert, gewinnt das Hochwipfelkarbon an Mächtigkeit; der Schnitt von der Bärwurzalpe nach Vorderberg zeigt in mächtiges Hochwipfelkarbon eingelagerte Schuppen der Mauthener Almdecke (Profil II, Tfl. III).

Im Hochwipfelkarbon S der Oberfeistritzalpe liegen drei Schuppen der Rauchkofeldecke, deren südlichste den Gočman bildet; graue und rote Netzkalke sind mit grauen Kalken von der Art der Clymenienkalke verbunden. Gortani, 1921 (225, S. 5), gibt vom Gočman Schiefer vom Aussehen des Caradoc an.

An das gegen S folgende Hochwipfelkarbon preßt sich im Nordhang des Achomitzer Berges ein von steilen Schubflächen zerschnittenes System von Grödener Sandstein, Bellerophon- und Werfener Schichten an; dann folgt, die Front des gegen N geschobenen Schlerndolomites bildend, Muschelkalkkonglomerat, siehe dazu Frech, 1894 (81, S. 24); Stache, 1874 (37, S. 24).

In dem von Feistritz zum Bartolo-Sattel ziehenden Feistritzer Graben (Karte D, Tfl. I) sieht man den tieferen Bau der Schuppenzone des Oisternig (Karte des Ostendes, Tfl. I). Die folgenden Gesteinszüge sind im Graben von

Feistritz aufwärts entblößt: Bänderkalk der Ederdecke — Hochwipfelkarbon — Flaser- und Bänderkalke der Mauthener Almdecke — Hochwipfelkarbon — Kieselschiefer und Lydit, 40 m mächtig, 70° NO-Fallen; im Liegenden davon 1 m mächtige Bank von ausgeflasertem Netzkalk und 50 cm Kieselschiefer (Mauthener Almdecke) — Hochwipfelkarbon, 50 m — Netzkalk 50° NNO-Fallen — Hochwipfelkarbon, 50 m — Netzkalk und Bänderkalk der Mauthener Almdecke, 50° NO-Fallen — breite Zone von Hochwipfelkarbon — Lydit und Kieselschiefer, 30 m, 60—80° N-Fallen (Bischofalmdecke?) — Hochwipfelkarbon, scharf gefaltet, sehr mächtig, meist Sandstein — nach der Talgabelung (P. 780) Lydit, 3 bis 4 m — Hochwipfelkarbon, 5 m — dünnbankiger Lydit, blauer Silurkalk, rot anwitternder Netzkalk, rote und grüne Netzkalke (= Rauchkofeldecke der Unterfeistritzalpe!). — Im Steilaufstieg zum Bartolo-Sattel Hochwipfelkarbon; am Sattel selbst blaugraue Devonkalke der Cellondecke; im P. 1308 Netzkalke der Rauchkofeldecke (Fig. 43, Tfl. IV).

Vom Kapinberg (Göriacher Alpe) hat bereits Haue r, 1857 (12), ein generell richtiges Profil gegeben. Den Kalkzug des Kammes stellte Frech, 1894 (81), in den Schlerndolomit, Gortani und Vinassa de Regny, 1921 (215, S. 23), mit Recht in das Devon. Es ist die Cellondecke; im Nordhang ist zweimal die Rauchkofeldecke vertreten (Profil I, Tfl. III).

Dem Kapinberg ist ein niedriger Vorbau vorge-lagert (zum Folgenden siehe Karte D, Tfl. I). Der Bänderkalk der Ederdecke zieht bei Feistritz durch (N 60 W Streichen, sehr steile bis senkrechte Aufrichtung, Fallen der Kluftsysteme sehr steil gegen W und NW). In diesem Kalk liegt im Steinbruch bei Achomitz eine Linse von Dioritporphyr (Fig. 44, Tfl. IV), welcher jener der Unoka (siehe später) ähnlich, aber in Folgendem verschieden ist: viel größere Zersetzung der Plagioklase, Hornblenden zum größten Teile angegriffen, daher größere Menge von Chlorit im Schriff; in bedeutender Menge und auch in größeren Krystallen Epidot; ziemlich viel Kalzit. Das massige Gefüge, die Textur und der Mineralbestand sind dem Gestein der Unoka gleich. Die mineralische Umformung ist wohl ein Korrelat zur Bewegungsphase, welche zur heutigen Erscheinungsform des Gesteines geführt hat. Der Dioritporphyr ist durch Bewegungsflächen gegen die Bänderkalke abgegrenzt (a—b, c—d der Fig. 44). Die Bewegungsfläche a—b aber schneidet nicht ganz genau den Porphyr vom Kalk ab, sie umschließt noch ein kleines Stück des Kontaktes (x in Fig. 44), nämlich marmorisierter Kalk ohne Bänderstruktur, von Porphyritschnüren durchzogen; u. d. M. sieht man: einen feinkörnigen Marmor mit Lagen von Glimmerhäuten und größeren Quarzkörnerhaufen; Kalzitgewebe, in dem die Zahl und

die Größe der eingestreuten Epidote gegen das Massengestein immer mehr zunimmt. Epidotbildung nur durch Stoffzufuhr bezw. Stoffaustausch zu erklären. — Da der Bänderkalk sonst in den Bewegungsflächen gar keine Veränderung zeigt, so ergibt sich, daß mit Ausnahme der Partie x Kalk und Massengestein in tektonischer Beziehung stehen. Daher gab es eine Bewegungsphase nach dem Eindringen und der Festigung des dioritporphyritischen Gesteines, welches dieselben Klüftungsrichtungen zeigt wie der Kalk. Das Eindringen des Massengesteines erfolgte sicher in den s-Flächen, d. i. in der Bänderung.

Im Profil von Dreulach in das „Moos“ (Fig. 45, Tfl. IV), hat man eine Wölbung der Kalke der Mauthener Almdecke, deren Kern von Hochwipfelkarbon eingenommen wird — ein Analogon zum Würmlacher Sattel (S. 94). Das Hochwipfelkarbon gehört zur Ederdecke. Die Mauthener Almdecke hat die gegen O untersinkende Ederdecke überholt und bildet den Nordrand der Karnischen Alpen. Erst bei Hohenthurn erscheint die Ederdecke wieder.

Knapp vor dem Austritt des Dreulacher Baches in die Weitung des „Mooses“ liegt ein Massengestein, daß Schwiner, 1929 (281, S. 138), gefunden, als exotischen Block bezeichnet und als Diorit beschrieben hat; er meinte, daß zwischen dem Gestein und den Schiefen des Hochwipfelkarbons kein magmatischer Kontakt bestünde. Er vergleicht das Gestein mit dem Diorit von Reißach, der gangartig durch das Krystallin geht; trotzdem aber meint Schwiner, das Vorkommen von Dreulach sei kein Gang, sondern ein von einer größeren Masse abgerissenes Bruchstück.

Der Dioritporphyrit ist mit Sandsteinen und Schiefen des Hochwipfelkarbons und mit stark geflaserten Kalken in Verbindung (Fig. 46, Tfl. IV); Schwiner aber hat die Kalke ganz übersehen, obwohl alles nur ein Aufscluß ist. Im benachbarten Gehänge werden die Flaserkalke von Bänderkalken begleitet und von Karbonschiefern unterlagert. Es mag an der Grenze der Kalke und des Karbons gegen den Dioritporphyrit eine kleine Verschiebung stattgefunden haben, groß aber kann die Bewegung nicht gewesen sein, denn im Massengestein ist, wie auf der Unoka, eine aplitische Randfazies entwickelt. Das Massengestein zeigt keine Umformung außer dem Zerfall der Plagioklase. Eine plattige Absonderung ist vorhanden. Das Gestein kann nur nach der Schieferung des Karbons und nach der Ausbildung der Flasertextur des Kalkes in seine heutige Stellung gekommen sein. Es fehlt jeder Anlaß, in ihm einen exotischen Block zu sehen; es ist vielmehr ein Gang, der nur wenig tektonisch betroffen wurde.

Wie die Karte D (Tfl. I) zeigt, hat zwischen Feistritz und Arnoldstein das Interglazial eine sehr große Verbreitung. An

verschiedenen Stellen (Stoßau, Dreulach, Hohenthurn usw.) sieht man die Auflagerung des Interglaziales auf dem sehr steil stehenden alten Gebirge. Die Lagerung des Interglaziales ist recht flach. NO von Dreulach erscheint unter dem Interglazial roter Grödener Sandstein, der, in geringer Ausdehnung aufgeschlossen, mit der Entwicklung der Grödener Schichten von Nötsch übereinstimmt. Aber im schmalen Rücken des Dert fällt das Interglazial (Nagelfluh) mit 20° gegen N ein und ist auch noch von kleinen Verwerfungen betroffen; bereits Schwiner, 1928 (281, S. 138), hat die Aufrichtung der Nagelfluh gesehen. Eine scharfe Grenze trennt die aufgerichtete Nagelfluh von der Hauptmasse der ruhig gelagerten Nagelfluh.

Südlich von Achomitz zieht Hochwipfelkarbon durch, dessen tieferer Teil recht stark metamorph ist. Am Kamm darüber folgen die Kalke der Mauthener Almdecke, über welche das Detailprofil (Fig. 47, Tfl. IV) unterrichtet; es sind rötliche, gelbliche und blaue Netz- und Flaserkalke mit ausgezeichnetem Linsenbau; daran schließt sich am Kamm ein Vorkommen von Dioritporphyrit.

Im SO-Gehänge der Unoka zieht ein zweiter Kalkzug der Mauthener Almdecke durch (meist Bänderkalke); mit ihm sind Lydite verbunden (Fig. 48, Tfl. IV).

Etwa 100 Schritte östlich des Sattels der Unoka ist folgendes Profil aufgeschlossen (Fig. 49, Tfl. IV): 1. Dioritporphyrit, dessen Nordgrenze im Wald nicht feststellbar ist. — 2. Auffallend harte Schiefer des Hochwipfelkarbons, 5 m. — 3. Dioritporphyrit, 1 m. — 4. Sehr harte Schiefer des Hochwipfelkarbons, 5 m. — 5. „Kontaktgestein“, lichtgrün, massig, feinkörnig. — 6. Dioritporphyrit, 3 m, dessen Salband mit dem Streichen des Karbons zusammenfällt, auf 30 m im Streichen zu verfolgen. Es ist ein echter Lagergang.

Der Dioritporphyrit (6) ist ziemlich feinkörnig, massig. U. d. M. sieht man vollkrystalline Struktur; viel Hornblende (ein wenig chloritisiert); wenig Biotit; saussuritisierte Plagioklas in großer Menge; fast kein Quarz; gelegentlich an Rissen Epidot. Das Gefüge ist ophitisch, mit leichter Neigung zur porphyrischen Struktur (infolge der Art der Hornblendes). Das Gestein ist an die Diorite des Zinsnockes (Rieserferner) anzuschließen.

Das „Kontaktgestein“ (5) ist sehr feinkörnig. U. d. M. ist es ganz hell und zeigt: zahlreiche Plagioklasleisten in weiß erscheinender Grundmasse, deren größter Teil glasig ist; sehr kleine, dunkle Partikelchen dürften infiltriertes Erz sein. Die Grundmasse nimmt etwa ein Drittel der Schlißfläche ein. Da die Plagioklasleisten sich oft berühren, ist die Grundmasse in die so stehenden Ecken eingezwickelt. — Durch den Schliß geht ein feines Gangkreuz von viel Plagioklas und wenig Kalzit. Das

Gestein ist die plagiaplittische Randfazies des Dioritporphyrites.

Das beschriebene Vorkommen ist ein Primärkontakt im Hochwipfelkarbon. Der Dioritporphyrit zeigt Klüftungen mit reichlich Periklin, stellenweise auch mit Chlorit; manchmal sind beide Minerale durch jüngere Bewegungen zerschmiert. — Die Geschichte des Gesteines ist folgende: Eindringen nach der Schieferung des Hochwipfelkarbons, keine wesentliche tektonische Beeinflussung, Klüftungen und deren Füllung mit Mineralen von jugendlich-alpinem Charakter (Hohe Tauern), dann noch leichte Bewegungen. Alle diese Ereignisse sind postvariszisch, alpidisch.

Südlich des Sattels der Unoka streicht die Rauchkofeldecke durch. Etwa 300 Schritt W von Pessendellach hat man in ihr in einem steinbruchartigen Aufschluß (am Weg gegen P. 689) folgendes Profil (Fig. 50, Tfl. IV): 1. Einige Zentimeter Kieselschiefer mit *Monograptus raitzhainensis* Eisel, *Mon. concinnus* Lapw., *Mon. jaculum* Lapw. und *Diplograptus* sp. Das ist mittleres, vielleicht oberes Llandovery. — 2. Kokkalk mit Tentakuliten. — 3. Gebänderte Kalke (e-gamma?). — 4. Graue und rote Netzkalke des Devons, 6 bis 8 m mächtig; im Ort Pessendellach aber sind diese Kalke in bedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen. — 5. Kokkalk mit großen und kleinen Orthozeren. — 6. Himmelsberger Quarzit, 5 m. — 7. Hochwipfelkarbon.

Auch im Kamm S der Häuser bei P. 689 hat man die Folge: blaue, sandig-kalkige Gesteine des e-alpha-1 — Kokkalk — devonischer Netzkalk.

Im Schloßberg hat man zwei Schuppen von Netzkalken der Rauchkofeldecke (Fig. 51, Tfl. IV); sie sind auf die Mauthener Almdecke aufgeschoben. Im Hochwipfelkarbon, welches beide Decken trennt, liegen an der Reichsstraße SW von Stossau auf eine längere Strecke schwarze und graue, fast massige Kalke, deren Beziehung zu den Schiefen des Hochwipfelkarbons in Fig. 52, Tfl. IV, dargestellt ist.

Im Gebiete von Törl und Maglern ist das Hochwipfelkarbon der Rauchkofeldecke weit verbreitet (Profil I, Tfl. III); darin liegen an mehreren Stellen Gänge von Malchit, öfters mit aplittischer Randfazies, beschrieben von H. Herritsch, 1952 (317). Das östlichste Haus von Maglern z. B. steht auf Malchit, der durch Schiefer und Kalke des Hochwipfelkarbons greift (Fig. 53, Tfl. IV) und im Osten an 70° gegen S fallendes Karbon stößt. Etwa 30 Schritte östlich davon liegt ein zweiter Gang. An Klüftungen mißt man: Streichen O—W, Fallen 70° N und 30° S; Streichen NW, Fallen 20° NO; Streichen N—S, Fallen 50° O.

An der Straße S des P. 668 sieht man, auf eine Länge von etwa 7 m aufgeschlossen, einen quer durchreißenden, etwa

30 cm dicken Gang einer aplitischen Fazies zu einem Malchit (Fig. 55, Tfl. IV).

An der Straße von Törl nach Tarvis liegt die Antiklinale der Trogkofelkalk von Goggau, von Geyer, 1903 (125), beschrieben, von Gortani als Beweis für das Vorhandensein der Ellissoide angeführt. Ganz normal taucht der Trogkofelkalk unter Trias, Bellerophon-Stufe, Grödener Schichten und Tarviser Brekzie bei Tarvis heraus (Profil I, Tfl. III); es sind rosafarbige, rotgeflamnte, dunkelgraue und elfenbeinfarbige Kalke. Während der Südflügel der Antiklinale normal gegen S untertaucht, fällt der Nordflügel überstürzt gegen S ein. Daran schließen sich (Fig. 56, Tfl. IV) zwei invers gegen S fallende Schuppen von Trogkofelkalk (Wagenbänkgraben), die von Tarviser Brekzie und einem im Streichen aufgehörenden Keil von roten Sandsteinen und Schiefen der Grödener Schichten (aus der Gailitz gegen die Reichsstraße heraufziehend) getrennt werden. Die liegende Schuppe ist mit steiler Schubbahn auf Werfener Schichten geschoben.

Unter den Werfener Schichten liegt die Bellerophon-Stufe — im hangenden Teil blaue plattige Kalke, im Liegenden mächtige Dolomite (Faltung in einem großen Steinbruch an der Reichsstraße).

Bei der Biegung der Straße in die Nordrichtung (etwa 1 km vor der österreichischen Grenze) liegen unter dem Bellerophon-Dolomit wenig mächtige Grödener Schichten (5 m rote Schiefer), Trogkofelkalk in ganz geringer Mächtigkeit und Auernigsschichten in nicht normaler Folge (zur Zeit der Arbeiten von Stache, 1872 (27, S. 286), waren diese Schichten viel besser aufgeschlossen als heute, dazu Geyer, 1896 (91, S. 193). Die Anomalie in der Lagerung der Auernigsschichten und die Verringerung der Mächtigkeit von Trogkofelkalk und Grödener Schichten ist dadurch erklärlich, daß sie die Front der großen Schubmasse der Koschuta-Einheit bilden.

Die Auernigsschichten liegen auf dem Devonkalk der Celiondecke, der vom Kapinberg herabzieht und das Hochwipfelkarbon von Törl überlagert.

Die Trias, welche das Hangende des Trogkofelkalkes von Goggau ist, hat N des Canaltales eine große Entfaltung; es ist die große Schubmasse der Koschuta-Einheit. Unter dem ganz überwiegend vertretenen Schlerndolomit erscheinen an verschiedenen Stellen ältere Gesteine: drei Vorkommen von Auernigsschichten im Vogelbachgraben; Naßfeldkarbon und Trogkofelkalk im Weißenbachgraben, dazu Gortani, 1924 (238, S. 107); Auernigsschichten, Trogkofelkalk und Tarviser Brekzie beim alten Sperrfort Malborghet; im Wuzergraben (Seitengraben des Malborgheter Grabens) die Folge Schiefer und Kalke des Naßfeldkarbons, Muschelkalkkonglomerat,

Schiefer und Sandsteine der Auernigsschichten, Triasdolomit, Muschelkalkkonglomerat, Schiefer der Auernigsschichten, Trogkofelkalk, rote Grödener Sandsteine. — Alles zusammen in Schlerndolomit eingebettet — siehe dazu Frech, 1894 (81, S. 30), Geyer, 1896 (91, S. 192). — Alle diese Vorkommen sind Trümmer an der Basis der großen Schubmasse der Kotschuta-Einheit, die überwiegend aus Schlerndolomit aufgebaut ist.

Zu erwähnen sind ferner noch der Muschelkalk des Guggberges bei Malborghet, die Muschelkalkkonglomerate der Umgebung von Uggowitz, das Vorkommen am Stabet N von Uggowitz, wo Frech, 1894 (81, S. 32), eine Folge von der Art des Profiles von Kaltwasser bei Raibl nachgewiesen hat: Quarzporphyr — rote und grüne glimmerige Sandsteine — grüne Porphyrtuffe — dunkle Plattenkalke des Muschelkalkes — Schlerndolomit.

Der tektonische Bau der karnischen Alpen.

In wunderbar klarer Linie steht der Bau der Karnischen Alpen vor uns. Dieses Gebirge, das in herrlicher Schönheit uns eindringen läßt in die Geheimnisse des variszischen und alpidischen Baues, wollen wir nun zum Schluß betrachten, ohne an die unsagbare Herrlichkeit dieser Berge zu denken. Es ist schwer, keinen Dithyrambos zu schreiben, sondern bei der kühlen Überlegung zu bleiben.

Der Variszische Bau.

Das Vorhandensein eines alten Baues wurde schon sehr frühzeitig erkannt. Peters, 1856 (6), spricht von einer Gebirgsbildung vor der Trias. Nach manchen Irrgängen kam es dann durch Frech, Geyer und Gortani zur Feststellung einer mittelkarbonischen Faltung. In neuerer Zeit haben Schwinner, Heritsch und Gaertner Altersbestimmungen der gebirgsbildenden Phasen versucht. Wir kommen dann auf diese Fragen nochmals zurück.

Allgemeine Züge der Tektonik. Die Gliederung des alten Baues, die man Schubmassen oder Decken oder Faziesseinheiten nennen kann, ist nun durch das ganze Gebirge zwischen Sillian und Tarvis durchgeführt. Es liegen übereinander gestapelt und miteinander verfault folgende tektonische Einheiten vor: Luggauer Decke, Ederdecke, Mauthener Almdecke, Mooskofeldecke, Rauchkofeldecke, Cellondecke, Kellerwanddecke, Bischofalmdecke, Plengedecke, Dimondecke.

Die Decken bestehen, wenn wir von dem Ausnahmefall der Dimondecke absehen, aus Altpalaeozoikum und Hochwipfelkarbon. Während der Bestand des Hochwipfelkarbon im großen und ganzen gleich bleibt, wechselt die Fazies des Altpalaeozoikums sehr stark.

Die Grundprinzipien, nach welchen die einzelnen Decken unterschieden worden sind, liegen einmal in der Lagerung, welche in erster Linie bestimmend für die Trennung der Decken gewesen ist, dann aber auch in dem Umstand, daß die Decken, allerdings nicht ohne Ausnahme, durch das fazielle Moment charakterisiert sind.

In der heutigen Form liegt nicht ein einfacher Deckenbau vor, sondern ein oft kompliziert gefalteter und geschuppter Deckenbau. Diesen Deckenbau setzen die Schichten vom Untersilur bis zum Hochwipfelkarbon zusammen. An keiner Stelle dringt die krystalline Unterlage in den Bau des Gebirges ein. Es muß daher an der Basis des Deckenbaues eine große tektonische Ablösungsfläche liegen — vergleichbar jener, welche den Deckenhaufen der Nördlichen Kalkalpen nach unten abschließt.

Ganz allgemein kann für die Serie von den tiefsten Decken bis einschließlich der Cellon-Kellerwanddecke der Satz aufgestellt werden, daß die Schubflächen der bewegten Massen mit den Schichtflächen zusammenfallen; freilich finden sich so und so viele Stellen, an welchen das nicht der Fall ist (z. B. Feldkogelzug S von Dellach), aber im allgemeinen gilt der obige Satz.

Anders ist nun die Stellung der Bischofalmdecke, wie Haberfelner, 1932 (319), gezeigt hat. Sie ist eine Reliefüberschiebung. Sie rückt über den schon gefalteten Deckenbau der tieferen Decken vor und die jeweilige Stirn der Decke fällt in die Mulden der tieferen Decken hinein — siehe besonders die Verhältnisse im Angertal. Fast überall besteht eine deutliche Diskordanz zwischen der Bischofalmdecke und den tieferen Decken. Man sieht, daß der Decken- und Faltenbau der tieferen Decken schon fertig war, als die Bischofalmdecke heranrückte. Sie fuhr, wie Haberfelner zeigte, 1931 (304, S. 888/9), über ein Relief von bedeutenden Höhenunterschieden, welches durch die Faltung der tieferen, übereinanderliegenden Decken geschaffen, nicht, wie in den Nördlichen Kalkalpen, durch Erosion angelegt war. Die Bischofalmdecke füllt bei ihrer Auffahrt die Mulden auf, in welchen die Schuppenpakete von Hochwipfelkarbon und Graptolithensilur entstehen. Sie fährt über die Sättel der tieferen Decken, wobei sie Stücke derselben mitreißt. Man kann, besonders in der Angertalmulde sehen, daß die Mulden zuerst ausgefüllt werden und daß dann die weiteren Teile der Bischofalmdecke als heutige Deckschol-

len auf der Füllung der Mulde liegen. — Auch die Plengedecke scheint eine Reliefüberschiebung zu sein.

Die Wurzelfrage ist für die Decken der Karnischen Alpen nicht allzu schwierig. Im mittleren Teile der Karnischen Alpen, wo die breiteste Entfaltung der Decken vorhanden ist, tauchen der Reihe nach die Decken gegen S hinab, um nicht mehr wieder zum Vorschein zu kommen. Man kann mit Grund annehmen, daß die Ederdecke, Mauthener Almdecke, Mooskofeldecke, Rauchkofeldecke und Cellon-Kellerwanddecke in ihren jeweils südlichsten Teilen zu den Wurzeln hinabtauchen. Aus dieser Vorstellung ergeben sich relativ geringe Schubweiten.

Mit einem großartigen Schwung taucht das Devon der Cellon-Kellerwanddecke gegen S hinunter und darüber liegt das transgredierende Hochwipfelkarbon. Über diesem lagert dann das an Lyditbrekzien reiche Hochwipfelkarbon der Bischofalmdecke und in der Zone von Cristo di Timau deren obersilurische Lydite, welche ohne Zweifel die Wurzel der Bischofalmdecke sind. Über der Zone von Cristo di Timau hat man dann schwer verschupptes Hochwipfelkarbon und Silurlydit, welche den Unterbau der Dimondecke bilden; die Dimondecke selbst zeigt wieder Schuppenbau. Der Bestand an Perm in dieser Decke zeigt, daß sie erst in der alpidischen Gebirgsbildung über den variszischen Bau gefördert worden sein kann; sie ist nur um einen geringen Betrag gegen N geschoben worden. Es ist nun möglich, daß das Hochwipfelkarbon und die Lydite der Dimondecke ursprünglich zum Wurzelgebiete der Bischofalmdecke gehören und erst später nochmals über die Zone von Cristo di Timau geschoben worden sind. Mit der Aufschiebung der Dimondecke ist jenes Gebiet erreicht, in welchem der variszische Bau der Karnischen Alpen am meisten alpidisch umgestaltet worden ist. Aber die Verschuppung von Hochwipfelkarbon und Silur ist auch in der Dimondecke variszisch.

Wo liegen nun die Wurzeln der Plengedecke? Wir finden sie nicht! Es ist merkwürdig, daß die Bischofalmdecke dort beginnt, wo die Plengedecke aufhört; aber das berechtigt noch nicht, die beiden Decken miteinander zu vereinigen. Wir haben kein Profil, in welchem die beiden Decken übereinander liegen. Unter Aufrechterhaltung der Vorstellung, daß die beiden Decken getrennte Schubmassen vorstellen, muß man die Wurzelzone der Plengedecke südlich von jener der Bischofalmdecke suchen. Diese Gebiete sind aber unter der Dimondecke begraben. Unter diesem Gesichtspunkt ergibt sich, daß die Plengedecke die größte Schubweite hat; man bekommt als Minimalwert 15 km. — Vielleicht wurzelt die Plengedecke im „Quarzphyllit“ des Comelico?

Hier ist noch des Altpalaeozoikums von Rigolato und Comeglians zu gedenken. Man muß an die Möglichkeit denken, daß es sich um ein neuerliches Auftauchen der Cellondecke oder der Rauchkofeldecke handeln kann.

Die Plengedecke hat in ihrem Schichtbestand die größte Ähnlichkeit mit der Luggauer Decke. Es kann möglich sein, daß beide Schubmassen eine einzige sind, daß also die Luggauer Decke nur der Stirnrand der Plengedecke ist, der unter die tieferen Decken eingewickelt ist. Dann wäre die Schubweite der Plengedecke wesentlich größer. Die gesamten Karnischen Decken wären dann in die Plengedecke eingewickelt. Die Verbindung der Plengedecke mit der Luggauer Decke ergäbe eine gewaltige Gesteinsmasse, welche über alle tieferen Decken hinweggegangen ist; damit könnte man die Metamorphose der westlichen Karnischen Alpen erklären, deren Verbreitungsgebiet gerade mit der Plengedecke zusammenfällt.

Verschiedenheiten im variszischen Bau. Der variszische Bau der Karnischen Alpen ist nicht in allen Teilen des Gebirges gleichartig, schon deswegen nicht, weil im westlichen Teil des Gebirges die Zahl der Schubmassen geringer ist als im zentralen und östlichen Teil.

Den ganzen westlichen Teil zeichnet ein steil aufgerichteter Schuppenbau vom Charakter der Tektonik der Grauwackenzone aus, an dem im wesentlichen die Mooskofeldecke beteiligt ist. Zwischen dem Untersilur und dem Devon dieser Einheit ist eine große tektonische Ablösungsfläche ausgebildet, so daß man eigentlich hier zwei große Schubmassen vor sich hat. — In sehr steiler Stellung ziehen die Karnischen Gesteine in das Gebiet der Brixener Quarzphyllite hinein, wo Peltzman, 1936 (362), noch Graptolithen—Obersilur nachgewiesen hat.

Wie der höher metamorphe Zustand der Gesteine der Mooskofeldecke der westlichen Karnischen Alpen zeigt, muß hier in der Zeit vor der Ablagerung der Naßfeldschichten und des Perm ein höheres tektonisches Stockwerk, entsprechend den höheren Decken des Wolaier Gebietes vorhanden gewesen sein. Wahrscheinlich war es die Plengedecke, von welcher ja genügend Reste erhalten sind.

Es ist aus der Verbreitung entsprechender Gesteine der Naßfeldschichten und des Trogkofelkalkes im Grödener Konglomerat von Sexten sichergestellt, daß bis dorthin einst das Naßfeldkarbon beziehungsweise der Trogkofelkalk gereicht haben.

Im mittleren Teil der Karnischen Alpen sehen wir zwischen Wolaier See und Polinig einen gefalteten Deckenhaufen, in dem Verschuppungen gegenüber der anderen Tektonik zurücktreten.

Östlich des Polinig beginnt sich der großartige Deckenbau stark zu verfallen und zu verschuppen, so stark, daß er ohne Kenntnis des Plöckener Abschnittes schwer aufzulösen wäre. Dazu tritt als neues Element die Serie der transgredierenden Schichten, mit dem Naßfeldkarbon beginnend. Diese noch die Trias umfassende Überdeckung des variszischen Baues weist gegen O zu eine immer größere Breite auf. Bis an das Ostende des Gebirges stehen einander scharf gegenüber die steil aufgerichteten und geschuppten Schichtstöße des alten Baues und die transgredierende Serie. In den großen Übersichtsprofilen kommt dieser Bau klar zum Ausdruck.

Der variszische Bau der östlichen Karnischen Alpen gleicht in seinem Grundprinzip, in der starken Verschuppung, dem westlichen Teile des Gebirges und damit dem Bau der Grauwackenzone. Aber es ist ein bedeutender Unterschied darin vorhanden, daß im östlichen Teile die Zahl der Decken, die sich an dem Bau beteiligt, viel größer ist.

Streichrichtungen. Ohne daß hier auf die später zu erörternde Frage des Nordrandes der Karnischen Alpen eingegangen wird, sei bemerkt, daß sie sich durch einen auffallend geradlinigen Verlauf auszeichnet. Das gleichmäßig orientierte Streichen der Nordgrenze des Gebirges, also die Grenze gegen die krystalline Zone des Gailtales und des Lesachtales steht in großem Gegensatz zu dem Wechsel der Streichrichtungen im Palaeozoikum des Karnischen Gebirges.

Auf der Strecke von Sillian bis Liesing streicht die Nordgrenze des Gebirges N 70 W. Zu dieser Richtung divergiert das Streichen der Kalkzüge von der Porze bis zum Helm (Mooskofeldecke), denn man mißt hier N 45 W als Generalstreichen. Daher verengt sich der Bau der Karnischen Alpen gegen W, ein Vorgang, der bei Winnebach nördlich der Drau bereits extreme Dimensionen angenommen hat. Die Schieferserie zwischen dem Nordrand und dem genannten Kalkzug wird gegen W zu immer schmaler.

Dasselbe Streichen wie das Karnische Gebirge haben die „Quarzphyllite“ des Comelico, welche von Valle Visdende an gegen SW das Karnische Gebirge begrenzen. Allerdings muß ich die Frage offen lassen, ob diese „Quarzphyllite“ nicht etwa zum Palaeozoikum der Karnischen Alpen zu stellen sind, da es noch nicht sicher ist, ob sie vom Untersilur wirklich getrennt werden können.

In dem Schiefergebiet, welches von den Bergen S von Tilliach an bis zum Steinkarspitz—Monte Antola den Karnischen Kamm beherrscht, ist das Streichen etwas anderes geworden. Es hat sich gedreht, so daß es in N 75 W liegt; es ist also dem Nordrande fast parallel geworden.

Das Streichen bleibt weiterhin gegen O bis an die B o r d a g l i a - Störung fast gleich und nähert sich einem O—W-Streichen. In diesem Gebiet, zwischen der eben genannten Störung und dem Monte Antola, tritt eine tektonische Komplikation des Baues ein, denn man hat hier Schubmassen von der Mauthener Almdecke bis zur Plengedecke.

Die jugendliche Störung von Bordaglia bedeutet eine scharfe Caesur im Bau des Gebirges. Das Streichen ist allerdings nur in der nächsten Nähe der Störung etwas beeinflusst.

Der Nordrand des Karnischen Gebirges streicht auch von Liesing bis Mauthen in N 70 W. In diesem Abschnitt zeigen die Karnischen Alpen ganz besonders merkwürdige Verhältnisse des Streichens. Die Plengedecke des Stallonkofels hat noch fast genau O—W-Streichen, folgt also dem Streichen im W anstoßenden Gebirge. Ebenso hat die Kellerwand-, Cellon- und Rauchkofeldecke zwischen Wolaier See und Polinig das generelle O—W-Streichen. Die Mooskofeldecke aber zeigt in den Bergmassen des Mooskofels, Gamskofels und der Plenge ein Streichen, das zwischen N 70 O und N 50 O schwankt. Es ist also eine gewisse Parallele zwischen diesem Streichen und der Bordaglia-Störung vorhanden, ohne daß dabei etwa an der Bordaglia-Störung analoge Zeit der Entstehung dieses Streichens zu denken wäre; man wird vielmehr festhalten müssen, daß dies Biegungen des Streichens der variszischen Störung angehören.

In der Plenge und in der Mauthener Alm stoßt die Mooskofeldecke infolge ihres Streichens so weit gegen N vor, daß sie die Luggauer Decke unter sich begräbt. Die fast gegen NO streichenden Züge der Mooskofeldecke werden hier von der Nordrandstörung der Karnischen Alpen abgeschnitten.

Die Mooskofeldecke des Polinig stimmt im Streichen mit jener des Mooskofels überein — das ist der später anzuführende Feldkogelzug.

Zwischen dem Streichen der Mooskofeldecke in Mooskofel und Plenge und dem Nordrande der Karnischen Alpen besteht ein Winkel von etwa einem halben Rechten. Dadurch werden zwei große tektonische Erscheinungen hervorgerufen: 1. Die Mauthener Almdecke der Nostraalm und die Luggauer Decke von Nostra verschwinden gegen O zu, denn dem Streichen der Mooskofeldecke entspricht ein starkes Drängen gegen N; 2. Die einzelnen Züge der Mooskofeldecke streichen spitz am Nordrande des Karnischen Gebirges aus.

Das Gewölbe der Mauthener Almdecke, der Würmlacher Sattel, hat am Valentinbach ein Streichen, das zwischen N 70 O und O—W liegt. Sie teilt mit der Ederdecke das Schicksal der Mooskofeldecke: beide streichen schief an der

großen Störung aus, welche den Nordrand des Gebirges bildet.

Südlich der Cellon-Kellerwanddecke der Kellerwandgruppe und des Zuges zum Pizzo Timau herrscht fast durchgehend O—W-Streichen. Nur bei Rigolato haben die altpalaeozoischen Kalkzüge und deren Umgebung ein Streichen in NW-Richtung; dasselbe Streichen hat die Dimondecke, welche südlich der Kalke in der Richtung gegen Forni Avoltri zieht, vor diesem Ort aber unter der jüngeren Bedeckung des variszischen Baues untersinkt.

Das Gebiet des Angertales, dann die Gesteinszüge nordöstlich und östlich des Polinig werden von einem nur wenig um die O—W-Richtung schwankenden Streichen beherrscht. Bezeichnend für dieses Streichen ist der W Teil des Feldkogelzuges, das ist die Mooskofeldecke, welche N 80 O streichend, S von Dellach den Nordrand der Karnischen Alpen erreicht; denn auch hier zieht der Nordrand in der Richtung N 70 W durch. Dem Vordringen des Feldkogelzuges bis an die große Nordrandstörung, welche die Karnischen Alpen abschneidet, entspricht es, daß die Ederdecke und die Kalke der Mauthener Almdecke an der Nordfront des Feldkogelzuges verschwinden; schließlich geschieht dasselbe mit dem Hochwipfelkarbon des Feldkogelzuges. Das Karbon stellt sich erst vom Nölblinggraben gegen O in zunehmender Breite wieder ein, weil der Feldkogelzug eine Beugung im Streichen durchführt.

Die Mooskofeldecke des Feldkogelzuges erreicht S von Dellach ihren nördlichsten Punkt, denn wir sehen hier ein Streichungsknie: Der Feldkogelzug zieht mit ost-südöstlichem Streichen zum Feldkogel, um dort tektonisch auszuweichen.

Da nun zwischen dem Streichen des Feldkogelzuges und dem Nordrande des Gebirges ein spitzer Winkel liegt, so stellt sich gegen O Karbon in wachsender Breite ein, welches die Berge gegen den Hochwipfel und den Kirchbacher Wipfel aufbaut. Die Masse des Hochwipfelkarbons wird hier durch die Hochwipfelschichten der Bischofalmdecke vermehrt. Im Hochwipfel streicht das Karbon N 70 W, also dem Nordrande des Gebirges parallel. Bei Rattendorf und Tröppelach erscheinen nördlich vom Karbon die metamorphen Kalke der Ederdecke. Davon wird gleich die Rede sein.

Parallel zum fast NW-Streichen des Monte Germula gehen die zahlreichen kleinen Kalkzüge, welche die Zollner Höhe, Nölblinger Höhe usw. queren. Dasselbe Streichen hat der Hohe Trieb und der Findenigkofel. Mit demselben Streichen sehen wir die Cellondecke des Zuges Monte Germula—Roßkofel—Malurch verlaufen. Da nun die Südgrenze der Karnischen Alpen hier in O—W-Richtung geht, verschwin-

den die Gesteinszüge, welche südlich vom Monte Germula liegen, unter der jüngeren Bedeckung.

Auf der Strecke von Tröppelach nach Nampolach liegt eine kleine Abweichung im Streichen des Nordrandes, denn hier mißt man N 80 W. Da nun die früher erwähnten Kalke von Rattendorf und Tröppelach (Ederdecke) N 70 W streichen, gewinnen sie gegen O eine immer größere Breite — wobei die Kalke der Mauthener Almedecke dazutreten. Hier aber ist der variszische Bau der Karnischen Alpen schon sehr schmal geworden, denn die jüngere Bedeckung, Naßfeldschichten bis Trias, breitet sich sehr stark aus. Die altpalaeozoischen Gesteine und das Hochwipfelkarbon streichen bis Nampolach dem Nordrande parallel. In diesem Abschnitt der Karnischen Alpen vervollständigt sich die Deckenserie der Karnischen Alpen bis zur Cellondecke.

Vom Zielerkofel an zieht sich das zweite Stockwerk der Karnischen Alpen wieder bedeutend gegen S zurück und hat erst vom Gebiete südlich des Kokberges an bis Törl wieder ein O—W-Streichen. Hier verbreitert sich das Gebiet des ersten Stockwerkes und die Deckenserie geht wieder bis zur Cellondecke. Während der Kokberg und der Saganberg ein O—W-Streichen haben, ist das Streichen der anderen Teile des alten Gebirges dem Verlaufe des Nordrandes angepaßt, der ein Streichen von N 80 W aufweist. Mit diesem Streichen überschreiten die alten Gesteine die Gailitz und setzen in den Karawanken fort.

Fortsetzung der Karnischen Gesteine unter der jüngeren Bedeckung. Der alte Bau der Karnischen Alpen sinkt unter die Transgression der Naßfeldschichten und die Bedeckung mit Perm und Trias hinab. Es ist nun eine Frage, ob sich der alte Bau in der Tiefe fortsetzt oder nicht. Wir sehen, wie im W Teil der Karnischen Alpen an das sichere Palaeozoikum sich der sogenannte Quarzphyllit des Comelico anschließt. Diese „Quarzphyllite“ tauchen wieder in dem kleinen Aufbruch von Lorenzago auf und man wird nicht viel fehl gehen, wenn man auch die Aufbrüche von Recoaro und der Cima d' Asta dazurechnet. Auf der Strecke von Valle Visdende bis Pontafel—Tarvis versinken die alten Gesteine der Karnischen Alpen unter Perm und Trias. Am Ostende der Karnischen Alpen sehen wir, wie der palaeozoische Bau in die Karawanken fortsetzt. In den Karawanken aber erleidet diese Fortsetzung des alten Baues ein schweres Schicksal: Sie wird unter der Last der gegen N vorgerückten Koschuta-Einheit immer schmaler und schließlich keilt sie tektonisch zwischen der nordalpinen Zone des Obir und der südalpinen Trias der Zone der Koschuta aus.

Nun gibt es aber in den *Karawanken* eine ganze Reihe von paläozoischen „Aufbrüchen“. Wir denken einmal an das Vorkommen von Naßfeldschichten und von Trogkofelkalk in der Zone von Mitterberg—Neumarktl, an die Zone der Naßfeldschichten gleich südlich von Eisenkappel und an den sogenannten Aufbruch des Seeberges.

Der Aufbruch des Seeberges ist der einzige, welcher außer dem Jungpaläozoikum noch die Schichtserie der Karnischen Alpen, nämlich Silur, Devon und Hochwipfelschichten umfaßt¹.

Wo liegt nun die westliche Fortsetzung des „Aufbruches des Seeberges“? Weil Trogkofelkalk und Naßfeldschichten von Neumarktl, Mitterberg usw. im oberen Savetal zweifellos die Fortsetzung des Profiles von Tarvis—Goggau sind, so ist es klar, daß die streichende Fortsetzung des „Aufbruches des Seeberges“ am Ostende der Karnischen Alpen zwischen Tarvis und Törl liegen muß. Diese Fortsetzung ist am Ostende der Karnischen Alpen nicht abgeschlossen; sie kann nur in der Tiefe unter dem Oberkarbon und Perm liegen.

Diese Überlegung zeigt uns, daß zwar die Karnischen Alpen uns im Rahmen des jugendlichen alpinen Gebirgsbaues als eine Einheit erscheinen, daß wir aber nicht ihr eigentliches Südende kennen. Die südlichen Zonen der Karnischen Alpen liegen in der Tiefe unter dem Bau der Südlichen Kalkalpen. Wir werden später hinsichtlich der Nordgrenze der Karnischen Alpen zu einem ähnlichen Ergebnis kommen.

Diese Erörterung könnte nun einen spekulativen Kopf dazu bringen, die Stellung der Karnischen Alpen im Bauplan des variszischen Gebirges in Betracht zu ziehen. Es scheint mir nicht im Sinne meiner Beschreibung der Karnischen Alpen zu liegen, mich auf Dinge einzulassen, deren Realität aus dem heutigen geologischen Bild nicht abzuleiten ist.

Tektonik im Hochwipfelkarbon. Die tektonische Karte der Karnischen Alpen zeigt die auffallende Erscheinung der sehr verschiedenen Breiten der Zonen des Hochwipfelkarbons. Die einzelnen Züge sind nicht nur zwischen den verschiedenen Decken sehr verschieden breit, ihre Breite

¹ Zur Zeit meiner Bearbeitung des „Aufbruches“ des Seeberges, *Heritsch*, 1927 (259), habe ich nicht erkannt, daß zwischen den deckenartig gelagerten Streifen von Silur + Devon auch Hochwipfelkarbon vorhanden ist. Ich habe nicht erkannt, daß zwischen den in den Deckenbau einbezogenen Schiefen, Sandsteinen und Kieselschieferbrekzien der Hochwipfelschichten und dem sicheren Naßfeldkarbon eine gewaltige stratigraphische und tektonische Diskordanz besteht. Die von mir vom „Rappoldriff“ beschriebenen Verhältnisse beziehen sich auf Devon und Hochwipfelkarbon. Die Schichten mit *Camero-phoria Sancti Spiritus* vom Rappoltbauern sind Naßfeldkarbon und übergreifen den alten Deckenbau in transgressiver Lagerung.

schwankt vielmehr auch im Streichen einer einzigen Zone in bedeutendem Maße. Am meisten tritt diese Erscheinung im Gebiete des Oisternig hervor. Die Zone des Hochwipfelkarbons, welche unmittelbar östlich des Oisternig die Mauthener Almdecke von der Rauchkofeldecke trennt, ist ungemein breit. Im Streichen gegen W wird sie ganz schmal und im entgegengesetzten Verhältnis schwillt die Mooskofeldecke an, die allerdings gegen O auskeilt. Die große Breite der Zone des Hochwipfelkarbons vermindert sich bis zur Gailitz bis auf wenige Meter. Dafür aber schwillt das Hochwipfelkarbon zwischen der Rauchkofeldecke und der Cellondecke sehr an.

Es ist nicht absolut klar, ob diese auf Differentialbewegungen größeren Stiles beruhende Tektonik bei der variszischen Tektonik angelegt wurde oder ob sie in der alpidischen Gebirgsbildung erbaut worden ist. Jedenfalls aber läßt uns diese Art der Tektonik erkennen, daß das Hochwipfelkarbon der Träger der großen Schubbahnen des Karnischen Gebirges ist.

Tektonik und Fazies. Die Aufeinanderfolge der Decken und ihre Schichtenentwicklung sind durch das ganze Karnische Gebirge verfolgt worden. Nun soll, um auf die Frage der Beziehungen von Tektonik und Fazies eingehen zu können, die Fazies der einzelnen Schubmassen dargestellt werden.

1. **Dimondecke.** Lydite und Kieselschiefer des Silurs, Hochwipfelkarbon, rote Schiefer des Perm und die zugehörigen diabasischen und spilitischen Eruptiva und deren Tuffe.

2. **Plengedecke.** a) bei Mauthen: Quarzite und phyllitische Tonschiefer des Untersilurs; — b) Steinwand und Raupenspitze: phyllitische Tonschiefer, Quarzite, Porphyroide, Diabas, Diabastuff des Untersilurs; — c) Westliche Karnische Alpen: Tuffkonglomerate, grüne und violette Schiefer, phyllitische Schiefer des Untersilurs, geschieferte Diabase, grüne, aus Diabastuffen entstandene Schiefer.

3. **Bischofalmdecke.** Weiche Kieselschiefer der Zonen 33 bis 36, Kieselschiefer der Zonen 24 bis 32, Lydite bis Zone 23 vorherrschend, helle Lydite mit Radiolarien und blaues Kieselgestein der Zonen 17 und 16, helle Lydite des Untersilurs, Quarzite und Kieselschiefer des Untersilurs. Das Devon fehlt wie in der Plengedecke. Zur Bischofalmdecke gehören mächtige Massen von Hochwipfelkarbon, welches durch besonders mächtige Kieselschieferbrekzien, Lyditbrekzien und Lyditkonglomerate ausgezeichnet ist.

4. **Kellerwanddecke.** Uggwafazies des Untersilurs, Schwellenfazies des Obersilurs, Devon in Riffazies.

5. Cellondecke. Der Schichtbestand ist in der folgenden Tabelle angegeben:

	Wolaier-, Plöckener- Abschnitt	Poludnig	Oisternig	Kok- berg
Devon	Rifffazies, in geringem Maße Übergang in die Rauchkofelfazies	Riffkalk	Riffkalk mit Flaser- kalklagen	—
e-gamma	Plattenkalk und Korallenkalk mit Hornstein	Plattenkalk	—	—
Ob. Sil.	Plöckener Fazies	Plöckener Fazies	—	Plöckener Faz.
Ordovician	Uggwa- und Quarzitz- Fazies	Uggwa Fazies	—	—

In der Cellondecke der mittleren Karnischen Alpen und anderwärts sehen wir den Fazieswechsel in der Richtung von S nach N. Im südlichen Gebiet der Decke, welcher den nördlichen an Ausdehnung weitaus überwiegt, herrscht die Rifffazies des Devons. Sie geht gegen N in die Rauchkofelfazies über und stellt so den Übergang in die Rauchkofeldecke dar, deren Sedimentationsraum direkt nördlich an jenen der Cellondecke anschließt.

6. Rauchkofeldecke. Das Devon der Rauchkofelfazies ist in der Form von roten und grauen Netz- und Flaserkalken entwickelt. Das Oberdevon ist reich an Cephalopoden. Clymenienkalke sind auch im östlichsten Teil des Gebirges nachgewiesen. An verschiedenen Stellen sind Tentakulitenkalke im Oberdevon vorhanden.

Die Stufe e-gamma ist im Bereiche der Rauchkofeldecke als grauer oder meist dunkler Plattenkalk mit Hornstein oder mit kieseligen Auswitterungen (meist Korallen) vertreten.

Das Obersilur ist besonders interessant. Im Gebiete des Wolaier Sees haben die Wolaier Schuppen die Wolaier Fazies, welche durch den hellen Krinoidenkalk des Llandovery („helle Bank“) besonders gekennzeichnet ist. Man kann die Wolaier Schuppen von der Rauchkofeldecke trennen, wird sie aber im großen zu deren Komplex rechnen müssen. Die Rauchkofeldecke im engeren Sinne (z. B. am Rauchkofel) zeigt eine Art von Plöckener Fazies, aber wir sehen hier im Llandovery Graptolithenschiefer. Diese Entwicklung des Gotlandians zeigt den Weg der Faziesänderung.

Wenn wir die Sedimentationsräume im Wolaier Gebiete

von S nach N aneinanderreihen, so erhalten wir folgende Aufstellung:

Bischofalmdecke	Graptolithenfazies
Kellerwanddecke	Schwellenfazies
Cellondecke	Plöckener Fazies
Wolaier Schuppen	Wolaier Fazies
Rauchkofeldecke	„Plöckener Fazies“ mit Graptolithen- \approx Llandovery

Gegen Osten vollzieht sich im Obersilur der Rauchkofeldecke eine Faziesänderung in dem Sinne, daß der untere Teil des Gotlandians in oft beträchtlichem Ausmaße als Graptolithengesteine, der obere Teil als Kalk entwickelt ist.

Einen raschen Fazieswechsel hat man im Gebiete des Zollner (S von Dellach). Die Rauchkofeldecke der unteren Zollner Alm hat folgende Schichten: Graptolithenfazies bis in das Wenlock, schwarze und rotbraune Kalke des e - alpha - 2 und des e - beta, Kalke des e - gamma, rote und graue Flaser- und Netzkalke des Dévons. — Die Rauchkofeldecke des P. 1832 (zwischen oberer Zollner Alm und dem Zollner-Gipfel) zeigt folgende Schichtentwicklung: schwarze Lydite des e - alpha - 1, Trilobitenschiefer, Kokkalk, Kalk des e - beta usw. Diese Faziesverschiedenheit hat P e l t z m a n n, 1934 (344, S. 198), festgelegt. — Man muß dazu das ganz nahe gelegene Profil durch den großen Graptolithengesteinszug des Nölblinggraben vergleichen, H e r i t s c h, 1928 (268, S. 306): Lydite und Kieselschiefer, in welchen G o r t a n i, 1920 (222), die Zonen 20 bis 22 und 33 nachgewiesen hat; hier treten im Wenlock kalkige Lagen auf, was eine Annäherung an die Findenigfazies ist, die im Poludnig tektonisch zur Rauchkofeldecke gehört; über den Graptolithengesteinen hat man die geflaserten Kalke des e - beta, dann die devonischen grauen und roten Netzkalke. Aus der Schichtfolge geht hervor, daß noch das ganze Wenlock in Graptolithenfazies vertreten ist.

Ich führe noch folgende Schichtprofile durch die Rauchkofeldecke an: 1. M o n t e G e r m u l a: schwarze Kieselschiefer, Kokkalk, graue, gelblich genetzte Kalke des e - beta. — 2. U g g w a g r a b e n: Lydit und Kieselschiefer der Zone 21, Orthocerenkalk. — 3. P e s s e n d e l l a c h: Kieselschiefer des Llandovery, Kokkalk, bänderige Kalke des e - beta. — 4. P o l u d n i g: Kieselschiefer und Lydit, Trilobitenschiefer, Kokkalk, Cardiola-Niveau, gelbe Flaserkalke des e - beta. — 5. S c h ö n w i p f e l: Lydit und Kieselschiefer, Kalk des e - beta.

Wir sehen also im Obersilur der Rauchkofeldecke verschiedene Fazies des Obersilurs: die reine Plöckener Fazies (Poludnig), die Entwicklung der Graptolithengesteine ent-

weder nur im Llandovery oder bis in das Wenlock gehend oder sogar noch die Zone 33 umfassend.

7. Mooskofeldecke: Hier ist eine schon beträchtliche Umformung der Gesteine vorhanden, so daß die feinen stratigraphischen Gliederungen nicht mehr gut möglich sind. Der Schichtbestand ist in der folgenden Tabelle aufgezeigt:

Königswand- Obstoans	Hochweißstein- gebiet	Zwischen Po- linig und Wo- laier See	Feldkogelzug
gebänderte Kalke	gebänderte Kalke	gebänderte Kalke	gebänderte Kalke, hellgraue dolo- mitische Kalke, helle Kalke
Kieselkalke des ε-gamma	ε-gamma- Kalke	ε-gamma- Kalke	ε-gamma- Kalke
Obersilurische Kalkschiefer und Bänderkalke von schwarzer Farbe Kieselschiefer	Kalke Kieselschiefer	wenig oder kein Ober- silur	Kein Obersilur oder etwas röt- liche Kalke
Kalkphyllite des ober. Ordovician Quarzite des Caradoc Porphyroide und phyllitische Ton- schiefer	Quarzite und Porphyroide	Tonflaserkalk Quarzite	Tonflaserkalk quarzitische Sandstein

8. Mauthener Almdecke. Die hohe Umformung erschwert die stratigraphische Auflösung außerordentlich. Der Schichtbestand ist in der Tabelle S. 170 gegeben.

9. Ederdecke. a) Im Gebiete von Mauthen devonische Bänderkalke; in der Garnitzenklamm: phyllitische Schiefer des tieferen Ordovician, Schiefer des Caradoc, Kieselschiefer des Obersilur, dunkle und schwarze Bänderkalke des Obersilur, helle Bänderkalke des Devon. — b) Bei Vorderberg: phyllitische Schiefer des tieferen Ordovicians mit einigen wenig mächtigen Kalkbänken, Schiefer des Caradoc, Lydit des Obersilur, helle Bänderkalke des Devon. — c) Feistritz an der Gail: Kieselschiefer des Obersilur, dunkle Bänderkalke des Obersilur, helle Bänderkalke des Devon.

Mauthener Alm — Hinteres Joch	Eggeralpe	Oisternig-Achomitzer Graben
Bänderkalke in Rauchkofelfazies oder stark geflaserte und genetzte Kalke		
e-gamma-Kalk	Bänderkalke oder gebänderte Kalke	
Obersilur mit An- klängen an die Plöckener Fazies	Bänderkalke Kokkalke Kieselschiefer im Wech- sel mit schwarzen Kalkschiefern	blaue Kalke des Obersilur
Lydite und Kieselschiefer		Kieselschiefer mächtige Lydite
Quarzitfazies mit Porphyroiden Lagen der Plenge- fazies	grüne Schiefer des Caradoc mit Porphyroiden	dünnschieferige, grün- liche Lagen des Cara- doc

10. Luggauer Decke. a) In der Valentinklamm bei Mauthen: Quarzite, phyllitische Schiefer und diabasische Gesteine des Ordovicians. — b) Westliche Karnische Alpen: Quarzite, phyllitische Schiefer, grüne Schiefer des Untersilur, Lydite des Obersilur, Hochwipfelkarbon.

Wir stellen nun die Übersichten der bisherigen Profile in der Tabelle (S. 173) zusammen und können die Verteilung der Fazies auf die tektonischen Einheiten im gesamten Gebiete der Karnischen Alpen übersehen; wir kommen zu den folgenden Ergebnissen:

1. In den Schubmassen von der Ederdecke bis zur Kellerwanddecke herrscht eine sehr gute Charakterisierung der tektonischen Einheiten durch das Devon; denn mit Ausnahme der Cellondecke, welche in ihrem N Teil den Wechsel von der Riffazies in die Rauchkofelfazies zeigt, ist jede Decke durch die besondere Entwicklung des Devons ausgezeichnet und es wechseln mit den tektonischen Einheiten in der Richtung von N nach S die Riffbildungen mit den im tieferen Wasser abgesetzten Kalken der Rauchkofelfazies — das ruft den Vergleich mit der Hauptdolomit-Dachsteinkalkfazies und der Hallstätter Fazies vor Augen!

2. Die Stufe e-gamma bleibt von der Ederdecke bis zur Kellerwanddecke gleich.

3. Das Gotlandian zeigt, auf die Ablagerungsräume bezogen, eine Gliederung in dem Sinne, daß im S der Trog liegt, in welchem durch das ganze Silur die graptolithenführenden

den Gesteine abgesetzt werden. Gegen N folgt merkwürdigerweise die Schwellenfazies. Dann kommen die anderen Fazies, welche allerdings in der Ederdecke nicht mit Sicherheit zu erfassen sind.

Merkwürdig ist es auch, daß im Sedimentationsgebiete der Rauchkofeldecke noch einmal, nämlich über dem Llandovery ein tieferer Trog entsteht, in dem Graptolithengesteine bis in das Wenlock abgelagert werden.

Es ist festzustellen, daß im Gotlandian keine Beziehung zwischen Deckenbau und Fazies besteht; denn keine Decke ist durch die Entwicklung des Obersilurs von den anderen abzutrennen.

4. Ebenso besteht im Ordovician keine Beziehung der Fazies zum Deckenbau; denn Uggwafazies und Quarzitifazies kommen nebeneinander in derselben Decke vor.

Die Decken sind also nur durch die Entwicklung des Devons zu charakterisieren. Es ist wahrscheinlich, daß die großen Mächtigkeitsunterschiede zwischen der Riffazies und der Rauchkofelfazies die Ursache für die erste Anlage des Deckenbaues gewesen sind.

In dem Diagramm (Fig. 57, Tfl. IV) sind die Tiefenverhältnisse der Ablagerungsräume des Silur und Devon übersichtlich dargestellt:

1. Die Uggwafazies des Caradoc mit ihren gerippten und ziemlich dickschaligen Brachiopoden ist sicher mehr eine litorale als pelagische Fazies. Noch näher dem Strand sind die Caradocquarzite entstanden. Die Tonflaserkalke des Ashgillian zeigen eine Vertiefung des Sedimentationsraumes an. Die takonische Phase unterbricht die Abwärtsbewegung des Sedimentationsraumes. Das Gotlandian liegt aber ohne Winkeldiskordanz auf dem Ashgillian.

2. Im Llandovery herrscht fast in den ganzen Karnischen Alpen ein relativ tiefes Meer. Dann folgt im höheren Obersilur die Ablagerung der vorwiegend kalkigen Gesteine, nur im Bereiche der Bischofalmdecke und zum Teil in der Rauchkofeldecke behielt das Meer seine Tiefe bei.

Die Kalke, welche meist über den Kieselschiefern und Lyditen des Llandovery liegen, sind sicher litorale Bildungen, wie Gaertner, 1931 (303, S. 156), auseinandergesetzt hat. In den Rhynchonella Megalera-Schichten sehen wir wieder das Anzeichen des Sinkens des Meeresbodens.

3. Im Devon hat man die zonenweise angeordneten Riffbauten, welche mit den Zonen der Sedimentation in etwas tieferem Wasser, in welchem die Kalke der Rauchkofelfazies abgelagert wurden, abwechseln. Das vielfache Ineinandergreifen der beiden Fazies zeigt, daß auch diese Sedimentationsräume nicht durch große Tiefenunterschiede getrennt waren.

Es erübrigt sich jetzt nur mehr, das Hochwipfelkarbon in den Kreis der Betrachtungen zu ziehen, um auch hier über die Beziehungen von Tektonik und Fazies klar zu werden. In verschiedenen Gebieten kann man den Anteil der Bischofalmdecke an diesem Karbon von jenem der tieferen Decken wohl abtrennen. Auch läßt sich nicht übersehen, daß die Eder- und Mauthener Almdecke mit schieferigem Hochwipfelkarbon ausgestattet sind. Erst über der Mauthener Almdecke liegt das durch klastische Gesteine ausgezeichnete Hochwipfelkarbon. Die größte Entfaltung an Lyditbrekzien und Kieselschieferbrekzien hat die Bischofalmdecke. Ich meine aber, daß mit den heutigen Mitteln der Forschung und dem heutigen Zustande der Erforschung meist noch nicht die Möglichkeit gegeben ist, das Hochwipfelkarbon überall den verschiedenen Decken zuzuweisen, besonders dort nicht, wo Karbon auf Karbon liegt.

Tiefenverhältnis des Meeres des Gotlandians. Zum Schluß dieses Abschnittes noch eine allgemeine Erörterung über die Tiefenverhältnisse des Meeres des Gotlandians. Wir sehen, daß mit Ausnahme der Bischofalmdecke das tiefste Obersilur, die unterste Graptolithenzone der englischen Gliederung fehlt, und wir schließen daraus, daß die Tiefe des Ablagerungsraumes der Graptolithengesteine nicht sehr bedeutend gewesen sein kann. Wir sehen aber auch, daß sich der Trog der Bischofalmdecke nicht in seinen Tiefenverhältnissen geändert hat, während in den anderen Sedimentationsgebieten des Gotlandians kalkige Serien abgelagert worden sind. Das führt über auf eine allgemeine Erörterung der Tiefenverhältnisse in den Graptolithenmeeren.

Ablagerungstiefe der Graptolithenschiefer. Man war lange Zeit der Anschauung, daß die Graptolithen in tiefem Wasser gelebt hätten. Dagegen führt *Lapworth*, 1897, aus, daß die Graptolithenschiefer Absätze im ruhigen Wasser der tieferen Küstenzonen seien. Die Graptolithen haben sessil an flottierenden Algen gelebt und sind nach Stürmen in großen Mengen auf dem Schlammgrund der tieferen Küstenzonen abgelagert worden².

Ruedemann hat in seiner berühmten Monographie der Graptolithen des Staates New York auseinandergesetzt, daß die Graptolithenfazies sich hauptsächlich in den Geosynklinalgebieten der Erde findet. Später, 1911, hat er festgestellt, daß die Graptolithenschichten auf die langen Buchten im Silur der Geosynklinale der Appalachen beschränkt sind. Sie haben sich in den tieferen Meeresgründen dann gebildet, wenn die Meeres-

² *Ruedemann*, Leopoldina, Amerikaband.

	Plenge- Decke	Bischof- alm- Decke	Keller- wand- Decke	Cellon- Decke	Rauchkofel- Decke	Mooskofel- Decke	Mauthener Alm-Decke	Ederdecke	Luggauer Decke
Devon	—	—	Riffazies	Riff- und Rauchkofel- Fazies	Rauchkofel- Fazies	Riffazies	Rauchkofel- fazies	Riffazies	—
esgam- ma	—	—	Platten- kalk	Platten- Kalk	Kalk	Kalk	Kalk	Kalk	—
Got- landian	—	Kiesel- schiefer u. Lydit	Schwellen- Fazies	Plöckener Fazies	Plöckener- Fazies mit Lyditen im Llandovery oder Wo- laier F. od. Findenig F.	nicht über- all vorhan- den, Plök- kener Fa- zies	Plöckener Fazies mit Lyditen im Llandovery	Kalk Kiesel- schiefer	Lydit
Ordo- vician	Plenge- Fazies	Lydite und Quarzit	Uggwa- Fazies	Uggwa- oder Quar- zit Fazies	Uggwa- oder Quar- zit-Fazies	Quarzit- oder Ugg- wa-Fazies	Quarzit- oder Ugg- wa Fazies	Uggwa- Fazies	Quarzit u. Plenge- Fazies
					phyllitische Schiefer d. tiefen Or- dovician			phyllitische Schiefer d. tiefen Or- dovician	

arme an beiden Enden offen waren, so daß das Seewasser frei in ihnen zirkulieren und die Graptolithen hereintragen konnte.

Ulrich, 1911, hat darauf hingewiesen, daß die Graptolithenschiefer auch Konglomerate enthalten und daher zum Teil sichere Seichtwasserbildungen sind. Auch Grabau, O'Connell und Twenhofel halten die Graptolithenschiefer direkt für Absätze im flachen Wasser.

Ruedemann³ hat die wichtige Unterscheidung von reinen und gemischten Graptolithenschiefern gemacht. Die reinen Graptolithenschiefer enthalten außer den vorwiegenden Graptolithen fast keine anderen Versteinerungen, während die gemischten Graptolithenschiefer viele nicht-graptolithische Versteinerungen führen und sich durch ihren größeren oder kleineren Kalkgehalt von den reinen Graptolithenschiefern unterscheiden. Die gemischten Graptolithenschiefer kommen in größeren Epikontinentalmeeren zur Ablagerung und gehen seitlich in Kalke über. Die reinen Graptolithenschiefer kommen nur in den langen Meeresarmen der Geosynklinale der Appalachien vor. Ruedemann kam zum Schluß, daß die Fauna der reinen Graptolithenschiefer in den toten Gründen des Meeres abgesetzt wurden. Dagegen zeigt sich auf den weniger ungünstigen Böden, wo die gemischten Graptolithenschiefer abgelagert wurden, eine ärmliche Schlammfauna.

Wichtig ist der Hinweis Ruedemanns⁴, daß die Graptolithen sich durchaus nicht so schnell verändert haben, wie man aus der geringen Mächtigkeit der reinen Graptolithenschiefer geschlossen hat, sondern daß die sehr geringe Mächtigkeit der Zonen dem sehr langsamen Absatz des Schlammes zuzuschreiben ist.

Wenn wir die Graptolithenschiefer der Karnischen Alpen betrachten, so sehen wir drei Gruppen:

1. Die Kieselschiefer und Quarzite des Ordovicians; diese Wechsellagerung ist sicher in keiner größeren Tiefe abgelagert worden, wie das Vorhandensein der Quarzite zeigt.

2. Bei den Kieselschiefern und kalkigen Bänken der Findexnifazies handelt es sich um den Typus der gemischten Graptolithenschiefer Ruedemanns.

3. Die große Masse der Graptolithengesteine der Karnischen Alpen aber gehört zum Typus der reinen Graptolithenschiefer Ruedemanns.

³ New York State Museum, Bulletin 258, 1925; Bulletin 267, 1926, S. 61—77. — Ferner Ruedemann, Paleozoic Plankton of North America, Geol. Society of America, Memoir 2, 1934; S. 8. — Ruedemann, Ecology of Black Mud Shales of Eastern New York, Journal of Paleontology, Vol. IX, N 1, 1925, S. 79 ff.

⁴ Leopoldina, Amerikaband, S. 12 des Separatabdruckes.

Wir betrachten nun die Sedimentation der Graptolithengesteine im Obersilur der Karnischen Alpen. Im Llandovery beginnt eine fast allgemeine Sedimentation von Lyditen und Kieselschiefern. Nach dem Ende des Untersilurs und der Zone 16, welche überall mit Ausnahme der Bischofalmdecke fehlt, setzt eine plötzliche Senkung des Sedimentationsraumes ein. Das heißt nichts anderes, als daß der Sedimentationsraum der Bischofalmdecke sich nach N gewaltig ausdehnt. Nur das Sedimentationsgebiet der Cellondecke, wo kalkige Gesteine abgelagert werden, macht eine Ausnahme.

Dann folgt nach dem Ablauf des Llandovery eine fast allgemeine Hebung des Sedimentationsraumes, denn fast überall werden kalkige Ablagerungen geschaffen. Nur in der Bischofalmdecke und in einem Teil der Rauchkofeldecke bleibt das tiefere Wasser bestehen, so daß weiter Graptolithenschiefer abgelagert werden. Wenn man diese Erscheinung räumlich betrachtet, dann erfolgt die Ablagerung der Graptolithenschiefer, welche jünger als das Llandovery sind, in langen Trögen; das gilt sowohl für die Bischofalmdecke, deren Ablagerungsgebiet immer die langgestreckte Trogforn bewahrt hat, als auch für den entsprechenden Teil der Rauchkofeldecke.

Vor kurzer Zeit hat H. F r e b o l d⁵ Geschiebe von Graptolithenschiefer aus Rügen beschrieben, das von Bornholm oder Schonen stammt. Es zeigt schön ausgebildete R i p p e l m a r k e n. Damit ist ein wichtiger Hinweis auf die Ablagerungstiefe des Graptolithenmeeres gegeben. Aus dem Bestande von Rippelmarken ergibt sich, daß das Meer gewiß nicht tiefer als 200 m gewesen sein kann. Das ist aber nur die untere Grenze, denn es kann auch viel seichter gewesen sein.

Für die Beurteilung der Ablagerungstiefe der Graptolithengesteine der Karnischen Alpen kommt einmal die Tatsache in Betracht, daß sie im höheren Obersilur der Cellondecke mit Kalken wechseln (Cardiola-Niveau des Profiles der Cellonetta). Da es sich bei diesen Vorkommen um Kieselschiefer handelt und mit den Kalken eine Wechsellagerung besteht, so kann die Ablagerungstiefe von Kalk und Kieselschiefer nicht allzu verschieden sein. Dazu kommt noch in Betracht, daß es sich da um reine Kieselschiefer im Sinne von R u e d e m a n n handelt.

Schubweiten der Decken. Die Reichweite der Überschiebungen kann nur im mittleren Teile der Karnischen Alpen bestimmt werden; denn im W und O Teil des Gebirges herrscht meist Steilstellung der tektonischen Elemente, welche bei der Beurteilung der Schubweiten ganz unrichtige Bilder geben würde.

⁵ Zeitschrift für Geschiebekunde, Bd. IV, 1928, S. 60 ff.

Gaertner hat auseinandergesetzt, daß die Ausglättung des Würmlacher Sattels eine tatsächlich beobachtbare Schubweite von 7 bis 8 km ergeben muß. Für die Bischofalmdecke ergibt sich eine Schubweite von mindestens 8 km, für die Plengedecke von mindestens 14 km.

Alle diese Werte sind die tatsächlich zu beobachtenden minimalen Schubweiten. Es kann gar keine Frage sein, daß diese Werte des äußersten Minimums durch die wirklichen Schubweiten beträchtlich übertroffen werden können. Leider hat man keine Anhaltspunkte für die Beurteilung der maximalen Schubweiten, doch sprechen die faziellen Verhältnisse gegen die Annahme von großen Fernschüben.

Bewegungs- und Faltenrichtung. In den Karnischen Alpen ging die Schubrichtung gegen Norden. Das zeigen die von der Königswand abgefalteten Kalke der Liköflwand, die Verfaltungen im Gebiete der Hochweißsteinhütte, die tektonischen und faziellen Verhältnisse zwischen Wolaier See und Polinig, die Tektonik N des Hohen Triebes, die Übereinanderstapelung der Decken am Poludnig und am Oisternig, das Drängen gegen N in der Gruppe der Göriacher Alpe. Mit diesen wenigen, aus der großen Masse herausgenommenen Beispielen stimmt die Richtung der Faltung überein, die alle gegen N gehen (z. B. Cellondeckensattel im Valentintal und in der Cellonetta, Faltung in der Gatterspitze, Poludnig usw.).

In der älteren Literatur ist vielfach die Vorstellung zu finden, daß die Karnischen Alpen gegen S gefaltet worden sind. So hat Gortani ein Profil des Monte Germula gezeichnet, das scheinbar eine Bewegungsrichtung gegen S zeigt. Ich habe mich früher mit diesen Verhältnissen auseinandergesetzt.

Den Versuch von Küpper, die Tektonik mit einer Südbewegung zu lösen, hat Gaertner, 1931 (303, S. 184), als unmöglich aufgezeigt. Darauf weiter einzugehen, fehlt jeder Anlaß. Damit sind auch die Vorstellungen von Kober gefallen, der die Karnischen Alpen zum Südoststamm der Varisziden rechnet — siehe dazu Gaertner, 1931 (303, S. 184).

Durchbewegung. Alle Gesteine des variszischen Baues der Karnischen Alpen zeigen Durchbewegung. Sie ist sehr stark in der Plengedecke, weniger bedeutend in der Bischofalmdecke. Von der Kellerwanddecke bis zur Ederdecke nimmt die Durchbewegung in bedeutendem Maße zu, was sich am klarsten in den devonischen Gesteinen durch den Weg von der versteinungsreichen zur Bänderkalkfazies zeigt. Besonders in den Netz- und Flaserkalken, dann aber auch in den Quarziten und Tonflaserkalken des Ordovician ist die Durchbewegung bis zu einem Linsenbau gesteigert.

Ganz allgemein kann man auch sagen, daß der Grad der Umwandlung vom Wolaier See gegen W zunimmt, denn die

Schiefer der Mooskofeldecke und der Plengedecke haben den Grad der Grünschieferfazies von Eskola erreicht. Besonders stark ist auch die Metamorphose nahe der Nordgrenze. Die Gesteine der Luggauer Decke erreichen fast schon den phyllitischen Habitus.

Phasen der alten Gebirgsbildungen. In der Schichtserie vom Ordovician bis zum Schluß der Hochwipfelschichten können wir mehrere Phasen der Gebirgsbildung erkennen, die allerdings sehr verschieden stark gewesen sind.

In die kaledonische Zeit der Gebirgsbildung gehören die sehr schwachen takonischen Bewegungen an der Grenze von Ordovician zum Gotlandian. Diese Bewegung findet ihren Ausdruck in der kaum merkbaren Diskordanz an der Grenze von Unter- und Obersilur, dann aber besonders durch das Fehlen der tiefsten Graptolithenzone des Obersilurs (Zone 16 von Elles und Wood) in allen Decken mit Ausnahme der Bischofalmdecke. Schon der Umstand, daß im tiefsten Teil des Karnischen Sedimentationstrogcs, nämlich in der heutigen Bischofalmdecke ein direkter Übergang vom Ordovician zum Gotlandian vorhanden ist, zeigt, daß die takonische Bewegung sehr schwach gewesen ist.

Der Verlauf der Sedimentation zeigt Schwankungen epirogenetischen Charakters und besonders im Oberdevon ein Absinken des Meeresbodens; denn über Riffkalke liegen Cephalopodenkalke. Die Sedimentation geht noch in das tiefste Atreoeunght (S. 71). Dann hört die Ablagerung plötzlich auf — das ist die Wirkung der bretonischen Faltung, welche die älteste Phase der variszischen Gebirgsbildung ist. Es wurde, wie die Ablagerung des Hochwipfelkarbon zeigt, ein ganz flaches Faltengebirge angelegt. Das Hochwipfelkarbon transgrediert über Oberdevon und Mitteldevon der Rifffazies, aber nur in der gering mächtigen Rauchkofelfazies greift die Transgression bis in das Obersilur herab. Gaertner, 1931 (303, S. 158), hat geschätzt, daß die Transgression nirgends tiefer als 200 m in die Unterlage hinabgreift. So tief also konnte — im Maximum — die Abtragung vor der bretonischen Faltung gegangen sein. Im allgemeinen wird man zum Schlusse kommen müssen, daß die bretonische Faltung schwach gewesen ist, denn an vielen Stellen herrscht Paralleltransgression des Karbons über dem Oberdevon.

Mit der Transgression der Hochwipfelschichten beginnt eine ungewöhnlich rasche Senkung, womit eine Sedimentation von bedeutender Mächtigkeit und von flyschartigem Charakter verbunden ist. Es mögen in den Hochwipfelschichten etwa 800 m Sediment abgelagert worden sein.

An die rasch verlaufende Senkung des Sedimentationstrogcs, der mit den Seichtwasserbildungen der Hochwipfel-

schichten gefüllt wird, schließt sich eine Zeit der großen Gebirgsbildung an, in den Karnischen Alpen die größte Phase der variszischen Gebirgsbildung. Da die Hochwipfelschichten sicher Visé umfassen, vielleicht noch in das unterste Oberkarbon hinaufgehen, die Naßfeldschichten aber noch in das Mjatschkowo herabgehen, kann die große Gebirgsbildung nicht mit der sogenannten asturischen Phase Stilles zusammenfallen, sondern sie muß der sudetischen Phase angehören.

In der sudetischen Phase wird der großartige Deckenbau der Karnischen Alpen geschaffen. Die Bewegung war gegen N gerichtet.

In den Karnischen Alpen ist die sudetische Phase in zwei zeitlich getrennten Unterphasen vor sich gegangen, wie die Stellung der Bischofalmdecke zu den tieferen Decken zeigt. Zuerst erfolgte die Übereinanderstapelung der tieferen Decken bis einschließlich der Cellon-Kellerwanddecke. Nach der Schaffung dieses Deckenbaues erfolgte seine Faltung; es entstanden die großen Deckenantiklinalen und Deckensynklinalen.

Erst nach der Faltung des Deckenpaketes erfolgte der Einschub der Bischofalmdecke in der früher (S. 137) beschriebenen Weise in der Form einer Reliefüberschiebung. Daß diese zweite Phase nicht mit der asturischen Phase Stilles zu vereinigen ist, zeigt die Transgression der Naßfeldschichten über die Bischofalmdecke.

Der variszische Deckenbau wird abgetragen und über ihn legt sich die Transgression der Naßfeldschichten, welche die Schichtserie des zweiten Stockwerkes einleiten.

Der alpidische Bau.

Die Schichtserie des zweiten Stockwerkes beginnt mit der Transgression der Naßfeldschichten. Die Transgression erfolgte über die verschiedensten Glieder des Baues des ersten Stockwerkes. Nach oben hin werden die Naßfeldschichten, die vielfach einen terrestrischen Einschlag haben, immer kalkreicher. Im oberen Teil liegen die unteren und die oberen Schwagerinenkalke, womit die volle pelagische Entwicklung uns in bedeutender Mächtigkeit entgegentritt. Darüber liegen die Trogkofelkalke, die auch zur pelagischen Fazies des Jungpalaeozoikums gehören.

Nach der Ablagerung der Trogkofelkalke kam es zu einer leichten Störung, welche mit der saalischen Phase Stilles zusammenfällt. Diese Störung gibt sich in einer kurzen Unterbrechung der Sedimentation zu erkennen: der Trog-

kofelkalk wird zum Teil abgetragen und über ihn breitet sich die Tarviser Brekzie aus.

Mit der Tarviser Brekzie beginnt neuerlich eine geschlossene Ablagerungsreihe, welche die Grödener Schichten, die Bellerophonstufe und die Trias umfaßt.

Die Hauptverbreitung des zweiten Stockwerkes beginnt mit den Naßfeldschichten des Colendiaul und geht von da bis an das Ostende der Karnischen Alpen. Mit dem Trogkofel setzt der Trogkofelkalk, mit dem Gartnerkofel die Trias ein.

Abgetrennt vom großen Verbreitungsgebiete des Jungpalaeozoikums liegen die Naßfeldschichten des Monte Pizöl bei Paularo und dieselben Schichten mit Trogkofelkalk bei Forni Avoltri. Aber auch im westlichsten Teile des Gebirges muß dasselbe Jungpalaeozoikum vorhanden gewesen sein, wie die Geröllvölker des Grödener Niveaus im Bereiche des Kreuzbergpasses (Monte S. Croce) und von Sexten zeigen.

Lange Zeit herrschte — besonders unter dem Einfluß von Frech, 1894 (80) —, die Vorstellung, daß die Naßfeldschichten keine wesentliche Tektonik mitgemacht hätten. Die von Frech veröffentlichten Profile des Auernig und der Krone haben zu dieser Anschauung verführt. Dann hat Geyer, 1896 (91), auf die steile Aufrichtung der Naßfeldschichten im Zug der Garnitzen aufmerksam gemacht und ich habe, 1928 (268), Überschiebungen im Bau des Naßfeldgebietes nachgewiesen. In dem Abschnitt über den Bau dieser Gebiete wurde gezeigt, daß eine bedeutende Tektonik, die sogar bis zu flachen Schubbewegungen größerer Teile führt, vorhanden ist. Wir sahen die Schubrichtung am Nordrande der Transgression am Waschbüchel gegen S gerichtet, aber im Streichen kehrt die Bewegungsrichtung dieser Schiebung um und geht gegen N (Gugel, Hochwipfel). Wir sahen den Schubbau im Gebiete der Tresdorfer Höhe, der Rudniker Alm, den gegen N gerichteten Schubbau der Nordseite des Gartnerkofels.

Im Gebiete des zweiten Stockwerkes kommt es innerhalb der Naßfeldschichten direkt zu einer Tektonik von Schubmassen, wie die Zusammenfassung dieses Baues in Fig. 29, Tfl. III, ergibt. Allerdings werden wir aber nicht etwa von einer Trogkofeldecke reden, denn es handelt sich bei dieser einheitlichbewegten großen Masse nur um eine geringe Ablösung im stratigraphischen Verbande. An den meisten Stellen liegt die Sache derart, daß in der stratigraphischen Reihe unter den Schwagerinenkalken eine Ablösung des oberen Teiles der Schichtfolge geschehen ist, welche wohl in erster Linie mit dem Einsetzen der immerhin mächtigen starren Kalkmassen zusammenhängt. Es ist gleichsam im System der Naßfeldschichten der

obere Teil abgezogen worden. Es kann sich da also nicht etwa um einen Schub aus einiger Entfernung handeln, denn es ist an manchen Stellen der stratigraphische Zusammenhang aufrecht erhalten geblieben.

Die Bewegung des Naßfeldkarbons gegen N, welche vom Hochwipfel, Trogkofel, besonders aber vom Gartnerkofel an gegen O ganz klar hervortritt, ist aber nur ein Teil des Wanderns einer ungleich größeren Masse, denn es wurde festgestellt, daß überall in den O Karnischen Alpen die Trias auf einer großartigen Schubbahn gegen N gewandert ist. Meist ist es der Schlerndolomit, der direkt auf den palaeozoischen Schichten aufgeschoben liegt, aber die Schichtfolge ist in einzelnen Profilen (Uggwagraben, Tarvis—Törl) durch die Trias und das untere Perm vervollständigt; aber auch da sind die tieferen Schichten oft in ihrer natürlichen Mächtigkeit vermindert, laminiert und das Naßfeldkarbon (z. B. S von Törl) teilt ihr Schicksal.

Wenn wir diese große alpidische Bewegung der O Karnischen Alpen überblicken, dann ist es gleichsam ein Wiederaufleben der Vorstellungen von Termier (historischer Abschnitt, S. 42), die sozusagen in unveränderter Gestalt erscheint.

Die Trias der östlichen Karnischen Alpen vom Gartnerkofel angefangen ist die Koschuta einheit der Karawanken, die ja dort auch ein Teil eines großen gegen N geschobenen Gebietes ist.

Die große Bewegung des zweiten Stockwerkes hat die deutliche Tendenz gegen N. Dasselbe ist der Fall bei der großen Störung an dem Nordrande der Naßfeldtransgression von O her bis über Hochwipfelscharte und die Gugel. Im Waschbüchel aber dreht der Bewegungssinn dieser Störung um, denn der Schub geht da gegen S. Eine Schubrichtung gegen S sehen wir auch an anderen Stellen, worauf noch zurückzukommen sein wird.

Es erhebt sich nun die Frage, wie der variszische Unterbau auf die alpidischen Bewegungen reagiert hat. Im Wolaier und Plöckener Abschnitt sehen wir einen gefalteten Deckenbau, der von vielen kleineren Störungen durchsetzt wird. Man kann hier nur vermuten, daß es alpidische Bewegungen waren, welche die hohen tektonischen Komplikationen in dem Sinne verursacht haben, daß der Deckenbau teilweise verschuppt, verbogen und zerbrochen wurde.

Wie viel in den westlichen Karnischen Alpen auf die alpidischen Bewegungen zu setzen ist, was an Schuppen auf diese jungen Phasen der Gebirgsbildung fällt, ist infolge des Fehlens jüngerer Ablagerungen nicht zu erkennen. Alpidisch ist sicher

die Südbewegung der „Quarzphyllite“ des Comelico über das Perm des Tales von Sexten (Profil XIX, Tfl. II).

Östlich des Kronhofgrabens haben wir die großartigen Verschuppungen des Deckenbaues. Dieses ungeheuerliche Durcheinander der tektonischen Elemente ist in seiner Grundlage sicher auf die variszische Faltung zu beziehen, denn wir sehen, daß im Gebiete vom Colendiaul bis zur Straniger Alm die alpidisch erworbene Tektonik nur in einer Einmuldung der Naßfeldschichten und in einer Überkipfung beziehungsweise Überschiebung dieser Mulde von N her besteht. Die alpidische Tektonik kann also keinen sehr bedeutenden Anteil an der Komplikation der Tektonik der Decken gehabt haben. H a b e r f e l n e r stellte eine alpidische Faltung der von Naßfeldschichten überlagerten Bischofalmdecke des Colendiaul fest, 1931 (304, S. 889).

Eine gewaltige Verschuppung der variszischen Decken sehen wir im östlichen Teile der Karnischen Alpen, besonders in den Vorlagen der Göriacher Alpen und am Oisternig. Dünne Schuppen der Mauthener Almdecke und der Rauchkofeldecke, von welchen jede förmlich in Hochwipfelkarbon eingewickelt ist, können wahrscheinlich nicht durch eine einphasige Tektonik erklärt werden. Man muß, um diesen Bau zu verstehen, zur Annahme greifen, daß ein großer tektonischer Vorgang den Bau der Decken geschaffen hat, während eine zweite tektonische Beanspruchung die Verschuppung dieses Baues hervorgerufen hat. Ob diese zweite Phase aber die alpidische Gebirgsbildung ist, kann nicht mit Sicherheit erkannt werden, denn die Schichtfolge von den Naßfeldschichten aufwärts ist zwar noch kräftig gestört, wie das Profil nördlich von Tarvis zeigt, aber das zweite Stockwerk ist vom variszischen Bau reinlich abgetrennt und in die Schuppen des variszischen Baues treten nirgends Naßfeldschichten ein.

Alpidisch ist der A u f s c h u b d e r D i m o n d e c k e auf die Zone von Cristo di Timau. Innerhalb der Dimondecke sehen wir einen Schuppenbau, welcher durch den Wechsel von Hochwipfelkarbon mit den roten Schiefen des Perm + Eruptiva bewiesen wird. Mit der Dimondecke hängen die Südlichen Kalkalpen direkt zusammen, daß diese und die Decke eine einzige große bewegte Masse darstellen.

Der Aufschub der Dimondecke ist W von Paularo gegen N gerichtet, wie die Profile von Timau, Collina usw. zeigen. Ebenso ist im Bereiche des Pontebbaner Tales die Schubrichtung gegen N gegangen — allerdings ist dort die Dimondecke nicht mehr vorhanden. Dazwischen aber, im Gebiete N von Paularo, herrscht sowohl in der Dimondecke als auch in den variszischen Decken bis zur Cellondecke des Monte Germula

Nordfallen. Wir sehen die tektonischen Elemente, welche aus dem Gebiete des Hohen Triebes und des Findenigkofels gegen OSO ziehen, die allgemeine Fallrichtung aus dem Südfallen in das Nordfallen umkehren. Dasselbe geschieht in der Dimondecke. Es ist keine Frage, daß die Dimondecke gegen S überstürzt ist und daß der variszische Bau des Monte Germula auf sie gegen S aufgeschoben ist. Dabei ist festzuhalten, daß die ganze Masse des Monte Germula einen halben Deckensattel bildet, dessen Südflügel wohl vor der Ablagerung der Naßfeldschichten abgetragen worden ist. Der halbe Deckensattel wurde auf die Dimondecke aufgeschoben, die selbst gegen oben tektonisch auskeilt; daher liegt das Hochwipfelkarbon des variszischen Baues in der Forca Pizzúl auf dem Naßfeldkarbon. Es ist also sowohl der variszische Bau des Monte Germula als auch die Dimondecke gegen Süden bewegt. — Diesen alpidischen Südbewegungen steht auf der Nordseite des Monte Germula der Schub der Cellondecke über das Naßfeldkarbon der Lanzen gegenüber.

Die Bewegungsrichtung der alpidischen Faltung war also nicht einheitlich; denn wir sehen ausgesprochene Südbewegung, aber gewiß ist die große Mehrzahl der Bewegungen gegen N gerichtet. Wir sehen, daß an den relativ wenig veränderten variszischen Deckenbau des Wolaier—Plöckener Abschnittes im O die alpidisch bewegten Gebiete der Naßfeldtransgression anschließen, daß man vom Gartnerkofel gegen O die große S—N-Bewegung der Koschuta-einheit vor sich hat. Ich komme zum Schlusse, daß sich die Stärke der alpidischen Bewegung gegen Osten steigert, was ja auch darin seinen Ausdruck findet, daß der Nordrand der Karnischen Alpen mit dem Nordrande der West-Karawanken in enger Beziehung steht — vom Nordrande der östlichen Karawanken haben Kahler und ich ganz junge Bewegungen nachgewiesen.

Es steht nun die Frage der Ein- oder Mehrphasigkeit der alpidischen Gebirgsbildung auf. Sicher sind alle Störungen mit dem Bewegungssinn gegen N gleichzeitig. Der Schubmassenbau im Naßfeldkarbon, das Drängen im Profil der Nordseite des Gartnerkofels sind nur unter dem Gesichtspunkte der Gleichzeitigkeit zu verstehen. Die große Störung an der Nordseite des Naßfeldkarbons (Frechs Hochwipfelbruch) ist auf lange Strecken seines Verlaufes eine Bewegung gegen N, aber im Gebiete des Waschbüchels usw. kehrt sich die Bewegungsrichtung gegen S. Ich vermute, daß hier die Umkehrung durch eine vielfach erscheinende junge Bewegung gegen S bewirkt worden ist, so daß die ursprüngliche Nordbewegung gegen S umgelegt wurde. In diesen Zusammenhang bringe ich die großen gegen S gerichteten Bewegungen auf der

Südseite des Gartnerkofels und die Überstürzung der Südseite des Monte Germula.

Wenn man — was man tun muß —, den Nordschub mit der Bewegung der Koschuta-Einheit in Zusammenhang bringt, so kommt man auf die savische Phase der alpidischen Gebirgsbildung. Dann muß man die gegen S gerichteten Bewegungen in eine jüngere, allerdings zeitlich unbestimmbare Phase einreihen.

Jünger als die eben abgehandelten alpidischen Faltungen ist wohl die Störung von Bordaglia, welche eine deutliche Bewegung gegen S ist und schief durch den Bau des Gebirges reißt. Sie ist ein Ableger der Val Sugana-Linie, an welcher Schwiner, 1923 (235), noch diluviale Bewegungen nachgewiesen hat. Es ist unmöglich, den zeitlichen Zusammenhang der Störung von Bordaglia mit den anderen Südbewegungen der Karnischen Alpen nachzuweisen — ein solcher Zusammenhang ist auch wegen des verschiedenen Charakters der Störungen unwahrscheinlich.

Wahrscheinlich noch jünger sind die zahlreichen Verwerfungen, die sich besonders bei der Ausarbeitung der Detailstratigraphie des Naßfeldkarbons unangenehm bemerkbar gemacht haben. Sie haben meist eine meridionale Richtung. Im Gebiete zwischen Plöcken und Hochwipfel unterscheidet Haberfelner, 1932 (319), in den meridionalen Brüchen vordiluviale Störungen bis zu 500 m, nacheiszeitliche Bewegungen bis zu 100 m Sprunghöhe.

Die Südgrenze der Karnischen Alpen hat keinen einheitlichen Charakter, wenn auch die Teilstücke einen annähernd geradlinigen Verlauf haben, dem Streichen und der Tektonik der entsprechenden Abschnitte angepaßt sind.

Im W des Karnischen Gebirges bildet der im Sextentale erscheinende „Quarzphyllit“ des Comelico eine unserem Gebirge parallele Kette, welche, wie die Karnischen Alpen, bei-läufig in NW streicht. Der „Quarzphyllit“ zieht in der Richtung des Valle Visdende. Die „Quarzphyllite“ des Comelico, welche vielleicht noch zum Körper der Karnischen Alpen gehören (Luggauer Decke?), sind gegen SW, über das Perm des Sextentales geschoben; das ist sicher eine Bewegung alpidischer Art.

Auf den „Quarzphylliten“ liegt eine Reihe von Denudationsrelikten von Grödener Schichten. Die Trias der Cima dei Longherin samt ihrer permischen Unterlage liegt nahe bei Valle Visdende auf den „Quarzphylliten“ und stößt mit einer scharfen Störung an das Palaeozoikum des Gebietes der Porze.

Zwischen Valle Visdende und S. Stefano del Comelico sinken mit NW-Streichen die „Quarzphyllite“

des Comelico unter Perm und Trias der Südlichen Kalkalpen, um nicht mehr herauszutauchen.

Während bis S. Stefano beziehungsweise Valle Visdende der Südrand des Karnischen Gebirges dem alten NW-Streichen folgt, zieht die Südgrenze von Valle Visdende bis zum Monte Vas in OW-Richtung, wobei Grödener Sandstein über den variszischen Bau tritt.

Vom Monte Vas bis gegen Frasenotto folgt eine scharfe Biegung des Südrandes gegen SSW, was vielleicht mit der Bordaglia-Störung in einem Zusammenhang stehen kann.

Von Frasenotto beziehungsweise Forni Avoltri an verläuft die Grenze in SO-Richtung, wobei auf den untersinkenden Karnischen Gesteinen Perm und Trias der Südlichen Kalkalpen liegen.

Von Comeglians bis Paularo hat man bei O—W-Streichen dieselben Verhältnisse und die Grenze erscheint als eine recht gerade Linie, wenn man sie über den roten Schiefen der Dimondecke zieht.

Von Forni Avoltri bis Paularo ist die Grenze die einfache stratigraphische Auflagerung der Grödener Schichten auf die permischen roten Schiefer der Dimondecke. Von Paularo an gegen Osten beginnen die Verhältnisse schwieriger zu werden. Der Grödener Sandstein streicht zwar noch im Hangenden der Naßfeldschichten des Monte Pizzul bis zur Pontebbana durch, wo beide an einer Störung abschneiden. S des Monte Pizzul und des Monte Salinchiè aber beginnt jene große Störung, welche im unteren Pontebba und im Canaltal Werfener Schichten beziehungsweise Perm auf den Schlerndolomit N des Canaltales bringt; dieser Schlerndolomit gehört zu der großen Masse der östlichen Karnischen Alpen, welche der Koschuta-Einheit gleich ist. Die Trias, welche S der Pontebbana und des Canaltales liegt, gehört zur großen Masse der Julischen Alpen und zwar zu den zentralen Julischen Alpen im Sinne von Winkler, 1923 (233). Hier haben wir das Bewegungssystem gegen N.

Wir fassen die Ergebnisse über den Südrand der Karnischen Alpen zusammen: Vom Westende bis zum Valle Visdende hat man an einer Störungsbahn Bewegung gegen S. Von da bis Paularo herrscht der normale transgressive Verband. Von Paularo über die untere Pontebbana und das Canaltal bis Tarvis hat man das scharfe Drängen gegen N, welches im Aufschub der Koschuta-Einheit und in der Schubfläche des Canaltales mit der Förderung der Zentralen Julischen Alpen über die Koschuta-Einheit ihren wohl markierten Ausdruck findet.

Die Nordgrenze der Karnischen Alpen ist durch ihre außerordentliche Geradlinigkeit ausgezeichnet, wie früher schon auseinandergesetzt worden ist. Dadurch tritt uns

der Nordrand als eine Linie entgegen, deren Schärfe nicht zu überbieten ist. Niemand wird bei der Betrachtung des Nordrandes zweifeln können, daß es sich um eine tektonische Bahn erster Ordnung handelt. Schon die Unabhängigkeit des Streichens im Karnischen Gebirge von der Nordrandstörung zeigt die Bedeutung dieser großen Linie.

Dem palaeozoischen Gebirge ist das Krystallin des Gailtales vorgelagert. Das ist ein Gebiet mit der typischen Tektonik des alpinen Krystallins, welche mit dem Bau der Karnischen Alpen gar nichts zu tun hat.

Ganz kurz muß auf das Streichen des krystallinen Gebirges eingegangen werden. Im Gailtal unterhalb Mauthen ist Palaeozoikum und Krystallin durch den breiten Gailboden getrennt. Es ist aber möglich, daß hier das Krystallin spitz gegen den Nordrand des Karnischen Gebirges streicht. Im unteren Lesachtal streicht der Karnische Rand N 70 W, das Krystallin in O—W. Es ziehen also die krystallinen Gesteine spitz gegen die Nordrandstörung des Karnischen Gebirges. Auch da zeigt sich wieder die Bedeutung der Nordrandstörung.

Der Geradlinigkeit des Nordrandes des Gebirges tut es keinen Abbruch, daß die junge Bordinglia-Störung schief auf den Rand streicht, wozu zu bemerken ist, daß die Anlage der Nordrandstörung sicher älter als die Bordinglia-Störung sein muß, wenn auch an beiden noch diluviale Bewegungen stattgefunden haben.

Vom Westende der Karnischen Alpen bis Mauthen—Würmlach bildet die Luggauer Decke die Nordgrenze. Sie ist der Nordrandstörung und den höheren Karnischen Decken parallel geschaltet.

Für eine kurze Strecke W von Mauthen streicht die Mooskofeldecke schief gegen den Nordrand aus und zwischen dem Wolaier Tal und Mauthen stößt sie so weit gegen N vor, daß sie, die Luggauer Decke begrabend, an die Nordrandstörung selbst herantritt.

Östlich von Mauthen verschwindet die Luggauer Decke. Die höheren Decken treten schief an den Rand des Gebirges aus. Es wurde schon früher hervorgehoben, daß die Eder- und Mauthener Almdecke O von Mauthen den heutigen Körper des Karnischen Gebirges verlassend, schief an der Nordgrenze austreichen und erst bei Tröppelach—Rattendorf wieder erscheinen. Besser als durch diese Erscheinung kann der tektonische Charakter der Nordgrenze nicht dokumentiert werden.

Das Ausstreichen und neuerliche Erscheinen der Eder- und Mauthener Almdecke hängt, wie schon früher auseinandergesetzt worden ist, mit der Biegung des Streichens zusammen, welche der Feldkogelzug am besten aufzeigt.

Die Nordgrenze des Karnischen Gebirges schneidet rücksichtslos alle tektonischen Elemente des Streichungsbogens zwischen Würmlach und Tröppelach durch.

Auf der Strecke von Tröppelach bis Feistritz fällt der Nordrand mit der Ederdecke zusammen. Das gilt aber nur im großen; denn nur dann, wenn man die Ederdecke als eine Einheit betrachtet, kommt man zur Vorstellung, daß sie als Ganzes eine geschlossene Grenze darstellt. Tatsächlich aber zeigen die Verhältnisse am Ausgang der Garnitzenklamm und S von Vorderberg, daß die Ederdecke fortwährend Verluste erleidet. Sie verliert immer wieder einen äußeren Zug; an beiden genannten Stellen streichen die nördlichsten Züge schief an die Nordrandstörung aus, gehen also für den Bau des Karnischen Gebirges verloren und erscheint nicht mehr wieder in ihm.

Östlich von Feistritz tritt die Mauthener Almdecke an den Nordrand heran; unter das Gewölbe dieser Decke taucht die Ederdecke unter. Die Mauthener Almdecke überholt also die Ederdecke, welche erst bei Hohenthurn wieder erscheint.

Zwischen Feistritz und Arnoldstein breitet sich Interglazial derart aus, daß vom alten Bau nur wenig zu sehen ist. Das Interglazial liegt noch sehr flach, aber in der schmalen nördlichen Randzone des Dert-Rückens ist es recht stark aufgerichtet. Die Nordgrenze des flach liegenden Interglazials ist eine gerade Linie in der genauen Fortsetzung der Nordrandstörung der Karnischen Alpen. An dem Zusammenhang der Nordgrenze des Interglazials und der Nordrandstörung der Karnischen Alpen kann nicht gezweifelt werden. Man kommt zu folgender Vorstellung: Das Interglazial samt dem unter ihm liegenden alten Bau bewegt sich gegen Norden und schiebt den Zug des im Dert-Rückens aufgerichteten Interglazials vor sich her. Man kommt so zur Vorstellung von ganz jungen Bewegungen. Daß solche Bewegungen noch in die heutige Zeit hineinreichen, ergibt sich aus den Beobachtungen im Bergbau Bleiberg, wo Tschernig, 1932 (320), den jetzigen Ablauf dieser Bewegungen eindringlich geschildert hat.

Das Auftreten von Grödener Sandstein NO von Dreulach markiert annähernd die Grenze zwischen dem gestörten und ungestörten Interglazial. Dieser Grödener Sandstein ist wahrscheinlich schon ein zum Gebirge N der Gail gehöriger Fetzen. Es können hier schon Verhältnisse herrschen, wie die für den Nordrand der Karawanken östlich vom Faaker See bezeichnend sind: An das Gebirge mit nordalpiner Fazies ist der Körper der Südalpen direkt angepreßt worden.

Wenn wir nun das gesamte Bild der Nordrandstörung betrachten, so kommen wir zur Vorstellung, daß sie den Bau der Karnischen Alpen rücksichtslos abschneidet und eine ganze Reihe von tektonischen Elementen für lange Strecken beseitigt.

In seiner heutigen Gestalt erscheint uns der Bau der Karnischen Alpen als ein Torso.

Der tektonische Charakter der Nordgrenze ist zu definieren als eine Bewegungsfläche, mit welcher die Karnischen Gesteine an das Krystallin des Gail- und Lesachtales angepreßt worden sind. Als eine scharfe Linie schneidet die Nordgrenze das ganze Gebirge ab.

Es muß nun in Betracht gezogen werden, in welchem Verhältnis die Nordgrenze der Karnischen Alpen zur Insubrischen Linie steht, welche Cornelius und Cornelius-Furlani, 1931 (302), aus dem W in das Pustertal verfolgt haben. Die beiden Forscher haben gezeigt, daß an der insubrischen Linie des Addatales die nachstehende Reihe der Vorgänge und deren Alterseinstellung zu erkennen sind: 1. Deckenbewegungen im N, welche spätestens im Laufe des Oligozäns abgeschlossen sind. — 2. Intrusion des Disgrazia-Tonalites und anderer Tonalite; nachfolgend Granit-Intrusionen; wahrscheinlich Oligozän, spätestens älteres Miozän. — 3. Steile Aufschiebung in der Richtung von N gegen S an der insubrischen Linie, abgeschlossen in der Hauptsache im Mittelmiozän; Fortdauer gleichsinniger Bewegungen im südalpiner Gebiete. — 4. Ausbildung der mittelmiozänen Landoberfläche (= alte Gebirgsoberfläche Klebelsbergs, Firnfeldniveau von Creutzburg). — 5. Einmuldung längs der insubrischen Linie, vielleicht gleichsinniges Aufleben der Bewegungen in den Südalpen, spätestens abgeschlossen vor dem Mittelpliozän.

Die insubrische Linie endet in der Gegend von Dimaro, weil sie von der Judicarienlinie abgeschnitten wird. Das Gesteinstück zur insubrischen Linie liegt im Pustertal, in der Pusterer Linie, siehe Furlani, 1912 (187), 1919 (219), Cornelius und Cornelius-Furlani, 1931 (302, S. 294), Sander, Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt, 1916, S. 206. Sander hat hier als das jüngste große Ereignis den oberflächennahen Anschlag des alpinen Krystallins gegen älteres, anders gebautes, relativ starres „dinarisches“ Land erkannt.

Cornelius und Cornelius-Furlani sagen, daß man O vom Pustertal bis gegen Lienz überall die Pusterer Linie als eine steil gegen N fallende Überschiebung erkennt, welche eine N Zone von Hochkrystallin und Quarzphylliten von den „südalpinen Quarzphylliten“ trennt; in den „südalpinen Quarzphylliten“ erscheint hier als ein dem W fehlendes Element das Paläozoikum der Karnischen Alpen.

Nach der Auffassung von Cornelius und Cornelius-Furlani übersetzt also die insubrische Linie den Triaszug Lienz-Dolomiten—Pustertal. Nach der Karte von Furlani, 1919 (219), ist dieses Übersetzen nicht zu sehen, da es in der Ebene der Drau bei Sillian unter den Alluvionen

begraben ist. Die beiden Autoren heben hervor, daß bei Lienz noch die steil gestellten krystallinen Schiefer lebhaft an die steile Wurzelzone des Veltlins erinnern, daß aber gegen O diese Ähnlichkeit vollständig verloren geht; das geschieht in der Übergangszone vom verengten zum erweiterten Bautypus der Alpen.

Die beiden Autoren machen noch auf eine andere Erscheinung in diesem O Gebiete aufmerksam: auf die völlige Umkehrung der Bewegungsrichtung, „allerdings in einer Phase, die wesentlich jünger ist als die Bewegungen an der insubrischen Linie“.

Nun soll die Stellung der großartigen Nordrandstörung der Karnischen Alpen zur insubrischen Linie erörtert werden. Der Kalk des Schloßberges von Bruneck gehört, wie Cornelius und Cornelius-Furlani auseinandergesetzt haben, noch zum südalpinen Gebirge und ist das bisher bekannte westlichste Äquivalent des Karnischen Palaeozoikums. N von ihm geht die Pusterer Linie durch.

Die Profile, welche Furlani, 1909 (187), aus dem Gebiet westlich von Sillian gegeben hat, zeigen die Gesteine des Karnischen Palaeozoikums unter dem schmalen Triaszug, welcher die Fortsetzung der Lienz Dolomiten ist. Das Krystallin des Lesachtals reicht nicht mehr bis hieher, denn es hat schon früher sein Ende durch Auskeilen gefunden. Daher kann die Berührung der Trias mit dem Palaeozoikum nur eine bedeutende Störungsbahn sein. Diese Störungslinie hat ein steiles Nordfallen und zeigt so die Eigenschaften der Pusterer Linie. Die direkte Fortsetzung der Störungsbahn ist die Nordrandstörung der Karnischen Alpen.

Wir schließen daher, daß die Nordrandstörung der Karnischen Alpen die Fortsetzung der Pusterer und insubrischen Linie ist.

Wir sehen im Profil des Helm, daß die Nordrandstörung ein sehr steiles Fallen gegen N hat, und wir schließen, daß hier noch eine Bewegung gegen S vorliegt. Die Nordrandstörung ist weiter im O entweder sehr steil gegen N geneigt oder sie hat eine senkrechte Stellung. Dann aber stellt sich Fallen der Störung gegen S ein. Wir sehen das Südfallen bereits in den Profilen des unteren Lesachtals. Diesen Charakter behält die große Störung, welche die Anshubfläche des Karnischen Gebirges an das Krystallin ist.

Es ist noch zu bemerken, daß die Umkehrung der Schubrichtung der Nordrandstörung fast ganz parallel mit dem Wechsel in der Schubrichtung der Lienz Dolomiten—Gailtaler Alpen geht, den Geyer, 1897 (100), 1901 (118, 119), Verhandl. geol. Reichsanstalt, 1903, beschrieben und in Profilen dargestellt hat. Man hat in den O Gailtaler

Alpen wie in den Karawanken die klar ausgesprochene Faltrichtungsrichtung gegen N; dagegen zeigen die W Lienzener Dolomiten ebenso eindeutig die Bewegungsrichtung gegen S.

In demselben Sinne wie in dem N anstoßenden Triasgebirge verändert sich die Bewegungsrichtung der Nordrandstörung der Karnischen Alpen. Es läge nun nahe, die Erörterung weit über den Rahmen der Karnischen Alpen hinaus auszudehnen und die Frage aufzuwerfen, ob der Nordschub in einem kausalen Zusammenhang mit dem Vordringen des „Kopfes der Dinariden“ steht. Ich kann es nicht als richtig empfinden, in diesen nur den Karnischen Alpen gewidmeten Erörterungen eine solche Frage zu diskutieren.

Eine kleine Bemerkung regionaler Art sei hier noch eingefügt. Für die Auffassung, daß die Nordrandstörung der Karnischen Alpen als die alpine-dinarische Grenze anzusehen sei, sprechen mancherlei Überlegungen. Der Unterschied von Alpen und Dinariden hat sich in den letzten Jahren darauf konzentriert, daß in den Alpen das Krystallin in der alpidischen Phase umgebaut worden ist, in den Dinariden aber nicht. Zur Verschiedenheit in der Metamorphose und in der Stellung des Krystallins kommt dann noch der bekannte Faziesunterschied in der Trias und im Perm (Vorhandensein oder Fehlen der Bellerophonstufe). Für die Karnischen Alpen kommt aber nicht dies allein in Betracht, denn hier ist das tiefere Perm hauptsächlich durch die Fazies der roten Mergel und Schiefer der Grödener Schichten entwickelt, während im Kamm der Gailtaler Alpen die roten Sandsteine und Konglomerate auftreten. Diese Gegensätze treten z. B. in der kurzen Strecke Bartolo—Feistritz—Nötsch hervor. Ich sehe ganz ab von dem Fehlen der Naßfeldschichten und des Trogkofelkalkes N der Gail und ziehe wohl in Betracht, daß das Altpaläozoikum der Karnischen Alpen viele Beziehungen zu den entsprechenden anderen Gebieten der Alpen hat, was ausdrückt, daß in diesen alten Zeiten keine Trennungen vorhanden waren.

Der Schwerpunkt der Frage, ob die Nordrandstörung der Karnischen Alpen die alpine-dinarische Grenze sein kann oder nicht, liegt im Gailtaler Krystallin und seinen Beziehungen zu den Gebirgen im N und S davon. Wir sehen eine enge Verbindung zur Schichtserie der Gailtaler Alpen, die allerdings oft durch den sogenannten Gailbruch gestört ist. Wir sehen dagegen niemals einen unmittelbaren Zusammenhang mit dem Paläozoikum der Karnischen Alpen, weil dieses immer scharf durch die Nordrandstörung geschieden ist; aber bei Hermagor haben wir eine paläozoische Synklinale im Krystallin, welche uns dieses als Unterlage des Paläozoikums erscheinen läßt. Ferner scheint das Gailtaler Krystallin seiner ganzen Art nach,

besonders auch hinsichtlich der petrotektonischen Beziehungen an die südlichen Zonen der Zentralalpen anschließbar. Daher kann man zwar in der Nordrandstörung die alpinodinarische Grenze sehen, aber sie scheidet nicht zwei wesensfremde Gebirge.

Die Geradlinigkeit der Nordrandstörung wurde schon oft erwähnt. Ihr Streichen geht vom Westende bis Nampolach in N 70 W, von da bis Gailitz N 80 W. Es ist also ein leichter Knick vorhanden, der gerade dort liegt, wo vom Gailtale die Störung des Gitschtales abzweigt. Der nächste Knick liegt bei Gailitz, wo die Nordrandstörung der Karnischen Alpen in den O—W streichenden Nordrand der Karawanken übergeht.

Das Streichen der Nordrandstörung der Karnischen Alpen gehört in die Reihe der sogenannten NW-Störungen, welche bekanntlich in den benachbarten Alpentteilen eine große Verbreitung im großen und kleinen haben — dazu Heritsch, 1936 (359). Es seien hier nur angeführt: die Störung des Drautales von Villach nach Spittal und der Verlauf des Drautales von Oberdrauburg nach Lienz (beide mit N 55 W-Streichen), der sogenannte Gitschbruch, der die Falten und Schuppen der Trias des Spitzegel gegen das Krystallin des Gitschtales abschneidet, und der Abbruch der Karawanken gegen die Save-niederung von Aßling bis Stein (beide mit N 65 W-Streichen). Es liegt ein großes Störungssystem vor, das mit der dinarischen Richtung in einem kausalen Zusammenhang steht.

In der Beziehung zum Diluvium hat die Nordrandstörung der Karnischen Alpen das engste Verhältnis zum Nordabbruch der Karawanken: an beiden ist noch das Diluvium aufgerichtet worden — dazu Heritsch, 1936 (358).

Nun ist noch die Frage des Alters der jüngsten Bewegungen an der Nordrandstörung zu besprechen. Es besteht natürlich von vornherein die Wahrscheinlichkeit, daß die Anlage der Nordrandstörung in die alpidische große Gebirgsbildungsphase gehört und dem Vorschub der Koschuta-Einheit syngenetisch ist. Sie wird daher in die savische Phase gestellt.

Mit der ersten Entstehung der Nordrandstörung sind aber die Bewegungen keineswegs abgeschlossen. Man kann mit Sicherheit festlegen, daß Bewegungen noch nach dem Inter-glazial geschehen sind.

Bei Podlanig im unteren Lesachtale haben Schwiner und Kubart, 1923 (234), Interglazial nachgewiesen. Dasselbe Interglazial baut das „Mittelgebirge“ O des Pressegger Sees und das ebenso gestaltete Hügelland zwischen Feistritz und Arnoldstein auf. Überall hat man Kohlen, unterlagert von feinen Tönen und Sanden, überlagert von oft als

Nagelfluh ausgebildeten Schottern. Wenn man die heutige Höhenlage dieser Bildungen vergleicht (Podlanig — 900 m, bei Feistritz von 550 bis 560 m aufwärts), dann kommt man zur Vorstellung, daß das Gefälle von dem unteren Lesachtal bis Arnoldstein (mehr als 5°) für eine solche Ablagerung aus stehendem oder nur sehr langsam fließendem Wasser viel zu groß ist, und man kommt daher zur Meinung, daß es hier **Verstellungen** oder **Verbiegungen** geben muß.

Nun zeigt der Befund beim hohen Talboden des **Lesachtals** sehr starke Verstellungen: Podlanig — 900 m, St. Jakob — etwas über 900 m, Sittmoos — 890 m, Nischlwitz — 950 m.

Der Lesachtalboden, der hoch über der Gail, von Ortschaften besetzt, durchzieht — alle Ortschaften des Lesachtals liegen auf ihm — setzt sich unterhalb von Mauthen als eine Reihe von Talleisten am Rande des Karnischen Gebirges fort. Diese Leisten sind in ihren Höhenlagen stark gegeneinander verstellt; sie sind von Grundmoränen überdeckt. Mit den so zu erschließenden postglazialen Bewegungen am Karnischen Nordrande stimmt die Beobachtung **Kahlers**, 1932 (315), von der tektonischen Verstellung der Gletscherschleife an der Straße von Feistritz zur Pfarrkirche sehr wohl überein. Ebenso stimmen damit auch **Kahlers** Ergebnisse am Karawanken-Nordrande und mein Nachweis von einem letzten Vorschub der Karawanken im Eiszeitalter, 1936 (358).

Es ist noch einer in diesem Zusammenhange wichtigen Beobachtung zu gedenken. Die Gail fließt von Mauthen abwärts auf längere Strecken höher als der südlich von ihr liegende Gailboden. Das ist nicht etwa nur durch die Regulierung der Gail zu erklären. Die Verhältnisse treten bei reichlichen Regengüssen klar hervor; denn dann gleichen einzelne südlich der Gail liegende Teile des Gailbodens einem See. Die Nachfrage bei den Bauern hat ergeben, daß Wiesen, die vor 20 und 30 Jahren noch brauchbar gewesen sind, durch die oft lange andauernden Wasseransammlungen und durch die Hebung des Grundwasserspiegels entwertet werden.

Mit diesen Verhältnissen steht noch eine Beobachtung in Zusammenhang. Die Gehänge der Täler sind in geradezu furchtbarer Weise mit Schutt verhüllt. Der Schutt, der vielfach schon durch ein Pflanzenkleid gefestigt war, kommt jetzt häufig wieder in Bewegung; die Folge davon sind die ungeheuren Murgänge, deren Material die Gail nicht bewältigen kann, so daß sie fortwährend ausgebaggert werden muß. Wir sehen eine **Entschuttung der Karnischen Täler**, die nur durch die Annahme einer derzeit ablaufenden Höherschaltung der Karnischen Alpen erklärt werden kann. Diese Bewegung,

Ortsverzeichnis.

Achomitz	92, 152, 154	Casa Rotta	135
Achomitzer Berg	151	Casa del Cret	79, 85
Achomitzer Graben (= Feistritzgraben)	170	Casera Bordaglia di sotto	107
Addatal	187	Casera di Casa vecchia	116
Ahornachalpe	26, 30, 35, 40, 44, 77, 83, 140, 142	Casera Collinetta di sopra	36, 38
Almias	91	Casera Costa Robbia	92
Alpe Lodin	35	Casera Forane	91
Altlahnereck	112	Casera Germula	134
Ampezzo	43	Casera Lavareit	126
Angertal	38, 39, 93, 98, 105, 106, 136, 158, 163	Casera Lodinut	92
Antolobach	117	Casera Lodinut bassa	93
Arnoldstein	26, 27, 29, 32, 90, 153, 186, 191	Casera Maseradis	91
Aßling	83, 190	Casera Meledis	35
Auernig	28, 33, 35, 36, 79, 80, 146, 179	Casera Meledis di sopra	61, 66
Auernigalpe	146	Casera Monumenz	36, 70
Avanzatal (Rivo Avanza)	110, 116	Casera Primosio	93
Avoltruzzo	116	Casera Pecol di Chiaula bassa	92, 93
Bad Vellach bei Eisenkappel	27	Casera Pizzul bassa	40
Bachergebirge	93, 94, 192	Casera Primosio di sotto	34
Bärenbadeck	117	Casera Tamai	91, 92, 135
Bärwurzalpe	151	Cellon (Cellonkofel)	31, 69, 71, 73, 78, 99, 100, 103, 104, 125, 126
Bartolosattel (Bartolowiesen)	151, 152, 189	Cellonetta	34, 64, 65, 66, 67, 68, 99, 100, 103, 175, 176
Batteia	91, 92	Cercevesa	93
Biegengebirge	104, 105, 106, 107, 108, 125, 127, 128	Chianaletta	38
Birnbaum	51, 94, 95	Chiarsò	86 87, 92, 132, 135, 137
Bischofalm	35, 46, 74, 139	Chiastonat	110
Bleiberg	186, 192	Cima d'Asta	164
Bodenseen	144	Cima di Val Bella	121
Bornholm	175	Cima Fontana Fredda	93, 136
Bösring	119, 123	Cima Frugnani	122
Bombaschgraben	146	Cima dei Longherin	147, 183
Bordaglia	9, 33, 41, 45, 104, 107, 108, 125, 162, 183, 184, 185	Cima Ombladot	127
Bozen	192	Colendiaul	35, 57, 80, 81, 82, 83, 138, 139, 140, 142, 179, 181
Brizzia	147	Collina	26, 34, 36, 127, 129, 181
Bruckenkofel	147	Collinetta-Alpe, obere	34
Brunneck	148	Col Mezzodì	81, 82, 84, 129
Buchacheralm, Obere	57, 62	Comeglians	35, 85, 125, 127, 129, 130, 160
Buts-Tal	126	Comelico	26, 30, 43, 124, 125, 159, 161, 164, 181, 183, 184
Canaltal	30, 31, 33, 35, 36, 37, 85, 89, 91, 156, 184	Costa di Crignis	133
Casa alle Seghe	79	Costa Robbia	91
Casa Germula	134	Cresta Verde	26
		Creta Bianca	107, 125, 127, 128
		Creta di Fuset	133, 134, 135

- Cristo di Timau 34, 36, 37, 38, 42, 61,
 125, 126, 159, 181
 Dellach bei Mauthen 51, 138, 158, 163,
 168
 Dellacher Alpe bei Kötschach 95
 Dellacher Alpe am Poludnig 148
 Dellacher Alpe am Zollner 62, 168
 Dert 90, 154, 186
 Diemut 122
 Dimaro 187
 Dobergraben 143
 Dobratsch 192
 Dobrova 90
 Drau 187
 Drautal 109, 122, 190
 Dreulach 43, 92, 154, 186
 Ebnerthal 111, 112
 Eder (Edergut) 34, 57, 97
 Egg 94
 Eggeralm 67, 71, 170
 Eggeralm-Straße 67, 71, 148
 Eggforst 91
 Eisenkappel 165
 Eisenreich 120, 121, 122, 123
 Eiskar 99, 103
 Elferspitze 35, 98, 105, 137, 139
 Erchbaumental 122
 Faak 83
 Faaker-See 186
 Feistritz an der Gail 43, 90, 92, 147,
 150, 151, 152, 153, 169, 186, 189, 191
 Feistritzalpe, obere 151
 Feistritzalpe, untere 151, 152
 Feistritzgraben (= Achomitzergraben)
 151, 152, 170
 Feldkogel 35, 46, 137, 138, 139, 158,
 162, 163, 169, 185
 Filmoorhöhe 118
 Findenigkofel (Monte Lodin) 35, 39,
 40, 41, 62, 66, 68, 69, 130, 137, 140,
 163, 182
 Fleonstal 110
 Fontana Fredda 79
 Forca di Lanza 133
 Forca Pizzul 135, 182
 Forcella Moraret 36, 37, 38, 61,
 126, 127
 Forcella Vas 128
 Formeaso 92
 Forni Avoltri 38, 82, 83, 84, 85, 116,
 125, 129, 163, 179, 184
 Forst bei Reißbach 52
 Frasenotto 125, 126, 128, 129, 184
 Freikofel 34, 98
 Frischenkofel, siehe Cellon.
 Frohntal 110
 Frondellalpe, untere 139
 Gabelekopf 103
 Gailberg 90
 Gailitz 76, 156, 166, 190
 Gailtal 90, 91, 96, 105, 107, 161,
 185, 186, 187, 189, 190, 191
 Gailtaler Alpen 188, 189
 Gaisrücken 147, 149
 Gamskofel 107, 162
 Gamsspitzel 125
 Garnitzenbach 147
 Garnitzen (Garnitzenberg) 28, 146, 179
 Garnitzenklamm 36, 56, 57, 108, 148,
 169, 186
 Gartnerkofel 9, 28, 29, 36, 42, 43, 89,
 143, 144, 145, 146, 147, 148, 179,
 180, 182
 Gatterspitze 122, 123, 176
 Gemskofel 109, 110, 111
 Giramondopaß (Passo Giramondo)
 104, 107, 108, 110
 Gitschtal 190
 Gocman 151
 Göriacher Alpe 152, 176, 181
 Görtschacher Berg 150
 Gösseringgraben 52, 91
 Goggau 25, 82, 156, 165
 Grafendorf 94
 Graz 69, 70, 71
 Großer Pal 38, 70, 77
 Grubenspitze 107
 Grüne Schneide 31, 71, 78, 99, 103,
 125, 126
 Gugel 61, 138, 140, 141, 142, 179, 180
 Guggberg 156
 Guggenberg 52
 Gundersheimer Alpe 35, 62
 Hartkarspitze 113, 116
 Helm 122, 123, 124, 161, 188
 Heretkofel 118, 119
 Hermagor 52, 56, 91, 94, 95, 189
 Himmelberger Alm 54, 105
 Hinteres Joch 34, 36, 67, 73, 77, 78,
 96, 97, 99, 111, 170
 Hochalpel 110, 113, 114, 115, 116
 Hochalpeljoch 113, 115, 116
 Hochalpelpaß 115
 Hochalpelspitze 58, 110, 113, 114,
 115, 116
 Hoheck 119, 123
 Hochweißstein (= Monte Peralba)
 58, 113, 116, 117, 169
 Hochweißsteinhütte 58, 114, 176
 Hochwipfel 61, 62, 77, 141, 142,
 163, 179, 180, 183
 Hochwipfelscharte 180
 Hohenthurn 153, 154, 186
 Hoher Börsing 119, 123
 Hoher Trieb 26, 34, 35, 74, 102, 133,
 136, 137, 138, 139, 163, 176, 182

Hohe Tauern	154	Lomsattel	151
Hollbrücken	109	Lonaswipfel	147
Hollbrückerspitze	122	Lorenzago	164
Im Loch	29, 146	Ludaria	86, 130
Im Moos	153	Luggau, siehe bei Maria Luggau.	
Julische Alpen	91, 184	Luggauer Tal	111, 112
Kaltwasser bei Raibl	90, 157	Madonna della Schialute	91, 92
Kapinberg	152, 156	Maglern	76, 90, 92, 155
Karawanken	83, 164, 165, 180, 182, 186, 189, 190, 191	Magnanims	130
Kartitsch	51	Maina della Schialute	86, 92, 133
Kellerspitzen	103	Malborghet	90, 156, 157
Kellerwand	33, 38, 45, 46, 103	Malborgheter Graben	156
Kellerwandgruppe	9, 31, 34, 38, 47, 101, 104, 125, 163	Maldatschen-Alpe	136
Kesselkofel	109	Malenthein	52, 95
Kinigat (= Königswand)	120	Mal Passo	133
Kirchbach	52	Malurch	147, 163
Kirchbacher Wipfel	142, 163	Maria Luggau	26, 56, 59, 90, 94, 108, 109, 111, 124
Klagenfurter Becken	48	Marinelli-Hütte	38
Kleiner Pal	46, 77, 98, 99, 104, 136, 137	Maurerspitze	123
Klein-Kardinalalpe	35, 142	Mauthen	9, 37, 52, 56, 67, 94, 95, 96, 108, 111, 124, 136, 162, 166, 185, 191
Köderhütten	34	Mauthener Alm	34, 45, 54, 55, 58, 73, 95, 96, 97, 99, 111, 170
Königskofel	110	Meerbachwald	108
Königswand	30, 45, 68, 74, 117, 118, 119, 120, 121, 169, 176	Mieli	130
Kokberg	30, 32, 64, 66, 149, 164, 167	Missoria	56, 95
Kolinkofel	31, 78, 103	Mitterberg	165
Konjeprus	27	Möderndorf	36, 67, 71
Kardinalalpe	36	Monguelfo	119, 124
Koschutta	48, 164, 180, 182, 183, 184, 190	Monte Almas	91
Kreuzberg bei Sexten	30, 124, 179	Monte Antola	112, 113, 161, 162
Kreuzen	109	Monte Avanza	43, 109, 113, 114, 116
Kreuzengraben	148	Monte Cadin	110
Kreuzleitenhöhe	109	Monte Canale	27, 29, 30
Krone	29, 33, 35, 36, 42, 79, 81, 146, 179	Monte Castello	114
Kronhofgraben	34, 35, 45, 57, 66, 73, 77, 105, 137, 138, 139, 181	Monte Ciadensis	113, 114, 116
Lahnerjoch	109	Monte Coglians	38, 103, 126
Lago Promosio	36	Monte Cresta Verde	41, 110
Laibach	89	Monte Creta Bianca, siehe unter Creta Bianca.	
Landri-Bach	38	Monte Crostis	26, 34, 126, 127, 131
Lanzenboden	35, 36, 82, 84, 88, 135, 137, 141, 142, 143, 182	Monte Dimon	34, 91, 92, 93, 126, 127, 131, 132
Leiten	123	Monte Fleons	26
Leitental	119	Monte Germula	26, 29, 35, 39, 46, 47, 74, 82, 91, 133, 134, 135, 136, 137, 141, 146, 163, 164, 168, 176, 181, 182, 183
Lesachtal	9, 56, 90, 94, 108, 124, 161, 185, 187, 188, 191	Monte Lodin	39, 69
Lienz	48, 90, 187, 188, 190	Monte Navagiust	109, 114, 116
Lienzer Dolomiten	124, 187, 188, 189	Monte Ombladot, siehe Cima Ombladot.	
Liesing	108, 161, 162	Monte Palombino	117
Liköflwand	118, 120, 121, 122, 171	Monte Paularo	34, 91, 92, 93, 126, 127
Lodin-Alpe	35	Monte Peralba (siehe auch bei Hochweißstein)	30, 39, 43, 113, 114
Lodinut	30		
Lodinut bassa	93		

- Monte Pizzul 31, 33, 34, 35, 40, 82, 84, 125, 134, 135, 179, 184
 Monte Rinaldo 125
 Monte Salinchi 135, 147, 184
 Monte Santa Croce 179
 Monte Sasso Nero 127, 128
 Monte Spin 91, 92
 Monte Tap 114
 Monte Vas 125, 128, 184
 Monte Zoufplan 34, 126, 127, 131
 Montute 91
 Moos bei Dreulach 153
 Moos bei Maria Luggau 26, 109
 Moosergraben 90, 109, 111
 Mooskofel 34, 45, 46, 95, 97, 104, 113, 162
 Nampolach 164, 190
 Naßfeld 28, 31, 34, 45, 81, 82
 Naßfeldhütte 144
 Naßfeldsattel 146
 Naßfeldstraße 45, 144
 Naunina 40
 Navagiust, siehe bei Monte Navagiust.
 Neddis 91, 92, 93, 126
 Neumarktl 30, 48, 84, 165
 Niedergailtal 104, 109
 Nischlitz 191
 Nölblinger Alpe 139
 Nölblinggraben 35, 45, 46, 61, 62, 139, 163, 168
 Nölblinger Höhe 163
 Nötsch 26, 27, 32, 43, 75, 77, 89, 91, 95, 189
 Nostra 105, 108, 109, 162
 Nostra-Alm 109, 162
 Oberdrauburg 37, 67, 190
 Ober-Buchacher Alpe, siehe bei Buchacher Alpe.
 Oberfeistritz-Alpe 90
 Obergail 95
 Obergailberg 108
 Obertilliach 124, 161
 Obir 164
 Obstoans 122, 123, 169
 Obstoanser See 30, 68, 119, 120, 121
 Ofener (Ofen-) Alpe 29, 146
 Ofener Joch 110, 114
 Oisternig 31, 73, 77, 90, 150, 151, 166, 167, 170, 176, 181
 Oregione-Joch 113
 Oselitzen 28, 144, 145, 147
 Pal 125
 Pal, Großer 38, 70, 77
 Pal, Kleiner 46, 77, 98, 99, 104, 136, 137
 Palon di Pizzul 74
 Paluzza 25, 39, 40, 125, 131
 Passo di Piz Forchia 128
 Passo Giramondo, siehe bei Giramondopaß.
 Paularo 37, 38, 39, 86, 87, 125, 132, 133, 135, 137, 147, 179, 181, 184
 Pecol di Chiaula 93
 Pessendellach 155, 168
 Pfannspitze 118, 120, 121, 122
 Piano di Lanza, siehe bei Lanzensboden.
 Pic Chiadin 38
 Pierabec 116
 Pizzo di Timau (siehe bei Tischlwanger Kofel) 9, 60, 98, 105, 136, 163
 Placken 111
 Plenge 29, 30, 34, 54, 95, 97, 104, 107, 137, 162
 Plöcken 26, 29, 30, 44, 60, 77, 161, 180, 183
 Plöckenalpe 26
 Plöckener Boden 98
 Plöckenhäuser 93, 106
 Plöckenstraße 34, 76
 Plöckener Talstufe 98
 Plöckenpaß 25, 33, 38, 64, 126
 Podlanig 90, 190, 191
 Polinig 9, 26, 34, 35, 47, 61, 95, 97, 98, 105, 137, 160, 161, 162, 163, 169, 176
 Polinigalm 97
 Poludnig 46, 66, 147, 148, 149, 167, 168, 176
 Poludnigalm 148
 Pontafel 9, 29, 31, 33, 36, 147, 164
 Ponte di Fuset 133
 Pontebba 42
 Pontebbana 135, 147, 181, 184
 Porze 117, 118, 119, 120, 161 183
 Porzehütte 117, 118
 Porzekar 118
 Preßegger See 91, 95, 190
 Promosalpe 34
 Purpurriegel 122, 123
 Pustertal 48, 124, 187
 Raibl 90, 91, 157
 Raimundatörl 104, 107
 Ramaz 61, 66
 Rappoltbauer 165
 Rappoltriff 165
 Rattendorf 163, 164, 185
 Rattendorfer Alpe 9, 40, 57, 142
 Rauchkofel 45, 53, 66, 68, 69, 71, 100, 101, 167
 Rauchkofelboden 47, 66, 76, 101, 102
 Raudenspitze 32, 41, 43, 58, 106, 109, 110, 111, 166
 Rauth 109
 Ravaschetto 129
 Recoaro 164

Reißbach	52, 91, 153	Staipa Bujalezis	129
Reppwand	35, 89	Staipe Vas	86
Rieserferner	94, 154	Stallonkofel	26, 54, 104, 105, 106, 109, 162
Rigolato	35, 37, 86, 127, 129, 130, 160, 163	Stangalpe	109
Ringmauer	35, 142	Starhand	150
Rio del Muscli	62	Stavoli Battaia	135
Rio di Muz	129	Stavoli Clapeit	92
Rio Tamai	26, 39, 133	Stein in Krain	190
Rivo Avanza	110, 116	Steinkarspitze	112, 113, 161
Roßkar	117, 118	Steinwand	32, 37, 58, 106, 109, 110, 111, 166
Roßkofel	36, 42, 46, 80, 136, 143, 144, 146, 163	Stoßau	154, 155
Roßkopf	121	Straniger Alpe	35, 40, 45, 81, 85, 88, 142, 181
Roterde	122	Straniger Bach	137, 138
Ruat	132	Straniger Spitze	140, 141
Rudniker Alpe	145, 179	Stua di Meledis	30
Rudniker Sattel	36, 143, 146	Südtirol	89
Rügen	175	Tagliamento	89
Säbelspitze	54, 104, 107, 109	Tarvis	9, 25, 33, 37, 43, 48, 82, 83, 156, 164, 165, 180, 181
Sagranberg	149, 164	Theresienhöhe	100
San Stefano del Comelico	37, 125, 183, 184	Thörl	155, 156, 164, 165, 180
St. Jakob	191	Tiefenspitze	110
St. Kanzian	83	Tilliach	161
Savetal	48, 165, 190	Tilliacher Joch	117, 118
Scheibenkofel	125	Timau	34, 37, 79, 85, 93, 125, 126, 132, 136, 181
Schlanitzen	143	Tischlwang (= Timau)	125
Schloßberg bei Bruneck	124, 188	Tischlwangerkofel (siehe bei Piz Timau)	9, 60, 98, 105, 125, 136, 163
Schloßberg bei Maglern	135	Törl, siehe bei Thörl.	
Schöntalhöhe	121, 122	Törlhöhe	140
Schönwipfel	58, 149, 168	Törlkopf	66, 101, 102
Schonen	175	Tomritsch	44, 143
Schröckebialpe	97	Torkarspitze	58, 110, 113, 115
Schulterkofel	35, 81, 82, 83, 141, 142, 143, 146	Torköpfe	112
Schulternköpfe	30, 112	Tratten (Trattenbach)	80, 146
Schwalbenkofel	112	Treppo Carnico	92
Schwanterek	109, 112	Tresdorfer Höhe	81, 82, 83, 145, 179
Schwarzwipfel	36, 145, 147	Tröpelach	32, 143, 147, 163, 164, 185, 186
Seeberg	43, 48, 165	Tröpelacher Alpe	143
Seekopf	102, 127	Troghöhe	143
Seekopf-Sockel	45, 46, 47, 54, 102, 127	Trogkofel	9, 33, 35, 36, 37, 43, 45, 81, 83, 84, 85, 142, 143, 179, 180
Seewarte	69	Tscharknollen	121
Sega bei Timau	26	Tunnerspitze	114
Sexten	37, 124, 179, 181, 183	Uggowitz	27, 28, 30, 85, 157
Sillian	9, 32, 37, 161, 187, 188	Uggwa	111
Silvella	30	Uggwagraben	30, 31, 32, 37, 53, 57, 61, 66, 149, 168, 180
Sittmoos	191	Unoka	92, 152, 154, 155
Skarnitzalpe	35	Unterfeistritzalpe	151, 152
Soldatenfriedhof im Valentintal	96, 97, 98	Untere Frondellalpe	139
Soldatenfriedhof bei Timau	79	Untergoggau	28
Sonnstein	111	Untertörl	28
Spielbödenalm	76		
Spittal an der Drau	190		
Spitzegel	190		
Stabet	90, 157		

	Seite
Wolaier Fazies 66; Schwellenfazies 66; Allgemeines zur Kalkfазies 66; Östliche Karnische Alpen 66; Fazies des Findenigkofels 66; Bänderkalkfazies 66; Westliche Karnische Alpen 67.	
Die Schichten der Silur-Devongrenze	68
Seewarte 69; Südliches Valentintörl 69; Cellon 69; Rauchkofeldecke 69.	
Devon	70
Riffazies 70; Cellondecke 70; Mooskofeldecke 71; Ederdecke 71; Cephalopodenfazies 71; Rauchkofeldecke 71; Mauthener Almdecke 73; Linsensbau 73; Oberdevon 74; Tentakulitenkalke 74; Westliche Karnische Alpen 74.	
Hochwipfelschichten	74
Altersfrage 74; Petrographischer Bestand 75; Verteilung auf die Decken 77; Transgression 77; Dimondecke 78.	
Naßfeldschichten	79
Begriffsbestimmung der Auernigsschichten 79; Auernigsschichten 80; Rattendorfer Schichten 81; Sedimentation 82.	
Trogkofelkalk	84
Tarviser Brekzie	84
Rote Schiefer der Dimondecke	85
Allgemeines 85; Profil bei Rigolato 86; Profil der Schlucht des Chiarsò bei Paularo 86; Altersfrage 87.	
Grödener Konglomerat und Grödener Schichten	88
Bellerophonstufe	89
C. Die mesozoische Schichtreihe der Karnischen Alpen	89
Trias	89
D. Die Bildungen des Eiszeitalters	90
E. Eruptiva	91
Diabase der Plengedecke und der Luggauer Decke 91; Diabasische und spilitische Gesteine der Dimondecke 91; Gangförmige Massengesteine 92; Altersfrage der Dioritporphyrite und Dazite 92.	
Die krystalline Zone des Gailtales	94
Die tektonische Gliederung der Karnischen Alpen zwischen Polinig und Wolaier See	95
Allgemeines 95; Luggauer Decke 95; Würmlacher Sattel 95; Mooskofeldecke 97; Valentintal 97; Angertalmulde 98; Bischofalmdecke 98; Cellondecke 98; Gefalteter Deckenbau 99; Fazieswechsel in der Cellondecke 99; Hochwipfelkarbon des Valentintales 100; Rauchkofel 100; Valentintörl 101; Seekopfsockel 102; Grüne Schneide 103; Kellerwanddecke 103; Biegengebirge 104; Anschluß an die westlichen Karnischen Alpen 104; Anschluß gegen Osten 105; Dazite 105.	
Die tektonische Gliederung der Karnischen Alpen westlich des Wolaier Sees	106
Bordaglia-Störung 107; Giramondopaß 107; Nordrand der Karnischen Alpen von Mauthen bis Luggau 108; Nostra 108; Obergailberg 108; Maria Luggau 108; Rauth 109; Anschluß von der Nostraalm zur Raudenspitze 109; Steinwand und Raudenspitze 110; Ebnertal 111; Sonnstein 111; Schulternköpfe 112; Steinkarspitze 113; Torkarspitze und Hochalpenspitze 113; Hochweißstein 116; Avanzabach 116; Antolobach 117; Porze 117; Wildkarleck 118; Heretkofel 118; Leitental 119; Von der Königswand zum Helm 119; Königswand 119; Liköflwand 120; Tscharrknollen 121; Obstoanser See 121; Pfann-	

spitzstreifen 121; Eisenreichstreifen 122; Purpurriegelstreifen 122; Gatterspitze 122; Hocheckstreifen 123; Börsingstreifen 123; Profil bei Leiten 123; Schieferfrage am Westende der Karnischen Alpen 124; Tektonische Stellung des Westendes der Karnischen Alpen 124.

Die tektonische Gliederung der italienischen Seite der Karnischen Alpen zwischen Forni Avoltri und Paularo 125

Allgemeines 125; Cristo di Timau 125; Forcella Morarèt 126; Transgression des Hochwipfelkarbons 126; Dimondecke 126; Hochwipfelkarbon von Collina 127; Monte Sasso Nero 127; Creta Bianca 127; Col Mezzodi 129; Frasenotto 129; Südrand des Karnischen Palaeozoikums zwischen Forni Avoltri und Comeglians 129; Altpalaeozoikum von Comeglians 129; Altpalaeozoikum von Rigolato 130; Rote Schiefer und Eruptiva bei Paluzza 131; Monte Dimon 131; Profil nördlich von Paularo 132; Devon der Creta di Fuset 133; Monte Germula 133; Monte Pizzul 134; Lanzenboden 135; Dazite von Timau und Fontana Fredda 136.

Die tektonische Gliederung der Karnischen Alpen zwischen Polinig und Tarvis 136

Tektonische Elemente zwischen Mauthen und dem Palzug 136; Angertalmulde 137; Hoher Trieb 137; Feldkogelzug 137; Profil des Zollner 138; Colendiaul 138; Waidegger Höhe 138; Bischofalm — Hoher Trieb 139; Nöblinggraben 139; Hochwipfelkarbon nördlich des Feldkogelzuges 139; Gebiet zwischen dem Feldkogelzug und dem transgredierenden Naßfeldkarbon 139; Findenigkofel 140; Transgression des Naßfeldkarbons 140; Störung am Nordrande des Naßfeldkarbons 140; Waschbüchel 140; Gugel 141; Gugel und Stranigerspitze 141; Grödener Schichten des Lanzenbodens 141; Schubmassenbau im Naßfeldkarbon 142; Schulterkofel 142; Hochwipfel 142; Tomritsch 143; Zwischen Schulterkofel und Gartnerkofel 143; Trogkofel 143; Gartnerkofel 144; Störung auf der Südseite des Gartnerkofels 144; Nordseite der Gartnerkofelgruppe 144; Profil von der Oselitzen zur Naßfeldhütte 144; Profil von der Oselitzen zum P. 1323 145; Schwarzwipfelsattel 145; Tressdorfer Höhe 145; Auernig und Krone 146; Ofenalpe 146; Profil am Trattenbach 146; Zirkelspitze, Bruckenkofel, Brizzia 146; Malurch 147; Monte Salinchiè 147; Lonaswipfel 147; Schub der Trias in den östlichen Karnischen Alpen 147; Bänderkalk vom Tröppelach 147; Profil vom Schwarzwipfel gegen Norden 147; Garnitzenklamm 148; Eggeralmstraße 148; Poludnig 148; Gaisrücken 149; Schönwipfel 149; Kokberg 149; Saganberg 148; Uggwagraben 149; Starhand 150; Vorderberg 150; Oisternig 150; Goëman 151; Achomitzer Berg 151; Profil im Feistritzer Graben 151; Göriacher Alpe 152; Bänderkalk von Feistritz 152; Achomitz 152; Dreulach 153; Interglazial 153; Profil südlich von Achomitz 154; Unoka 154; Pessendellach 155; Schloßberg 155; Stoßbau 155; Malchit von Maglern 155; Trogkofelkalk von Goggau und vom Wagenbänkgraben 156; Zwischen Wagenbänkgraben und Törl 156; Trias nördlich des Canaltales 156.

Der tektonische Bau der Karnischen Alpen 157

Der variszische Bau 157
Allgemeine Züge der Tektonik 157; Decken 158; Prinzipien

der Unterscheidung der Decken 158; Gefalteter Deckenbau 158; Tektonische Ablösungsfläche unter dem Deckenbau 158; Beschaffenheit der Schubflächen 158; Relieffüberschiebung der Bischofalmdecke 158; Wurzelfrage 159; Dimondecke 159; Plengedecke 159; Altpalaeozoikum von Rigolato und Comeglians 160; Beziehungen der Plengedecke zur Luggauer Decke 160; Verschiedenheiten im variszischen Bau 160; Westliche Karnische Alpen 160; Höhere Metamorphose im westlichen Teil 160; Grödener Konglomerat mit Geröllen von Karbon und Trogkofelkalk 160; Mittlere Karnische Alpen 160; Bau östlich des Polinig 161; Streichrichtungen 162; Nordgrenze von Sillian bis Liesing und Streichen im Gebirge 161; Quarzphyllite des Comelico 161; Tiliach und Steinkarsspitze 161; Bis zur Störung von Bordaglia 162; Von Liesing nach Mauthen 162; Vorstoß der Mooskofeldecke 162; Ausstreichen der Mauthener Almdecke und Ederdecke am Nordrand 162; Streichen südlich der Kellerwandgruppe 163; Streichen östlich des Polinig 163; Vorstoß und Rückzug des Feldkogelzuges 163; Karbon bis zum Hochwipfel 163; Kalkzüge des Zollner, Hohen Triebes und des Findenigkofels 163; Zug des Monte Germula 163; Nordrand bei Tröppelach 164; Erscheinen der Ederdecke und der Mauthener Almdecke 164; Ausbreitung des zweiten Stockwerkes 164; Streichen im östlichen Teil 164; Fortsetzung des Karnischen Gebirges unter der jüngeren Bedeckung 164; Aufbrüche von Lorenzago, Rescoaro und der Cima d'Asta 164; Absinken des Palaeozoikums unter die Koschuta-Einheit 164; Aufbrüche in den Karawanken 165; Aufbruch des Seeberges und seine westliche Fortsetzung 165; Unvollständigkeit der Karnischen Alpen 165; Stellung der Karnischen Alpen im variszischen Bauplan 165; Tektonik des Hochwipfelkarbons 165; Verschiedene Breite der Zonen des Hochwipfelkarbons 165; Differentialbewegung 166; Tektonik und Fazies 166; Fazielle Entwicklung der einzelnen Schubmassen 166; Dimondecke 166; Plengedecke 166; Bischofalmdecke 166; Kellerwanddecke 166; Cellondecke 167; Rauchkofeldecke 167; Sedimentationsräume im Wolaier Gebiete 167; Faziesänderungen in der Rauchkofeldecke zwischen Zollner und Hohen Trieb 168; Mooskofeldecke 169; Mauthener Almdecke 169; Ederdecke 169; Luggauer Decke 170; Übersicht der Faziesverteilung 170; Charakteristik der Decken durch das Devon 171; Tiefenverhältnisse des Meerbodens 171; Hochwipfelkarbon 172; Tiefenverhältnisse des Meeres des Gotlandians 172; Fehlen der untersten Graptolithenzonen 172; Ablagerungstiefe der Graptolithenschiefer 172; Historische Übersicht 172; Gruppen in den Graptolithenschiefern der Karnischen Alpen 174; Sedimentation der Graptolithenschiefer 175; Rippelmarken im Graptolithengestein 175; Schubweiten der Decken 175; Würmlacher Sattel 176; Bischofalmdecke 176; Plengedecke 176; Minimalweiten der Schübe 176; Bewegungs- und Faltenrichtung 176; Schub gegen Norden 176; Angebliche Südbewegung 176; Durchbewegung 176; Stärke der Durchbewegung in den verschiedenen Decken 176; Metamorphose in den westlichen Karnischen Alpen 176; Phasen der Gebirgsbildung 177; Takonische Bewegung 177; Epirogenetische Bewegungen im Devon 177; Bretonische Faltung 177; Ablagerung der Hochwipfelschichten 177; Sudetische Phase 178; Deckenbildung 178; Trennung der sudetischen Phase in zwei Unterphasen 178; Transgression der Naßfeldschichten 178.

Der alpidische Bau

Transgression der Naßfeldschichten 178; Trogkofelkalk 178; Saalische Phase 178; Schichtfolge von der Tarviser Brekzie bis zur Trias 179; Hauptverbreitung des zweiten Stockwerkes 179; Monte Pizzul 179; Forni Avoltri 179; Sexten 179; Tektonik der Naßfeldschichten 179; Schubmassenbau im Naßfeldkarbon 179; Schubmasse der Trias, Koschuta-Einheit 180; Störung am Nordrande der Naßfeldschichten 180; Reaktion des variszischen Unterbaues auf die alpidischen Bewegungen 180; Aufschub der Dimondecke 181; Überstürzung des Profiles nördlich von Paularo 182; Keine Einheitlichkeit in der alpidischen Bewegungsrichtung 182; Anwachsen der Stärke der alpidischen Bewegungen gegen Osten 182; Ein- oder Mehrphasigkeit der alpidischen Bewegungen 182; „Hochwipfelbruch“ 182; Südbewegungen 182; Savische Phase 183; Störung von Bordaglia 183; Verwerfungen 183.

Südgrenze der Karnischen Alpen 183; Quarzphyllite des Comelico 183; Von Valle Visdende bis S. Stefano del Comelico 183; Bis zum Monte Vas 184; Bis Frasenotto 184; Bis Comeglians 184; Bis Paularo 184; Von Paularo gegen Osten 184; Canaltal 184; Zusammenfassung 184.

Nordgrenze der Karnischen Alpen 184; Tektonischer Charakter der Nordgrenze 185; Krystallin des Gailtales 185; Bordaglia-Störung 185; Luggauer Decke 185; Ausstrich der Mooskofeldecke 185; Ausstrich der Eder- und Mauthener Almdecke 185; Erscheinen der Eder- und Mauthener Almdecke bei Tröppelach 185; Ederdecke am Nordrand zwischen Tröppelach und Feistritz 186; Verluste der Ederdecke 186; Mauthener Almdecke zwischen Feistritz und Arnoldstein 186; Stellung des Interglazials von Feistritz 186; Grödener Sandstein des Dert 186; Die Karnischen Alpen als Torso 187; Tektonischer Charakter der Nordgrenze 187; Beziehungen der Nordgrenze zur insubrischen Linie 187; Die insubrische Linie im Veltlin 187; Pusterer Linie 187; Fortsetzung nach Lienz? 188; Umkehrung der Bewegungsrichtung 188; Schloßberg bei Bruneck 188; Westende des Krystallins des Lessachtals 188; Die Nordrandstörung als Fortsetzung der insubrischen Linie 188; Umkehrung der Schubrichtung an der Nordrandstörung und deren Beziehung zur nördlichen Triaszone 188; Alpinodinarische Grenze und Nordrandstörung 189; Unterschied von Alpen und Dinariden 189; Gailtaler Krystallin 189. Alter der jüngsten Bewegungen an der Nordrandstörung 190; Entstehung der Nordrandstörung in der alpidischen Zeit der Gebirgsbildung 190; Interglazial von Podlanig 190; „Mittelgebirge“ im unteren Gailtal 190; Verstellung des Interglazials 191; Alter Talboden im Lessachtal 191; Talleisten im Gailtal und ihre Verstellung 191; Bewegungen nach dem Interglazial 191; Verbiegung des Gailbodens 191; Entschuttung des Gebirges 191; Andauer der Bewegungen in der jetzigen Zeit 192; Altersstellung der Eruptiva 192; Diabasische Gesteine und Porphyroide im Untersilur 192; Spilitische und diabasporphyritische Gesteine im unteren Perm 192; Dioritporphyrite und Malchite 192; Dazite 192.

Abschied	193
Ortsverzeichnis	194
Inhaltsverzeichnis	200