

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XLVI. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 76. LIEFERUNG
III. ABTEILUNG.

Über
Faciesverteilung und Orogenese
in den
südöstlichen Schweizeralpen.

(Fortsetzung zu Lieferung 46, I. Abteilung.)

Mit 4 Tafeln.

Von
Rudolf Staub.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1917.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Durch Zirkularbeschluss vom 20. Juni 1917 nahm die Geologische Kommission die vorliegende Arbeit, die eine Fortsetzung der I. Abteilung der Lieferung 46 darstellt, zum Druck an. Der Verfasser hat in entgegenkommender Weise die Herstellung der Tafeln auf seine Rechnung übernommen, wofür ihm auch hier gedankt sei. — Für den Inhalt von Text und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, den 20. Juni 1917.
(Sonneggstr. 5.)

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Prof.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Benutzte Literatur	V
Einleitung	165
Allgemeines	166
Perm	167
Trias	170
Penninische Decken	171
Ostalpine Decken	172
Einreihung der Klippendecke	173
Einreihung der Brecciendecke	176
Niesenflysch	177
Lias	181
Penninische Decken	182
Ostalpine Decken	183
Klippendecke	183
Dogger, Malm und Kreide	187
Gliederung der alpinen Meere zwischen Gotthard und Ortler	190
Parallelisierungen mit dem Wallis	191
Zusammenhänge zwischen Faciesverteilung und Gebirgsbildung	193
Tafeln, Tabellen etc.	199

Benutzte Literatur.

1. *O. Ampferer* und *W. Hammer*, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. kk. geol. Reichsanstalt 1911.
2. *P. Arbenz*, Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 1913.
3. *E. Argand*, Carte géologique du massif de la Dent Blanche. Mat. carte géol. Suisse, n. s. XXIII, carte spéciale n° 52, 1908.
4. — L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Lab. Géol. etc. Université Lausanne, n° 14, 1909.
5. — Sur la racine de la nappe rhétique. Mitt. schweiz. geol. Komm. 1909.
6. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. carte géol. Suisse, n. s. XXXI. livr. 1911.
7. — Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales. Carte structurale et coupes. Mat. carte géol. Suisse, carte spéciale n° 64, 1911.
8. — Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes Occidentales. Procès-verbaux Soc. vaud. sciences nat. 1911.
9. — Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. Ibid. 1912.
10. — Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes Occidentales. Ecl. geol. Helv. Vol. XI, 6. 1912.
11. — Sur les plis transversaux des Alpes occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional. Soc. neuchâtel. sciences nat. 1915.
12. — Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv. Vol. XIV, 1. 1916.
13. *P. Beck*, Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. Ecl. geol. Helv. Vol. XII, 1. 1912.
14. *E. Blösch*, Geologischer Überblick über das Berninagebiet. Englers Bot. Jahrb. 1911.
15. *A. Buxtorf*, *A. Tobler*, *Baumberger* u. a. Geologische Karte des Vierwaldstättersees. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 66. 1916.
16. — Profile dazu. Ebenda, 1916.
17. *A. Chaux*, Géologie des Brasses. Ecl. geol. Helv. Vol. XII, 1913.
18. *H. P. Cornelius*, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralbl. Min. etc. 1912.
19. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. J. f. Min. etc. Beil. Bd. XXXV. 1912.
20. — Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers. Zentralbl. Min. etc. 1913.
21. — Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, n. F. Lief. 45. 1914.
22. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin. N. J. Min. etc. Beil. Bd. XL. 1915.
23. *A. Escher* und *B. Studer*, Geologische Beschreibung von Mittelbündten. Neue Denkschr. schweiz. naturf. Ges. Bd. III. 1839.
24. *A. Frauenfelder*, Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. Helv. Vol. XIV, 2. 1916.
25. *W. Freudenberg*, Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs. etc. N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. XXXVI, 1913.
26. *W. Hammer*, Die Ortlergruppe und der Ciavalschamm. Jb. kk. geol. Reichsanstalt. Bd. 58. 1908.

27. *E. Haug*, Traité de Géologie. Paris 1911.
28. *Alb. Heim*, Geolog. Karte der Schweiz, 1 : 100,000, Blatt XIV. 1885.
29. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 25. Lief. 1891.
30. — Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassives. Viert. naturf. Ges. Zürich, 1906.
31. — Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500,000, II. Auflage, 1911.
32. *Arn. Heim*, Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen. Ecl. geol. Helv. Vol. XIV, 2. 1916.
33. — Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, III. Teil. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. XX. Lief., 1916.
34. *G. Henny*, La zone du Canavese dans le Tessin méridional etc. Soc. vaud. sciences nat. 1916.
35. *H. Hoek*, Das zentrale Plessurgebirge. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B. Bd. XVI, 1906.
36. *W. van Holst Pellekaan*, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich, 1913.
37. *L. Horwitz*, Quelques résultats d'un levé géologique dans les Alpes fribourgeoises. C. R. Soc. Sciences Varsovie, 1913.
38. — Sur le lias du massif des Bruns et de ses annexes. Soc. vaud. Sciences nat., 1914.
39. *A. Jeannet* et *F. Rabowski*, Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. Ecl. geol. Helv. Vol. XI, 6. 1912.
40. *A. Jeannet*, Monographie géologique des Tours d'Aï etc. I. Partie. Mat. carte géol. Suisse, n. S. XXXIV. livr., 1912/13.
41. — Carte géologique des Tours d'Aï. Ibidem; carte spéciale n° 68, 1912.
42. *F. J. Kaufmann*, *A. Baltzer* und *C. Moesch*, Blatt XIII. geol. Karte d. Schweiz. 1887.
43. *L. Kober*, Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. geol. Ges. Wien. 1912.
44. *J. Koenigsberger*, Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner-massiv. Ecl. geol. Helv. Vol. X, 6. 1909.
45. *L. J. Krige*, Geologische Karte von Val Piora etc. Ecl. geol. Helv. Vol. XV, 1917.
46. *M. Lugeon*, La région de la brèche du Chablais. Diss. Lausanne, 1896.
47. — Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France, 1901.
48. — Bélemnites et radiolaires de la brèche du Chablais. Ecl. geol. Helv. Vol. VIII, 4. 1905.
49. — L'origine des Alpes Vaudoises. Echo des Alpes, n° 2, 1914.
50. — Sur la présence de lames cristallines dans les Préalpes et sur leur signification. C. R. Soc. géol. France, 1914.
51. — Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen. Ibid. 1914.
52. *H. Meyer* (Harrassowitz), Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B. Bd. XVII. 1909.
53. — und *O. A. Welter*, Zur Geologie des südlichen Graubündens. Monatsber. deutsch. geol. Ges. Bd. 62, 1910.
54. — Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern: Andeer-Savognin. Geolog. Rundschau, Bd. III. 1912.
55. *H. Mylius*, Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamasker Alpen. N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. XLI. 1916.
56. *G. Niethammer*, Die Klippen von Giswil am Brünig. Zentralbl. f. Min. etc. 1907.
57. *P. Niggli* und *W. Staub*, Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. 45. Lief. 1914.
58. *F. Noë*, Geologische Übersichtskarte der Alpen. Wien, 1890.
59. *H. Preiswerk*, Die Struktur der nördlichen Tessineralpen. Ecl. geol. Helv. XII, 2. 1912.
60. — Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. Verh. naturf. Ges. Basel. Bd. XXVIII. 1917.
61. *E. C. Quereau*, Die Klippenregion von Iberg. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXXIII. Lief. 1893.

62. *F. Rabowski*, Simmental et Diemtigental, carte géologique et coupes, Mat. carte géol. Suisse, n. S. XXXV. livr. carte spéciale n° 69, 1912.
63. *W. G. Radeff*, Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). Ecl. geol. Helv. Vol. XIII, 4. 1915.
64. *F. Rolle*, Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 1881.
65. — Geol. Karte d. Schweiz, 1 : 100,000, Blatt XIX. 1882.
66. *A. Rothpletz*, Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München, 1905.
67. *H. Schardt*, *E. Renevier* und *M. Lugeon*, Geol. Karte d. Schweiz, Blatt XVI. 1899.
68. — Tectonique du Simplon. Ecl. geol. Helv. Vol. VIII, 2. 1904.
69. — Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. Arch. sciences phys. et nat. Genève, 1907.
70. *C. Schmidt*, Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. geol. Helv. Vol. IX, 4. 1907.
71. — Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel, 1907.
72. — und *H. Preiswerk*, Geologische Karte der Simplongruppe, mit Profilserie und Erläuterungen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. XXVI, Spezialkarte Nr. 48. Erläuterung Nr. 6. 1908.
73. *W. v. Seidlitz*, Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. XVI, 1906.
74. *A. Spitz*, Der Höllensteinzug bei Wien. Mitt. geol. Ges. Wien. III. 1910.
75. — und *G. Dyhrenfurth*, Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bogen. Ecl. geol. Helv. Vol. XII, 4. 1913.
76. — Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. Verh. kk. geol. Reichsanst. Nr. 16. 1913.
77. — Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilfserjoch. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, n. F. XLIV. Lief. 1915.
78. — Geologische Karte der Engadiner Dolomiten etc. Ebenda, Spezialkarte Nr. 72. 1915.
79. *R. Staub*, Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich, 1914.
80. — Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Diss. Zürich. Separat aus Viert. nat. Ges. Zürich, 1915.
81. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Ebenda, 1915.
82. — Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Ebenda, 1916.
83. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. XLVI. Lief. I. Abteilung. 1916.
84. — Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda, 1916. Spezialkarte Nr. 78.
85. — Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav. Ecl. geol. Helv. Vol. XIV, 2. 1916.
86. — Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav. Ebenda, 1917.
87. — Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden, deren Bedeutung und Nomenklatur. Viert. naturf. Ges. Zürich, 1917.
88. *G. Steinmann*, Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B. Bd. IX, 3 und Bd. X, 2. 1895 und 1898.
89. — Die Schardtsche Überfaltungstheorie etc. Ebenda, Bd. XVI. 1905.
90. *G. Theobald*, Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lieferung III. 1866.
91. — Geologische Karte der Schweiz, 1 : 100,000, Blatt XX. Ebenda 1865.
92. — Geologische Karte der Schweiz, 1 : 100,000, Blatt XV. Ebenda 1864.
93. *A. Tobler*, Klippen am Vierwaldstättersee. Ecl. geol. Helv. Vol. VI, 1. 1899.
94. — Exkursionsprogramm in die Klippenregion. Ebenda, Vol. IX, 1. 1906.
95. *F. Trauth*, Über den Lias der exotischen Klippen am Vierwaldstättersee. Mitt. geol. Ges. Wien. I. 1908.

96. *D. Trümpy*, Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens. Viert. naturf. Ges. Zürich, 1912.
 97. — Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. 46. Lief. II. Abteilung, 1916.
 98. — Geologische Karte des Falknis. Ebenda, Spezialkarte Nr. 79. 1916.
 99. *R. Ufficio Geologico*, Carta geologica delle Alpi Occidentali, Roma, 1908.
 100. *O. A. Weller*, Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. geol. Helv. Vol. X, 6. 1909.
 101. *O. Wilckens*, Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Zentralbl. f. Min. etc. 1907.
 102. *K. Zoepfritz*, Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Ber. nat. Ges. Freiburg i. B. Bd. XVI. 1906.
 103. *F. Zyndel*, Tektonik von Mittelbünden. Ecl. geol. Helv. Vol. XI, 3. 1910.
 104. — Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. 41. Lief. 1912.
 105. — Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. Ecl. geol. Helv. Vol. XII, 4. 1913.
-

Einleitung.

In einer hervorragenden Arbeit hat uns *Argand* kürzlich das Werden der Alpen geschildert und uns dabei in wundervoller Sprache den Zauber jener Zeit vor Augen geführt. Weit zurück bis ins oberste Paläozoikum reichen die Anfänge der grossartigen Faltung, die uns heute im Alpengebirge entgegentritt, und in den fernen Zeiten des Mesozoikums, der Trias, des Jura und der Kreide, sehen wir am Grunde der Meere die ersten Decken der Alpen als einfache Falten sich erheben. Stellenweise und von Zeit zu Zeit erreichen dieselben die Oberfläche und entragen als langgestreckte Inselbogen dem einstigen Mittelmeer, dann wieder tauchen sie unter in den Wogen. Langsam, aber sicher, mit langen Unterbrüchen, rückt der indo-afrikanische Kontinent auf das alte Eurasien zu, mit seinen versteiften Massen die zwischenliegenden plastischen Meeresgründe in mächtige Falten legend. Im ältern Tertiär erreicht dieser afrikanische Druck sein Maximum, und die Sedimente der Thetys werden endgültig aus ihren Ablagerungsräumen emporgepresst, gefaltet und überschoben. Vor den alten Küsten Eurasiens, den heutigen autochthonen Zentralmassiven, stauen sich die Falten, branden an denselben auf, überborden oder wandern zwischen ihnen durch, und endlich hebt ein letzter, gewaltiger, tiefgehender Schub das Ganze quasi aus den Angeln, so dass es gewölbeartig endgültig dem Meere entsteigt. Erosion und periodische Nachschübe vollendeten den Bau, dessen herrliche Architektur wir heute bewundern. Soweit *Argand* (p. 12)¹⁾.

Das gewaltige Gebäude der Alpen erscheint also nicht mehr als das Werk einer einmaligen relativ kurzen tertiären Faltungsperiode, sondern die Faltung in der Erdrinde hat im ganzen Mesozoikum nie völlig geruht, und die Anfänge der Alpenfaltung, die ersten Anlagen der alpinen Decken, reichen bis ins Paläozoikum zurück. *Argand* konnte als erster nachweisen, dass die Stirnregionen der penninischen Decken des Wallis von jeher, d. h. seit dem späten Paläozoikum, Stellen geringerer Meerestiefe, ja sogar zeitweisen Festlandes gewesen sind, gemäss dem neritischen Charakter ihrer Sedimente, dass dagegen deren beiden Schenkel mit ihrem vorwiegend bathyalen Faciescharakter stets tieferen Meeresbecken entsprochen haben. Die neritischen Faciesbezirke ragten als langgestreckte Geantiklinalen aus den bathyalen Geosynklinalen hervor. Diese Geantiklinalen fanden sich immer in der nächsten Umgebung der heutigen Deckenstirnen, sie sind daher als die ersten Vorläufer der Decken selbst zu betrachten. (Vgl. 12.)

Argand hat diese alten embryonalen Anlagen der Faltung insbesondere für Dentblanche- und Bernhardecke und deren Umgebung nachgewiesen, glaubt aber, dass dieselben auch in den übrigen Alpentheilen existieren und sich bei näherem Studium derselben ohne Zweifel auffinden lassen werden. Dass sich dieselben nun tatsächlich auch in den Deckengebieten Bündens nachweisen lassen, und dass damit auch die Anfänge der Bündnerdecken weit zurück ins Mesozoikum reichen, glaube ich im folgenden darlegen zu können.

Der Weg, den wir dabei zu beschreiten haben, ist uns von *Argand* klar vorgezeichnet. Wir werden ganz einfach die Deckengebiete Bündens auf ihre Faciesverhältnisse prüfen und dabei ohne weiteres Gebiete mit neritischen und solche mit bathyalen oder gar abyssalen Sedimenten unterscheiden. Es wird uns auf diese Weise möglich sein, die alpine Geosynklinale auch in Graubünden in mehrere Teilbecken aufzulösen. Damit gewinnen wir sichere Anhaltspunkte über die mesozoische Topographie des alten alpinen Meeres und über den Verlauf der Geanti-

¹⁾ Die Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis.

klinalgebiete, und können prüfen, inwiefern dieselben mit der Entwicklung tertiärer Falten in Zusammenhang standen.

Wer mit der Geologie Graubündens aber auch nur einigermaßen vertraut ist, weiss, dass die Stratigraphie dieser Gebiete im Detail noch stark vernachlässigt ist, und dass ein absolut genaues Bild der Faciesübergänge und -zusammenhänge bis in alle Einzelheiten und Feinheiten hinein in Graubünden noch auf lange hinaus zu den noch zu erstrebenden Dingen gehört. Es soll hier auch gar nicht versucht werden, in feinere Details einzudringen und all die unzähligen sekundären Schwankungen von Mächtigkeit und Facies der Bündner Sedimente in allen Gebieten und allen Stufen in ihren richtigen Zusammenhang zu bringen, das alles sei späterer Detailforschung überlassen, sondern es sollen die Faciesveränderungen in Graubünden nur in ihren grossen Zügen studiert werden. In diesen grossen Zügen aber stehen wir schon heute auf durchaus sicherem Fundament, und deshalb kann schon heute eine Gliederung der alpinen Geosynklinale in Graubünden ohne Sorge unternommen werden. Spätere Forschung wird dieselbe nur zu vertiefen und in ihren einzelnen Elementen noch weiter zu gliedern haben.

Die Anregung zur vorliegenden Studie schöpfte ich aus der grundlegenden Arbeit von *Argand*: *Sur l'arc des Alpes Occidentales*. Es war mir eine hohe Freude, zu sehen, wie die von *Argand* im Wallis errungenen Resultate sich zwanglos, ohne die geringste Reibung, in unser kürzlich entworfenes Bild von der Tektonik Bündens einfügten und damit die Bande zwischen West und Ost noch fester knüpften als bisher. *Argand* selbst hat mir immer seine Zeit in selbstloser Weise zur Verfügung gestellt, wenn es galt, schwierige Probleme miteinander zu besprechen und einer Lösung näher zu bringen, und dankbar denke ich an all jene köstlichen Stunden im Wallis, zu Neuchâtel und Lausanne, die ich mit ihm verbracht. Auch beim Entwurf der beigegeführten Zeichnungen gab mir *Argand* manchen guten Rat. Für all das danke ich meinem lieben Freund und Meister hier nochmals herzlich.

Herr Professor *Arbenz* in Bern zeigte mir in liebenswürdigster Weise seine und seiner Schüler Sammlungen aus dem nördlichen Bünden, aus Arosa und dem Prätigau, und machte mir zusammen mit Herrn *J. Cadisch* einige willkommene ergänzende Mitteilungen über die Gesteine der Sulzfluhdecke. Auch ihm meinen herzlichsten Dank.

Herzlichsten Dank schulde ich meinem lieben Freunde *A. Jeannet* für eine ganze Menge von wertvollen Anregungen und Mitteilungen über die Klippen und die Préalpes romandes, und manche klärende Diskussion. Dadurch wurde mancher scheinbare Widerspruch gelöst und die exotischen Gebiete der Nord- und Westschweiz noch enger an die ostalpinen Decken Bündens geknüpft. Auch bei der Ausführung der graphischen Beilagen und durch Überlassung von Literatur hat mir *Jeannet* viel geholfen.

Endlich bin ich der Schweizerischen geologischen Kommission zu hohem Dank verpflichtet für das Wohlwollen, das sie mir durch die Aufnahme dieser Studie in ihre Beiträge bezeugte, ganz besonders aber ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. *Alb. Heim*, der dazu die Initiative ergriffen hat. Herr Prof. *Heim* hat mir auch durch unumschränkte Überlassung von Literatur viel geholfen, und es sei ihm daher auch hier nochmals herzlich gedankt.

Allgemeines.

Um die Faciesverteilung in den bündnerischen Decken zu studieren, wollen wir deren einzelnen Formationsglieder in ihrem ganzen Verlauf von Norden nach Süden, d. h. von den tiefsten Decken zu den höchsten, vorderhand getrennt ins Auge fassen und verfolgen. Dabei werden wir in erster Linie diejenigen tektonischen Elemente für unsere Zwecke benutzen, welche mit ihrer Wurzel noch zusammenhängen und über deren relative tektonische Stellung wir in absolut keinem Zweifel sind. Die von den kristallinen Kernen abgesicherten und losgerissenen Sedimentdecken des nördlichen Bündens kommen dafür nur in zweiter Linie in Betracht, da wir von denselben noch nicht in allen Fällen genau wissen, ob sie von den Stirnteilen gewisser Decken oder vom

Rücken solcher abstammen. Doch werden wir gerade durch diese Untersuchungen dazu gelangen, die Ursprungsorte dieser nördlichen ortsfremden Massen anhand gewisser Faciesanalogien genauer zu umgrenzen als dies bis jetzt geschehen konnte. In der Natur der Sache liegt es ferner, dass wir unsere Betrachtungen hauptsächlich auf die Formationen beschränken müssen, die im ganzen Deckenprofil zwischen Gotthard und Ortler überall ausgebildet sind, d. h. also auf Perm, Trias und Lias. Schon Dogger und Malm sind nicht mit Sicherheit überall nachgewiesen, und von Kreide und Tertiär gilt dies erst recht.

Die günstigsten Verhältnisse für unsere Untersuchungen finden wir daher im südlichen Bündlen, wo die Zusammenhänge der Decken mit ihren Wurzeln noch gut erhalten sind. Da dieses Gebirgsstück vor kurzem auf einer tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen übersichtlich dargestellt worden ist (84), so verweise ich zur tektonischen Orientierung auf dieselbe und brauche mich hier nicht weiter über die tektonische Gliederung des Gebietes zu verbreiten (siehe auch 83 und 104). Anhand der eben genannten Karte und des nur sehr schematischen Sammelprofils auf Tafel (I.) wollen wir nun die einzelnen Formationsglieder durch die bündnerischen Decken hindurch verfolgen. Beginnen wir mit dem

Perm.

Dieses ist teils als Konglomerat, Breccie oder Sandstein, teils als Phyllit und Glimmerschiefer ausgebildet. Die erstere Facies bezeichnen wir als Verrucano, die zweite ist bis jetzt stets ohne weiteres zum älteren kristallinen Grundgebirge geworfen worden. Aber die Untersuchungen von *Argand* in den penninischen Decken des Wallis haben mit aller Deutlichkeit gezeigt, dass die schlammig-sandig-tonigen Ablagerungen, deren metamorphe Äquivalente wir heute in den Casannaschiefern vor uns sehen, ununterbrochen bis tief in die Trias, ja oft sogar bis in den Jura hineinreichen, und umgekehrt hinabsteigen bis zu den älteren Gneisen der Deckenkerne (3, 4, 8, 10, 12). Ähnliche Beispiele kenne ich nun auch aus Graubünden, z. B. aus der Margnadecke (87), der einstigen rhätischen, wo die Casannaschieferablagerung des oberen Paläozoikums ebenfalls unmerklich bis in die mittlere Trias hinein kontinuierlich fortsetzt (86), oder aus der Surettadecke, wo die oberen Teile des Surettakristallins oft ganz allmählich in die untersten Triasquarzite übergehen (siehe auch 25, p. 315).

Das Perm fehlt also den penninischen Decken nicht gänzlich, es ist nur nicht überall als klastisches Sediment entwickelt und wird durch die oberen Teile der Casannaschieferreihe repräsentiert. Gegenüber dem Verrucano als dem klastischen, detritischen oder neritischen Sediment erscheint dieses „Casannaschieferperm“ als Ablagerung eines tieferen Meeres, als bathyale Facies.

Die Verrucanofacies des Perm fehlt den penninischen Decken Bündens fast gänzlich, hingegen geht dessen Casannaschieferfacies fast durch das ganze Gebiet hindurch. Betrachten wir nun die Verhältnisse von Fall zu Fall.

Klastischen Verrucano treffen wir noch auf dem Rücken des Gotthardmassivs im Lugnez, in bedeutender Mächtigkeit. (Vgl. 28, 29 und 57.) Aber schon am Südrand desselben suchen wir den Verrucano vergebens; Paraschiefer und Quarzite in geringer Mächtigkeit sind eventuell dessen stratigraphischen Äquivalente (57, p. 68). Am Lukmanier und im Val Piora treten die altkristallinen Gesteine direkt an die untere Trias heran (36, 45). Gehen wir weiter nach Süden, so kommen wir in das Gebiet der Nordtessiner Gneisdecken: Molare, Campolungo, Massari, Simano etc. Überall fehlt der Verrucano. Auch im liegenden Schenkel der Aduladecke ist solcher nirgends bekannt. Wohl aber scheint derselbe in der Stirnregion der Adula vertreten zu sein. *Heim* hat dort am Hohbühl ob Vals über den Glimmerschiefern des Deckenkerns eine grössere Masse von „Verrucano“ kartiert. Nach ihm handelt es sich um eine arkoseartige, grobklastische Bildung, jedenfalls um ein detritisch-neritisches Sediment, das gegen oben in die normalen Triasquarzite und Rauhwacken übergeht (s. 28 und 29, p. 282, 338). In den rückwärtigen Teilen und der Wurzelsynklinale der Aduladecke hingegen fehlt klastischer Verrucano wieder durchwegs. Überall reicht dort die bathyale Casannaschieferablagerung ungestört bis

in die Triasdolomite (25, p. 291), stellenweise sogar bis in die Schistes lustrés hinein (Algaletta). Dasselbe ist der Fall bei den südlich anschliessenden Decken, Tambo und Suretta (25, p. 290). Auch in der Unterseite der Margnadecke fehlen die klastischen Permsedimente. Hingegen machen sich solche in der Umgebung der Stirnregion dieser Decke an gewissen Stellen als gröbere klastische Paraschiefer in den obersten Teilen der Malojaserie bemerkbar. Dieselben kenne ich besonders aus dem vorderen Fextal und der Umgebung des Silsersees. Auf dem Rücken der Margnadecke aber verlieren sich diese klastischen Paraschiefer wieder, um den reinen, mehr bathyalen Casannaschieferablagerungen Platz zu machen. So finden wir im Puschlav nur noch diese letztere Facies (s. 82, p. 339), und dasselbe gilt von der Wurzelregion der Decke im Val Malenco (s. 22, p. 276).

Mit zwei Ausnahmen aus der Stirn der Adula- und der der Margnadecke gelangen also überall in der penninischen Region südlich des Gotthard nur bathyale Permsedimente zum Absatz. Dieselbe hatte also grösstenteils den Charakter einer Geosynklinale.

Südlich dieser penninischen Region folgen nun die ostalpinen Decken. Hier ändert sich das Bild vollständig. Die altkristallinen Gesteine der ostalpinen Region sind, wie die der nördlichen autochthonen Zentralmassive, hercynisch gefaltet; sie ragten am Ende des Paläozoikums als ausgedehnte Gebirge aus den umgebenden Meeren empor. Im Laufe des Perm wurden sie tief abgetragen, und an ihren Flanken bildete sich, wie im Norden auch, der grobklastische Verrucano. Die ostalpine Region bildete also damals als Ganzes gegenüber der penninischen, ähnlich wie die helvetische, eine ausgeprägte Flachsee- und Landregion. Dieselbe war naturgemäss als Rumpf eines alten Gebirgslandes keineswegs einfach gebaut. Einzelne Teile dieser ostalpinen Hochregion haben als Inselreihen aus den permischen Meeren hervorgeragt, andere bildeten ausgedehnte Flachseepartien, und dazwischen fanden sich wohl ähnlich wie im Penninikum tiefere Meeresräume, in denen die feineren Sandsteine und Casannaschiefersedimente zum Absatz gelangten.

Auf Tafel III habe ich die Entwicklung dieser ostalpinen Region vom obern Carbon bis in die untere Trias hinein im Prinzip dargestellt und verweise zur nähern Orientierung auf dieselbe und die einschlägige Literatur. Dass eine solche Rekonstruktion sich immer nur sehr schematisch durchführen lassen wird, versteht sich von vornherein, und in diesem Sinne sollen denn auch die vorstehenden Zeichnungen nur ein annäherndes Bild der damaligen Vorgänge geben.

Die ostalpine Region erscheint also zur Permzeit zunächst als Rumpf des alten hercynischen Gebirges. Gegenüber den tiefen geosynklinalen Meeresbecken der penninischen Region kann sie aber auch als eine gewaltige flache Antiklinale höherer Ordnung aufgefasst werden, die das ganze frühere hercynische Gebirge nochmals ergriffen hat, ähnlich wie die heutigen Alpen in einer relativ späten Phase ihrer Entwicklung noch durch die Antiklinale der Deckenscheitel definitiv aufgewölbt worden sind. Die Bildung dieser grossen permischen ostalpinen Antiklinale darf als Fortsetzung der hercynischen Faltung angesprochen werden; sie fällt aber zeitlich bereits in die Zerstörungsphase des hercynischen Gebirges und steht an Intensität weit hinter ihrem tertiären Analogon. Die Aufwölbung war auch im Vergleich zu den starken hercynischen Falten eine so geringe, dass sie äusserlich kaum in die Erscheinung trat und sich deshalb auch nicht streng nachweisen lässt. Dies stellt aber die Möglichkeit einer Geantiklinalnatur der ostalpinen Region keineswegs in Abrede, und wir sind demnach berechtigt, die ostalpine Region zur Permzeit zunächst allerdings als Rumpf des hercynischen Gebirges, aber flach antiklinal aufgewölbt, also doch auch als eine Geantiklinale zu betrachten. Das gleiche gilt von der nördlichen hercynischen Region, der helvetischen¹⁾.

Es finden sich im unterostalpinen Gebiet nun aber auch noch Tatsachen, die eventuell auf eine weitere Gliederung dieser ostalpinen permischen Geantiklinale grossen Stils hinweisen könnten.

Durchqueren wir die unterostalpinen Decken Bündens von der Err-Selladecke bis zur Campo-decke, so sehen wir, dass der klastische Verrucano fast durchwegs nur in den nördlichen

¹⁾ Ähnlich fasst Arn. Heim die Niveauschwankungen im helvetischen Mesozoikum noch als posthume hercynische Bewegungen auf (32, p. 230).

Teilen der kristallinen Deckenkerne auftritt und gegen Süden allmählich ausklingt. So verliert der grobkonglomeratistische Verrucano der Cima da Flix (23, p. 129, 138) gegen Süden hin sehr rasch an Mächtigkeit, an der Caralehalde und dem Pizzo di Verona misst er nur noch wenige Meter (82, p. 384 ff. und 86), die Gesteine sind dort viel weniger grobklastisch als nördlich des Engadins, und in der Wurzelregion der Err-Selladecke ist klastischer Verrucano überhaupt unbekannt (22, p. 276). Dasselbe Verhältnis sehen wir in der Berninadecke, wo auch der typische klastische Verrucano des Piz Alv gegen Süden zu zunächst feiner wird und dann aussetzt. In der Bernina-Languarddecke reicht der klastische Verrucano wohl bis südlich des Sassalbo zurück, das südliche Ende der mesozoischen Synklinale bei der Alp Canale (76, p. 411) oder gar die Dolomitmarmore vom Passo delle tre Croci aber erreicht er nicht (22, p. 344). Auch in der Unterlage der Engadiner Dolomiten, der Campodecke, häufen sich die Verrucanomassen im Norden, in der Nähe der Stirn derselben, und machen gegen Süden zu feineren Ablagerungen Platz: Die Arkosen und Konglomerate des Münstertals gehen gegen Süden in die Sericitschiefer der Ortlerunterlage über (1, p. 76; 26, p. 88; 77, p. 37). Allerdings finden sich auch dort Geröllagen, und solche werden sogar aus der Wurzelsynklinale dieser Decke, den Sedimenten von Dubino, beschrieben (22, p. 304). Die Verhältnisse in den unterostalpinen Decken zur Zeit des obersten Paläozoikums waren aber so mannigfaltig, und die früheren Ablagerungen infolge der hercynischen Faltung so stark gestört, dass es vorderhand nicht möglich ist, nach der Ausbildung des Perms ohne weiteres auf die damalige Verteilung von sekundären Geosynklinalen und Geantiklinalen der ostalpinen Region zu schliessen. Zudem sind diese Gebiete meist erst in den Anfängen des Studiums, so dass wir momentan nicht sagen können, ob das Fehlen des Verrucano überall einer Emmersion der betreffenden Gebiete, einer Festlandsperiode, zu verdanken ist, oder ob der Verrucano in der mehr bathyalen Casannaschiefer-Facies abgelagert wurde. Dazu sind die primären Zusammenhänge zwischen Mesozoikum und Kristallin gerade in diesen Gebieten meist so enorm gestört durch Abscherungen, basale Gleitflächen und alle möglichen sekundären Schubflächen, dass die Entscheidung dieser Frage zunächst noch recht schwierig bleiben wird.

Wir betrachten daher wohl die unterostalpine Region zur Permzeit im grossen und ganzen als eine Geantiklinale, wagen aber vorderhand nicht, dieselbe in sich noch weiter zu gliedern.

Hingegen sind die Verhältnisse in den ruhigeren penninischen Decken Bündens so weit abgeklärt, dass eine Gliederung der penninischen Zone in verschiedene ursprüngliche Faciesräume sich durchführen lässt.

Zwischen den mächtigen, z. T. geantiklinalaufgewölbten hercynischen Rumpfen der autochthonen Zentralmassive, der helvetischen Region, und der ostalpinen Decken, die durch die eigentliche Verrucanofacies ausgezeichnet sind, erscheint die ganze zwischenliegende penninische Region als grosse Geosynklinale. Nach dem Vorgang von *Argand* nennen wir dieselbe die penninische Geosynklinale. In derselben beobachten wir zwei Zonen mit neritischerer Facies, die eine an der Stirnregion der heutigen Adula-, die andere an der der Margnadecke. Durch diese Geantiklinalgebiete wird die penninische Geosynklinale zur Permzeit in drei Teilbecken geteilt. Dieselben seien als nord-, mittel- und südpenninische Geosynklinale bezeichnet. Dadurch gliedert sich unser Gebiet zur Permzeit wie folgt:

I. die helvetische Geantiklinale.

II. die penninische Geosynklinale:

III. die ostalpine Geantiklinale.

- | | |
|---|---|
| { | 1. die nordpenninische Geosynklinale,
2. die Adula-Geantiklinale,
3. die mittelpenninische Geosynklinale,
4. die Margna-Geantiklinale,
5. die südpenninische Geosynklinale. |
|---|---|

* * *

Fast ebenso leicht wie für das Perm können wir die fazielle Gliederung unseres Gebietes durchführen für die

Trias.

Die triadischen Quarzite, Rauhwacken, Gipse, Kalke, Rötidolomite, bunten Schiefer und Breccien helvetischer und penninischer Facies haben von jeher als Absatz der Flachsee gegolten (4, 12, 27).

Daneben aber finden wir, wie ebenfalls *Argand* für das Wallis gezeigt hat, die Trias z. T. in der Facies der altkristallinen Paraschiefer, der Casannaschiefer, oder aber in der Facies der Schistes lustrés. An manchen Stellen in den Alpen sehen wir, wie die schlammigtonigen Sedimente der Casannaschiefer ununterbrochen in die gleichartige, nur meist kalkhaltige Ablagerung der Schistes lustrés übergehen, und durch enge primäre Wechsellagerung mit derselben innig verbunden sind. Es geht also nicht an, zu behaupten, die Trias fehle an jenen Stellen der penninischen Alpen, und der Lias liege transgressiv auf dem Altkristallin, sondern die Trias ist vorhanden, aber in der Facies der Casannaschiefer und der Schistes lustrés, d. h. in bathyaler Facies (vgl. 4, 8, 10, 12).

Neben diesen beiden nördlichen Faciestypen stellen die mächtigen Ablagerungen der ostalpinen Trias meist neritische Sedimente dar, die in langsam sich senkenden **flacheren** Geosynklinalen zum Absatz gelangten, und dieselbe Bildungsweise müssen wir für die pseudoostalpine Trias der Splügenerkalkberge und des Avers annehmen (105, p. 499), die faciell, aber nicht tektonisch, dem Briançonnais der Westalpen entsprechen (vgl. 83, p. 28, und 84).

Betrachten wir nun die Verteilung dieser drei Faciestypen in unserem Gebiet,

Im Norden des abgerollten Deckenprofils sehen wir Quarzite, Rötidolomite und Quartenschiefer der Trias im ganzen Gotthardmassiv wohl entwickelt (57, p. 68). Die beiden ersten Schichtglieder lassen sich weit nach Süden in die Nordtessiner Gneisdecken hinein verfolgen; die typischen Quartenschiefer und die mit denselben vergesellschafteten obertriadischen Breccien hingegen finden ihr Ende in der Pioramulde (45; 60, p. 186). Von da nach Süden fehlen sie bis hinauf in die Stirnregion der Aduladecke. Hingegen geht die kalkig-dolomitische Trias vom Gotthard nach Süden durch alle tektonischen Elemente bis weit in den Rücken der Adula. Ob dasselbe für die Quarzite auch zutrifft, lässt sich infolge fast völligen Fehlens neuerer Aufnahmen in diesen Gebieten vorderhand nicht genau feststellen, doch scheint es, dass dieselben wenigstens in den untern Nordtessinergneisdecken des Campolungogebietes stellenweise fehlen (59, p. 170 und 60, p. 179). Auch in der westlichen Fortsetzung dieser Decken, im Simplon, sind Triasquarzite bis auf ganz wenige Stellen völlig unbekannt (68, Taf. 10; 70, pl. VIII, 72, p. 19).

An der Stirn der Adula aber sind Quarzite und Quartenschiefer wieder entwickelt; *Heim* erwähnt die erstern vom Hohbühl und der Alp Vallatscha am Valserberg (28; 29, p. 338), die letztern vom Nordrand der Adula am Piz Alpetta und vom Valserberg (29, p. 325 und 338), hingegen fehlen diese Gesteine wiederum dem Ostrand des Massivs, dem Rücken der Decke, zum weitaus grössten Teil (25, p. 290). Von da nach Süden fehlen nun die sichern Quartenschiefer bis hinauf in die Margnadecke und die Schamerserschuppen, die kalkig-dolomitische Trias hingegen verfolgen wir über Valserberg und San Bernhardin zurück bis ins obere Misox (31; 65). Aber schon in dessen mittleren Teilen, z. B. beim Schloss Misox, folgen über dem Altkristallin fast unvermittelt die Schistes lustrés, und die richtige kalkig-dolomitische Trias der Aduladecke fehlt oder ist nur mehr in minimaler Mächtigkeit vorhanden (vgl. auch schon 65 und 30, Taf. IV). Gehen wir noch weiter nach Süden, in die Wurzelregion der Adula, so finden wir deren Sedimente in dem Marmorzug Algaletta-Castaneda durchwegs in Schistes-lustrés-Facies. Quarzite, Rauhwacken, Gips, Dolomite und Kalke, sowie Quartenschiefer fehlen, die altkristallinen Schiefer gehen allmählich, z. T. durch Wechsellagerung (Algaletta) in die Schistes lustrés über.

In der Wurzelregion der Aduladecke ist also die Trias in bathyaler Facies entwickelt, sie fehlt nicht. Trias und Lias sind hier nur infolge ihrer gleichartigen bathyalen Ausbildungsweise nicht mehr voneinander zu trennen, und deshalb finden wir in dieser Wurzelmulde immer nur „Bündnerschiefergesteine“ und keine „richtige“ dolomitische Trias.

Die rückwärtigen Teile der Aduladecke erscheinen also zur Trias, gleich wie im Perm, gegenüber deren Stirnregion als deutliche Geosynklinale.

Weiter südlich im liegenden Schenkel der Tambo-Surettadecke ist die neritische Trias auch noch selten und schwach entwickelt bis gegen Mesocco, um dann aber an der Tambostirn nördlich San Bernardino rasch zu grosser Mächtigkeit anzuschwellen (vgl. z. B. 31; und 65, 30, Taf. IV). Dieselbe ist wohl nicht nur durch mechanische Anhäufung des Materials an der heutigen Deckenstirn bedingt, denn sie findet sich in gleicher Weise nun auch in dem Sedimentzug Splügen-Soglio, also weithin auf dem Rücken der Decke (vgl. 31, 65 und 91). Von der Tambostirn weg nach Süden fehlt nun die neritische Trias nicht mehr bis weit zurück in die Wurzel der Surettadecke. Besonders zu erwähnen sind dabei die basalen Rauhwackenkonglomerate und Quarzite, die Königsberger bei Innerferrera, also noch in der Nähe der Surettastirn, gefunden hat (44, p. 854). Schon in dieser Stirnregion, ganz besonders aber in den zentralen Rückenteilen der Surettadecke erlangt nun aber die neritische Trias in Form von Quarziten, Kalken und Dolomiten oft eine für penninische Begriffe abnorm grosse Mächtigkeit (s. z. B. auch 30, Taf. IV; 64, p. 17; 65) und lässt sich an solchen Stellen wahrscheinlich auch näher gliedern. (Madrisertal, Weissberg.) (Vgl. 90, p. 128; 91.) Wir müssen zur Erklärung dieser Mächtigkeit eine ganz flache, langsam sich senkende Geosynklinale annehmen, in der aber während der ganzen Trias nur neritisches Material sich absetzte. Gegenüber der Geosynklinale der heutigen Adulawurzel aber hatte dieser Madriser Sedimentationsraum den Charakter der Flachsee, einer breiten, mehrfach gegliederten **Geantiklinale**. Deren verschiedene Wellen reichten noch weit nach Süden, wie die neritische Trias der Surettadecke im Bergell, Forno und Malenco zur Genüge beweist.

Sehr interessant sind nun die Verhältnisse in der Wurzel der Surettadecke, deren Sedimente im Marmorzug von Val della Volta-Castione-Val Gnosca vor uns liegen. Wie in der Wurzelsynklinale der Adula, so finden wir auch in der der Tambo-Surettadecke keine richtigen Triasdolomite und keine Quarzite. Das ganze Mesozoikum ist in Schistes-lustrés-, in Bündnerschieferfacies entwickelt, und nur die plattigen, schwach marmorisierten Kalke, die ich vom nördlichsten Teil der Castionezone beschrieben habe und die sich zum Teil auch im Val della Volta wiederfinden, markieren eventuell noch etwas die neritische Trias. Aber keine Quarzite, keine Dolomite, kein Gips, keine Rauhwacken, keine Quartenschiefer! Die metamorphen Schistes lustrés gehen fast unvermittelt aus den Altkristallinen hervor und führen selbst in Wechsellagerung noch manche Sedimente von altem vormesozoischem Casannacharakter¹⁾.

Die neritische Trias **fehlt** also der Wurzelsynklinale der Tambo-Surettadecke fast gänzlich, sie ist durch bathyale **Schistes lustrés** gleichen Alters ersetzt. Gegenüber den Stirnteilen dieser Decke erscheint deren Wurzelregion von neuem als ausgeprägte Geosynklinale.

Aus diesen südlichsten Teilen der Surettadecke gelangen wir nun in den verkehrten Schenkel der darüber folgenden Margnadecke. Von der Wurzelzone bis in die Deckenscheitelregion und noch darüber hinaus fehlen daselbst die Quarzite und die Quartenschiefer ganz und die typischen Triasdolomite fast völlig (s. 22, p. 332 und Tafeln; 79, p. 334; 82, p. 332 und Taf. II). Gegen die Stirnnähe der Margnadecke aber, in der Gegend von Casaccia, stellen sich die Triasdolomite und Quarzite wieder ein (s. 19, p. 391 und Tafel), und bilden nun einen kontinuierlichen Horizont von zum Teil bedeutender Mächtigkeit um die ganze Stirnregion der Decke herum und weit zurück

¹⁾ Eine einzige Ausnahme bildet eine kleine schwächige Quarzitbank am Grunde der Silikatmarmore im oberen Val Gnosca, und auch diese ist nicht absolut sicher als untere Trias aufzufassen, da ähnliche Quarzite sich dort auch weiter regellos im Altkristallin zerstreut finden.

über deren Rücken. Quarzite, Rauhwacken, Gipse, Kalke, Dolomite, Marmore und rötliche zum Teil stark gipshaltige Mergelschiefer repräsentieren diese neritische Trias (18, 19, 79, 82, 85, 86), ja deren oberen Teile sind oft völlig in Dolomitbreccien aufbereitet, wie im vorderen Fex und nördlich des Silsersees zu sehen ist (vgl. 87).

Die Stirnregion und der benachbarte Teil des Rückens der Marnadecke entspricht also genau, wie schon zur Permzeit, auch in der Trias einer ausgeprägten Geantiklinalregion.

Aus derselben müssen auch die Triasgesteine der Schamserdecken abgeleitet werden, (83, p. 28), und zwar die Quarzite, Dolomite, Rauhwacken, Marmore, Gipse und Quartenschiefer der oberen Schamseruppen einerseits, die Diploporenkalke und -dolomite der pseudoostalpinen Facies von Averser Weissberg, Piz Gurschus und Splügener Kalkbergen andererseits (105). Wie dieser Zusammenhang im einzelnen sich gestalten wird, lässt sich zurzeit noch nicht genau sagen; sicher ist nur die Zugehörigkeit der Schamsertrias zur Geantiklinalregion der Marnastirn als **Ganzes**, und diese wird sich daher einmal in mehrere ursprüngliche Teilelemente auflösen lassen, in die sich die verschiedenen Schamserfacies einreihen werden.

Begeben wir uns zurück in den Rücken der Marnadecke, so sehen wir zunächst die obertriadischen Breccien und die Quartenschiefer, auch Gips und Rauhwacken, gegen Süden zu aussetzen. Im Puschlav treffen wir nur noch sehr wenig Quarzit und reine Dolomite und Kalke (82, p. 340), und noch weiter im Süden, in der Wurzelregion im Malenco, fehlen die Quarzite ganz (22, p. 276). Sie sind durch die Casannaschieferfacies vertreten. In den noch tieferen Teilen der Marnawurzel, die uns zwischen Tessintal und Valle Maggia entblösst sind, fehlen mit einer einzigen Ausnahme im Valle della Pesta auch die Dolomite, und die Trias ist hier abermals, wie in den andern penninischen Wurzelsynklinalen, in der bathyalen Facies der Schistes-lustrés-Marmore entwickelt. (Tabio, Gordola.) Im Centovalli, wo infolge des nun westlichen Axenfallens schon wieder höhere Partien der Wurzelsynklinalen zutage treten, verschwindet diese bathyale Triasfacies wieder, und die Dolomite stellen sich, wenn auch spärlich, wieder ein.

Gegenüber der Stirnregion der Marnadecke erscheint also deren Wurzelgebiet zur Triaszeit als eine neue Geosynklinale, in deren zentralen Teilen selbst die Dolomite durch bathyale Schistes lustrés verdrängt wurden¹⁾.

Jenseits derselben folgt nun als allgemeine südliche Begrenzung der grossen penninischen Geosynklinale die unterostalpine Region mit ihrer vorwiegend neritischen Trias als neue, weitausgedehnte, vielfach gegliederte Geantiklinale. Zum Teil ist dieselbe der Rest des abgetragenen südlichen hercynischen Gebirges (Tafel III). Als Ganzes trennt sie die nördlichen penninisch-helvetischen Triasmeere von der flachen Geosynklinale der eigentlichen ostalpinen und mediterranen Trias, im einzelnen jedoch sehen wir dieselbe, wenigstens vom Wetterstein an, wie die penninische Geosynklinale durch verschiedene kleinere Geantiklinalen in ein ganzes System von sekundären Teilbecken aufgelöst.

Das nähere Studium dieser Gliederung der unterostalpinen Geantiklinale, des Zusammenhanges von deren einzelnen Teilen und deren innerer Verkettung stösst nun zunächst auf nicht geringe Schwierigkeiten. Denn während wir bei allen penninischen Decken Wurzel-, Rücken- und Stirnteile mit Leichtigkeit erkennen und somit ein fast ununterbrochenes Faciesprofil studieren können, sind von den untersten ostalpinen Decken die nördlichen stirnwärtigen Teile durch mächtige höhere Schubmassen von ihrer Wurzel abgetrennt, deren Sedimente von ihrem kristallinen Untergrund abgesichert und weit nach Norden geschleppt worden. Dort liegen sie nun als heimatlose Schubfetzen zwischen dem obersten Penninikum und den höheren ostalpinen Decken. Die Massen von Juliergranit in den Quetsch-

¹⁾ Henny (34) erwähnt von Contra-Gordola triadische Quarzite und Kalke. Die dortigen Quarzite gehören dem ältern Grundgebirge an, wie man sich leicht überzeugen kann, und von Kalken ist nirgends die Rede. Alles ist marmorisiert und von Schistes lustrés nicht zu unterscheiden. Auf die weitern Behauptungen Hennys trete ich hier nicht ein. Es genügt mir, festzustellen, dass ich nach erneuter Prüfung meine Auffassung der Tektonik von Bellinzona-Locarno vollständig aufrechterhalten kann.

zonen des südlichen Plessurgebirges (75, p. 483) und am Grunde der Sulzfluh (73; 97) beweisen zur Genüge deren Herkunft von den untersten ostalpinen Decken. Die Granite der Sulzfluhdecke speziell sind nur in der Berninadecke heimatberechtigt, und da dieselben in ihrem Hangenden Trias, Jura und Kreide der Sulzfluh tragen, so muss die ganze Sulzfluh als Abkömmling der Berninadecke betrachtet werden (82, 85). Die Sulzfluhdecke ist aber von jeher mit Recht als die östliche Fortsetzung der Klippendecke bezeichnet worden (73; 89), und so muss denn auch die letztere, also die Klippendecke, als weit nach Norden vorgeschobener Sedimentmantel der unterostalpinen Berninadecke angesprochen werden. Gegenüber den Sedimenten der eigentlichen Oberengadiner Berninadecke würden also die Klippensedimente im Allgemeinen und die Sulzflusssedimente im Besonderen die Facies der nördlichen Teile der einstigen **primären** Berninastammdecke darstellen, und die nördlichsten Klippenketten würden am ehesten die Facies von deren einstiger Stirn repräsentieren. Wir hätten also die südlichen Teile der primären Berninadecke im Oberengadin, die nördlichen an der Sulzfluh und in den Klippen zu studieren, um wieder ein auch nur einigermaßen zusammenhängendes Faciesprofil zu bekommen.

Gegen eine solche, so weit nach Norden reichende Ausdehnung der Berninadecke scheinen aber drei Tatsachen zu sprechen, nämlich die Einwicklung der Campodecke unter die sogenannte Errstirn bei Preda (84), die sogenannte Stirnfalte der Berninadecke am Piz Mezzaun (96, p. 5), und endlich die Tatsache, dass die Berninadecke im Oberengadin die Sedimente der Errdecke vor sich hergeschoben hat (79, p. 369).

Es würde also die Einwicklung der Campodecke durch die Errstirn zunächst beweisen, dass die Campodecke die ältere, die Errdecke die jüngere sei, und endlich erscheint selbstverständlich die Berninadecke, die die Errsedimente vor sich hergeschoben hat, als die jüngste. Die Stirnfalte am Piz Mezzaun und die Einwicklung der Languard- und Campodecke durch dieselbe (84) spräche wieder für die Annahme, dass die Berninadecke die jüngste Decke gewesen sei. Damit scheint nun allerdings erwiesen, dass die Berninadecke nie weit über das Oberengadin hinaus nach Norden reichen konnte, und die Herleitung der Klippendecke von derselben stösst also auf erhebliche Schwierigkeiten.

Aber die Tatsache der Identität der Sulzfluhgranite mit denen der Berninadecke lässt sich nicht in Abrede stellen, und wir müssen daher versuchen, das Problem anders zu lösen.

Alle diese Schwierigkeiten schwinden, sobald wir versuchen, die ostalpinen Deckenbewegungen in verschiedene Phasen zu zerlegen (vgl. hierzu Tafel II, Fig. 1—5). Die Abscherung der Errsedimente durch die Berninadecke kann z. B. einer relativ frühen ersten Phase der Deckenbildung zu verdanken sein. Dieselbe kann sich vollzogen haben lange vor der Ausbildung der Campodecke, und zum mindesten lange bevor dieselbe durch die unteren Decken eingewickelt worden ist. Ferner können Err- und Berninadecke in dieser ersten Phase der ostalpinen Deckenbewegung eine viel grössere Ausdehnung gegen Norden gehabt haben, zu einer Zeit, da die höheren Decken noch viel weiter im Süden zurück lagen (vgl. Taf. II, Fig. 1). Dann können durch das spätere intensivere Vordringen dieser höheren Decken, besonders der Campodecke und schliesslich der Silvretta, die nördlichen, hauptsächlich sedimentären Partien dieser primären untersten ostalpinen Decken passiv erfasst, von ihrem kristallinen Untergrund abgesichert und nach Norden geschleppt worden sein, so dass der Zusammenhang mit der Stammdecke ganz in die Brüche ging. In erster Linie wurden dabei die Stirnteile der primären Err- und Berninadecken ausgewalzt und weit über das Penninikum hinausgeschoben, in einem weiteren Stadium der Entwicklung endlich, beim Vordringen der Silvretta, auch die Campodecke (84). Dieses Vordringen der höheren ostalpinen Decken und die damit verbundene Auswalzung der unteren ostalpinen Decken entspricht einer zweiten Hauptphase der ostalpinen Deckenbewegung. (Taf. II, Fig. 2—4.)

In einer späteren dritten Phase endlich belebte sich die Faltung nochmals in den noch mit ihrer Wurzel zusammenhängenden rückwärtigen Teilen der primären Err- und Berninadecken, auch der Campodecke, und diese bohrten sich nun in die oberen Decken hinein. Nicht die

Stirnen von Err- und Berninadecke wickelten die höheren Decken ein, sondern nur deren Stümpfe, d. h. die vordersten Teile der von der Verschleppung der vorigen Phase verschont gebliebenen rückwärtigen Teile derselben (Taf. II, Fig. 5). Die Einwicklungen sind auch nirgends sehr bedeutend. Sie beweisen also hier nicht das jüngere Alter der tieferen Decken überhaupt, sondern nur, dass dieselben zu einer Zeit, wo schon die oberen weiter über ihnen im Norden lagen, immer noch genug eigenen Wurzelschub besaßen, um weiter vorzudringen. Diese dritte Phase in der ostalpinen Deckenbewegung, die Phase der Einwicklungen, kann sehr wohl mit der Endausbildung der unterliegenden penninischen Decken in Zusammenhang gebracht werden, die auf ihrem Rücken das ganze ostalpine Deckengebäude noch etwas weiter nach Norden vortrugen. Für weitere Details über die Faltungsphasen in Graubünden verweise ich auf die Tabelle am Schluss dieser Arbeit.

Auf solche Weise, als Ergebnis von verschiedenen Faltungsphasen betrachtet, bilden die Einwicklungen in Mittelbünden und im Engadin kein Hindernis mehr für die Herleitung der Klippen von der Berninadecke.

Es bleibt noch ein Hauptargument zu widerlegen, nämlich die sogenannte Stirnfalte des Piz Mezzaun. Niemand kann beweisen, dass dies wirklich die primäre Stirn der Berninadecke ist. Wir sehen am Piz Mezzaun wohl eine liegende Falte im Hauptdolomit, aber solche können sich bilden, ohne gerade eine Deckenstirn darstellen zu müssen. Wir können uns vorstellen, dass gerade bei der oben genannten dritten Phase sich die im Süden übriggebliebene Sedimentbedeckung der Berninadecke in intensive Falten legte, dass dabei deren vordersten Teile sich in Form eines liegenden stirnähnlichen Gewölbes etwas in die oberen Decken einbohrten und dieselben lokal schwach einwickelten. Das Kristallin, das wir hier im Süden noch im Kern einer Stirnfalte vermuten sollten, finden wir nirgends am ganzen Piz Mezzaun. Auch die untere Trias am Grunde des Mezzaunhauptdolomits (102) spricht gegen die Annahme einer wirklichen Stirn. Der Piz Mezzaun erscheint also nur als gewöhnliche liegende Falte, keineswegs als Deckenstirn.

Dass auch am Piz Padella keine Deckenstirn zu sehen ist, hat *Cornelius* nachgewiesen (21). Und dort finden wir nun noch eine andere Tatsache, die nicht auf eine primäre Stirn, wohl aber auf ein gewaltsames Abscheren nördlicher Deckenteile von den südlichen hinweist, nämlich das merkwürdige äusserst rasche Auskeilen des Berninakristallins nördlich des Engadins (84). Das kann keine primäre Stirn sein, die gewaltsam höhere Decken tief unter sich eingewickelt hat.

Die drei oben angeführten Tatsachen, die der Ableitung der Klippendecke von einer unterostalpinen Decke Bündens Schwierigkeiten bereiteten, können also und müssen zum Teil anders gedeutet werden, als dies bei flüchtiger Betrachtung den Anschein hat. Sie bilden also kein Hindernis mehr, und hält man sich die Tatsache der Juliergranite am Grunde der Klippendecke damit zusammen vor Augen, so kann an der Berninaherkunft der Klippendecke kaum mehr gezweifelt werden.

Wir sind heute aber auch in der Lage, die Berninanatur der Klippendecke noch mit weiteren, vornehmlich stratigraphischen Daten zu stützen.

Gemäss unseren Betrachtungen würden die nördlichen Klippenketten die am weitesten nach Norden vorgeschobenen Teile der einstigen Berninadecke, also deren Stirnpartien, vorstellen. Hier haben wir nach dem, was wir von der penninischen Region nun wissen, nämlich, dass die Facies in ein und derselben Decke von der Stirn über den Rücken bis zur Wurzel zwar langsamen, aber meist enormen Schwankungen unterworfen ist, Faciesübereinstimmung oder auch nur Ähnlichkeit mit der weit im Süden zurückliegenden Oberengadiner Berninadecke gar nicht zu erwarten. Wohl aber dürfen wir solche für die rückwärtigen Teile der Klippendecke eher postulieren, da dieselben gemäss unserer Annahme am nächsten den heutigen Oberengadiner Sedimenten abgelagert worden sein müssen. In der Tat hat nun auch die Trias der südlichsten Klippenketten überaus grosse Ähnlichkeit mit gewissen Typen der Berninatrias des Ober-

engadins. *Jeannet* hat, zum Teil zusammen mit *Rabowski*, die Trias jener Gebiete eingehend studiert, und dieselbe schon seit langem als gewissen ostalpinen Faciesbezirken überaus ähnlich erklärt (39, 40, p. 225 ff.). Von besonderer Wichtigkeit ist das durch seine reiche Entwicklung ausgezeichnete Triasgebiet der Vallée de la Grande Eau und von St. Triphon (41). *Jeannet* gliedert daselbst die Trias ohne Anstände ganz nach dem ostalpinen Schema. Nur die obertriadischen Keupermergel in Verbindung mit Diploporenkalken bereiteten dabei etwas Schwierigkeiten, da solche damals in den ostalpinen Decken noch nicht bekannt waren. Neuerdings sind dieselben aber von Spitz und Dyhrenfurth und von mir in ähnlichem Verband im Oberengadin gefunden worden, in ostalpinen Decken, und dadurch schliesst sich die Trias der südlichen Klippenketten überaus eng an die Trias der untersten ostalpinen Decken Bündens an.

Die Gliederung der Trias der Vallée de la Grande Eau und von St. Triphon sei zur bequemeren Übersicht in der nachstehenden Tabelle wiedergegeben. Daneben soll zum Vergleich die Gliederung der Berninatrias vom Piz Alv, wie sie schon von Spitz und Dyhrenfurth angedeutet worden ist, aufgeführt werden.

Stufen der germanischen Trias	Stufen der ostalpinen Trias	Grande-Eau, St. Triphon (nach A. Jeannet; 40, p. 232) (z. T. auch nach 39, p. 740)	Piz Alv und Umgebung (nach eigenen Beobachtungen und Spitz und Dyhrenfurth)
Keuper	Norien (Hauptdolomit)	<i>Marnes à facies Keuper</i> (verdâtres et foncées en alternances avec des calcaires dolomitiques blonds et de rares bancs de cornieule)	<i>Dünnebankte</i> , oft gelbe <i>Dolomite</i> , mit <i>Einschaltungen</i> von <i>gelben</i> , <i>roten</i> , <i>schwarzen</i> , auch <i>grünlichen Mergelschiefern</i> (oft ähnlich den helvetisch-penninischen Quartenschiefern), spärlichen <i>Rauhwacken</i> u. <i>Schieferbreccien</i>
	Carnien (Raibler)	<i>Calcaires dolomitiques clairs</i> , passant latéralement à des <i>calcaires foncés</i> en gros bancs	<i>Mächtige, dickbankige, hellgraue</i> , gelbe, z. T. auch rötliche und grünliche, oft stark <i>brecciöse Dolomite</i> (am P. Padella mit <i>Worthenia solitaria</i>)
Muschelkalk	Ladinien (Wetterstein)	<i>Calcaires foncées à Diplopores</i> , p. p. avec veinules jaunâtres	Dunkle, fast schwarze, z. T. mehr kalkige <i>Dolomite</i> , mit zahlreichen kieseligen Adern und Drusen, täuschend
	Virglorien (Alpiner Muschelkalk) (Anisische Stufe)	<i>Calcaires à Brachiopodes</i> Bancs sup. à <i>Coenothyris vulgaris</i> et var. <i>Crurathula carinthiaca</i> Bancs inf. à <i>Spirigera trigonella</i> et <i>Spiriferina fragilis</i>	ähnlich dem Diploporenkalk der Klippen, oft brecciös, auch hell, massig, rötlich oder grau ¹⁾
		<i>Calcaires clairs, rosés ou bréchoides</i> à <i>Physoporella pauciforata</i> et <i>minutula</i>	
		<i>Cornieule inférieure</i>	<i>Untere Rauhwacke</i>
Bunt-sandstein	Werfénien	<i>Quartzites</i> (Chalex)	<i>Quarzit-Sandstein</i>

¹⁾ Sichere Diploporen fehlen darin bis jetzt; doch versichert mir Herr Dr. A. Jeannet, mit dem ich den Piz Alv besuchte, dass solche sicher in diesen dunklen Dolomiten zu finden seien. Nach ihm sind diese dunklen Dolomite absolut sicher das Äquivalent der Waadtländer Diploporenkalke.

Die Ähnlichkeit der südlichen Waadtländerklippentrias mit der des Piz Alv ist, wie wir sehen, eine ganz verblüffende. Dies geht aus dem obigen Vergleich ohne weiteres hervor. Hier wie dort ist die unterste Trias als Quarzit entwickelt, hier wie dort folgt darüber eine untere Rauhwacke, und über derselben an beiden Orten ein mehrere hundert Meter mächtiger Kalk- und Dolomitkomplex. Die dunklen, mehr kalkigen Dolomite im unteren Teil der Alvtrias entsprechen sehr gut den Diploporenkalken der Klippen, deren hellen, mehr rötlichen und brecciösen Partien den „Calcaires rosés“, und dieser Komplex repräsentiert daher wohl sicher den Muschelkalk- und den Wettersteinhorizont. Die oberen drei Abteilungen der Grande Eau-Trias finden sich am Piz Alv ebenfalls, nur treten die bunten Mergel und Schiefer und besonders die Rauhwacken zugunsten der Dolomite etwas mehr zurück und sind die einzelnen Abteilungen viel weniger scharf als solche ausgeprägt und somit schwerer voneinander zu scheiden. Aber im grossen und ganzen finden sich ausserordentlich viel verwandte Züge, und ich bin der Ansicht, dass auf die grosse Distanz, die heute die beiden Gebiete trennt, mehr Ähnlichkeit wohl kaum verlangt werden kann.

Ähnliche Parallelen lassen sich auch zwischen dem Lias der südlichen Klippendecke und dem der Berninadecke ziehen, es sei nur an die Ähnlichkeit der „Pierre d'Arvel“ mit gewissen Crinoidenbreccien des Oberengadins oder der Liasschiefer der Vallée de la Grande Eau mit den Allgäuschiefern Bündens erinnert.

Die Tatsache, dass Trias und Lias der südlichen Klippendecke eine ausserordentlich grosse Verwandtschaft mit den Oberengadiner-Berninasedimenten zeigen, ist neben der Identität der Sulzfluhgranite mit denen der Berninadecke und der tektonischen Lage der Klippen überhaupt ein neues wichtiges Moment, das die Berninanatur der Klippendecke in hohem Masse stützt.

Es stehen also der Einreihung der Klippendecke in die nördlichen Teile der einstigen primären Berninadecke gar keine Hindernisse mehr gegenüber, und wir können damit heute die Berninaherkunft der Klippendecke so gut als bewiesen betrachten.

Für die weitere Verfolgung unseres Faciesprofils ist diese Feststellung von grosser Wichtigkeit. Aber noch sind wir nicht so weit, zu unsern Faciesstudien zurückkehren zu können. Denn es bleibt uns noch die Einreihung der zweiten exotischen Decke der Préalpes, der Brecciendecke, in eine unserer kristallinen Stammdecken übrig, bevor wir die Faciesentwicklung unserer Bündnerdecken einigermaßen lückenlos verfolgen können.

Auch die Brecciendecke muss mit irgendeiner Decke südlicher Provenienz, d. h. einer penninischen oder unterostalpinen, in Verbindung gebracht werden. Betrachtet man mit *Schardt* (z. B. 69) die Brecciendecke der Préalpes und des Chablais als die auch primär schon höhere Decke als die der Klippen, so bleibt natürlich für deren Herleitung aus dem Süden nur noch eine ostalpine Decke über der Berninadecke übrig. In neuerer Zeit aber mehrten sich die Stimmen, die die Brecciendecke als die ursprünglich tiefere Decke bezeichnen, ich nenne nur *Lugeon* (51), *Jeannet* (40, p. 223) und *Zyndel* (104, p. 33). Ihre Argumente sind neben der tektonischen Lage des Chamossaire (vgl. 49, p. 7) und anderer Punkte hauptsächlich stratigraphische, besonders die schwächliche, direkt an penninische Verhältnisse erinnernde, oft lagunäre Entwicklung der Trias, und die oft grosse Ähnlichkeit der Chablaisbreccie mit den Breccien des Mont Dolin, der Dentblanchedecke. *Lugeon* hält die Brecciendecke direkt für einen Abkömmling der Dentblanchedecke (51, p. 3). Aus Graubünden wissen wir aber, dass die Dentblanchedecke ihre Trias nicht einmal bis über das Gotthardmassiv vorgeschoben hat, geschweige denn über das ganze Helvetikum (31 und 84). Zudem kann der Flysch dieser Decke, wie er im Gebiet der Schamserdecken am Piz Curvèr in gleicher Ausbildung wie im Prätigau von *Zyndel* (104) und *Trümpy* (97, p. 95) festgestellt worden ist, wohl nur dem Niesenflysch entsprechen, eine Auffassung, die übrigens auch schon vor bald 80 Jahren *Escher* und *Studer* mit aller Bestimmtheit vertreten haben (23, p. 105). Auch *Trümpy* parallelisiert den Prätigauflysch mit dem Niesenflysch (97, p. 97).

Dadurch wird die Zugehörigkeit des Niesenflysch zur Bernhardecke, die durch *Lugeon* (50) schon bewiesen schien, von neuem zweifelhaft. Denn mindestens ein Teil desselben muss nun mit Bestimmtheit, das geht aus den neueren tektonischen und stratigraphischen Studien in Graubünden ohne weiteres hervor, zur Dentblanchedecke gerechnet werden. Denselben Gedanken hat übrigens *Lugeon* selbst in einer späteren Publikation ausgesprochen (51, p. 2), und dessen hochinteressanten Profile aus der Umgebung von Gsteig bekräftigen unsere Ansicht über den Zusammenhang von Niesenflysch und Dentblanchedecke noch mehr. Denn nirgends konnte bis jetzt an der Basis des Niesenflysches zwischen Trias und Kristallin das Carbon der Bernhardecke gefunden werden (50). Schon *Lugeon* war daher genötigt, seine Niesendecke aus den oberen Digitationen der Bernhardecke, wo das Carbon fehlt, herzuleiten. Dort fehlen dann aber dafür die obertriadischen Quartenschiefer, die im Gsteigerprofil auftreten. Umgekehrt ist an jenen Stellen der Bernhardecke, wo die Quartenschiefer entwickelt sind (4, p. 21), die kalkige und quarzitishe Trias meist sehr mächtig, während sie hier an der Basis des Niesenkomplexes nur wenige Meter misst. Wir stossen also auch stratigraphisch auf Schwierigkeiten, wenn wir den Niesenflysch der Bernhardecke zurechnen. Ziehen wir aber den stratigraphischen Vergleich zwischen den Gsteigerprofilen und solchen der Dentblanchedecke, so finden wir eine schöne Übereinstimmung mit derselben. An beiden Orten folgen über grünen und grauen Paraglimmerschiefern schwächliche Quarzite und wenig mächtige Kalke und Dolomite der Trias, darüber spärliche Quartenschiefer, dann graue Kalke des Lias, das alles stimmt ausgezeichnet (4 und 50), und darüber folgt endlich bei Gsteig scharf transgressiv, wie im Oberhalbstein und im Prättigau, der tertiäre Flysch (vgl. 97, p. 96 und 98).

Dadurch wird die Übereinstimmung mit der Dentblanchedecke sowohl in Graubünden wie auch im Wallis eine überaus grosse, und es scheint daher den neuesten Erfahrungen in Graubünden und den stratigraphischen Befunden von Gsteig am ehesten zu entsprechen, wenn wir die Hauptmasse des Niesenflysches von nun an zur Dentblanchedecke rechnen. Die Bernhardecke kann deswegen in den tiefsten Teilen des Niesenflysches ganz wohl auch noch vertreten sein, und es scheint eine lohnende Aufgabe, in diesen scheinbar einförmigen Flyschgebieten die Anteile der beiden grossen penninischen Decken weiterhin noch besser zu scheiden.

Aus alledem geht aber hervor, dass die Parallelisierungen von *Zyndel* und *Trümpy* zwischen den sedimentären Serien des Westens und des Ostens durchaus richtige waren (103, p. 295 und 97, p. 97). Der Niesenflysch ist nicht nur das stratigraphische, sondern auch das tektonische Äquivalent des Prättigau- und Schamserflysches und dadurch der Dentblanchedecke.

Kehren wir nun zurück zu unserer Brecciendecke. Dieselbe kann gemäss ihrer Stellung über dem Niesenflysch also nur aus einem Gebiet über dem Prättigauflysch, d. h. eben nicht der Dentblanchedecke entstammen. Gegen diese Annahme spricht auch das Vorkommen von typischem Carbon und Perm an der Basis der Brecciendecke (46), denn diese beiden Schichtglieder fehlen in der Dentblanchedecke sowohl des Wallis als Graubündens in solch typischer Entwicklung völlig.

Das Äquivalent der Brecciendecke in Graubünden kann daher gemäss deren Stellung zwischen Niesenflysch und Klippendecke nur in einer Decke zwischen Prättigauflysch und Sulzfluhzone gesucht werden, und als solche kann, wie bekannt, einzig nur die Falknisdecke (96, 97) in Betracht kommen. Die Falknisdecke ist das bündnerische Äquivalent der Brecciendecke, und damit kommen wir zu einem Resultat, das zwar schon vor längerer Zeit von *Trümpy* in einem Vortrag in Zürich ausgesprochen wurde, aber leider nie veröffentlicht worden ist. Ganz abgesehen von der tektonischen Notwendigkeit dieser Verbindung lässt sich aber auch die Stratigraphie des Falknis sehr gut mit jener der Brecciendecke vergleichen (97 und 46). Die schwächliche Trias der Falknisdecke mit ihren Dolomiten, Gipsen und grünen Mergelschiefern, deren neritische Lias mit seinen Sandkalen und Kalkbreccien, die Ähnlichkeit der Falknis-Oxford-Argovienschiefer mit den Schistes ardoisiers des Chablais, die Analogie von Falknisbreccie und Brèche supérieure, und endlich die Couches rouges erlauben eine Parallelisierung von Falknis und Brecciendecke sehr wohl. Nur die untere Kreide findet bis jetzt im

Chablais kein Analogon. Die stratigraphische Ubereinstimmung des Falknis mit der Brecciendecke ist also eine sehr weitgehende, und wir dürfen deshalb auch aus stratigraphischen Gründen, wie dies *Trümpy* getan hat, den Falknis tatsächlich zur Brecciendecke rechnen.

Damit aber haben wir ein sicheres Fundament gewonnen für die definitive Einreihung der Brecciendecke in eine kristalline Stammdcke. Denn die Falknisdecke ihrerseits nun kann nur aus einem unterostalpinen Deckenraum herkommen, da sie bis weit nach Süden zurück, so weit man sie überhaupt noch verfolgen kann, immer über dem obersten Penninikum liegt (35 und bes. 97). Immer aber liegt sie auch unter der Klippendecke, der Sulzfluhzone, und da dieselbe nun als von der Berninadecke herstammend erkannt worden ist, so bleibt für den Stammort der Falknisdecke, und damit der Brecciendecke überhaupt, nur die Errdecke mit ihren Digitationen übrig. Die Brecciendecke erscheint also als der stirnwärtige Teil der Errdecke.

Mit diesem Resultat steht nun auch das Vorkommen von Carbon und roten Permkonglomeraten in der Brecciendecke in trefflichem Einklang, denn in der Errdecke treffen wir sowohl rotes konglomeratisches Perm wie auch Carbon in typischer Entwicklung, das Carbon im Corvatschgebiet, das Perm an der Cima da Flix.

Nun können wir endlich zurückgehen auf unsere Studien über die Faciesverteilung.

Die Facies der Brecciendecke im allgemeinen und des Falknis im besondern repräsentiert uns die Verhältnisse an der Stirn der einstigen primären Errdecke, die Facies der nördlichen Klippendecke, in Graubünden die der Sulzfluh, diejenigen an der Stirn der primären Berninadecke. In diesem Sinne wollen wir nun die Faciesverteilung weiterprüfen.

An die Wurzelregion der Margnadecke, d. h. die südlichste penninische Teilgeosynklinale, schliesst sich direkt der Sedimentationsraum der Brecciendecke, der einstigen Errstirn, als erstes unterostalpinen Glied. Gegenüber der Schistes-lustrés-Facies der Margnawurzel stellt nun die Trias des Falknis und der Brecciendecke überhaupt eine ganz spezifisch neritische, ja lagunäre Sedimentreihe dar, es sei nur an deren Lückenhaftigkeit, geringe Mächtigkeit, sowie an deren Gipse, Keupermergel und Breccien erinnert. Die Region der Brecciendecke, d. h. die Stirnregion der primären Errdecke, entsprach also zur Triaszeit einer ganz stark ausgesprochenen Geantiklinale. Dieselbe bildete zudem den äussersten Vorposten der ganzen vielfach gegliederten unterostalpinen Geantiklinale grossen Stils gegen die tieferen penninischen Meeresräume. Demgegenüber zeigen aber nun die Triassedimente der Errdecke im **Oberengadin**, also in deren stirnferneren Teilen, eine, wenn auch nicht eigentlich bathyale, so doch ausgesprochen bathyallere Facies, was sich vor allem in einer viel vollkommeneren Entwicklung, dem meist marinen Charakter und ganz besonders in einer viel grösseren Mächtigkeit der marinen Sedimente äussert. So sehen wir am Julierpass, am Corn Alv und Piz Bardella im Val d'Agnelli die ostalpine Trias in allen ihren Gliedern und einer Mächtigkeit von mindestens 500 m wohl entwickelt bis hinauf ins Rhät (18; 21). Die Agnelliregion, d. h. der südlichere Rückenteil der primären Errdecke, stellt zur Triaszeit gegenüber deren Stirn, der heutigen Falknis- und Brecciendecke, eine wohlausgeprägte, **flache**, langsam sich senkende Geosynklinale dar, in der alle Glieder der ostalpinen Trias, aber in noch neritischer Facies, zum Absatz kamen.

Aus der südlichen Errdecke gelangen wir nun hinauf zur Stirn der primären Berninadecke, d. h. in die nördlichen Klippenketten und an die Sulzfluh. Deren lagunäre, schwächliche, lückenhafte, z. T. neritische Trias ist bekannt, es sei nur an den pflanzenführenden bunten Keuper und den Muschelkalkgips der Mythen und Stockhornregion sowie an die Rauhwacken und Dolomite der Sulzfluhzone (97, p. 139) erinnert; wir hätten demnach südlich der Geosynklinale der Agnelliregion, an der Stirn der primären Berninadecke, eine neue, sehr starke, akzentuierte Geantiklinale. Demgegenüber stellt die Region der südlichen Klippendecke mit ihrer bis 1000 m mächtigen, wohlgegliederten Trias wieder ein relativ mehr geosynkлинаles, auf alle Fälle aber marineres Gebiet dar. Dieser marine Charakter steigert sich noch, wenn wir die Sedimente der noch weiter im Süden zurückliegenden Regionen der Klippendecke, d. h. jene der Oberengadiner Berninadecke, betrachten. Am besten ist dort die marine Serie am

Piz Mezsaun entwickelt (102). Dort fehlen auch die für die südliche Klippentrias noch so typischen bunten Mergel des obern Keuper, derselbe ist hier durchweg rein marin als Hauptdolomit, und zwar in bedeutender Mächtigkeit, entwickelt. Die ganze marine Trias-Serie misst am Piz Mezsaun wohl mindestens 600 m, auch wenn man von allen tektonischen Verdopplungen absieht. Gegenüber der lagunären Entwicklung der Trias in den nördlichen Klippenketten und an der Sulzfluh repräsentiert also diese südliche, stirnfernere Berninatrias die marinere, d. h. eine viel bathyalere, wenn auch nicht gerade eigentlich bathyale Ablagerung. Der Rücken der Berninadecke erscheint demnach zur Triaszeit gegenüber deren Stirnteilen, den heutigen nördlichen Klippenketten, wiederum als eine deutliche flache Geosynklinale, in der, wie in der Agnelliregion, abermals alle Glieder der ostalpinen Trias in ihrer neritischen Ausbildung zum Absatz kamen.

Wenn wir also die Klippendecke, wie es sich aus den tektonischen Befunden und auch stratigraphischen Ähnlichkeiten ergibt, als nördlichen Teil der primären Berninadecke betrachten, so kommen wir auf eine Bestätigung der Regel, dass die Stirnteile einer Decke jeweilen durch neritischeres Material ausgezeichnet sind als deren rückwärtigen Teile. Umgekehrt können wir gerade anhand dieser Regel, die sich bis jetzt von der Adula- bis in die Errdecke hinauf bewährt hat und die höher oben in Abrede zu stellen wir vorderhand gar keinen Grund haben, den einstigen natürlichen Zusammenhang der Klippendecke mit ihrer Stammdecke noch näher beleuchten. Die lagunären Partien der nördlichen Klippenketten entsprechen grösserer Stirnnähe, die marinere Ausbildung der südlichen Ketten grösserer Stirnferne. Die eigentliche Stirn der Decke dagegen finden wir heute wohl nicht mehr, sie ist längst abgetragen, und ihre Reste liegen zum Teil in den Geröllen des Wildflysch (13, p. 137), zum Teil in denen der Nagelfluh.

Auf diese Weise fügen sich die Faciesverhältnisse der Klippen recht gut in unser Bild der alpinen triasischen Geosynklinale.

Wir haben also südlich dem Agnelli-Teilbecken der unterostalpinen Geantiklinale einen höhern Flachseebezirk, der dem Nordrand der Klippendecke, der Stirn der primären Berninadecke entspricht, als eine Geantiklinale II. Ordnung, die Bernina-Klippen-Geantiklinale, und südlich davon ein neues tieferes Teilbecken, das Mezsaunbecken, in dem die Trias der südlichen Klippendecke und der rückwärtigen bündnerischen Teile von deren Stammdecke, der Berninadecke, zum Absatz kam.

Am Piz Alv finden wir wieder Anzeichen einer weitem im Süden anschliessenden Geantiklinale, von der aus in die südlichsten Teile des Mezsaunbeckens massenhaft neritisches Material eingeschwemmt wurde, es sei nur an die bunten Keupermergel und die von unten bis oben brecciösen Triasdolomite dieses Berges erinnert. Da sich dieselbe zum Teil erst im liegenden Schenkel der Languarddecke bemerkbar macht, so sei diese neue Flachseeregion als die Alv-Languard-Geantiklinale bezeichnet.

Ähnliche neritische Einschwemmungen in der obern verkehrten Schichtserie der Sassalbo-region (vgl. 76, p. 408), also bereits im liegenden Schenkel der Campodecke, deuten auf eine analoge weitere Geantiklinale hin. Dieselbe bildete die südliche Begrenzung einer mehrteiligen flachen neritischen Geosynklinale, in welcher südlich der Alv-Languard-Geantiklinale die ostalpine marine Trias der Languardrückenteile vom Murtiröl bei Scans bis zum Sassalbo zur Ablagerung gelangte. Nach dem bekanntesten Berge dieser Region nennen wir dieselbe die Sassalbo-Geosynklinale. Deren Mehrteiligkeit wird durch die lagunäre Triasentwicklung von Gessi genügend illustriert.

Endlich finden wir in der Stirnnähe der heutigen Campodecke, in der Lischannagruppe, im Muschelkalk, und dann aber erst wieder von der oberen Trias an abermals Anzeichen einer ausgedehnten Geantiklinale. Dieselbe ist gekennzeichnet durch die Muschelkalkebreccien des Piz San Jon und des Schlinigtales, durch fast völliges Fehlen des Rhät in der Lischannagruppe, und endlich die tiefgreifende Transgression des Lias auf Hauptdolomit. Schon das norisch-rhätische Grenzniveau greift am Piz Laschadurella in karrenartige Taschen desselben ein (77, p. 43, 69, 65).

Weiter im Süden, auf dem Rücken der Campodecke, z. B. in der Quaternals- und Fraëleggend, geht die Sedimentation ungestört und ununterbrochen von der Trias in den Lias hinein, Rhät ist überall vorhanden (77, p. 65 ff.).

Der Rücken der Campodecke zeigt also gegenüber deren Stirn, wenigstens im Muschelkalk und dann wieder von der obern Trias an, den Charakter einer neuen Geosynklinale. Wie weit dieselbe nach Süden gereicht hat, entzieht sich vorderhand unserer Kenntnis.

Weiter hinauf in die ostalpinen Decken wollen wir vorderhand nicht greifen und fassen nun kurz unsere Ergebnisse über die Faciesverteilung zur Triaszeit zusammen.

In der penninischen Region sehen wir zwischen den hercynischen Massiven und der Adula eine flache Geosynklinale, in der die untere Trias nicht als Quarzit, sondern noch als bathyaler Paraschiefer zur Ablagerung kam. (Campolungo!) In der mittleren Trias erscheint diese Mulde vorderhand nicht stärker akzentuiert, sie wird daher z. T. aufgefüllt, und dabei gelangt überall die neritische kalkige Trias zum Absatz¹⁾. Die heutige Adulastirn ist also auf dem Meeresgrund in der untern Trias etwas stärker als geantiklinale Wölbung ausgeprägt als in der mittleren, und zur Zeit der mittleren Trias bilden daher die Nordtessiner Gneisdecken samt der Adula den Grund eines einheitlichen, nur flachen Meeres am Südrand des alten Eurasiens, und dasselbe fällt erst jenseits der Adula in grössere Tiefen hinab. Der geosynklinale Charakter der Region zwischen Adula und Gotthard geht dadurch aber nicht verloren, er bleibt nur vorübergehend versteckt und macht sich schon in der obern Trias durch das Verschwinden der Quartenschiefer in deren zentralen Teilen wieder stark geltend. Sehr stark ausgeprägt ist hingegen auch in der mittleren Trias die Wannenform des Meeres südlich der Adula. Dasselbe füllt nun als grosse Geosynklinale den ganzen Raum zwischen der heutigen Stirn der Adula- und der der Tambocke. Jenseits derselben ragt eine breite, mehrteilige, schwach gewellte Geantiklinalregion, die heutigen Stirn- und Rückenteile der Tambo- und Surettadecke, höher in das Niveau der neritischen Sedimentation hinauf. Südlich daran schliesst sich abermals eine Geosynklinale, die erst durch die Geantiklinale der Margnadeckenstirn wieder abgeschlossen wird. Diese selbst ist mehrfach gegliedert und wird gegen Süden nochmals durch eine flachere Geosynklinale begrenzt, die dem Wurzelgebiet der Margnadecke entspricht. Südlich daran schliesst sich als Ganzes die unterostalpine Geantiklinale grossen Stils.

Die penninische Region erscheint also wie zur Permzeit zwischen den grossen helvetischen und ostalpinen Geantiklinalgebieten als eine breite, mehrfach gegliederte Geosynklinale. In derselben beobachten wir nun zunächst dieselben Geantiklinalen wie zur Permzeit, d. h. Adula und Margna, wodurch wir das Ganze wiederum in drei grosse Teilbecken gliedern können. Dieselben sind identisch mit denen des Perm, und sollen wie dort als nord-, mittel- und südpenninische Geosynklinale bezeichnet werden. Das mittelpenninische Becken aber wird durch eine neue, vielfach gegliederte Geantiklinalregion, die den Tambo-Surettastirnteilen entspricht, in zwei weitere sekundäre Teilbecken getrennt; das nördliche derselben sei als Misoxer-, das südliche als Castionebecken bezeichnet.

Die unterostalpine Region bildet, wie zur Permzeit, die südliche Begrenzung der penninischen Geosynklinale. Gegenüber derselben ist im allgemeinen ihr Geantiklinalcharakter deutlich ausgeprägt. Im einzelnen aber wird sie durch eine Reihe von flacheren Meeresbecken in ein ganzes System von sekundären Geantiklinalen aufgelöst. Zwischen dem Penninikum und der Silvrettadecke beobachten wir 4 solcher Teil-Geantiklinalen, die wir oben als Err-Breccien-, Bernina-Klippen-, Alv-Languard-, und Campo-Lischanna-Geantiklinalen bezeichnet haben. Dazwischen dehnen sich 3 flachere Geosynklinale, die der Agnelli-, der Mezzaun- und der Sassalboregion, und endlich wird die Campo-Lischanna-Geantiklinale nach Süden zu begrenzt durch eine 4. ostalpine Geosynklinale, die der Quaternalsregion. Was zwischen dieser letzten und der oberostalpinen und südalpinen noch liegt, lässt sich zurzeit nicht sagen.

¹⁾ Weiter im Westen hingegen scheint solche auf grosse Strecken in der Lebendundecke zu fehlen (72).

Fassen wir zusammen, so gliedert sich das Deckengebiet Bündens vom Gotthard bis zum Ortler zur Triaszeit wie folgt:

I. die **helvetische Geantiklinale**,

- | | | | | |
|--|---|--------------------------------|---|---------------------|
| II. die penninische Geosynklinale | { | 1. die nordpenninische G. S. | { | Misoxer-G. S. |
| | | 2. die Adula-G. A. | | Tambo-Suretta-G. A. |
| | | 3. die mittelpenninische G. S. | | Castione-G. S. |
| | | 4. die Margna-G. A. | | |
| | | 5. die südpenninische G. S. | | |

III. die **unterostalpine Geantiklinale**

- | | |
|---|------------------------------|
| { | 1. die Err-Breccien-G. A. |
| | 2. die Agnelli-G. S. |
| | 3. die Bernina-Klippen-G. A. |
| | 4. die Mezzaun-G. S. |
| | 5. die Alv-Languard-G. A. |
| | 6. die Sassalbo-G. S. |
| | 7. die Campo-Lischanna-G. A. |
| | 8. die Quaternals-G. S. |

Gegenüber der Permzeit ist es uns also namentlich gelungen, auch die unterostalpine Region in ein System von wohl ausgeprägten Geantiklinalen und Geosynklinalen aufzulösen. Die Gliederung der penninischen Region folgt ihren permischen Anlagen fast ganz, nur in deren zentralen Teilen ist ein neues Element aufgetaucht.

* * *

Versuchen wir nun, die facielle Gliederung unseres Gebietes auch für den Jura durchzuführen. Wir beginnen mit der Betrachtung des

Lias.

In der ostalpinen Region unseres Gebietes wird die neritische Facies des Lias fast durchwegs durch die bekannten Liasbreccien, auch gewisse Crinoidenkalke und Dolomite repräsentiert, die bathyalere Facies hingegen fast überall durch die Allgäuschiefer. In den penninischen Decken Bündens herrscht weitaus die bathyale Schistes-lustrés-Facies vor, und bis vor kurzem schienen andere Liasausbildungen in denselben kaum vorhanden zu sein. Neuere Untersuchungen ergaben aber, dass auch in den penninischen Decken Bündens, wie in denen des Wallis, eine neritische Liasfacies in Form von Kalken, Breccien und Quarziten existiert (86, 87 u. a.). Da dieselben gegenüber den gewöhnlichen Schistes lustrés die Sedimente der einstigen Flachsee repräsentieren, so können wir aus ihrer Verbreitung sehr bequem und rasch auf die relative Lage der liasischen Geantiklinalen schliessen.

In der Scopimulde erwähnt Niggli an der Basis des Lias über dem Quartenschiefer Kalkphyllite mit Dolomitbrocken und Sandsteinquarzite (57, p. 69). Dadurch wird der letzte Vorposten der nördlichen helvetischen Geantiklinalen markiert, der daraufhin durch kontinuierliche Senkung sich dem südlich anschliessenden Bündnerschiefermeer als nördlicher Ausläufer der grossen penninischen Geosynklinale anschliesst. (Bündnerschiefer des Gotthard!) Weiter südlich fehlen Breccien, wenigstens soweit dies aus den bisherigen Untersuchungen hervorgeht, den Schistes-lustrés-Hüllen der Nordtessiner Gneisdecken ganz¹⁾. Hingegen finden sich vor der Stirn

¹⁾ Möglicherweise gehören die „Geröllschichten“ der Madonekette, die *Preiswerk* beschreibt, hierher. Auch sie sind an den Stirnrand einer Decke (Lebendun) geknüpft, bilden also keine Ausnahme von der Regel, dass die neritischen Sedimente an den Deckenstirnen gehäuft erscheinen (vgl. 59, p. 171).

und zum Teil auf dem Rücken der Aduladecke massenhaft neritische Liasgesteine, und zwar in Form von groben Dolomit- und Kalkbreccien, Kalken, Quarziten und Gneis-quarziten. Die drei letztern Gesteine waren schon *Alb. Heim* bekannt und wurden von ihm auf Blatt XIV auch schon kartiert, z. B. im Hintergrund von Vanescha, auf Alp Scharboden, am Piz Aul und bei Lunschania, sowie östlich Vals (28; 29, p. 263 ff.), die Breccien wurden neuerdings von cand. phil. *Rothahn*, der das Valsertal bearbeitet, gefunden. Herr *Rothahn*, dem ich hiermit diese wertvolle Ergänzung verdanke, zeigte mir auch Stücke solcher Breccien aus der Gegend nordöstlich Vals; dieselben unterscheiden sich kaum von der „brèche du télégraphe“ des Wallis, oder den Liasbreccien des Fex oder des Mont Dolin; sie haben nur ein etwas helleres Bindemittel als die eben erwähnten, doch spielt ja dies keine Rolle. Die Hauptsache ist die Feststellung einer mächtigen neritischen Liasfacies in den Stirnteilen der Adula.

Die Adulastirn hat also wie zur Perm- und Triaszeit auch im Lias den Charakter einer ausgeprägten Geantiklinale.

In den rückwärtigen Teilen der Aduladecke, im Misox, scheinen typisch neritische Lias-sedimente zu fehlen. Ganz sicher fehlen solche der Wurzelregion, wo nur Schistes lustrés zu finden sind. — Von den Stirnteilen der Tambo-Surettadecke und ihrer unmittelbaren Nachbarschaft hingegen sind sowohl durch *Steinmann* wie durch *Welter* Breccien in den Bündnerschiefern gefunden worden (88, p. 42; 100, p. 839). Teils finden sie sich an der Stirn der Suretta (Ross-älpibach, Rütli), teils an der der Tambodecke oder wenigstens in der Mulde zwischen Tambo und Suretta (Kistentobel!). An ihrem liasischen Alter kann, wie schon *Steinmann* bemerkt (*Welter* stellt sie, wie vieles andere auch, ins Tithon!), gar kein Zweifel sein, und wir hätten demnach an der Stirn der Tambo-Surettadecke, wie zur Triaszeit, auch im Lias eine ziemlich ausgeprägte Geantiklinale. Den Rückenteilen und der Wurzelsynklinale der Surettadecke hingegen fehlen mit Sicherheit wieder alle neritischen Liasgesteine; überall herrschen dort die bathyalen Schistes lustrés.

Jenseits dieser mächtigen Geosynklinale jedoch erlangt die neritische Liasfacies in den Stirnregionen und auf dem Rücken der Margnadecke von neuem grosse Bedeutung (87). Kalkige Breccien mit Dolomitfragmenten, Tafelkalke, Quarzite und Gneis-quarzite zeigen den flachseeischen Charakter dieser Region im Oberengadin gegenüber den eigentlichen Schistes-lustrés-Zonen des Avers oder des Oberhalbstein zur Genüge. An manchen Orten wurde sogar ein grosser Teil der Trias zu Breccien aufbereitet. Die Taspinit- und Vizan-breccien des Schams gehören ebenfalls hierher und weisen deutlich auf eine tiefgehende Entblösung des Untergrundes. Auch die roten Liasbreccien des Averser-Weissberges und verschiedene Breccien und Konglomerate der obern Schamersschuppen sind Vertreter dieser neritischen Zone.

Die Stirnteile der Margnadecke entsprechen also wie zur Perm- und Triaszeit auch im Lias einer sehr deutlichen Geantiklinale.

Gegen Süden zu verlieren sich die neritischen Gesteine auf dem Rücken der Decke rasch, so dass Breccien und Quarzite schon im Puschlav fehlen. Auch aus der Wurzelregion der Decke im Malenco erwähnt *Cornelius* nirgends Breccien (22), und dasselbe konnte ich auch im Tessin konstatieren. Überall herrscht dort, wie weiter im Westen, im Canavese auch, die bathyale Ablagerung der Schistes lustrés.

Wandern wir von hier längs der Unterfläche der ostalpinen Decken nach Norden zurück, so sehen wir noch in der Selladecke Lias in Schistes-lustrés-Facies, zum Teil aber schon mit Quarziten. Sobald wir jedoch gegen die Stirnregion der Engadiner Errdecke kommen, stellen sich die Liasbreccien in grosser Menge wieder ein. Da nun, wie wir jetzt wissen, die eigentliche Stirn der primären Errdecke in der heutigen Brecciendecke und der Falknis-decke vor uns liegt, so stellen die Liasbreccien der Hornfluh und des Chablais und die Sandkalke und Kalkbreccien des Falknis die eigentliche Liasfacies der Errstirn dar. Dieselbe entsprach demnach, wie zur Trias so auch zur Liaszeit, einer ausgeprägten Geantiklinale. — Die Liasbreccien sind auch noch weit in den hangenden Schenkel der Ober-

engadiner Errdecke zu verfolgen. Gegen Süden jedoch werden allmählich diese neritischen Gesteine wieder seltener, und im südlichen Val Saluver, z. B. Val Selin, sehen wir dafür die bathyale Allgäufacies fast ganz herrschen. In den südlichsten Teilen der Errdecke aber, und in ihrer Wurzelsynklinale finden sich ausschliesslich bathyale Schistes lustrés-artige Gesteine (vgl. 79, p. 360; 22, p. 336).

Die Stirnregion der primären Errdecke stellt also abermals eine Geantiklinale dar, nördlich begrenzt von der südpenninischen Teil-Geosynklinale, südlich durch ein Teilbecken der ostalpinen Geantiklinale, das als liasische Fortsetzung der triadischen Agnelli-Geosynklinale anzusehen ist.

Die weitere Fortsetzung des abgerollten Faciesprofils liegt, wie für die Verhältnisse der Triaszeit nachgewiesen wurde, im Gebiet der Klippendecke; dieselbe repräsentiert die stirnwärtigen Teile der primären Berninadecke. Hier treten nun ganz verschiedene Liassedimente auf, sowohl neritische wie bathyale, und zwar in einer Verteilung, die nähere Besprechung erfordert.

An der Sulzfluh, dem bündnerischen Repräsentanten der Klippendecke und dem der bekannten Stammdecke in Südbünden noch nächsten Gliede derselben, scheint der Lias überhaupt zu fehlen, oder dann doch in einer ganz neritischen Facies vertreten zu sein, vielleicht als die Sandkalke, die *Trümpy* über der Sulzfluhtrias erwähnt (97, p. 139). Im Unterengadin dürften gewisse Steinsbergbreccien eventuell den Lias dieser nördlichen Teile der Berninadecke darstellen. Auf alle Fälle aber dürfen wir in Graubünden ohne weiteres für den stirnwärtigen Teil der Berninadecke auch im Lias eine neue ausgeprägte Geantiklinale postulieren.

In den Préalpes romandes hingegen sehen wir in den äusseren Ketten meist eine ausgesprochen bathyale Liasfacies mit reicher Cephalopodenfauna vorherrschen, nur in den Klippen am Vierwaldstättersee treten innerhalb derselben vermehrte neritische Sedimente auf (95), und der eigentliche neritische Lias erscheint erst weiter alpenwärts, in der Region von Villeneuve und Arvel. Es scheint demnach hier zum ersten Mal in unserer Betrachtung die bathyale Facies als Stirnfacies einer Decke aufzutreten und damit der Regel, die wir bis jetzt beobachtet haben, zu spotten.

Nähere Überlegung zeigt aber, dass dieser Widerspruch nur ein scheinbarer ist. Zunächst kann man doch die Klippendecke der Westschweiz als Ganzes, en bloc, als den nördlichen, stirnnäheren Teil, als Stirnteil grossen Stils, der Berninadecke auffassen, und in diesem stirnnäheren Teil der Decke ist eben doch eine neritische Facies des Lias vorhanden, die wir in den Cephalopodenkalken und Allgäuschiefen des Mezzaunbeckens in der Oberengadiner Stammdecke nicht finden (102, p. 27). Es ist also wenigstens der Lias der Klippendecke als Ganzes neritischer als der der Berninadecke.

Wir können aber die Faciesverhältnisse der Klippendecke noch viel mehr mit unserer Regel der Faciesverteilung in Einklang bringen, so dass nicht nur die grossen Züge, sondern auch die Details in der Verteilung der Klippenfacies mit dem allgemeinen Gesetz übereinstimmen.

Aus den Untersuchungen von *Horwitz* wissen wir, dass doch in den allernördlichsten Ketten der Freiburgeralpen sich wieder neritische Züge im Lias anbahnen, ich verweise nur auf das ganz neritische Hettangien und Sinémurien, das durch *Horwitz* aus der Gegend von Arsajoux, Charmey und der Umgebung des Schwarzsees bekannt geworden ist (37, 38). Laut einer persönlichen Mitteilung von cand. phil. *C. Mauve* soll der untere Lias auch in der äusseren Zone der Molésonkette neritisch sein. Von der Lias-Geantiklinale Villeneuve-Arvel ist aber diese Region durch die bathyale Cephalopodenentwicklung der äusseren Ketten getrennt. Es machen sich also hier deutliche Anzeichen einer neuen Geantiklinale geltend, die einst weiter im Norden lag, jetzt aber durch Erosion verschwunden ist. Nur deren letzte neritische Ausläufer finden wir heute in den Gesteinen von Arsajoux noch vor. Diese nördlichste Geantiklinale repräsentierte wohl einst die Stirn der Klippendecke, sie ist aber eben leider mit derselben längst durch Abtrag verschwunden. Ähnliche Anzeichen einer äussersten neritischen

Zone machen sich nach den Untersuchungen von Chaix auch im untern Lias und untern Dogger von Les Brasses im Chablais noch geltend (17)¹⁾.

Wir hätten demnach im Westen von aussen nach innen folgende Zonen innerhalb des Lias der Klippendecke zu unterscheiden:

1. eine äusserste Geantiklinale, an der einstigen, jetzt abgetragenen eigentlichen Deckenstirn, die wir nur noch in ihren letzten neritischen Ausläufern von Arsajoux und Les Brasses kennen, da sie heute mit der Deckenstirn abgewittert ist;
2. die grosse bathyale Zone des Cephalopodenlias am heutigen Deckenrand, z. B. am Stockhorn, am Moléson oder bei Montreux (vgl. 40, p. 456);
3. die neritische Zone von Villeneuve und Arvel; und endlich erscheint nach den Untersuchungen von Jeannet nochmals
4. eine wieder mehr bathyale Zone am Südrand der Klippendecke in der Umgebung von Aigle. (Tour d'Aï, Vallée de la Grande Eau; 40, p. 418.)

Die beiden mittleren Zonen, 2 und 3, erkennen wir nun wieder deutlich in den Klippen am Vierwaldstättersee, nämlich die bathyalere Zone am heutigen Deckenrand am Stanser- und zum Teil am Buochserhorn, die mehr neritische Zone von Villeneuve-Arvel, in deren südlichen Teilen und am Arvigrat (vgl. 95, p. 416 ff.; 40, p. 458 u. a.). Über beiden folgt, wie im Westen auch, der bathyale Zoophycosdogger (vgl. auch 15, 16, 93, 94).

Für typische Vertreter der im Westen nicht mehr vorhandenen, abgetragenen äussersten Geantiklinale aber halte ich die neritischen Lias- und Doggergesteine der Mythengruppe, die untere und obere Rämsibreccie und die Griggelimergerel an den kleinen Mythen (16, 93). In der Trias markieren diese Mythen-Geantiklinale die Rötidolomite, Rauhwacken, Gypse und pflanzenführenden Keupermergel von Zwischenmythen, im Malm die bekannten Korallenkalke der Mythen selbst. Die Mythen schliessen aber, das geht aus den Profilen von Tobler und Buxtorf mit Sicherheit hervor, unmittelbar und direkt und normal nördlich an die Rothenfluh an, sie sind deren direkte nördliche Fortsetzung (16). Die Rothenfluh ihrerseits aber kann wohl mit nichts anderem parallelisiert werden als mit den nördlichen Teilen der Unterwaldnerklippen. Die neue Karte des Vierwaldstättersees und die dazu gehörigen Profile lassen darüber gar keinen Zweifel (15). Daraus folgt aber, dass die neritische Zone der Mythen normal nördlich der bathyalen des Stanser- und Buochserhorns liegt, mit andern Worten, dass wir tatsächlich nördlich der bathyalen Zoophycosdoggerzone nochmals eine starke äusserste Geantiklinale haben.

Dies als unmöglich zu erklären und die Mythen zwangsweise aus der südlichen Mytilusdoggerzone über die Rothenfluh hinwegzudeportieren, geht heute nicht mehr an, da wir die Anzeichen dieser äussersten Geantiklinale, der Mythen-Geantiklinale, nun auch im Westen, wo die Verhältnisse besser verfolgbar sind, als neritische Einschwemmungen im nördlichen Teil der bathyalen Deckenrandzone kennen (Arsajoux etc.).

Auch an den Giswilerstöcken, dem Bindeglied zwischen den Préalpes und den Klippen der Zentralschweiz, finden wir nördlich der bathyalen Zone des Jänzimattberges, der Schafnase und der Rossfluh mit ihrer marinen Trias, ihrem Ammonitenlias und Zoophycosdogger etc. nochmals eine typisch neritische Region am Rotspitz. Dieselbe ist durch lagunäre Trias, Rämsibreccie und Korallenmalm als deutliche Fortsetzung der Mythenzone gekennzeichnet. Auch hier liegt absolut kein Grund vor, die Rotspitzregion aus der südlichen Mytilusdoggerzone als höhere Schuppe über den Jänzimattberg, die Schafnase und Rossfluh herzuleiten, sondern der Rotspitz ist das normale nördliche Anhängsel der südlichen Giswilerklippen, das geht aus den Profilen von Lugeon und aus dessen Analogie mit den Mythen deutlich hervor (47, p. 767).

¹⁾ Der bathyale Lias von Bogèves dürfte wohl nicht den Préalpes médianes angehören, sondern ein laminiertes Stück der Préalpes internes darstellen. Der Lias von Bogèves würde dann z. B. dem des Oberlaubhorn im Simmental entsprechen, wo ebenfalls Rhät, kalkiger unterer Lias und mehr schieferiges Toarcien und Aalénien vorhanden sind (vgl. Karte von Lugeon: Carte géol. Hautes Alpes Calcaires. etc. 1908).

Wir haben also auch an den Giswilerstöcken, nördlich der „bathyalen Randzone“, die dem Stanserhorn entspricht, nochmals eine stark ausgeprägte neritische Zone, die wir ohne weiteres als die Fortsetzung der Mythen-Geantiklinale betrachten können.

Aus allen diesen Tatsachen geht also schliesslich hervor, dass die einstigen Stirnteile der Nordschweizer Klippendecke genau wie diejenigen aller andern grossen Decken der Alpen ebenfalls geantiklinalen Charakter zeigte. Die Geantiklinale von Villeneuve-Arvi-grat erscheint schon im Rücken der Decke nur als sekundäre Welle dieser Geantiklinale grossen Stils.

Damit haben wir nun längs dem ganzen Stirnrand der primären Berninadecke, von der Sulzfluh bis ins Chablais, zur Liaszeit eine mächtige, zum Teil mehrfach gegliederte Geantiklinale. Bei deren gewaltiger Länge wird es nun ohne weiteres begreiflich, dass ihre Axen sich hoben und senkten, und dass demnach ganz gut der neritische Charakter von deren Sedimenten stellenweise, eben an den Stellen der Axensenkungen, in den Hintergrund trat. Der generelle neritische Charakter dieser Zone erlischt aber auch weiter im Osten nicht, es sei nur an die Arkosen, Breccien und Sandsteine der Grestener Schichten, die derselben tektonischen Einheit angehören, erinnert (27, p. 979; 74; 95, p. 429).

In den rückwärtigen Teilen der primären Berninadecke aber, den heutigen nördlichsten Partien der Oberengadiner Berninadecke, also am Piz Mezzaun (102, p. 27 ff.), herrscht fast durchweg, von wenigen, sehr schwächtigen Breccien im untersten Lias abgesehen, die bathyalere Facies der roten Cephalopodenkalke und Allgäuschiefer. Erst weiter im Süden, an den Trais Fluors, am Piz Padella und Piz Alv stellen sich allmählich mächtigere Einschwemmungen neritischen Materials in Form der bekannten roten Liasbreccien, und schliesslich ganz nur solche ein (14; 21; 76; 82; 86), was deutlich auf die ungestörte Weiterexistenz der die Mezzaun-Geosynklinale südlich abschliessenden triadischen Alv-Geantiklinale hinweist. Ganz ähnliche Verhältnisse, nur bedeutend schwächer ausgeprägt, finden wir wieder am Sassalbo (76, p. 408), wo auch besonders in den südlichen Partien sich neritische Sedimente in Gestalt von roten Liasbreccien in die bathyalen Allgäuschiefer einschieben, welche letztere den Rückenteilen der Languarddecke fast durchweg eigen sind. Der triadischen Teil-Geantiklinale von Gessi entsprechen dabei wohl die Liasbreccien von Valle Abrie im Livigno (76, p. 409).

Während nun aber gerade in diesen Regionen die ursprünglichen Zusammenhänge im einzelnen enorm gestört sind, liegen die Verhältnisse in der Sedimenthülle der Campodecke, den Unterengadiner Dolomiten, völlig klar. In der Stirnnähe, also in der Lischannagruppe, ist der Lias deutlich transgressiv auf Hauptdolomit, und der neritische Charakter seiner Sedimente tritt uns in den Lischannaliasbreccien unzweideutig entgegen. Gehen wir aber nach Süden zurück in die rückwärtigen Teile der Decke, so verschwindet die Breccie, und in der Quaternalsgruppe und im Val Trupchum sehen wir den Lias fast überall in der bathyalen Facies der Allgäuschiefer als Fleckenmergel entwickelt (77, p. 69, 70; 78). Dass die Lischannaregion auch noch des weiteren durch Dogger, Malm und unterste Kreide gegenüber der südlichen Quaternals-Trupchumregion eine ausgeprägte Geantiklinale bildete, zeigt die Transgression des Malm auf Lias in der Lischannagruppe einerseits, die kontinuierliche Sedimentfolge der Allgäuschiefer, d. h. der Fleckenmergel über die „tithonischen“ Aptychenkalke und Radiolarite bis in die für Couches rouges betrachteten Foraminiferenmergel des Val Trupchum anderseits (77, p. 70 und 72).

Da nun die Lischannaregion in unmittelbarer Nähe der Deckenstirn liegt, so folgt daraus, dass die Stirn der Campodecke auch im Jura genau wie in der Trias den Charakter einer Geantiklinale hatte.

Fassen wir unsere Ergebnisse zur Liaszeit kurz zusammen:

Südlich des Gotthardmassivs, als eines alten antiklinal aufgebogenen hercynischen Rückens, folgt, wie zur Triaszeit, die grosse penninische Geosynklinale, südlich begrenzt durch die unterostalpine Geantiklinale. Durch die Teil-Geantiklinalen der heutigen Adula- und Margna-

stirn zerfällt dieselbe, wie zur Perm- und Triaszeit, zunächst wieder in drei grosse Teilbecken, die nord-, mittel- und südpenninische Geosynklinale. Das mittlere derselben, das schon in der Triaszeit deutlich in zwei Becken geteilt war, lässt diese Zweiteilung durch eine Tambo-Suretta-Geantiklinale in ein Misoxer- und ein Castionebecken, wenn schon viel schwächer, auch für den Lias noch erkennen¹⁾.

Die Geantiklinalregion der unterostalpinen Decken lässt sich, wie zur Triaszeit, in mehrere ausgesprochenere Teilwölbungen gliedern, die durch zum Teil recht tiefe Geosynkinalen getrennt werden. So liegt zwischen den beiden Geantiklinalen der Errstirn (Brec-ciendecke) und der Berninastirn (nördliche Klippendecke) das Teilbecken der südlichen Err-decke, die einfache Fortsetzung der triadischen Agnelli-Geosynklinale, und südlich der Berninastirn-Geantiklinale die liasische Fortsetzung der Mezzaun-Geosynklinale. Die Alv-Languard-Geantiklinale hat sich weiter ausgeprägt, und jenseits derselben folgt, wie zur Triaszeit, in der Sassalboregion eine weitere, wiederum mehrteilige Geosynklinale. Endlich erhebt sich südlich derselben die grosse Geantiklinale der Campodeckenstirn, die wir ebenfalls von der Trias her schon kennen, und jenseits derselben treffen wir in der Quaternals-region ein neues tieferes Teilbecken, die Verstärkung der triadischen Quaternals-Geosynklinale.

Vom Gotthard nach Süden gliedert sich also der alpine Sedimentationsraum für den Lias wie folgt:

- | | | | | | | | | | | |
|--|--|------------------------------|--|------------------------------|----------------------|---------------------------|-----------------------|--------------------------------|-------------------------|-----------------------------|
| I. die helvetische Geantiklinale , | | | | | | | | | | |
| II. die penninische Geosynklinale | <table border="0"> <tr> <td>1. die nordpenninische G. S.</td> <td rowspan="5"> <table border="0"> <tr> <td>Misoxer-G. S.</td> </tr> <tr> <td>Tambo-Suretta-G. A.</td> </tr> <tr> <td>Castione-G. S.</td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td>2. die Adula-G. A.</td> </tr> <tr> <td>3. die mittelpenninische G. S.</td> </tr> <tr> <td>4. die Margna-G. A.</td> </tr> <tr> <td>5. die südpenninische G. S.</td> </tr> </table> | 1. die nordpenninische G. S. | <table border="0"> <tr> <td>Misoxer-G. S.</td> </tr> <tr> <td>Tambo-Suretta-G. A.</td> </tr> <tr> <td>Castione-G. S.</td> </tr> </table> | Misoxer-G. S. | Tambo-Suretta-G. A. | Castione-G. S. | 2. die Adula-G. A. | 3. die mittelpenninische G. S. | 4. die Margna-G. A. | 5. die südpenninische G. S. |
| 1. die nordpenninische G. S. | <table border="0"> <tr> <td>Misoxer-G. S.</td> </tr> <tr> <td>Tambo-Suretta-G. A.</td> </tr> <tr> <td>Castione-G. S.</td> </tr> </table> | Misoxer-G. S. | | Tambo-Suretta-G. A. | Castione-G. S. | | | | | |
| Misoxer-G. S. | | | | | | | | | | |
| Tambo-Suretta-G. A. | | | | | | | | | | |
| Castione-G. S. | | | | | | | | | | |
| 2. die Adula-G. A. | | | | | | | | | | |
| 3. die mittelpenninische G. S. | | | | | | | | | | |
| 4. die Margna-G. A. | | | | | | | | | | |
| 5. die südpenninische G. S. | | | | | | | | | | |
| III. die unterostalpine Geantiklinale | <table border="0"> <tr> <td>1. die Err-Breccien-G. A.</td> </tr> <tr> <td>2. die Agnelli-G. S.</td> </tr> <tr> <td>3. die Bernina-Klippen-G. A.</td> </tr> <tr> <td>4. die Mezzaun-G. S.</td> </tr> <tr> <td>5. die Alv-Languard-G. A.</td> </tr> <tr> <td>6. die Sassalbo-G. S.</td> </tr> <tr> <td>7. die Campo-Lischanna-G. A.</td> </tr> <tr> <td>8. die Quaternals-G. S.</td> </tr> </table> | 1. die Err-Breccien-G. A. | 2. die Agnelli-G. S. | 3. die Bernina-Klippen-G. A. | 4. die Mezzaun-G. S. | 5. die Alv-Languard-G. A. | 6. die Sassalbo-G. S. | 7. die Campo-Lischanna-G. A. | 8. die Quaternals-G. S. | |
| 1. die Err-Breccien-G. A. | | | | | | | | | | |
| 2. die Agnelli-G. S. | | | | | | | | | | |
| 3. die Bernina-Klippen-G. A. | | | | | | | | | | |
| 4. die Mezzaun-G. S. | | | | | | | | | | |
| 5. die Alv-Languard-G. A. | | | | | | | | | | |
| 6. die Sassalbo-G. S. | | | | | | | | | | |
| 7. die Campo-Lischanna-G. A. | | | | | | | | | | |
| 8. die Quaternals-G. S. | | | | | | | | | | |

Aus dem Vergleich mit der Gliederung des Gebietes zur Triaszeit geht hervor, dass sich die Faciesverteilung im alpinen Meere während des ganzen frühen Mesozoikums kaum geändert hat. Auch die sekundären Teilbecken der mittelpenninischen Geosynklinale der Trias haben sich, wenn nun auch durch eine viel schwächere Geantiklinale getrennt, doch erhalten. Die Gliederung der penninischen Geosynklinale, wie wir sie eben für den Lias aufgestellt haben, geht aber sogar ins Perm zurück, und angesichts dieser Regelmässigkeit scheint es durchaus nicht ausgeschlossen, dass auch die ostalpine Region schon zur Permzeit eine ähnliche Gliederung aufgewiesen habe. Die Verteilung der Verrucanofacies spräche nicht dagegen. Es soll damit nur die Möglichkeit angedeutet werden, dass auch die Anfänge der eben besprochenen mesozoischen Geantiklinalen der ostalpinen Region schon ins Perm zurückreichten. Ganz sicher trifft dies für die penninische Region zu.

Suchen wir nun die Gliederung der alpinen Meere, soweit wie möglich auch noch höher, ins obere Mesozoikum, zu verfolgen, in

¹⁾ Zur Triaszeit erstreckte sich diese Tambo-Suretta-Geantiklinale über das ganze Gebiet vom heutigen San Bernardino um die Tambo- und Surettastirn herum und durch das Avers und Bergell zurück bis ins Malenco, im Lias aber ist sie auf die Region um Splügen herum, d. h. streng auf die Deckenstirnen beschränkt, also viel kleiner.

Dogger, Malm und Kreide.

In der penninischen Region, vom Gotthard bis zur Margnastirn, sind die jüngsten Sedimente, die wir finden, stets in Schistes lustrés-Facies entwickelt. Deren oberen Teile werden sowohl von *Steinmann* wie von *Trümpy* bereits zum Tertiärflysch gerechnet (88, p. 14 ff; 97; p. 82), und es wird daher sehr wahrscheinlich, dass sich in diesen Schistes lustrés neben Lias auch noch jüngerer Jura und Kreide findet, und dass wir in diesen Regionen alle Schichtglieder vom Lias bis zur Kreide in bathyaler Ausbildung treffen. So glaubt denn auch *C. Schmidt*, kretazische Bündnerschiefer in der Viamala gefunden zu haben (70, p. 573).

In der südpenninischen Geosynklinale sehen wir eine kontinuierliche Sedimentreihe von den liasischen Schistes lustrés bis in die oberjurassischen Radiolarite und Aptychenkalke. Daraus ergibt sich ohne Zweifel, dass auch der Dogger in dieser Schichtreihe vertreten ist. Entweder müssen wir die obersten Schistes lustrés für solchen ansehen, oder aber einen Teil der Aptychenkalke, der sog. Hyänenmarmore (18, p. 633; 79, p. 338). Auf alle Fälle aber haben wir hier den Dogger als eine typisch tiefmeerische, zum mindesten bathyale Ablagerung vor uns. Dasselbe gilt aber noch in viel höherem Masse vom Malm, dem Radiolarit. Die südpenninische Geosynklinale wird dadurch die ausgeprägteste von allen penninischen Teilbecken, sie lässt sich vom Perm über Trias und Lias bis in den Malm verfolgen und wird dabei immer tiefer, so dass sich in ihr im oberen Jura nicht nur bathyale, sondern sogar abyssale Sedimente absetzen konnten.

In der Agnelli-Geosynklinale stehen die bathyalen Liasschiefer nach oben in kontinuierlichem lithologischem Übergang zu den oberjurassischen Aptychenkalken und Radiolariten (Val Saluver; vgl. 21, p. 24), und in den Geosynklinalen der Mezzaun-, Sassalbo- und Quaternalsregion sehen wir die liasischen Allgäuschiefer gegen oben ebenso kontinuierlich in die „tithonischen“ Radiolarite und Aptychenkalke übergehen (Mezzaun, Murtiröl, Val Trupchum (102, p. 35 ff.; 77, p. 70 ff.)). Alle diese ostalpinen Geosynklinalen bewahren bis zur untersten Kreide ihren bathyalen oder gar abyssalen Charakter. Auch sie sind zum mindesten von der Trias, wenn nicht schon vom Perm an, bis in den obersten Jura immer als solche ausgeprägt. Ihr Geosynkinalcharakter ist konstant vom Perm, resp. der Trias bis mindestens hinauf ins Tithon und akzentuiert sich dabei immer stärker.

Umgekehrt sind Anzeichen vorhanden, dass auch die mittelpenninische Geosynklinale wie die vorigen im obersten Jura bis in abyssale Tiefen hinab gereicht hat. In der Margnadecke finden wir die oberjurassischen Aptychenkalke zu sog. Hyänenmarmoren umgewandelt, und diese Hyänenmarmore, also metamorphe Äquivalente von abyssalen Sedimenten, finden sich nach *Cornelius* (20, p. 247) auch in der Unterlage der Margnadecke, also in der mittelpenninischen Geosynklinale (Piz Salacina). Auf einer Exkursion im Duangebiet fielen mir auch dort höchst ähnliche Gesteine auf, die ganz gut als Äquivalente der Oberengadiner Hyänenmarmore, d. h. als metamorphe abyssale Sedimente aufgefasst werden können.

Lassen sich nun vielleicht diese abyssalen Geosynklinalen auch noch weiter, in die Kreide hinein, verfolgen? Ich glaube, diese Frage mit Bestimmtheit bejahen zu können. Denn einmal können sich solch riesige Furchen, deren langsame stete Entwicklung durch das ganze frühe und mittlere Mesozoikum wir eben verfolgt haben, und die gerade noch im obersten Jura ihr Tiefenmaximum erreichten, doch nicht plötzlich völlig ausflachen und schon in der Kreide total verschwunden sein, und andererseits lässt sich deren Weiterexistenz wenigstens in zwei Fällen direkt nachweisen.

Im Val Trupchum, im Gebiet der Quaternals-Geosynklinale, sehen wir nämlich, wie die „tithonischen“ Radiolarite und Aptychenkalke ohne Unterbruch allmählich in die Couches rouges der oberen Kreide übergehen (vgl. 77, p. 73; 102, p. 38, 39). Es ist also unzulässig, zwischen dem obersten Malm und der oberen Kreide während des Neokoms eine Unterbrechung der Sedimentation anzunehmen und zu sagen, die untere Kreide fehle in diesen Gebieten.

Die untere Kreide ist vielmehr im Val Trupchum wohl vertreten, sie ist in den obersten Teilen des „tithonischen“ Radiolarit- und Aptychenkalkkomplexes zu suchen. Wir gelangen also dazu, den Radiolarit-Aptychenkalkkomplex nicht mehr bloss als tiefseeischen Vertreter des Malm, sondern zugleich der untern Kreide aufzufassen.

Den gleichen allmählichen lithologischen Übergang von Radiolarit und Aptychenkalk in die Couches rouges beschreibt Zöppritz aber auch von Alp Vaüglia sura am Murtiröl bei Scanfs (102, p. 39), also aus dem Gebiet der Sassalbo-Geosynklinale, und in diesen Aptychenkalken nun hat Zöppritz am Gipfel des Murtiröl tatsächlich auch ein Fossil gefunden, *Phyllocrinus Oosteri*, das bis jetzt nur aus dem Neocom der Préalpes bekannt geworden ist (102, p. 37). Der Radiolarit-Aptychenkalkkomplex repräsentiert daher hier mit Sicherheit Malm und untere Kreide.

In den andern Radiolaritgebieten des Oberengadins aber spricht ebenfalls gar nichts gegen eine solche Deutung, im Gegenteil, die oft grosse Mächtigkeit dieser Gruppe findet dadurch eine zwanglose Erklärung, und in der Agnelli-Geosynklinale finden wir zudem auch noch denselben allmählichen lithologischen Übergang der Radiolarite in die untere Kreideserie des Piz Nair (21, p. 26). Es müssen also auch hier die obern Teile des Radiolarits zur untern Kreide gerechnet werden.

Wenn aber die Radiolarite und Aptychenkalke und die damit verbundenen bunten Schiefer der Margna-, Err-, Bernina-, Languard- und Campodecke neben dem Malm auch noch die untere Kreide vertreten, so ergibt sich damit ohne weiteres die Fortdauer unserer abyssalen Geosynklinalen bis in die Kreide hinein.

Aber nicht nur die Geosynklinalen, auch die Geantiklinalen unseres Gebietes dauerten noch weiter in Jura und Kreide hinein. In der penninischen Region dürften sie ihre relative Lage gegenüber den Geosynklinalen nicht stark geändert haben. Während die letzteren aus den bathyalen noch weiter bis in abyssale Tiefen heruntersanken, senkten sich die Geantiklinalen aus der neritischen Zone hinab in die bathyale. Nur die Margna-Geantiklinale ragte noch hie und da in den Bereich der neritischen Sedimentation hinauf, wie die Gerölle von teils neritischen, teils bathyalen Malm-, Urgon- und Oberkreidekalken in den Kalkbreccien des Prättigau-flysches und die Kreidebreccien des Schams beweisen (97, p. 87, 96). Sonst herrschten überall die bathyalen Schistes-lustrés.

Dadurch steigert sich der geosynklinale Charakter der penninischen Region im obern Mesozoikum auf das höchste (s. Fig. 3, Tafel IV).

Demgegenüber akzentuierten sich die ostalpinen Geantiklinalen gegenüber ihren Teilbecken viel mehr. An ihnen gelangten bis in den obersten Jura und bis in die Kreide hinein immer noch, wenn auch nicht ausschliesslich, neritische Sedimente zum Absatz, und dadurch wird der Unterschied gegenüber den abyssalen Tiefen der ostalpinen obermesozoischen Geosynklinalen ein enormer. An der Geantiklinale der primären Errstirn, der Brecciendecke, gelangten im Westen die Brèches supérieures der Hornfluh-Chablaiszone zum Absatz, im Osten die Falknisbreccie und ihre Begleiter, sowie die neritische Falkniskreide (vgl. 97), in den Geantiklinalgebieten der primären Berninastirn die neritischen Dogger- und Malmgesteine der Klippenregion.

Auch jetzt sehen wir innerhalb dieser Klippengeantiklinale wie zur Liaszeit wieder mehrere ausgeprägte Wellen neritischer Zonen, und dazwischen jeweilen wiederum tiefere Meeresbecken mit bathyalere Sedimentation. Auf der nördlichsten, äussersten Geantiklinale, die nur in der Zentralschweiz noch gut erhalten ist, bildeten sich im Dogger die obern Rämsibreccien an den Kleinen Mythen (15) und am Rotspitz (56) in den Giswilerklippen, im Malm die Sand- und Korallenkalke der Mythen und des Rotspitz selbst. Dass sich dieser äusserste Rücken noch bis zur oberen Kreide hinauf erhalten hat, geht aus der Transgression der Couches rouges über den Malm deutlich hervor (vgl. 15 etc.). Im Westen wird diese äusserste Geantiklinale noch durch die neritischen Gesteine des untern Doggers, die Chaix am Nordrand der Klippendecke bei Les Brasses im Chablais gefunden hat, repräsentiert (17).

Südlich an diese äusserste neritische Zone schliesst sich die ausgeprägte Geosynklinale des Zoophycosdoggers im ganzen nördlichen Klippengebiet und den äussern Ketten der Pré-alpes vom Jänzimattberg über Stockhorn, Moléson und Montreux bis ins Chablais. Auch der Malm ist hier bathyal entwickelt als an den Mythen, und das Neokom ist in mächtiger, fleckenmergelähnlicher Facies, stellenweise mit Aptychen und Cephalopoden, typisch bathyal ausgebildet, während es der nördlichsten Zone, wie wir gesehen haben, völlig fehlt (s. wiederum 15, 16 etc.).

Weiter alpeneinwärts folgt dann wie zur Liaszeit eine zweite Geantiklinale, die durch das Fehlen des Doggers (Tour d'Al) (40) oder durch neritischen oder littoralen *Mytilus*-dogger (69 etc.), noch weiter im Süden sogar durch die Transgression des Malm auf Trias, Korallenkalke des Malm, Fehlen des Neocoms und Transgression der Couches rouges auf Malm gekennzeichnet ist (s. 62). Die Facies ist hier durchaus ähnlich derjenigen der nördlichsten Geantiklinale an den Mythen (s. auch 93); diese hintere südliche Geantiklinale ist aber nur eine sekundäre Welle im Rücken der eigentlichen Haupt-Geantiklinale. In Graubünden wird dieselbe durch die neritischen Sulzfluhkalke, spärliche Tristelbreccien, und die Transgression der Couches rouges auf den ersteren markiert (73, 89, 97).

Auf alle Fälle aber sehen wir, dass die neritischen Dogger-, Malm- und Kreidegesteine der Berninadecke durchwegs auf deren stirnwärtigen Teile, eben die Klippendecke, beschränkt sind. Dieselben bildeten also gegenüber den abyssalen Tiefen der Mezzaunregion, wo nur Radiolarite und Aptychenkalke zum Absatz kamen, eine typische und stark akzentuierte, wenn auch durch bathyale Teilbecken in mehrere Wellen zerfallende, mächtige Geantiklinale. Dass eine solche wenigstens oberjurassische Geantiklinale des weiteren auch noch die Campostirn beherrschte, wurde bereits früher erwähnt und sei hier nur des Zusammenhanges halber nochmals wiederholt.

Damit haben wir nun nachgewiesen, dass unsere oben für Trias und Lias aufgestellten Geosynklinalen und Geantiklinalen nicht nur während relativ kurzer Zeit im frühern Mesozoikum bestanden haben, sondern dass sie sicher bis in die Kreide hinein durchgehen, und dass anderseits ihre Spuren bis ins Perm hinabreichen.

Eine Geantiklinale unseres Gebietes aber lässt sich schon heute mit Sicherheit noch bis ins mittlere Eocän, vielleicht sogar bis ins Oligocän hinauf nachweisen. In den nördlichen Teilen der oberen Schamserdecken, also den vorgeschobenen Stirnteilen der Margnadecke, fehlen die für die rückwärtigen Teile dieser Decke im Oberengadin und im Oberhalbstein so charakteristischen Aptychenkalke und Radiolarite des oberen Jura und der unteren Kreide (der von *Trümpy* gefundene Radiolarit vom Lej da Vons liegt viel tiefer, er kann sogar aus der mittelpenninischen Geosynklinale kommen und ein Äquivalent der Aptychenkalke des Duangebietes und des Piz Salacina darstellen), und statt dessen sehen wir grobe Arkosen, Sandsteine, Tonschiefer und Kalkbreccien direkt über den Lias dieser Gebiete transgredieren (97, p. 95). Diese neritischen Sedimente fasst auch *Trümpy* als Fortsetzung des Prättigauflysches auf, und wir hätten demnach in diesen Gebieten, d. h. den nördlichen Teilen der Margnadecke, wie im Prättigau auch, eine Transgression von Flysch auf Lias (97, p. 96). Im Prättigau aber ist das Alter dieses Flysches von *Trümpy* durch sichere Fossilfunde als Eocän nachgewiesen worden (97, p. 89, 92, 95). Für dessen obersten Teile ist sogar oligocänes Alter nicht ganz ausgeschlossen.

Auf jeden Fall aber haben wir in diesen nördlichen Gebieten der Margnadecke, eben an deren einstiger Stirn, bis ins mittlere Tertiär hinein, d. h. bis in die Zeit der eigentlichen jungen Alpenfaltung, eine mächtig ausgebildete Geantiklinale.

Wenn aber eine unserer Geantiklinalen bis tief ins Eocän hinein als solche bestand, warum sollen sich nicht auch die andern, die wir doch noch bis in die Kreide hinein verfolgen konnten, bis ins Tertiär hinauf weiter entwickelt haben? Sie konnten doch am Ende des Mesozoikums nicht ohne weiteres in sich zusammensinken und verschwinden. Sie mussten doch zum mindesten in ihrer kretazischen Form noch einige Zeit erhalten bleiben, und wir sind demnach berechtigt, die Gliederung der alpinen Meere, wie wir sie oben für den Lias aufgestellt haben (s. p. 186), nun zum

mindesten auf das **ganze** Mesozoikum und hinauf bis ins Eocän auszudehnen. Die oben ausgeschiedenen Elemente bleiben während dieser langen Zeit als solche, von geringen Oszillationen abgesehen, wenigstens in ihren Hauptzügen konstant. Unser Gebiet lässt sich daher vom Perm an faciell in einzelne Faciesräume auflösen, die durch das **ganze** Mesozoikum hindurch den gleichen Charakter bewahren, und wir kommen somit auf eine endgültige

Gliederung der alpinen Meere zwischen Gotthard und Ortler.

Das ganze Gebiet zerfällt zunächst in drei grosse Haupteinheiten:

- I. Die helvetische Geantiklinale.
- II. Die penninische Geosynklinale.
- III. Die ostalpine Geantiklinale.

Die erste Haupteinheit entspricht ursprünglich dem alten Südrand des eurasiatischen Kontinentalsockels und ist gleichbedeutend mit dem hercynischen Vorland, die dritte dem alten Nordrand des indoafrikanischen Kontinentes, und die zweite war in ihrem ersten Stadium identisch mit dem einstigen Mittelmeer, der Thetis (s. 12, p. 163). Die letztere dehnte sich dann in der Folge nach beiden Seiten über die einstigen Kontinente aus, und auf dem nördlichen Kontinentalsockel lagerten sich nun die Sedimente helvetischer, auf dem südlichen diejenigen ostalpin-mediterraner Facies ab, in den zentralen Teilen der alpinen Meere aber, der eigentlichen ursprünglichen Thetis, die penninischen Sedimente. Gegenüber diesen letzteren zeigen sowohl die ostalpinen wie die helvetischen Sedimente mehr den Charakter der Flachseebildungen, die ostalpinen wenigstens bis in den mittleren Jura hinein. Im obern Jura aber bilden sich Tiefseefurchen auch auf dem südlichen alten Kontinentalsockel, wodurch die äusserliche Verschmelzung derselben mit der ursprünglichen eigentlichen Thetis eine völlige wird. Die erste Haupteinheit fällt zugleich mit dem Gebiet der autochthonen Zentralmassive und der helvetischen Decken zusammen, die zweite mit dem der penninischen und die dritte mit dem der ostalpinen.

Alle diese drei Haupteinheiten sind reich gegliedert. So durchziehen tiefe Geosynklinale die beiden Geantiklinalgebiete, besonders das ostalpine, und umgekehrt hohe Geantiklinalrücken die dazwischenliegende Geosynklinale. Diese Teilelemente sind vom Gotthard nach Süden folgende:

- | | |
|---|--|
| I. die helvetische Geantiklinale (hercynisches Vorland) | |
| II. die penninische Geosynklinale | <ol style="list-style-type: none"> 1. die nordpenninische G. S. 2. die Adula-G. A. 3. die mittelpenninische G. S. 4. die Margna-G. A. 5. die südpenninische G. S. |
| | <ol style="list-style-type: none"> 1. die Err-Breccien-G. A. 2. die Agnelli-G. S. 3. die Bernina-Klippen-G. A. 4. die Mezsaun-G. S. 5. die Alv-Languard-G. A. 6. die Sassalbo-G. S. 7. die Campo-Lischanna-G. A. 8. die Quatervals-G. S. |
| | <ol style="list-style-type: none"> 1. die nordpenninische G. S. 2. die Adula-G. A. 3. die mittelpenninische G. S. 4. die Margna-G. A. 5. die südpenninische G. S. |
| | <ol style="list-style-type: none"> 1. die Err-Breccien-G. A. 2. die Agnelli-G. S. 3. die Bernina-Klippen-G. A. 4. die Mezsaun-G. S. 5. die Alv-Languard-G. A. 6. die Sassalbo-G. S. 7. die Campo-Lischanna-G. A. 8. die Quatervals-G. S. |
| | <ol style="list-style-type: none"> 1. die Err-Breccien-G. A. 2. die Agnelli-G. S. 3. die Bernina-Klippen-G. A. 4. die Mezsaun-G. S. 5. die Alv-Languard-G. A. 6. die Sassalbo-G. S. 7. die Campo-Lischanna-G. A. 8. die Quatervals-G. S. |
| III. die ostalpine Geantiklinale | <ol style="list-style-type: none"> 1. die Err-Breccien-G. A. 2. die Agnelli-G. S. 3. die Bernina-Klippen-G. A. 4. die Mezsaun-G. S. 5. die Alv-Languard-G. A. 6. die Sassalbo-G. S. 7. die Campo-Lischanna-G. A. 8. die Quatervals-G. S. |

Weiter im Süden folgt, entweder direkt oder indirekt anschliessend, die grosse mehrteilige oberostalpine und südalpine Geosynklinale, d. h. unsere Quatervals-Geosynklinale geht entweder direkt oder noch über eine sekundäre Geantiklinale, die vielleicht durch das Fehlen des Rhät und die Liasstransgression auf dem Hauptdolomit der Erzhornkette bei Arosa an der einstigen Silvrettastirn angedeutet ist¹⁾, in das Becken der Allgäuer- und Lechtalerregion über, welches von *Haug* als die bajuvarische Geosynklinale bezeichnet worden ist (27, p. 1126). Unsere ostalpinen Teil-Geantiklinalen bilden also insgesamt die nördliche Begrenzung der bajuvarischen Geosynklinale, sie sind daher identisch mit dem „Géanticlinal lombard“ von *Haug*, der dadurch, wie aus dem obigen deutlich ersichtlich, in eine ganze Anzahl selbständiger Teilelemente zerfällt.

Die helvetische Geantiklinale geht in verschiedenen Wellen durch den südhelvetischen Faciesraum (Alvier-Fläscherberg, 33, Fig. 134 und 154) allmählich unmerklich in die nordpenninische Geosynklinale über. Diese südhelvetische Geosynklinale ist einfach der nördliche Ausläufer der nordpenninischen und kann daher direkt noch zur penninischen Geosynklinale grossen Stils gerechnet werden.

Die Teilelemente unserer penninischen Gruppe aber müssen die Äquivalente und östlichen Fortsetzungen der von *Argand* in den Westalpen ausgeschiedenen Facieszonen sein. *Argand* hat dort von Norden nach Süden unterschieden (s. 12, p. 166 ff.):

I. das **hercynische Vorland** (helvetische Geantiklinale).

- | | | |
|--|---|---|
| II. die penninische Geosynklinale | { | 1. die Walliser G. S. (Vortiefe).
2. die G. A. des Briançonnais.
3. die piemontesische G. S.
4. die G. A. des Dolin.
5. die G. S. des Canavese. |
|--|---|---|

Glied für Glied dieser penninischen Teilelemente finden wir nun auch im Osten wieder:

1. Die Walliser G. S. entspricht unserer nordpenninischen G. S.
2. Die G. A. des Briançonnais entspricht unserer Adula-G. A.
3. Die piemontesische G. S. entspricht unserer mittelpenninischen G. S.
4. Die G. A. des Dolin entspricht unserer Margna-G. A.
5. Die G. S. des Canavese entspricht unserer südpenninischen G. S.

Unsere penninischen Geantiklinalen und Geosynklinalen sind also die unmittelbare Fortsetzung derer des Wallis. Die penninischen Faciesbezirke im Osten und im Westen entsprechen sich genau wie die Decken, die aus denselben hervorgegangen sind.

So stammen die Decken der *Préalpes inférieures* und die Simplondecken aus der Walliser-Geosynklinale; deren Äquivalente im Osten, die obersten helvetischen Decken am Fläscherberg, das Gotthardmassiv und die Nordtessiner Gneisdecken bildeten sich im Gebiete der nordpenninischen Geosynklinale, also der genauen Fortsetzung der Walliser.

Im liegenden Schenkel der Bernharddecke vollzieht sich im Wallis der Übergang von der ersten penninischen Geosynklinale in die Geantiklinale des Briançonnais; im Osten findet sich der gleiche Übergang in der Unterseite der Adula von der nordpenninischen Geosynklinale in die Adula-Geantiklinale. Die erste grosse penninische Geantiklinale findet sich im Westen wie im Osten an der Stirn des gleichen tektonischen Elementes, der Bernhard-, resp. der Aduladecke²⁾.

¹⁾ Dieselbe ist später von der weiter zurückliegenden Hauptmasse der Decke überfahren worden, so dass nun der einstige Embryo tief unter und weiter hinter der heutigen Deckenstirn liegt, ähnlich wie der des Piz Alv.

²⁾ *Argand* rechnet nach seinen hochinteressanten Funden im Gebiet von Olivone (11) die Adula zwar noch zur Monte Leonedecke, also einer Simplondecke, und dadurch scheint sich nun ein Widerspruch zwischen unsere Parallelisierungen einzuschieben. Derselbe ist aber lediglich sekundärer Natur, wie folgende Überlegungen zeigen.

Der untere Teil der Adula muss, darüber besteht nach den Untersuchungen von *Argand* bei Olivone kein Zweifel mehr, als oberste Simplondecke angesprochen werden. Deswegen können aber deren oberen Teile, also

Auf dem Rücken der Bernharddecke geht die erste penninische Geantiklinale über in die grosse zentrale piemontesische Geosynklinale, die westliche Fortsetzung unserer mittelpenninischen.

Im Osten sehen wir denselben Übergang im Rücken der Adula sich vollziehen, der auch tektonisch dem Bernhardtücken entspricht.

Aus den zentralen Teilen der piemontesischen, mittelpenninischen Geosynklinale stammt im Westen die Monterosadecke, im Osten deren tektonisches Äquivalent, die Tambo-Surettadecke. Die südlichsten Teile dieser zentralen penninischen Geosynklinale finden wir im Westen im liegenden Schenkel der Dent-Blanche, im Osten in dem der Margnadecke, also wieder im gleichen tektonischen Elemente.

Die Geantiklinale des Dolin findet sich an der Stirn der Dent-Blanchedecke, deren östliche Fortsetzung, die Margna-Geantiklinale, an der Stirn der Margnadecke, die eben vor kurzem als das völlige Äquivalent der Dent-Blanche erkannt worden ist. Endlich finden wir ganz analog die Geosynklinale des Canavese in der Wurzelzone der Dent-Blanche, deren östliche Fortsetzung, unsere südpenninische Geosynklinale, in der Wurzel der Margnadecke, also wieder im gleichen tektonischen Gliede.

Aber die penninischen Faciesbezirke des Wallis und Graubündens weisen noch mehr analoge Züge auf.

So sehen wir im Wallis genau so wie in Bünden die nördlichste penninische Geosynklinale zur Triaszeit nur schwach ausgeprägt; an beiden Orten geht die neritische kalkig-dolomitische Ablagerung der mittleren Trias ununterbrochen von der helvetischen Geantiklinale bis zu der des Briançonnais, resp. der Adula, also der ersten penninischen Geantiklinale durch. Das gleiche gilt von der südpenninischen Geosynklinale, der des Canavese, in der auch im Osten während der mittleren Trias fast durchwegs nur neritisches Material zum Absatz kam.

Die Hauptausbildung der beiden randlichen penninischen Geosynklinalen fällt in Bünden wie im Wallis erst in den Lias. Demgegenüber ist der zentrale Teil der penninischen Geosynklinale, das piemontesische, mittelpenninische Teilbecken, in beiden Gebieten schon in der Trias sehr ausgeprägt, viel stärker als die beiden randlichen Becken.

Im Lias sind alle penninischen Teilbecken ungefähr gleich stark akzentuiert, sowohl im Westen wie im Osten.

z. B. die oberen Adulalappen, doch ganz gut zur Bernharddecke gehören. Wir müssen diese oberen Adulalappen sogar zur Bernharddecke rechnen, die hangende Tambodecke kann hierfür nicht in Betracht kommen. Denn gerade die vorliegenden Untersuchungen sprechen wiederum deutlich dafür, dass die Tambodecke zusammen mit der Surettadecke eine wohldefinierte Einheit, das Äquivalent der Monterosadecke, bildet, und dass man keinesfalls die Tambodecke als Bernhard-, die Surettadecke als Monterosadecke erklären kann. Zwischen diesen beiden Decken sollten wir in diesem Falle ja die typische piemontesische Geosynklinale finden, diese aber fehlt gerade in dem Sedimentzug Splügen-Soglio, hingegen finden wir sie typisch einmal zwischen Adula- und Tambodecke eingeschaltet, und dann, wie im Westen um die Monterosadecke herum, in mehreren Wellen um die ganze Tambo-Surettadecke als solche herum. Wir müssen also tatsächlich das Äquivalent der Bernharddecke in Graubünden in den oberen Teilen der Adula und deren obersten Teilschuppen, den Schuppen von Vals, erblicken.

Die Sache wird übrigens noch einfacher, wenn wir mit *Argand* die Simplon- und Nordtessiner Gneisdecken als sekundäre Wucherungen am Grund einer einzigen grossen Bernhardstammdecke auffassen (12, p. 170). Die Bernharddecke selbst wäre dann nur deren oberste Digitation. Nun tritt im Westen diese oberste Digitation stärker in den Vordergrund als die unteren, die Simplondecken, und im Osten haben wir gerade das Umgekehrte, dort sind die unteren Digitationen in Form der tieferen Adulalappen gegenüber den oberen mehr entwickelt. In Graubünden treten also die oberen Digitationen der eigentlichen Bernhardstammdecke zugunsten der unteren mehr zurück, im Wallis umgekehrt die unteren gegenüber den oberen. Im Wallis wurden die unteren anfänglich durch das nahe Aarmassiv in ihrer Entwicklung mehr zurückgehalten, es akzentuierten sich also infolge grösserer Bewegungsfreiheit die oberen Digitationen der Decke, d. h. die Bernharddecke s. str.; in Graubünden, wo das stauende hercynische Massiv weiter weg lag, konnte die ganze Stammdecke mehr en bloc vorgeschoben werden, und die unteren Digitationen entwickelten sich freier, so dass ein Ausweichen der Massen weiter oben, durch Bildung mächtiger oberer Digitationen, wie im Westen, gar nicht mehr nötig war. Damit erscheint der ganze Widerspruch gelöst.

Im oberen Jura aber sehen wir die beiden südlichen Becken der penninischen Geosynklinale bis in abyssale Tiefen herabsinken, in denen die oberjurassischen Radiolarite und Aptychenkalke zum Absatz gelangten. In der mittelpenninischen Geosynklinale bildeten sich die Aptychenkalke in der Unterlage der Margnadecke, in deren westlichen Fortsetzung, dem piemontesischen Becken, die Radiolarite von Cesana Torinese am Mont Genève, in der südpenninischen Geosynklinale und ihrer Fortsetzung, der des Canavese, die Radiolarite und Aptychenkalke der Margnadecke, der einstigen rhätischen und die der Umgebung von Rivara, Villa Castelnovo etc. (vgl. 5; p. 7).

Die analogen Züge zwischen den Faciesbezirken des Westens und des Ostens sind also wirklich erstaunlich. Es sei nun aber auch noch kurz auf einige Verschiedenheiten zwischen Ost und West hingewiesen.

Die erste Geantiklinale der penninischen Zone, die des Briançonnais, ist im Westen viel stärker entwickelt als ihr Äquivalent im Osten, die Adula-Geantiklinale. Dasselbe gilt von der südlichen penninischen Geantiklinale, derjenigen des Dolin und der Margna. Die neritischen Anhäufungen sind im Wallis überall viel grösser als in Bünden. Umgekehrt fehlt dem Wallis die triadisch-liasische Geantiklinale im zentralen Teil des mittelpenninisch-piemontesischen Teilbeckens fast völlig. Diese scheint aber auch im Osten keine lange Dauer gehabt zu haben, denn im Perm ist sie gar nicht und im Lias nur noch schwach wieder zu erkennen.

Diese Differenzen sind aber im Vergleich zu den zahlreichen Analogien so verschwindend klein, dass sie kaum in Betracht fallen, und es kann wohl nach alledem nicht mehr daran gezweifelt werden, dass unsere penninischen Teilelemente die direkte östliche Fortsetzung der von *Argand* im Wallis gefundenen Faciesbezirke sind, genau wie die Decken, die aus diesen Räumen stammen.

Unsere facielle Gliederung der **penninischen** Region Bündens stimmt also fast vollständig mit der des Wallis und der übrigen Westalpen überein und dehnt damit auf willkommene Weise die Befunde von *Argand* im Westen auch auf den östlichen Teil des penninischen Deckenbogens aus.

Die **ostalpinen** Teilelemente hingegen schieben sich als neues, bis jetzt wenig bekanntes Glied der alpinen Geosynklinale zwischen die penninische Region und die Absatzräume der nördlichen Kalkalpen. Sie stellen das bis jetzt fehlende Bindeglied zwischen den Faciesbezirken der Westalpen und der eigentlichen Ostalpen dar.

* * *

Aus der Verteilung der mesozoischen Faciesbezirke ergeben sich nun aber noch andere interessante Schlüsse, nämlich über die

Zusammenhänge zwischen Faciesverteilung und Gebirgsbildung.

Aus den obigen Untersuchungen geht klar und deutlich hervor, dass ein ganz bestimmtes Gesetz die heutige Verteilung der neritischen und bathyal-abyssalen Facies beherrscht. Die erstere findet sich fast durchwegs in den stirnwärtigen Teilen der Decken, die letzteren in deren rückwärtigen Regionen und den Wurzeln. Die Haupt-Geantiklinalen aber sind an die Nachbarschaft der Deckenstirnen gebunden. Dieses Phänomen ist allgemein von der Adula bis hinauf in die Campodecke und gilt für die Geantiklinalgebiete aller Formationen vom Perm, resp. der Trias bis hinauf in den obersten Jura und die Kreide, d. h. für alle überhaupt hier in Betracht fallenden Zeiträume. Immer und überall, vom

Perm bis in den obersten Jura, von der Adula bis in die Campodecke, finden wir die Haupt-Geantiklinalen an der Stelle der heutigen Deckenstirnen¹⁾.

Immer sind die Deckenstirnen Gebiete einstiger Geantiklinalen.

Damit finden wir in Graubünden dasselbe Gesetz, das *Argand* vor kurzem für das Wallis und die Westalpen aufgestellt hat (12, p. 168), in noch viel grösserem Massstabe wieder. Während es dort nur für die zwei penninischen Hauptdecken nachgewiesen werden konnte, finden wir es nun in Graubünden, dank dem rapiden Sinken aller Faltenachsen, in einer ganzen Reihe von Stammdecken glänzend bestätigt, ich nenne nur Adula-, Tambo-Suretta-, Margna-, Err-, Bernina- und Campodecke, mitsamt der Klippen- und Brecciendecke. Es stellt somit ein Phänomen von verblüffender Regelmässigkeit dar, und angesichts derselben müssen wir auf einen kausalen Zusammenhang zwischen Deckenstirnen und Geantiklinalen schliessen. Die Deckenstirnen erscheinen als die Reste, die Überbleibsel der einstigen Geantiklinalen, die Deckenstirnen **waren selbst** diese Geantiklinalen, und sie sind **jetzt** nur deren **tertiären Übertreibungen**. Umgekehrt erscheinen uns daher die Hauptgeantiklinalen als die ersten Anlagen der alpinen Stammdecken.

Damit schliessen wir uns vollkommen der Deutung an, die *Argand* in genialer Weise der Verteilung der Facies im Wallis gegeben hat (12, p. 168 ff.):

Die einstigen Geantiklinalen sind die ersten Anlagen, die Embryonen der heutigen grossen Stammdecken.

In der Tatsache, dass auch im gesamten Deckengebiet Bündens immer die Hauptgeantiklinalgebiete mit den Stirnregionen der Decken zusammenfallen, wie dies aus dem vorigen klar hervorgeht, können wir die schönste Bestätigung der Argandschen Deutung sehen. Angesichts derselben müssen alle Zweifel schwinden. Zufall kann dieses Zusammenfallen von Geantiklinalen und Deckenstirnen nie und nimmer sein.

Es finden sich nun aber auch in Graubünden eine Reihe von Tatsachen, die wie im Wallis darauf hinweisen, dass die mesozoischen Geantiklinalen wirklich den Charakter von Embryonen liegender Falten hatten. Solche mussten sich zunächst als mehr oder weniger ausgeprägte schiefe einseitige Wellen kundgeben, und dieser schiefe asymmetrische Bau der Geantiklinalen lässt sich nun auch in Graubünden nachweisen.

Betrachten wir die heutigen Decken, so sehen wir die Häufung des neritischen Materials an der Stirn. Weiter gegen Norden, in der Unterlage der Decken verschwindet dasselbe aber viel rascher als im Rücken derselben, wir gelangen viel rascher längs der **Unterseite** einer Decke in die bathyalen Sedimente der angrenzenden Geosynklinalen als über deren Rücken. Besonders deutlich ist dies in der Tambo-Surettadecke und in der Margna-, zum Teil auch in der Errdecke zu sehen. Wir müssen daher mit *Argand* (12, p. 169, 170) annehmen, dass der rückwärtige Teil einer Decke einst langsamer von der neritischen in die bathyale Zone abfiel als der vordere, d. h. dass die Geantiklinale, die die Deckenstirn repräsentierte, gegen Norden zu bedeutend **steiler** abfiel als gegen Süden, also **asymmetrisch** war. In den Geosynklinalen des Mezzaun und des Sassalbo finden wir gegen Süden zu die grössten Breccienanhäufungen, und dasselbe beobachten wir am Südrand des kretazischen Agnellibeckens, wo die Konglomerate des Piz Nair sich häufen. Diese grobneritischen, ja detritischen Bildungen in unmittelbarer Nachbarschaft von bathyalen, ja abyssalen Sedimenten sind ohne steile Gefälle von den südlich anschliessenden Geantiklinalen gar nicht zu erklären. Auch damit gelangen wir wieder dazu, die Geantiklinalen als unsymmetrisch zu erklären. Dies steht mit ihrem Wesen als Anlagen von liegenden Falten in bestem Einklang.

Die einstigen Geantiklinalen zeigen als Embryonen von Decken den Charakter von schiefen asymmetrischen Falten.

¹⁾ Die Ausnahme der Alv-Languard-Geantiklinale findet weiter unten ihre Erklärung (p. 197).

Diese Falten verfolgten wir durch das ganze Mesozoikum zurück bis ins Perm, und damit reichen die ersten Anlagen und Anfänge der alpinen Decken auch in Graubünden bis ins oberste Paläozoikum zurück. Sie verschmelzen unmerklich mit den letzten Zügen der alten hercynischen Faltung, und die mesozoischen Geantiklinalen erscheinen somit nur als riesige verspätete hercynische Falten. Die hercynische Faltung ist seit den Zeiten des obersten Paläozoikums trotz einzelner Ruhepausen nie ganz erloschen, sie macht sich in den mesozoischen Geantiklinalen durch Trias, Jura und Kreide immer ausgeprägter bemerkbar, sie ging langsam, unmerklich, wenn auch zeitweise mit langen Unterbrüchen, während des ganzen Mesozoikums in den alpinen Meeren weiter, und die tertiäre Alpenfaltung erscheint somit nur noch als ein gewaltiger Schlussakt der hercynischen.

Unsere Untersuchungen in Bünden führen also zu genau denselben Resultaten, zu denen *Argand* in den Westalpen gelangt ist (vgl. 12, p. 175).

Als ein schwach gewelltes Faltengebirge sehen wir den Ursprung der Alpen am Grunde der Meere auftauchen. In weiten Bogen schmiegen sich die einzelnen Gewölbe den Umrissen des alten eurasiatischen Kontinentes an.

Wo derselbe am weitesten vom Ursprung der Kraft, der indoafrikanischen Scholle, zurücktrat, drangen diese Faltenbogen, weil ohne Widerstand, und dadurch ungehinderter, auch am weitesten vor, und dort bildeten sich von Anfang an die stärksten mächtigsten Falten. Die beiden offenen Tore für diese von Süden andringenden Bogen, gegen die sich dieselben am freiesten entwickeln konnten, bildeten die alten Senken zwischen Montblanc-Plateau Central und Aarmassiv-Schwarzwald einerseits, zwischen

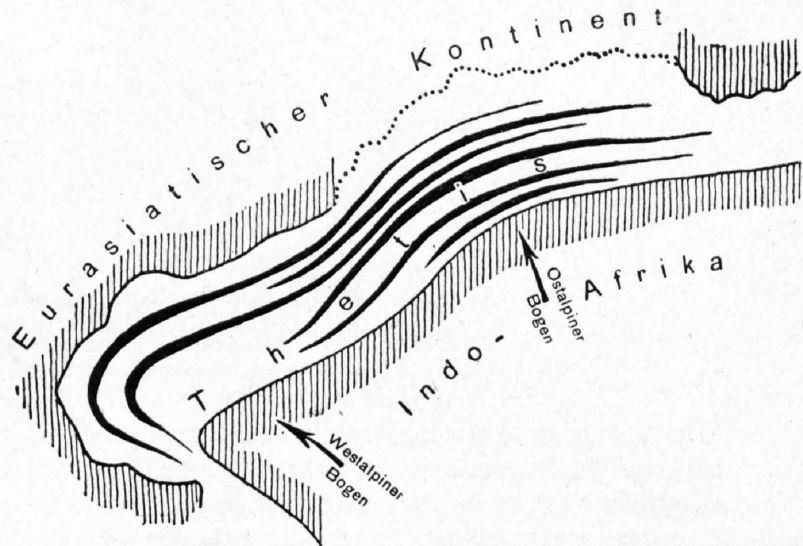


Fig. 1. Einfluss des Vorlandes auf die alpinen Embryonalbogen.

letzterem und dem alten böhmischen Massiv andererseits. Gegen diese beiden Tore fluteten die alpinen Embryonalfaltenbogen zunächst ganz unabhängig voneinander, und in der Richtung der beiden Senken bildeten sich die stärksten Falten. Gegen die westliche Senke zwischen Montblanc- und Aarmassiv drang der Bogen vor, der sich später zu den westalpinen Decken entwickelte, gegen die Senke zwischen Aarmassiv-Schwarzwald und dem Böhmischem Massiv derjenige der spätern ostalpinen. Es bildeten sich also von Anfang an an zwei ganz verschiedenen Stellen des alpinen Meeres zwei Embryonalfaltenbogen nebeneinander, im Westen ein westalpiner, im Osten ein ostalpiner, und jeder drang gegen ein eigenes Ziel, eben die jeweilig vorgelagerte Senke des Vorlandes vor. Gegen die beiden Enden der Bogen aber flachten sich die Falten zunächst aus, um wohl einmal seitlich völlig auszuklingen (s. Fig. 1).

Diese Differentiation der embryonalen Faltenbogen im Streichen erkennen wir heute im fertigen Gebirge an der verschiedenen Intensität der Decken in den verschiedenen Teilen des Alpenbogens. In den zentralen Teilen des penninischen Deckenbogens sehen wir die penninische Überfaltung die grössten Beträge erreichen, dort erlangt das penninische Deckengebäude seine grösste Mächtigkeit. Gegen die beiden äusseren Enden des Bogens hin, in Graubünden und in den cottiischen Alpen, sind die penninischen Decken viel schwächer entwickelt als im Wallis (vgl. 12). Diese Differenzierung zwischen den zentralen und den äusseren Teilen des penninischen Deckenbogens lässt sich nun aber auch schon in dessen ersten Anlagen nicht nur anhand von theore-

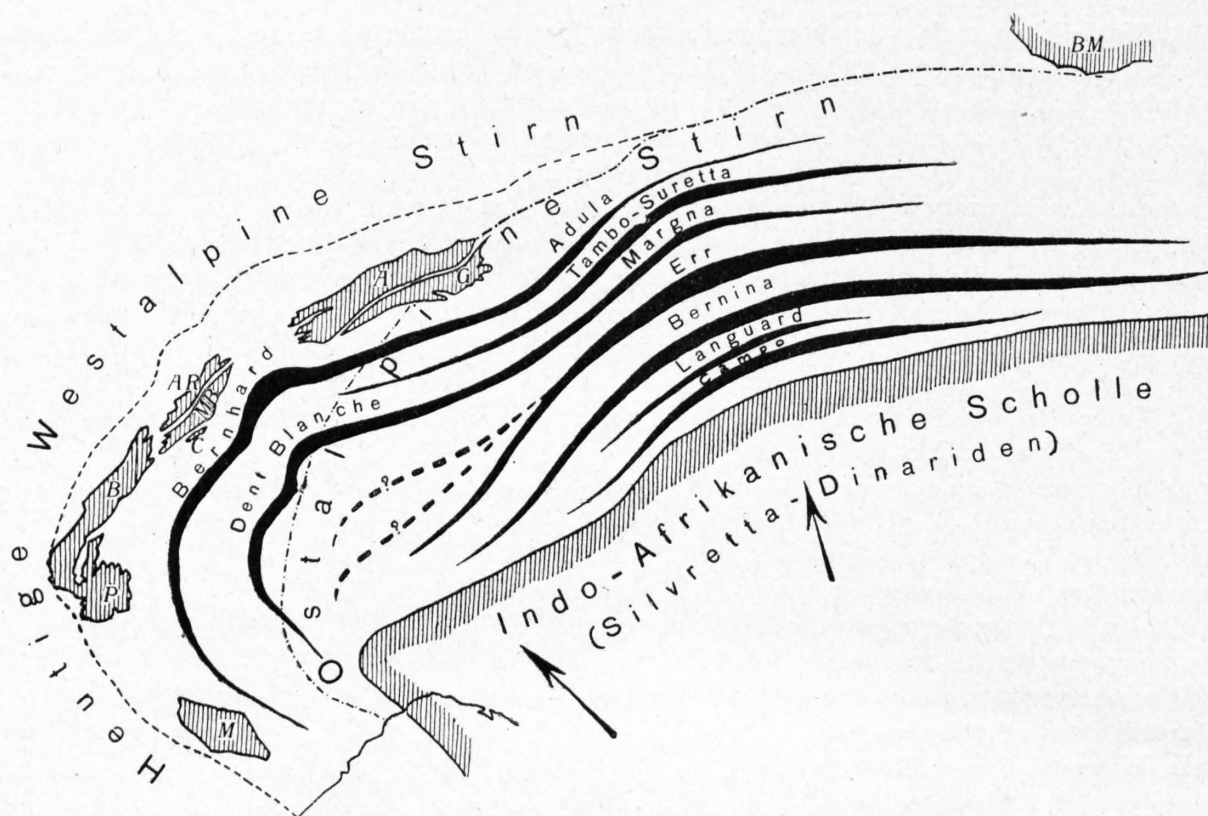


Fig. 2. Schema der alpinen Embryonalfalten im mittleren Mesozoikum.

M = Mercantour; *P* = Pelvoux; *B* = Belledonne; *AR* = Aiguilles Rouges; *MB* = Mont Blanc;
C = Mont Chétif; *A* = Aarmassiv; *G* = Gotthard; *BM* = Böhmisches Massiv.

tischen Überlegungen vermuten, sondern wir können dieselbe anhand der Ausbildung der mesozoischen Geantiklinalen auch direkt nachweisen. Auch diese Deckenembryonen sind schon, wie wir oben gesehen haben, im für penninische Begriffe bereits „peripheren“ Graubünden viel schwächer ausgeprägt als im „zentralen“ Wallis, es sei nur an das Zurücktreten der penninischen Breccien in Bünden gegenüber den Westalpen erinnert, und wir könnten demnach gegen Osten zu mit der Zeit sogar ein allmähliches Ausklingen der penninischen Geantiklinalen erwarten. Die mesozoischen penninischen Falten klingen aber gegen Osten nicht aus sondern sie werden durch das im Osten nun energischere Vordringen der Geantiklinalen des ostalpinen Bogens wieder reaktiviert. Der eigentliche eigene penninische Schub verliert sich gegen Osten zu, aber die Ausläufer der penninischen Embryonalfalten akzentuieren sich von neuem infolge des nun von Süden wirkenden lebhafteren ostalpinen Druckes. Auf diese Weise sehen wir im Osten quasi als Kompensation zur schwächeren Ausbildung der beiden penninischen Hauptgeantiklinalen (Adula-Briançonnais, Margnadolin) im zentralen Teil der mittelpenninischen Geosynklinale ein neues, dem Westen unbekanntes Gewölbe auftauchen, die Tambo-Suretta-Geantiklinale. Dieselbe ist dem im Osten aktiveren Vorrücken der ostalpinen Embryonen zu verdanken (s. Fig. 2). Dieselben müssen zusammen mit der südlichen versteiften Scholle die penninischen Embryonalfalten noch weiter wieder verstärkt werden, denn die penninische Geosynklinale klingt weder im westlichen noch im östlichen Bünden aus, sondern sie macht sich bis über die Hohen Tauern hinaus bemerkbar. Die penninische Geosynklinale verflacht sich gegen Osten **nicht**, wie dies vom Ende des penninischen Embryonalfaltenbogens zu erwarten wäre, sie reicht als tiefes Becken noch weit nach Osten, das beweisen die Schistes lustrés des Tauernfensters zur Genüge (s. 43). Gegen Westen aber verschwindet das dem ostalpinen Druck zu verdankende Teilgewölbe in der mittelpenninischen Geosynklinale allmählich entsprechend dem Zurücktreten

des ostalpinen Decken- und Embryonalfaltenbogens nach Süden. Über dessen westliches Ende werden wir wohl nie Genaueres erfahren, da uns dasselbe nur noch in Rudimenten erhalten ist.

* * *

Die mesozoischen Geantiklinalen sind die Embryonen der Decken. Die grösste, weitaus ausgeprägteste war die Gesamtgeantiklinale der ostalpinen Region. Während des ganzen Mesozoikums ist sie viel weiter vorgeschritten, und besonders im oberen Jura und in der Kreide viel stärker differenziert als die kleineren Teilelemente der penninischen Region. Diese erscheinen also gegenüber den ostalpinen in einem Rückstand der Entwicklung, und, um die Worte *Argands* zu gebrauchen (12, p. 168), diese penninische „Verspätung“ machte sich nun geltend bis zur tertiären Alpenfaltung, sie wurde nie mehr eingeholt, und so sehen wir denn die ostalpinen Decken sich **zuerst** auf ihr penninisches Vorland überschieben, lange bevor die grossen penninischen Decken zur wahren Entfaltung kamen.

Aber nicht nur die gesamte grosse Geantiklinale der ostalpinen Region verhielt sich zur nördlich davor liegenden Geosynklinale grossen Stils als Deckenembryo zu dessen Vorland, sondern das gleiche Verhältnis treffen wir bei jedem Teilelement. Jede Teilgeantiklinale ist der erste Anfang einer Decke, die sich auf ihr nördliches Vorland, d. h. die nördlich vorgelagerte Geosynklinale überschiebt.

So wächst sich die einfache Adula-Geantiklinale aus zur Aduladecke, die kompliziertere Margna-Geantiklinale wird zur komplizierten Margnadecke, die Err-Breccien-Geantiklinale entwickelt sich zur Err-Breccien-, die Bernina-Klippen-Geantiklinale zur Bernina-Klippendecke, und endlich die Campo-Geantiklinale zur Campodecke. Einzig die grosse Wölbung zwischen Mezsaun- und Sassalboecken scheint von dieser Regel eine Ausnahme zu machen. Ihrer relativen Lage nach kann sie aber der Embryo der Languardteildecke sein, der ursprünglich seine neritischen Sedimente in den südlichsten Partien der Mezsaun-Geosynklinale absetzte, bei der tertiären Faltung dann aber dieselben überwalzte und schliesslich unter Lösung des primären Zusammenhanges weit nördlich über dieselben hinausgeschoben wurde, so dass jetzt die Sedimente, die einst an der Languard-Geantiklinale abgelagert wurden, z. T. tief unter und weit hinter der heutigen Deckenstirn liegen. So lässt sich auch das Vorkommen der neritischen Sedimente am Sassalbo verstehen, die ganz analog von dem einst südlich davon gelegenen Embryo der Campodecke abgeleitet werden können, von der sie heute weit überholt sind, und die gleiche Herleitung gilt für die Kreidebreccien des Piz Nair von der südlich anschliessenden Bernina-Geantiklinale. Auf solche Weise lässt sich also auch die Geantiklinale zwischen Mezsaun- und Sassalboecken als Embryo einer späteren Decke, der Languarddecke, auffassen.

Die Tambo-Surettadecke endlich kann als tertiäre Auslösung der einstigen Tambo-Suretta-Geantiklinale angesprochen werden. Dieselbe ist zwar schon nach der Triaszeit in der Entwicklung stark zurückgeblieben; sie lässt sich in späteren Zeiten lange nicht mehr in ihrer mächtigen triadischen Entfaltung erkennen. Dieser Rückstand in der Entwicklung der embryonalen Anlagen macht sich auch bei der Hauptausbildung der Decke zur Zeit der tertiären Alpenfaltung noch geltend. Die Tambo-Surettadecke entwickelt sich später als die andern penninischen Decken, sie ist die jüngste derselben. Sie ist jünger als die Adula, deren obere Teildecken wohl ihrem Vorschub zu verdanken sind, und sie ist auch jünger als die hangende Margnadecke, deren vordersten abgescherten Stirnteile sie in Form der untern Schamserdecken deutlich einwickelt. Wir beobachten also hier dasselbe Phänomen der tertiären Verspätung infolge schlechterer schwächerer embryonaler Anlage wie im Wallis in der Monte Rosadecke. Da wir diese letztere als das tektonische Äquivalent der Tambo-Surettadecke kennen und nun auch wissen, dass diese Decken dem gleichen Sedimentationsraum, der mittelpenninischen oder piemontesischen Geosynklinale entstammen, so

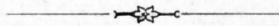
können wir in dieser verspäteten Entwicklung der Tambo-Surettadecke nur wieder eine neue Bestätigung der Befunde von Argand im Wallis sehen.

Ähnliche Beziehungen zwischen mesozoischer und tertiärer Tektonik finden wir wieder im ostalpinen Gebiet. Wir haben weiter oben gesehen, dass die untersten ostalpinen Decken, Err und Bernina, sich als erste auf das penninische Vorland überschoben. Die Ausbildung der Campodecke, welche die beiden unteren auswalzte, entspricht erst einer zweiten Phase der ostalpinen Deckenbewegung, die Campodecke ist jünger als Err- und Berninadecke. Diese Verzögerung gegenüber den untersten ostalpinen Decken findet sich nun ebenfalls schon in den embryonalen Anlagen dieser tektonischen Elemente zur Triaszeit. Die Err- und Bernina-Geantiklinalen waren schon damals viel stärker ausgeprägt als die der Campostirn. Das zeigt die durchwegs lückenhafte schwächliche Triasentwicklung der Brecciendecke, des Falknis und der nördlichen Klippendecke gegenüber der enormen Mächtigkeit der Dolomitentrias des Unterengadins und der Aelakette zur Genüge. Die Campo-Geantiklinale akzentuierte sich erst ganz zu oberst in der Trias, im Rhät, also bedeutend später als die beiden nördlichen Geantiklinalen, Err und Bernina, die schon in der mittleren Trias deutlich als solche bestanden. Auf diese Weise lässt sich also auch die Reihenfolge in der Ausbildung der ostalpinen Decken als natürliche Folge von früheren Vorgängen ohne weiteres verstehen, und wir können in dieser zwanglosen Übereinstimmung der Tatsachen von neuem einen schönen Beweis für die Fruchtbarkeit der Argandschen Ideen erblicken.

Die Geantiklinalen **sind** die **Embryonen** der Decken. Dies ist heute eine unbestreitbare Tatsache. *Argand* hat als erster in bahnbrechender Weise das schwierige Problem der Embryotektonik in Angriff genommen und in glänzender Weise gelöst. Die Zweifler an jener grossartigen Synthese mögen kommen und sehen, auf welch einfache ungezwungene Weise sich die Verhältnisse in Graubünden denen des Wallis anschliessen, und angesichts der wunderbaren Regelmässigkeit des Phänomens werden auch sie sich überzeugen, dass nichts natürlicher ist als die Lösung, die uns *Argand* vorgeschlagen hat.

Die Alpenfaltung ist nicht ein einmaliger Akt, sondern ein gewaltiges Geschehen, dessen Anfänge und Ursprünge weit zurück bis ins oberste Paläozoikum reichen.

Das lehrt uns heute die Verteilung der Facies, im Wallis einerseits, in Bünden anderseits.



Facielle Einheit		Helvetische Geantiklinale										Nordpenninische Geosynklinale (Geosynclinal Valaisan)			Adula-Geantiklinale (Brigancinasse)		Mittelpenninische Geosynklinale (Geosynclinal piémontais)					Magna-Geantiklinale (Doln)	Südpenninische Geosynklinale (Canavese)	Err-Breccien-Geantiklinale (im Lias bis Val Salver)		Agnelli-Salver-Geosynklinale		Bernina-Klippeng-Geantiklinale															Mezzan-Geosynklinale			Alv-Languard-Geantiklinale	Sassalbo-Geosynklinale			Campo-Lischana-Geantiklinale	Quaternals-Geosynklinale		Bajuarische Geosynklinale			Facielle Einheit																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
		= Abgrenzung gegen die penninische Geosynklinale bis zur Basis des Lias															= Abgrenzung gegen dieselbe vom mittleren Jura an																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Tektonische Einheit		Autochthone Region, Aarmassiv										Helvetische Decken (z. T. nach Arn. Heim)			G o t t h a r d m a s s i v			Nordessiner Gneisdecken			A d u l a d e c k e		T a m b o - S u r e t t a - G . A . i m L i a s					M a g n a d e c k e	S ü d p e n n i n e	E r r - B r e c c i e n		A g n e l l i - S a l v e r		B e r n i n a - K l i p p e n - G e a n t i k l i n a l e															M e z z a n - G e o s y n k l i n a l e			A l v - L a n g u a r d - G e a n t i k l i n a l e	M u r t r o l b e c k e n			G e s s i - G . A .			P u s c h l a v e r b e c k e n	C a m p o d e c k e		„Nappe rhétique“		S i l v r e t t a d e c k e			D i n a r i d e n		T e k t o n i s c h e E i n h e i t																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Lokalität		Rouslet u. Windgale (n. W. Staub)										Töli-Bifertengruppe (n. Alb. Heim, Eicher, Keller)		Yätis (n. Tolwinsky, Blumental)		Walensegebiet (n. Arn. Heim)		Alier (n. Arn. Heim und J. Oberholzer)		Urseren-Tavetschzone (n. Nigeli, W. Staub)		Südlicher Fläschberg (Préalpes infér.) (n. Trümpy)		Lugnetz (n. Nigeli)		Pass Dierut (n. Nigeli)		Scopi, Piola (n. Nigeli, Bolat)		Piara-Rodi (n. Krieger)		Passo Cadonighino (n. Freiwiler)		Stirpartie (n. Freiwiler)		Piz Alpettas-Piz Aul Vals-Vallenberg		San Bernardino		Misoix		Algaletta (bei Castione)		Arenual-Spüngen Spüngen-Soglio		Spüngen-Inner Ferrera		Avers-Madris		Bergell (Duan) (n. Theobald, Staub)		Castione (n. Staub)		Breccia-Decke (n. Zindel, Cornelius, Staub)		Falknis (n. Trümpy)		Julierpass (n. Cornelius)		Val Salver (n. Cornelius)		Wurzel im Malenco (n. Cornelius, Staub)		Sulfluh (n. Scudlitz, Trümpy)		Mythen (n. Tobler)		Rötspitz (Gislahorn) (n. Hugi, Lischhammer)		Arsajoux-Charney (n. Howitz)		Les Brasses (Chablais) (n. Chols)		Boocher-u-Stanshorn (n. Tobler, Trauth)		Montreux-Dent de Lys (n. Favre, Schardt)		Arvigrat-Musenalp (n. Tobler, Trauth)		Villeneuve-Arzel (n. Jeannet)		Grande Eau (n. Jeannet)		Simmental-Dentigall (n. Rabinowitsch)		Südliche Gwilerstöcke (n. Trügl, Mühannet)		Iberg (n. Quaron, Jeannet)		Piz Mezzan (n. Zoppfritz)		Piz Podella (n. Conzatti)		Piz Alv (n. Spitz, Staub, Jeannet)		Murtrol (n. Zoppfritz)		Gross-Alvie (n. Spitz)		Sassalbo (n. Spitz, Staub)		Lischanaregion (n. Spitz u. Dyhrnfarth)		Quaternals-Val Trupchum (n. Spitz, Dyhrnfarth)		Nairvaux, Gueyras Simmenthal (n. Jeannet u. Rabinowitsch)		Lemschornette (n. Spitz u. Dyhrnfarth)		Alligau (nappe de Bavière) (n. Rober)		Genesero und Arzo (n. Frauenfelder)		Lokalität																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
Obere		Senonien s. l.										—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—</	

Versuch zu einer Übersicht der Faltungsphasen in Graubünden

im Penninikum

von Rudolf Staub 1917

im Ostalpinen

Tabelle II.

Zeit	Wirkung	Vorgang	Phasen		Vorgang	Wirkung
Obere Kreide bis Eocän	Starke Akzentuierung der Margna-G. A.: (Transgression des Flysches auf Lias im Schams und Prättigau)			I. Ostalpine Vorphase	Starke Nordbewegung der südlichen, indoafrikanischen Scholle gegen die Vortiefe der alpinen Meere; Anschub und teilweise starke Überschiebung der oberostalpinen Decken auf Campo-Vorland. Anlage des ostalpinen Deckenbogens. In Graubünden Schub SE—NW (siehe Textfig. 2). Langsames Fortschreiten dieses Vorganges und Steigerung des Druckes; schliesslich Überschiebung des gesamten ostalpinen Landes in corpore auf das penninische Vorland; dabei natürlich längs der grössten ausgeprägtesten Diskontinuitätsfläche die Hauptschubfläche zwischen Penninikum und Errdecke, also	Stärkerer Druck auf unterostalpinen Vorland: weitere Akzentuierung von dessen einzelnen Geantiklinalen. (Neritische Kreide von Falknis, Saluver, Sulzfluh, Salsalbo und „nappe rhétique“ der Préalpes.)
Miozän	Ophiolithintrusionen	Schuppung im penninischen Vorland	Früh-penninische Phase	II. Unterostalpine Hauptphase 1. Errphase.	Hauptüberschiebung der Errdecke auf penninisches Vorland Stauung der Errdecke an der vorliegenden Margna-G. A., daher Auslösung der Spannung im Rücken der Errdecke durch die	Abscherung der Errsedimente; z.B. Saluverkreide und Flysch unter der Berninastirn weit nach Nordengeschleppt
		Erste Stadien der Margnadecke		2. Berninaphase.	Hauptüberschiebung der Berninadecke auf die Errdecke. Stauung der Bernina- an den vorderen Teilen der Errdecke, daher Auslösung der Spannung auf deren Rücken durch die	
		Enormer Druck auf das ganze Penninikum, daher zunächst Ausbildung der Margnadecke. Die durchgreifende Nordbewegung pflanzt sich allmählich bis zum Gotthard fort, vor dessen alten hercynisch versteiften Massen Stauung, und daher Erste Stadien der Adula-Tessinerdecken.		2 a. Languardphase.	Bildung der Languarddecke. →	Auswälzung des Altvorges. Überschiebung von südlicheren Berninasedimenten auf nördlichere. (Traisfluorsschuppen)
	Abschürfung der Radiolarite etc. und Ophiolithe von ihrem normalen Substrat, weitere Komplikationen in der Schuppenzone. Die harten Ophiolithe wirken daher mechanisch wie kristalline Deckenkerne und verschleppen grosse Teile der darunterliegenden Margnaschuppenzone und Teile von deren Stirn bis weit über die normale Margnastirn hinaus, so entstehen die „Schamserdecken“. Weiterer Vorschub von Schamser- und Oberhalbsteinerdecken.	Ausquetschung der Margnadecke Häufung des abgeschürften Materials im Norden (Oberhalbstein etc.) Nochmaliger kräftiger Stoss der kristallinen Margnadecke. Anfänge der Tambo-Surettadecke. Weitere Ausbildung der Adula-Tessinerdecken	(Margna und Adula)	3. Campophase.	Ausbildung der Campodecke. → 3a. Campo-, Languard- und Berninadecken rücken zusammen weiter über die Errdecke vor und bewirken endlich → Die Berninastirn reicht nun mit einzelnen unterliegenden Errsedimenten (Saluverkreide etc.) bis über den zurückgebliebenen Stumpf der Errdecke hinaus und liegt direkt auf Penninikum.	Auswälzung der Languardstirn, Häufung von deren Sedimenten an der Berninastirn. → Abscherung der primären Errstirn von der Errdecke, selbständige Verfrachtung derselben auf Margnaflysch
Pliozän	1. Abscherung von Suretta-Mesozoikum und Lagerung desselben auf die bis über den Gotthard hinweggebreiteten Sedimente der Adula-Tessinerdecken. 2. Vorstoss der jüngsten Sedimente der Margnadecke (Flysch) bis ins Prättigau. 3. Überschiebung der penninischen Bündnerschiefer- und Flyschmassen überhaupt auf das Helvetikum (Wildflyschüberschiebung). 4. Erste Anfänge der helvetischen Decken.	Gemeinsame Wanderung aller Decken nach Norden, von der Silvretta bis zum Molare.	IV. Spät-penninische Phase (Tambo-Suretta) inkl. Helvetische Phase	III. Oberostalpine Hauptphase: Silvrettaphase	Hauptüberschiebung der Silvrettadecke. 1. Weiterbewegung zusammen mit den unterostalpinen Decken. Zusammen mit Campodecke enormer Druck auf Berninastirn und schliesslich → 2. Die Campodecke rückt nun auf der Unterlage der fortgeschobenen Berninastirn vor, also auf den von derselben einst abgesicherten Errsedimenten und den Schiefern und Ophiolithen der Margnadecke. 3. Die Silvrettadecke rückt weiter höchst energisch vor, viel rascher als die unterliegende Campodecke, daher →	Abscherung der Berninastirn + den daraufliegenden Resten der Languarddecke, selbständige passive Verfrachtung derselben nach Norden, auf Flysch des Penninikums und Falknisdecke → → Abscherung und Verfrachtung der Err-Saluverkreide, → → Abscherung grösserer penninischer Massen → Verfrachtung und Überschiebung derselben auf Sulzfluhdecke und Quetschzonen des Rhätikon → Auswälzung der Campodecke, z. T. Abtrennung von deren Stirnteilen und Verfrachtung derselben auf die Quetschzonen von Arosa und des Rhätikons
	a. Weiterer Vorschub der Aduladecke. ← β. Bildung der oberen Adulalappen und -schuppen. Einwicklung der oberen Adulaschuppen durch die Adula. Ausbildung der grösseren helvetischen Decken. Wildflyscheinwicklung. Abscherung der helvetischen Wurzeln durch das Penninikum und Gotthardmassiv.	1. Energischer Vorstoss der Tambo-Surettadecke. Damit Wanderung des ganzen Komplexes nach Norden. a. Stoss auf die liegende Aduladecke. b. Einwicklung der Schamserdecken. c. Starker Druck gegen Norden und damit 2. Vorstoss der Tessinerdecken a. Druck auf das Gotthardmassiv b. Überschiebung desselben (Somvix) c. Aufwölbung des Aarmassivs und Prättigaus 1. Zusammenschub des Falknis 2. Einwicklung der Silvretta in den Triesenflysch (Vaduz) d. Überschiebung der helvetischen Decken auf die Nagelfluh.		IV a. Unterostalpine Schlussphase (Einwicklungsphase)	Starke Bewegungen in der südlichen Surettadecke im Malenco. → Übertragung derselben auf die hangenden unterostalpinen Decken; deshalb Vorstoss der unterostalpinen Decken in corpore unter der Last der oberostalpinen, deshalb Stauungen und Einwicklungen. →	Verfaltungen von Ostalpin und Penninikum am Passo d'Uer und im Malenco. 1. Einwicklung der Silvretta- unter und in die Campodecke: Albulatal, Unterengadin. 2. Einwicklungen der Campo- und Languarddecke durch die Err- und Bernina-Deckenstümpfe: Preda, Albula, Zuoz, Murtiröl. 3. Stauung der Berninadecke unter den hangenden Massen: Querfaltungen am Salsalbo und Berninapass. 4. Einwicklungen der Errdecke in die penninischen Schiefer, oder Rückfaltungen derselben: Roccabella, Chastelets. 5. Einwicklung der Acla-Campodecke durch die penninischen Schiefer: Motta Palousa, Albulatal.
Quartär			V. Früh-Insubrische Phase. Adriatische Senkung, Steilstellung der Wurzeln. Intrusion der jungen Granite und Tonalite (Forno-Albigna-Bondasca, Adamello). Junge Injektionen im Tessin, Bergell und Veltlin. Abdeckung und Erosion der Alpen: Bildung der Südnagelfluh.			
			VI. Spät-Insubrische Phase Definitive Aufwölbung der Alpen, Unterschiebung der Wurzeln. Mylonitisierung der jungen Eruptiva. Aufrichtung der Südmolasse.			

Schematisches Sammelprofil

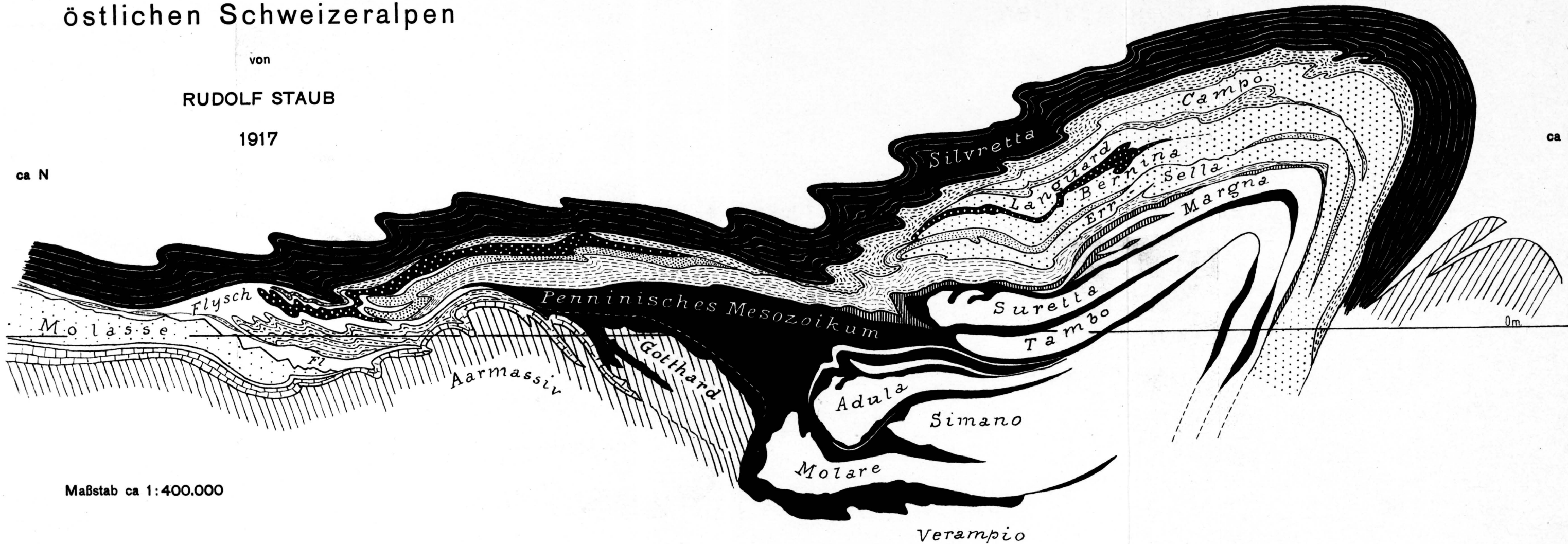
durch die

östlichen Schweizeralpen

von

RUDOLF STAUB

1917



Maßstab ca 1:400.000

- Autochthone Zentralmassive (Aar-Gotthard)
- Autochthones Mesozoikum
- Flysch
- Molasse

- Helvetische Decken
- Kristalline Kerne der penninischen Decken (Molare- bis Margna)
- Penninisches Mesozoikum und Tertiär zwischen Gotthard und Surettawurzel
- Mesozoikum und Tertiär der Margnadecke. Schuppenregion (Schamserdecken, Canavese, etc.)






- Kristalline Kerne (Sella bis Campo)
- Sedimente:
 - Err-Sella-Decke (Agnelli, Falknis, Chablais-Hornfluh-Breccie)
 - Bernina-Decke (Alv, Sulzfluh, Klippen-Decke)
 - Languard- und Campo-Decke (Sassalbo, Lischanna, Nappe rhétique des Préalpes)
- Unterostalpine Decken

- Silvretta-Decke
- Dinariden

Die tertiären Granitmassive sind absichtlich weggelassen.

Entwicklung der ostalpinen und préalpinen Decken von

Rudolf Staub, 1917

-  Silvretta (S)
-  Campo-Languardsedimente
-  Bernina-Klippensedimente
-  Err-Brecciensedimente
-  Kristallin der unterostalpinen Decken

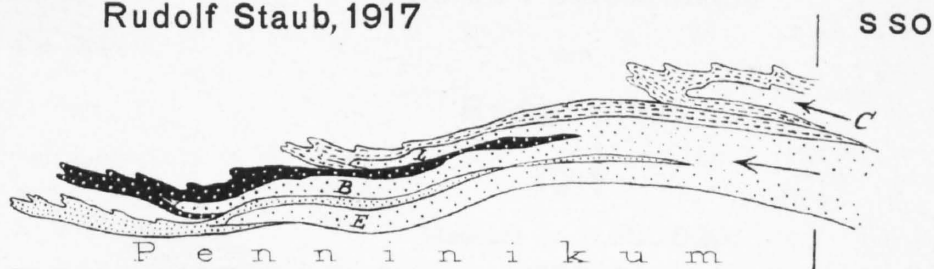


Fig. 1.— Erste unterostalpine Phase: Err-Bernina-Languard-Phase

O. o. D. = Oberostalpine Decken

U. o. D. = Unterostalpine Decken

C = Campodecke

L = Languarddecke

B = Berninadecke

E = Errdecke

S = Selladecke

F = Falknis

Su = Sulzfluh

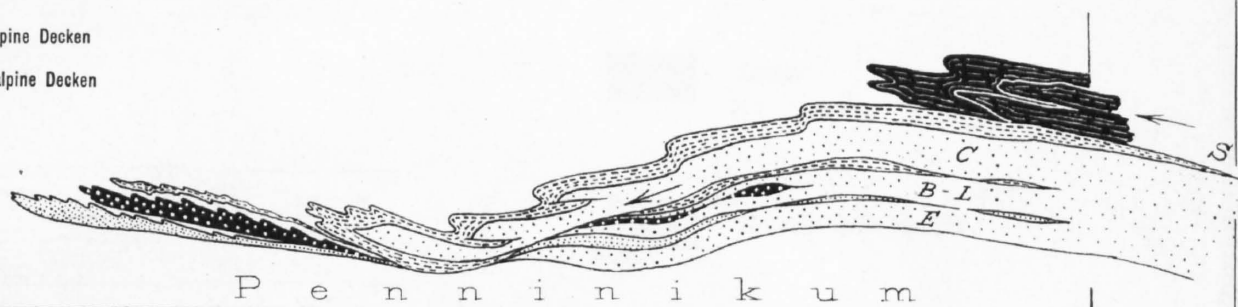


Fig. 2.— Zweite unterostalpine Phase: Campophase (Erste Phase der Auswälgungen)

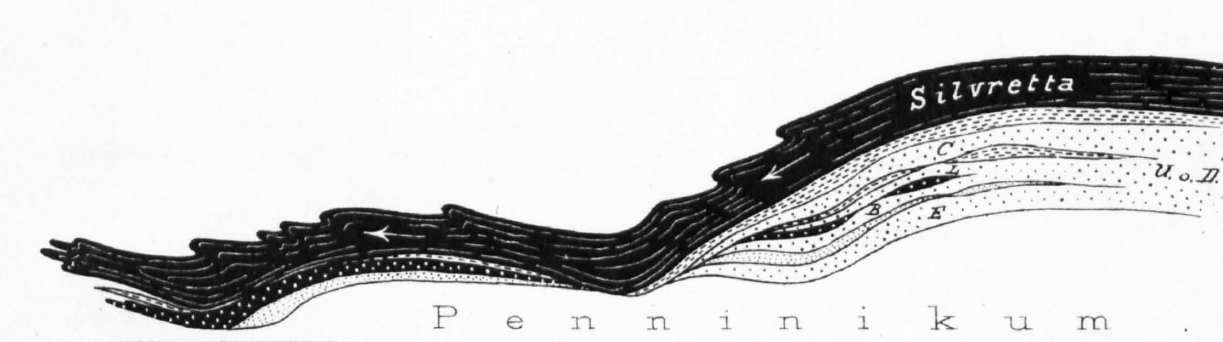
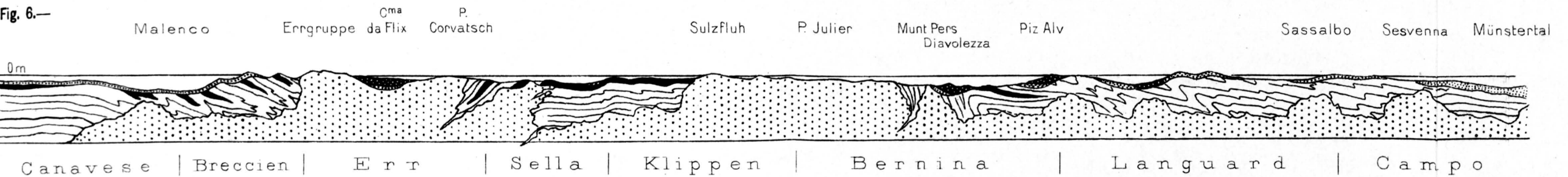
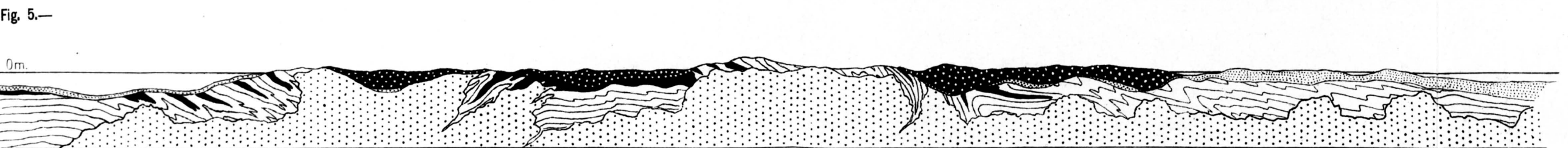
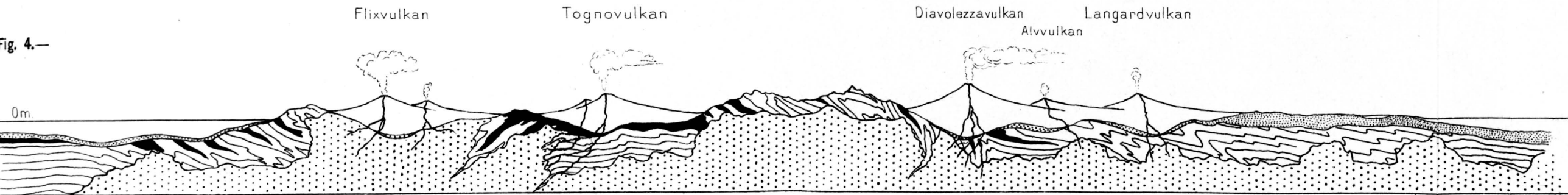
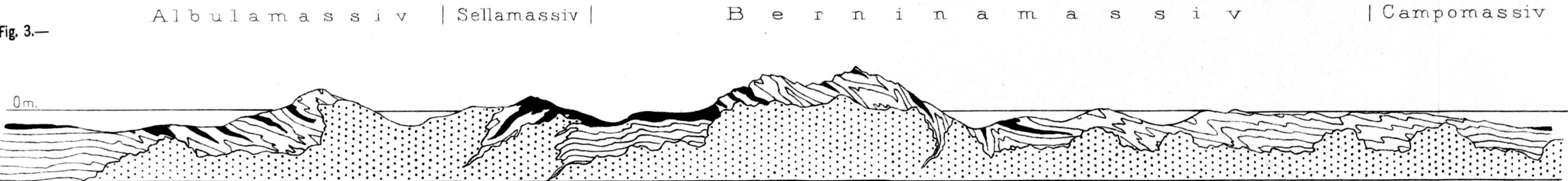
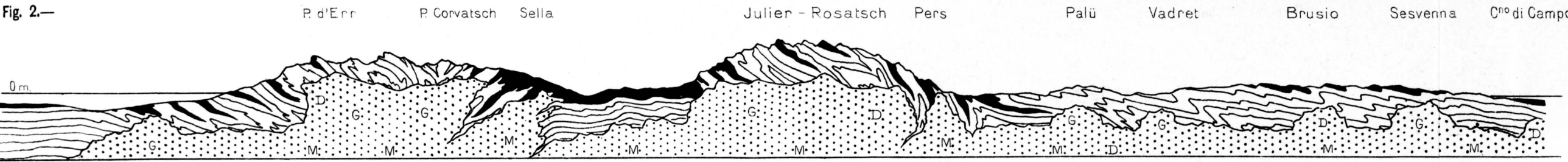
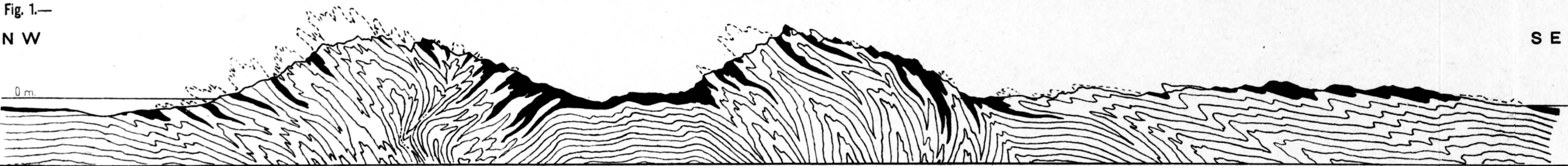


Fig. 3.— Oberostalpine Phase: Silvrettaphase (Zweite Phase der Auswälgungen)



Fig. 4.— Dritte unterostalpine Phase (= penninische Hauptphase). Phase der Einwicklungen (Engadin, Mittelbünden, Prättigau)



Entwicklung
der
unterostalpinen Region im
oberen Palaeozoikum

von
Rudolf Staub

1917

Maßstab ca 1: 600.000
(etwas verkürzt)

Vorcarbonische Kristalline Schiefer

Carbon

Obercarbonische Intrusiva

Perm: a) Laven und Tuffe
b) Sedimente

M = Monzonite s.l. (Banatite, Monzonite, Essexite etc.)

G = Granite, Syenite

D = Diorite und Gabbros

Fig. 1.— Ende-Mittelcarbon

Fig. 2.— Oberes Carbon (mit primärer Tiefmag-
matischer Differenziation der Intrusiva)

Fig. 3.— Unteres Perm

Fig. 4.— Mittleres Perm

Fig. 5.— Oberes Perm

Fig. 6.— Untere Trias

N. B. Diese Profile sind nur als Schema aufzufassen, da genaue Masse
zur Zeit nicht zur Verfügung stehen.

Faciesverteilung und Embryotektonik der penninischen und unterostalpinen Gebiete

von
Rudolf Staub 1917.
Maßstab ca 1 : 600,000 (etwas verkürzt)

Beiträge zur Geologie der Schweiz. N. F., Lieferung XLVI, 3. Abteilung, 1917

Taf. IV

Fig. 1.— Mittlere u. obere Trias

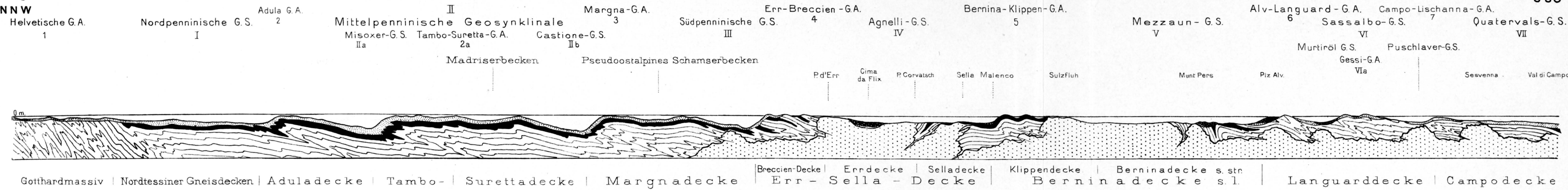


Fig. 2.— Lias

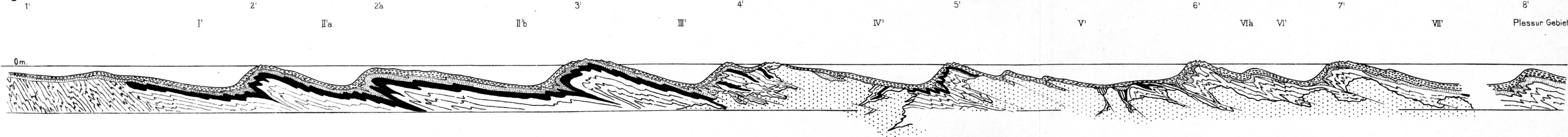
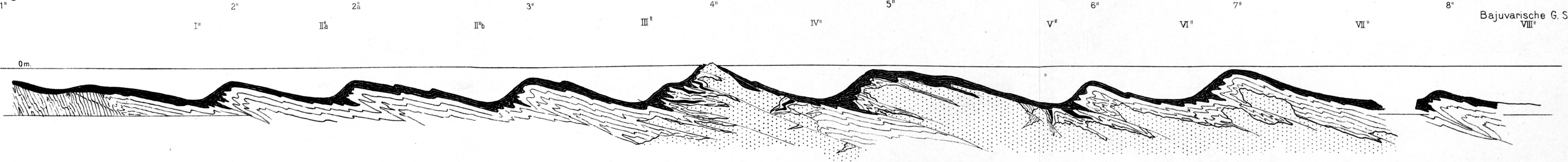


Fig. 3.— Malm



Legend for the geological cross-sections:

- Vorcarbonische kristalline Schiefer (in Fig. 3 auch penninisches Carbon)
- Carbon i. a.
- Ostalpine Intrusiva
- Perm (in Fig. 1. u. 2) mit Tuffen u. Laven (Fig. 1)
- Trias (in Fig. 2)
- Mesozoikum + Perm + Konkordantes ostalpinen Carbon (in Fig. 3)