

## BEITRÄGE

zur

### Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der  
Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft  
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 57. Lieferung  
III. Abteilung

Des ganzen Werkes 87. Lieferung

## MATÉRIAUX

pour la

### Carte géologique de la Suisse

publiés par la  
Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles  
subventionnés par la Confédération

Nouvelle série, 57<sup>e</sup> livraison  
III<sup>e</sup> partie

87<sup>e</sup> livraison de la collection entière

# Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe (Berner Oberland)

Mit 21 Figuren, wovon 5 farbige

Von

**Wilhelm Scabell**

(Ausgegeben im März 1926)

BERN

In Kommission bei A. Francke A.-G.

1926

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE

En commission chez A. Francke S. A.

1926

Imprimé par Stämpfli & Cie.

## Vorwort der Geologischen Kommission.

Am 22. März 1924 legte Herr *Wilhelm Scabell* der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Untersuchungen in der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe vor. Die Arbeit wurde zur Veröffentlichung in den «Beiträgen» angenommen, musste aber aus Mangel an Mitteln einstweilen zurückgestellt werden. Eine hochherzige Spende, die uns Herr Direktor Dr. *Jos. Erb* im Haag zur Verfügung stellte, um die rasche Publikation fertiger Arbeiten im Interesse der Autoren und der Wissenschaft zu fördern, ermöglicht uns jetzt den Druck.

Die gesammelten Belegstücke, Schliffe usw. befinden sich in der geologischen Sammlung der Universität Bern.

Für den Inhalt von Text und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Februar 1926.

Für die Geologische Kommission,

*Der Präsident:*

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

*Der Sekretär:*

Dr. **Aug. Aeppli**.

## Vorwort.

Den Anstoss zu den geologischen Untersuchungen, deren Beschreibung die vorliegende Arbeit bildet, erhielt ich im Frühjahr 1920 durch Herrn Prof. P. Arbenz. Die Feldaufnahmen selber erstreckten sich auf die Sommermonate der Jahre 1920 und 1921.

Herrn Prof. Arbenz bin ich in hohem Masse zu Dank verpflichtet, er leitete mich an und stand mir mit Rat und Tat sowohl bei den praktischen Untersuchungen wie bei der schriftlichen Festlegung des folgenden zur Seite. Auch den Bergkameraden, die mir die Begehung so mancher Stelle ermöglichten, die dem Alleingänger verschlossen geblieben wären, sage ich meinen Dank für ihre Hilfsbereitschaft.

Die mir gestellte Aufgabe bestand darin, den genauen Verlauf der parautochthonen Schuppen, wie sie Franz Müller (66) in den Engelhörnern und schon früher Arbenz (51, 59) im Gental und am Titlis untersucht und aufgedeckt hatten, auch nach W, d. h. für das Stück Rosenlauri-Grindelwald, zu verfolgen. Die Bearbeitung dieses Verbindungsstückes war darum wünschenswert, weil die entsprechende tektonische Zone westlich der Kleinen Scheidegg durch die Arbeiten von Helgers (44 b, 81 a), Gerber (44 a, 81 a), Trösch (45 a, 81 a) und Seeber (53), durch Buxtorf und Truninger (48), ferner durch Adrian (60) und Stauffer (70), dann neuerdings, speziell am Schwarzmönch, durch Collet (67, 71, 72), Buxtorf (72) und Paréjas (67), ganz besonders aber durch J. Krebs (69) gut bekannt und gründlich beschrieben worden ist. Es mag schon hier hervorgehoben sein, dass im W (Balmhorn, Doldenhorn, Blümlisalp, Gspaltenhorn usw.) die mächtige Doldenhorn-Moreles-Decke die Funktionen der parautochthonen Schuppen zwischen dem Schwarzmönch (Jungfrau) und dem Titlis übernimmt.

Diese anfängliche Aufgabe musste bald erweitert werden, denn bei der Untersuchung des Parautochthonen entstand naturgemäss die Frage, in welchem Verhältnis dieses zum Autochthonen stehe. Es galt festzustellen, ob die parautochthonen Schuppen an die Schuppungen im autochthonen Kristallin anzuschliessen sind, oder ob erstere eine südlichere Herkunft besitzen. Hierdurch wurde eine genauere Untersuchung des Autochthonen nötig, die hauptsächlich in der Aufsuchung und Parallelisierung der einzelnen Kristallinschuppen mit den begleitenden, eingeklemmten Resten von Mesozoikum in der Wetterhorngruppe und im Klein-Schreckhorn-Mettenberg-Kamm bestand.

Da sich das Untersuchungsgebiet zum grossen Teile im Hochgebirge befindet, war die geologische Bearbeitung bedeutend erschwert. Als Unterlage für die Kartierung wurde die «Exkursionskarte von Grindelwald und Umgebung» gewählt (1 : 25,000, erschienen bei Kümmerly und Frey, Bern), soweit sie das Gebiet darstellt. Sie enthält mehr Ortsangaben als das Siegfriedblatt, auch ist die Felsumgrenzung genauer. Ich wurde bei der Kartierung der steilen N-Hänge des Wetterhorns stellenweise genötigt, die Schuttgrenze ein wenig herabzudrücken, um in der Horizontalprojektion der steilen Hänge Platz für eine eingehende geologische Kolorierung zu gewinnen.

Es ist möglich, dass mir bei der Untersuchung des Wetterhornkammes (Wetterhorn-Rosenegg), der Wellhorngruppe und des Grates Klein Schreckhorn-Mettenberg das eine oder andere entgangen ist. Man ist im höheren Gebirge zu sehr von der Witterung, den Unterkunftsverhältnissen und der Schneebedeckung abhängig, als dass man alle Feinheiten des geologischen Aufbaues erfassen könnte. Immerhin hoffe ich, dass meine Arbeit trotzdem ein einigermaßen geschlossenes Ganzes bilde.

Bern, im Januar 1922.

W. Scabell.



# Literaturverzeichnis.

## A. Spezielle Literatur.

1. 1716. **J. J. Scheuchzer.** Naturhistorie des Schweizerlandes, 1. Teil (Orographia). Zürich.
2. 1718. **J. J. Scheuchzer.** Beschreibung der Luftgeschichten, Steinen, Metallen und anderer Mineralien des Schweizerlandes. Zürich.
3. 1775. **G. S. Gruner.** Naturgeschichte Helvetiens in der alten Welt und Anzeige der schweizerischen Mineralien. *Beitr. z. Natgesch. d. Schweizerlandes.* Bern.
4. 1783. **J. S. Wytttenbach.** Reisen durch die merkwürdigsten Alpen des Schweizerlandes (Lauterbrunnental). Bern.
5. 1796. **H. B. de Saussure.** Voyage dans les Alpes. 4 Bände. Neuchâtel 1779—1796.
6. 1830. **Fr. Jos. Hugi.** Naturhistorische Alpenreise. Solothurn.
7. 1832. **B. Studer.** Notice sur les Alpes Bernoises. *Bull. soc. géol. France.*
8. 1834. **B. Studer.** Geologie der westlichen Schweizeralpen. Heidelberg und Leipzig.
9. 1839. **A. Escher v. d. Linth.** Erläuterungen der Ansichten einiger Contact-Verhältnisse zwischen krystalischen Feldspathgesteinen und Kalk im Berner Oberlande. *Neue Denkschr.* Bd. 3.
10. 1841. **L. Agassiz.** Untersuchungen über die Gletscher. Solothurn.
11. 1843. **F. J. Hugi.** Die Gletscher und erratischen Blöcke. Solothurn.
12. 1844. **B. Studer.** Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. Bern.
13. 1846. **B. Studer.** Lettre à Martins sur les Coins calcaires intercalés dans le Gneis des hautes Alpes bernoises. *Bull. soc. géol. France.* 1846/47.
14. 1852. **J. J. Hottinger.** H. C. Escher v. d. Linth. Zürich.
15. 1853. **B. Studer.** Geologie der Schweiz. 2 Bände. Bern und Zürich 1851/1853.
16. 1859. **B. Studer.** Zur Kenntnis der Kalkgebirge von Lauterbrunnen und Grindelwald. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
17. 1866. **E. v. Fellenberg.** Notiz über den alten Marmorbruch von Grindelwald. *Jahrb. S. A. C.*
18. 1866. **B. Studer.** Zur Geologie der Berneralpen. *Neues Jahrb. f. Mineralogie etc.*
19. 1868. **E. v. Fellenberg.** Notizen über den alten Marmorbruch von Grindelwald. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
20. 1872. **F. J. Kaufmann.** Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz,* 11.
21. 1872. **B. Studer.** Gneis und Granit der Alpen. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*
22. 1873. **O. Heer.** Arnold Escher v. d. Linth. Zürich.
23. 1873. **Ch. Lory.** Note sur quelques faits de la structure des massifs centraux des Alpes. *Bull. soc. géol. France.*
24. 1874. **B. Studer.** Geologisches vom Aargletscher. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
25. 1875. **H. Dübi.** Das Schmadrijoch. *Jahrb. S. A. C.* 1875/76.
26. 1877. **A. Baltzer.** Über die Marmorlager am Nordrand des Finsteraarhornmassivs. *Neues Jahrb. f. Mineralogie etc.*
27. 1877. **A. Baltzer.** Über ein eigenthümliches Lagerungsverhältnis an der Gränze von Gneiss und Kalk am Nordrand des Finsteraarhornmassivs. *Neues Jahrb. f. Mineralogie etc.*
28. 1878. **A. Baltzer.** Über die Marmorvorkommnisse an der Nordgrenze der Centralmasse des Finsteraarhorns. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*
29. 1878. **A. Baltzer.** Geologische Skizze des Wetterhorns im Berner Oberland. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*
30. 1878. **A. Baltzer.** Über die Frage, ob der Granit-Gneiss der nördlichen Gränzregion eruptiv sei oder nicht, und über damit zusammenhängende Probleme. *Neues Jahrb. f. Mineralogie etc.*
31. 1878. **Alb. Heim.** Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die Monographie der Tödi-Windgällengruppe. Basel.

32. 1880. **E. v. Fellenberg.** Die Kalkkeile am Nord- und Südrande des westlichen Teiles des Finsteraarhornmassivs. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
33. 1880. **A. Baltzer.** Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner Oberland (mit Atlas). *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 20.
34. 1880. **H. Dübi.** Erlebnisse und Erfahrungen in den Berner- und Walliserbergen. *Jahrb. S. A. C.* 1880/81.
35. 1893. **E. v. Fellenberg.** Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 21.
36. 1894. **C. Moesch.** Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss und Kiental. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 24, 3.
37. 1894. **C. Moesch.** Geologischer Führer durch die Alpen, Pässe und Täler der Zentralschweiz. Zürich.
38. 1894. **E. Renevier** und **H. Golliez.** Voyage géologique au travers des Alpes centrales et occidentales de la Suisse de Zurich à Lugano. *Livret-guide géologique, Congr. géol. internat.*
39. 1895. **R. Zeller.** Ein geologisches Querprofil durch die Zentralalpen. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
40. 1897. **A. Baltzer.** Bemerkungen zu den Berner-Oberland-Profilen des Herrn Prof. H. Golliez im Livret-guide géol. de la Suisse 1894. *Compte rendu de la 6<sup>e</sup> sess. Zurich 1894, du Congrès géol. internat.*, p. 466 à 468. Lausanne.
41. 1897. **M. Bertrand** et **H. Golliez.** Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. *Bull. soc. géol. France*, 3<sup>e</sup> série, 25.
42. 1897. **A. Tobler.** Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. *Verh. natf. Ges. Basel*, 12.
43. 1898. **A. Baltzer.** Studien am unteren Grindelwaldgletscher. *Denkschr. d. schweiz. natf. Ges.*, 33.
44. 1903. **A. Baltzer.** Zur Kenntnis der bunten Marmorbreccie von Grindelwald. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
- 44 a. 1905. **E. Gerber.** Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaler Alpen. *Neue Denkschr. d. schweiz. natf. Ges.*, Bd. 40, p. 19—88.
- 44 b. 1905. **E. Helgers.** Beiträge zur Geologie der westlichen Gehänge des Lauterbrunnentales. *Diss. Bern.*
45. 1907. **E. Gerber.** Über das Vorkommen von Rhät in den Zwischenbildungen des Lauterbrunnentales. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
- 45 a. 1907. **A. Trösch.** Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaler Alpen (Blümlisalpgruppe). *Diss. Bern.*
46. 1908. **Arn. Heim.** Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen. *Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges.*, 35.
47. 1909. **P. Arbenz.** Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F., 24.
48. 1909. **A. Buxtorf** und **E. Truninger.** Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. *Natf. Ges. Basel*, 20, 2.
49. 1909. **M. Lugeon.** Sur les relations tectoniques des préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets. *C. R. Ac. d. sc. Paris*.
50. 1910. **Arn. Heim.** Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eozäns am Kistenpass. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F., 24.
- 50 a. 1910. **Arn. Heim.** Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F., 20.
51. 1911. **P. Arbenz.** Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. *Verh. d. schweiz. natf. Ges.*
52. 1911. **Arn. Heim.** Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F., 31, 3.
53. 1911. **H. Seeber.** Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe (westlicher Teil) und der Männlichengruppe. *Diss. Bern.*
54. 1912. **J. Boussac.** Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. p. serv. expl. carte géol. France*.
55. 1912. **W. A. Keller.** Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F., 42.
56. 1912. **P. van der Ploeg.** Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. *Ecl. géol. helv.*, 12.
57. 1913. **P. Arbenz.** Über den vermeintlichen Lias von Innertkirchen. *Ecl. géol. helv.*, Bd. 12. *Verh. d. schweiz. natf. Ges. Frauenfeld*.
58. 1913. **P. Arbenz.** Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. *Vierteljahrsschr. d. natf. Ges. Zürich*, Jahrg. 58.

59. 1913. **P. Arbenz.** Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft in die Obwaldneralpen. *Ecl. geol. helv.*, Bd. 12.
60. 1915. **H. Adrian.** Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertales im Berner Oberland. *Ecl. geol. helv.*, Bd. 13.
61. 1919. **P. Arbenz.** Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Heim Festschr. d. natf. Ges. Zürich.*
62. 1919. **J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster** und **R. Brauchli.** Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. *Heim Festschr. d. natf. Ges. Zürich*, Bd. 64.
63. 1919. **E. Hugli.** Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. Sitzungsber. d. schweiz. geol. Ges. Lugano. *Ecl. geol. helv.*, 15.
- 63 a. 1919. **L. W. Collet, M. Reinhard, Ed. Paréjas.** Note préliminaire sur la géologie de la Jungfrau et le chevauchement du massif de l'Aar sur celui de Gastern. *Arch. sc. phys. nat.*, vol. 1. Genève.
64. 1919. **L. Wehrli.** Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz*, geotechn. Serie, 7. Liefg.
65. 1920. **P. Arbenz.** Über den geologischen Bau der Urirotstockgruppe. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
66. 1920. **P. Arbenz** und **Fr. Müller.** Über die Tektonik der Engelhörner und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg. *Ecl. geol. helv.*, 16.
67. 1920. **L. W. Collet** et **E. Paréjas.** La géologie du Schwarzmonch (Jungfrau) et la relation entre le massif de la Jungfrau et celui du Mont-Blanc. *C. R. soc. phys. et hist. nat. Genève*, vol. 37.
68. 1920. **Alb. Heim.** Geologie der Schweiz, 2. Bd. Leipzig.
69. 1920. **J. Krebs.** Stratigraphie der Blümlisalpette (Fisistock, Doldenhorn, Blümlisalp, Gspaltenhorn) im Berner Oberland. *Diss. Basel.*
70. 1920. **H. Stauffer.** Geologische Untersuchungen der Schilthorngruppe im Berner Oberland. *Mitt. natf. Ges. Bern.*
71. 1921. **L. W. Collet.** La chaîne Jungfrau-Mönch-Eiger du point de vue géologique. *L'écho des Alpes*, 57.
72. 1921. **L. W. Collet** et **A. Buxtorf.** Les relations entre le massif Gasteren-Aiguilles rouges et celui de l'Aar-Mont-Blanc. *Ecl. geol. helv.*, 16.
73. 1921. **H. Morgenthaler.** Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. *Ecl. geol. helv.*, 16.
74. 1921. **W. Bruderer.** Sur la tectonique et la stratigraphie du bord septentrional du massif de l'Aar. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. 54.
75. 1922. **K. Rohr.** Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs zwischen Wendenjoch und Wetterhorn. *Diss. Bern* (Manuskript).
76. 1922. **K. Rohr.** Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs zwischen Wendenjoch und Wetterhorn. *Jahrb. d. phil. Fakultät II*, Univers. Bern.
77. 1922. **P. Röthlisberger.** Beitrag zur Kenntnis der siderolithischen Bildungen in den Schweizeralpen. *Diss. Bern* (Manuskript).
78. 1922. **P. Röthlisberger.** Beitrag zur Kenntnis der siderolithischen Bildungen in den Schweizeralpen. *Jahrb. d. phil. Fakultät II*, Universität Bern 1923.
- 78 a. 1922. **W. Scabell.** Über den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Rosenlauri. *Ecl. geol. helv.*, 17, 3.
- 78 b. 1922. **W. Scabell.** Desgleichen. *Verh. schweiz. natf. Ges. Bern*, II. Teil, p. 219—220.

## B. Geologische Karten und Stereogramme.

79. 1880. **A. Baltzer.** Geologische Kartenskizze der mechanischen Kontaktzone von kristallinischem und Kalkgebirge zwischen Lauterbrunnen und Reusstal. Enth. in Atlas d. 20. Liefg. d. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz* (siehe unter 33).
80. 1887. **F. J. Kaufmann, A. Baltzer, C. Moesch.** Blatt XIII der geologischen Dufourkarte der Schweiz 1:100,000 (erschienen 1887).
81. 1894. **C. Moesch.** Geologische Karte der Umgebung von Meiringen 1:50,000. Enth. in *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 24, III (siehe unter 36).

- 81 a. 1907. **Gerber, Helgers, Trösch.** Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.* Spezialkarte 43 a, Profiltafel 43 b.
82. 1911. **P. Arbenz.** Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen. Spezialkarte 55 der *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.*
83. 1913. **P. Arbenz.** Geologisches Stereogramm des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 26, Spezialkarte 55<sup>bis</sup>.
84. 1921. **C. Schmidt.** Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz 1 : 500,000 mit Erläuterungen: a) Deutscher Text 1917; b) Französischer Text, erweitert 1921.

### C. Topographische Karten.

Siegfriedatlas, Blätter 396, 397 und Überdruckblatt Finsteraarhorn 1 : 50,000.

Exkursionskarte von Grindelwald und Umgebung 1 : 25,000. Bern. Kümmerly und Frey.

---

Nachtrag: Die Arbeit von **K. Rohr (75)** wurde inzwischen gedruckt und ist in den «Beiträgen», neue Folge, 57. Lief., I. Abt., 1926 erschienen. Die Seitenzitate beziehen sich im folgenden auf die gedruckte Arbeit, nicht auf das Manuskript.

Bern, April 1926.

P. Arbenz.

---

## A. Einleitung.

### I. Orographische Beschreibung und Ortsregister.

Die Lage des Untersuchungsgebietes darf als bekannt vorausgesetzt werden, enthält es doch die bekannten Bergkämme der Wetterhörner und den langen N-Kamm des Gross Schreckhorns. An die Wetterhorngruppe schliesst sich im E noch als scharfer Gratausläufer die Wellhorngruppe an. Nach S war die Abgrenzung durch die Natur des Gegenstandes bedingt. Der Schreckhornkamm wurde vom Mettenberg bis zum Klein Schreckhorn, die Well- und Wetterhorngruppe bis zur Rosenegg begangen und untersucht.

Diese beiden Hochgebirgskämme werden durch das Quertal des oberen Grindelwaldgletschers getrennt, während im E der Rosenlauigletscher gegen den von *Franz Müller* (Meiringen) (66) untersuchten Kamm der Engelhörner abschliesst. Endlich begrenzt der untere Grindelwaldgletscher das Untersuchungsgebiet nach W gegen den Fieschergrat und die Ausläufer des Eigers. Die beiden Hauptgebirgskämme verlaufen annähernd parallel zueinander NW-SE, sie stehen somit senkrecht zum allgemeinen Gebirgstreichen.

Der N-Kamm des Gross Schreckhorns enthält ausser diesem noch eine ganze Reihe weniger bekannter Gipfel, wie das Gross und Klein Nässihorn und Klein Schreckhorn. Mit dem Gwächten und dem Mettenberg dacht sich dieser lange Grat nach N ab. Alle diese Gipfel liegen im Kristallin, während der autochthone Malm in der klotzigen, wenig gegliederten, über 1000 m hohen Wand des Mettenbergs den Abschluss gegen das Grindelwaldtal bringt. Beidseitig wird dieser lange Gebirgszug durch viele kleinere und grössere Felsrippen und Gratausläufer flankiert, bei deren Vereinigung mit dem Hauptkamm jeweils einer der genannten Gipfel aufgebaut wird. Bemerkenswert ist, dass die Richtung dieser seitlichen Gratausläufer durch das allgemeine S-Fallen des Kristallins bedingt ist (siehe Fig. 19). Viele kleinere Hängegletscher und Firmulden liegen in den Nischen zwischen diesen einzelnen Rippen und beleben das Bild dieses starren, dunklen Kristallinkammes.

Etwa 4 km im E zieht sich der Parallelkamm der Wetterhörner hin. *Baltzer* (29, 33, 96) gibt unter anderem eine anschauliche Beschreibung des Wetterhorns. Ausser der Hasli-Jungfrau, dem Wetterhorn, wird die Gebirgsgruppe noch aus dem Mittelhorn und Rosenhorn gebildet. Die Gratdepressionen des Wettersattels, des Mitteljochs und der Rosenegg zwischen diesen drei Gipfeln und gegen den Berglistock gestatten einen leichten Übergang aus dem Einzugsgebiet des oberen Grindelwaldgletschers in dasjenige des Rosenlauigletschers. Infolge des axialen Absinkens des Autochthonen nach E greift der Kalk im Wetterhorn weit über das Kristallin hinüber, infolgedessen ist auch der N-Absturz viel gewaltiger und höher als am Mettenberg. Vom Mittelhorn zweigt der östlichste Kamm des Gebietes, die Wellhorngruppe, ab. Übergänge sind hier der Wetterhorn- und der Wellhornsattel (P. 2961). Hier beginnt die wildgezackte Kalkkette des Gross und Klein Wellhorns (P. 2688), die über die Läsistöcke (P. 2165) steil zum Rosenlauibad hinunter abfällt.

Die Durchtalung des Gebietes ist einfach. Sie besteht aus drei Quertalsystemen, die in ein Längstal einmünden. Die Quertäler werden von den genannten grossen Talgletschern durchflossen, deren Speisung durch weitverzweigte Firnbecken im Hintergrund erfolgt. Dagegen ist die Erosionsfurche Reichenbachtal-Grindelwald als ein Zug von Längstälem aufzufassen. Sie ist bedingt durch den Gesteinswechsel. Einerseits liessen sich die weichen Dogger- und Flyschschiefer der Scheideggen leicht angreifen und abtransportieren. Dies war bei den dahinterliegenden Kalken des Wetterhorns, Mettenbergs und Eigers weit weniger der Fall. Diese wurden entsprechend dem allgemeinen Gebirgstreichen sukzessive aus der weichen Umhüllung der Wildhorndecke herausgeschält. Die bankigen Kalke hatten

eine Zeitlang genug Halt in sich selbst, als aber die Erosion an ihrem Fusse weiterragte, brach hie und da ein mächtiger Quaderstein aus dem Bau ihrer Wände als Felssturz hernieder. So bildeten sich die kleineren Fels- und Bergstürze an der Grossen Scheidegg und der Schönenbühlalp. Die Wand des Wetterhorns z. B. wird durch eine Masse kleiner Ausbruchsnischen gegliedert. Diese Wände sind nicht glatt, sondern quaderförmig von Absatz zu Absatz aufgebaut. Die Wasserscheide der Grossen Scheidegg trennt dieses Längstal in zwei ungefähr gleich lange Stücke, das Reichenbachtal im E und die weite Talmulde der Grindelwaldner Landschaft im W, es ist als Ganzes ein typisches Längstal, welches durch die Tektonik vorgezeichnet ist.

Während wir den Grund für das Vorhandensein des Längstalzuges Rosenlaur-Grosse Scheidegg-Grindelwald-Kleine Scheidegg im tektonischen Aufbau des Gebirges finden, versagt diese Anschauungsweise vorerst für die Quertalfurchen des unteren und oberen Grindelwaldgletschers und des Rosenlaurgletschers. Schon *Bernhard Studer* (15) hat sich mit der Frage der Entstehung der vielen Quertäler am Aarmassiv-N-Rand befasst. Für diejenigen von Grindelwald nimmt er Querbrüche an, welche die Täler vorzeichneten. Diese Vertikalbrüche müssten eine beträchtliche Verstellung der entsprechenden Schichten auf den beiden Talseiten hervorgerufen haben, dies ist aber nicht der Fall. So hat z. B. der Synklinalkern der grossen, autochthonen Synklinale von Hohturnen am Mettenberg und der Kehrwängen an der W-Flanke des Wetterhorns dasselbe Streichen und Fallen. Beide Anschnitte stehen in direktem axialem Zusammenhang und sind nicht gegeneinander verstellt, obgleich sie durch das Quertal des oberen Grindelwaldgletschers voneinander getrennt sind.

Im folgenden wird gezeigt werden, dass zur Erklärung der Lagerungsform der parautochthonen Zone zwei zeitlich verschiedene Bewegungen stattgefunden haben müssen. Diese erscheinen mir wichtig zur Erklärung der Entstehungsgeschichte dieser langen Quertäler. Es sind zu unterscheiden: 1. Die Überschiebung der Wildhorndecke und 2. die spätere Aufstauung des Massivs selber, welche die Steilstellung der helvetischen Überschiebung und des darunter befindlichen Parautochthonen veranlasste. Alle drei angeführten Quertäler schneiden unbekümmert um den Gesteinscharakter und das Streichen durch das Gebirge. Sie beginnen alle tief im Kristallin und schneiden den Kontakt und den autochthonen Sedimentmantel, ohne ihre Richtung im geringsten zu ändern. Möglicherweise war die Richtungsanlage dieser Täler im Deckengebäude schon vorgezeichnet, bevor sich der autochthone Untergrund zu bewegen anfang, erst als er sich zu der Höhe des heutigen Massivs aufzubauen begann, wurden diese alten Flussläufe gezwungen, sich sukzessive tiefer einzuschneiden. Sie trafen den autochthonen Sedimentmantel und schliesslich das Kristallin, in dem sie heute noch arbeiten. Diese Täler sind jedoch viel zu alt, als dass man ihre mutmasslichen Spuren noch im Schwarzhorn-Faulhornkamm in der Verlängerung ihrer heutigen Richtung sehen könnte.

Schliesslich möge noch bemerkt sein, dass auch hier wie an vielen anderen Stellen die Bergformen allein schon äusserlich ihre Zugehörigkeit zu verschiedenen tektonischen Zonen verraten, denn durch die Gesteinslagerung werden die charakteristischen Erosionsformen mitbedingt. Dies ist besonders auffällig, wenn, wie in diesem Falle, dieselbe Gesteinsart in zwei verschiedenen tektonischen Zonen auftritt. Der autochthone Mantel und das Parautochthone bestehen beide aus Kalken. Die Grenze dieser beiden tektonischen Zonen ist jedoch nicht nur an anders gearteten Einlagerungen (Tertiär) erkennbar, sondern schon die Gratformen deuten den Wechsel in der tektonischen Zugehörigkeit an, obgleich der Gesteinscharakter beim Übergang von der einen Zone zu der anderen wenig oder gar nicht geändert hat.

So fand die Erosion an den NW-tauchenden, parautochthonen Schuppen wenige Angriffspunkte. Diese Region zeigt daher auf der N-Seite die glatten, steilen Kalkplatten; die Schichtköpfe dagegen brechen nach S ab. Es entstanden so die charakteristischen, wild gezackten parautochthonen Kämme der Engelhörner und des Wellhorngrates. Die höheren Teile der überstülpten parautochthonen Zone sind dagegen da, wo ihnen durch die Erosion die stützende Wildhorndecke genommen wurde, abgebrochen; die Schichtköpfe starren als kahle Felszacken senkrecht in die Luft wie an den Läsistöcken.

Die gross angelegte, S-förmige nordautochthone Falte, die im S des Parautochthonen folgt, brachte viel ruhigere Bergformen hervor. Hier fehlen die weissen, parallelen Plattenfluchten. Die Verwitterung fand überall ungefähr gleiche Angriffsmöglichkeiten. Sie brach Quader um Quader aus dem Gefüge

des autochthonen Kalkmantels. Dieser allein bildete die hohen Wände des Wetterhorns und Mettenbergs, in auffälligem Gegensatz dazu steht der parautochthone, gezackte Bau des Wellhorngrates (siehe Fig. 17, 18).

### Ortsregister nach Siegfriedblatt 396.

(Mit \* sind diejenigen Lokalnamen bezeichnet, die in der topographischen Karte 1 : 50,000 nicht enthalten sind.)

Bänisegg:	Westlich Mettenberghang, zwischen P. 1773 rechtes Ufer des untern Grindelwaldgletschers und P. 2500.
Bäregg:	Westlich Mettenberghang; P. 1649.
Breitlauenen *:	Mettenberg-N-Hang; mittlerer Lawinenzug unterhalb P. 1376.
Brunnhorn:	P. 2437 im Mettenberg-W-Hang, nordöstlich Bäregg.
Burgbühl:	P. 1011 an der Strasse Grindelwald - unterer Gletscher.
Chalet Milchbach *:	Auf der westlichen Seitenmoräne des oberen Grindelwaldgletschers, Höhe zirka 1350 m.
Doldislaunen:	Lawinenzug im westlichen Teile des Mettenberg-N-Hanges, zwischen P. 1488 und P. 1011.
Dysengraben:	Bach- und Lawinenrunse im mittleren Teile des Mettenberg-N-Hanges.
Enge:	Wetterhorn-W-Seite, Höhe zirka 1400 m auf dem Wege Lauchbühl-Glecksteinhütte S. A. C.
Geidelbach:	Bachrunse am östlichen Eigerfuss; Wärgistalalp.
Gletscherhubel:	(Rosenlauibad) P. 1792.
Gutzlauenen:	Wetterhorn-NW-Hang westlich Lawinenzug des Hühnergutzgletschers.
Gwächten:	P. 3169 des Gratkammes Gross Schreckhorn-Mettenberg:
Gwächtenjoch:	Depression des Gratkammes Gross Schreckhorn-Mettenberg; zwischen Gwächten (P. 3169) und Klein Schreckhorn (P. 3497), Höhe zirka 3100 m.
Halsfluh *:	Vorgeschobene, bewaldete Felspartie am Ende des oberen Grindelwaldgletschers.
Hohturnen:	Abdachung des westlichen Mettenberg-N-Hanges zwischen 2000 und 2150 m.
Jägigrätli:	Mettenberg-W-Hang, P. 2473 über der Bäregg.
Ischpfad:	Westliche Ecke der Wetterhorn-N-Flanke, Höhe zirka 1450 m.
Kalli:	Gemeinsames linkes Ufer des Grindelwald-Fiescherfirn und des unteren Grindelwaldgletschers.
Kehrwänge *:	Obere Station des Wetterhornaufzuges, um P. 1673.
Krinnefirn:	Firnbecken der westlichen Wetterhornflanke.
Lammeltkrachen *:	Oberes Reichenbachtal, Bachrunse, von P. 2017 der Schönenbühlalp nach W verlaufend.
Läsisattel und -stock *:	P. 2165 südlich Rosenlauibad und Depression südlich dieses Punktes (siehe Fig. 17).
Obere Jägi:	Mettenberg-W-Hang, Gipfelpartie des Mettenberg P. 3107.
Ortfluh:	Am rechten Ufer des untern Grindelwaldgletschers, Höhe zirka 1600 m.
Pfingstegg:	P. 1319 im westlichen Teile des Mettenberg-N-Hanges.
Reissen:	P. 2549 im westlichen Gratkamm des Mettenberg.
Rosenegg:	Firnsattel zwischen Berglistock und Rosenhorn, Höhe zirka 3400 m.
Rotgufer:	Am rechten Ufer des unteren Grindelwaldgletschers zwischen 1950 und 2050 m
Schönbidemli:	Wildheumatten östlich des Pavillons des Rosenlauibades, Höhe zirka 1950 m.
Schönenbühlalp:	P. 1670 und Alpboden südwestlich Rosenlauibad.
Seitenwängen:	Oberes Reichenbachtal, Felshänge unterhalb und beidseitig des Schwarzwaldgletschers.
Steglauenen:	Bachrunse bei P. 1523 am rechten Ufer des unteren Grindelwaldgletschers.
Stotzwäng:	Westlicher Teil der Wetterhorn-NW-Flanke, Höhe zwischen 2400 und 2700 m.

Wandfluh:	Westliche Gipfelpartie des Gwächten im Schreckhorn-Mettenberg-Kamm.
Wellhorn, Gross:	P. 3196, zirka 3 km südsüdwestlich Rosenlauibad.
Wellhorn, Klein *:	P. 2688, zirka 1,5 km südlich Rosenlauibad.
Wellhornsattel *:	P. 2961, Depression zwischen Schwarzwaldfirn und Rosenlauigletscher.
Welligrat:	Verbindungsgrat vom Gross Wellhorn zum Klein Wellhorn (P. 2688).
Wetterhorncouloir:	Südwestliche Flanke des Wetterhorns über dem Krinnefirn, zwischen P. 2880 und P. 2765 endigend.
Wetterlauenen:	Lawinenzug in der Mitte der Wetterhorn-NW-Flanke.
Wettersattel:	Gratdepression zwischen Wetterhorn und Mittelhorn, Höhe zirka 3500 m.
Zäsenberg:	Schafweide am linken Ufer des untern Grindelwaldgletschers zwischen 1800 und 1900 m.
Ziebachsplatten:	Rechtes Ufer des oberen Grindelwaldgletschers, Höhe zirka 1850 m.

## II. Historische Übersicht.

Schon früh war die Landschaft Grindelwald der Sammel- und Ausgangspunkt zu Gebirgswanderungen und wissenschaftlichen Untersuchungen. Die sanften Alpmatten und Wälder zwischen Rosenlauri und der Kleinen Scheidegg standen im Gegensatz zu den jähren Kalkabstürzen des Hochgebirges mit seinen Gletscherzungen. Dieser landschaftliche Kontrast lockte manchen reisenden Naturfreund und Forscher hierher, sei es, um diese Schönheit zu geniessen oder die Geheimnisse dieser Gebirgswelt und der leicht zugänglichen Gletscher, deren Schwankungen grösstes Interesse hervorriefen (10, 7), zu ergründen.

Die alten Naturforscher, wie *Gruner*, *Altmann*, *Scheuchzer*, *Andrae* und andere, durchstreiften das Gebirge auf der Suche nach Mineralien und Fossilien. Sie registrierten die Stücke in ihren Sammlungen und beschrieben sie in ihren Werken mit Angaben über Fundort und Aussehen. In *Scheuchzers Meteorologica* (2) befinden sich zudem eine Reihe sorgfältig ausgeführter Abbildungen von Mineralien und Fossilien des ganzen Schweizerlandes. Grindelwald und das Wetterhorn werden von *Scheuchzer* verschiedentlich erwähnt und im Ortsregister seiner Naturhistorie des Schweizerlandes (*Orographia*) (1, 181) aufgeführt. Von den beiden Scheideggen wird hier berichtet, sie bestünden aus einem schwarzen Schieferstein (1, 211). In *Scheuchzers* Sammlung scheint besonders viel Pyrit aus den Aalénienschiefern um Grindelwald enthalten gewesen zu sein. Neben «Antimon» und «Fraueneis» (wohl Glimmer) werden eine Reihe von Stücken dieses Minerals als von Grindelwald stammend beschrieben.

Speziellere Angaben über die Geologie des Gebietes finden sich spärlich. Das Hochgebirge war damals noch zu wenig erforscht, es fehlte besonders eine genauere topographische Unterlage, auch hemmte eine gewisse Scheu vor den unwirtlichen Eisbergen den Forschertrieb. *Gruner* berichtet von den mächtigen Schiefergebirgen der Scheideggen am Fusse des Mönchs, Eigers und Wetterhorns. Er meint nachdenklich, diese Gebirge müssten früher einmal vom Wasser bedeckt gewesen sein (3). Ihm und auch *Scheuchzer* war bekannt, dass die Gebirgszentralmasse aus Granit und die nördlich folgenden Berge aus Kalkstein bestehen.

Erst von *de Saussure* (5, III, 454/455) wurden genauere geologische Angaben über das Gebiet gemacht. Dieser unermüdliche Forscher stieg am 23. Juli 1771 dem unteren Grindelwaldgletscher entlang hinauf bis an den Fuss des Schreckhorns. Seine Angaben über die Gesteinslage sind wichtig. *Saussure* sah als erster, dass sich am Mettenberg der Kalk unter 60°—70° gegen das Kristallin aufrichtet, während ersterer an der Mettenberg-N-Flanke bei Grindelwald beinahe horizontal liegt. Besonders aus diesen Beobachtungen zog *Saussure* den Schluss, dass nur die Faltung diese Aufrichtung früher horizontaler Schichten verursacht haben könne. In den «Agenda» (5, IV, 485—493) finden sich eine ganze Reihe Bemerkungen, dass *Saussure* die Faltung als den Urheber des Alpengebirges ansah. Es dauerte wieder lange Jahre, bis diese wichtigen Beobachtungen weiter verfolgt und untersucht wurden. Nicht zuletzt mögen die kriegerischen Ereignisse jener Zeiten Schuld an dieser Verzögerung gewesen sein.

Durch die Reisen *Fr. Jos. Hugi* kam neuer Schwung in die geologische Forschung. *Hugi* ist einer der Pioniere und Begründer modernerer Anschauungen über den geologischen Aufbau der Alpen. Viele Jahre lang durchzog er in den Sommermonaten mit seinen Begleitern das Hochgebirge und besonders die Berneralpen. Er scheute nicht Mühe noch Geld, um seinem Ziele, der topographischen, geologischen und glaziologischen Erforschung des Hochgebirges, näherzukommen. Beim Durchlesen seiner verschiedenen Schriften, besonders der «Alpenreise» (6), bekommt man einen Begriff davon, mit welchen Mühen damals eine Begehung des Hochgebirges verbunden war. Wo heute grosse Klübhütten stehen, kampierte man unter Steinen oder auf dem Gletscher. Da keine Wege an den steilen Gletscherrändern vorhanden waren, musste man auf dem verschrundeten Eise selber vordringen und Leitern mitschleppen, um die Spalten queren zu können. Zudem fehlte jegliche topographische Unterlage; *Hugi* hat sie sich zum grossen Teile erst selber schaffen müssen.

Die geologischen Resultate, die *Hugi* jeweils mit nach Hause brachte, waren so verblüffend und aus dem Rahmen alles damals Landläufigen herausschlagend, dass er bei seinen Zeitgenossen keinen Glauben fand, belächelt und bald als Phantast verschrien wurde. Dies hemmte aber seinen Schaffensdrang nicht im geringsten. *Hugi* meint, auf der Richtigkeit seiner Angaben fussend und darum der späteren Anerkennung gewiss, in unverdrossenem Tone: «Was ich auf unseren aufgezackten Alphörnern sah und in meinen Reisen oder späteren Abhandlungen mittheilte, wird seine Bestätigung finden, wenn endlich die Forscher jene Hörner erklimmen werden, unterdessen verdächtige man nach Herzenslust.» (11, 11.) Selbst *Bernhard Studer* hat, missgestimmt, die Miene verzogen, als ihm *Hugi* von der Überlagerung des Gneises auf dem Kalk an vielen Stellen des Aarmassiv-N-Randes berichtete.

Die verkehrte Lagerung von Kristallin und Kalk an der Jungfrau, am Mettenberg und Wetterhorn wie am Dossen- und Gstellihorn wurden zum Teil von *Hugi* entdeckt und zuerst beschrieben. Diese Beobachtungen legte er in seinem geologischen Hauptwerke, den «Alpenreisen», fest und versah sie darin mit Ansichtszeichnungen.

Grindelwald und die anschliessenden Gebietsteile wurden von ihm zu verschiedenen Malen aufgesucht. Im Jahre 1828 wollte er, quer durch das Gebirge hindurch vordringend, Fiesch im Wallis erreichen. Er drang, dem unteren Grindelwaldgletscher entlang folgend, vor, wurde aber in der Strahlegg durch den Ungehorsam eines seiner Führer zur Umkehr gezwungen. Der Gletscher und die spärlichen Grasmatten des Zäsenbergs werden in sehr anschaulicher Weise beschrieben (6, 103). Auf dem Rückweg wurde der Mettenberg untersucht. *Hugi* konstatierte hier, dass nirgends die Auflagerung des Kalkes auf Granit sichtbar sei, vielmehr sei das Umgekehrte der Fall, der Granit bedecke den Kalk auf weite Strecken hin (6, Taf. III, IX). Er meint, wer von der Stieregg die Höhe des Mettenberges erklimmen würde, könnte die ganze Grenzlinie bis zur Sattelhöhe verfolgen (6, 119). Kurz darauf besuchte *Hugi* das Rosenlaubad, er nennt diesen wirklich schönen Erdenwinkel einen der interessantesten Orte des Alpengebirges. Unermüdlich drang er auf dem zerklüfteten Rosenlauigletscher vor bis zum Urbachsattel. Gegen das Dossenhorn hin ansteigend, entdeckte er den oberen Dossenkeil. Er sah auf der gegenüberliegenden Gratseite die kristalline Gstellihornkappe (6, Taf. IV). *Hugi* kommt durch seine Beobachtungen zu dem Schluss, dass diese verkehrte Lagerung von Kristallin und Kalk die normale am ganzen Aarmassiv-N-Rand sei. Spöttisch sagt er zu seinen Zeitgenossen, diese hätten «gleichsam die Augen verschlossen haben müssen, um nicht zu sehen, was ihre Theorien hätte umstossen können; man könne die Auflagerung von Gneis auf Kalk beobachten, ohne den Reisewagen zu verlassen» (11, 2).

Erst nachdem *Hugi* auf die absonderlichen Lagerungsverhältnisse am N-Rand des Aarmassivs aufmerksam gemacht hatte, untersuchte hier *Bernhard Studer* die verschiedenen Überlagerungen von Kristallin auf Kalk (11, 2). Dieses Thema hat ihn lange Jahre hindurch beschäftigt. Es besteht denn auch eine ganze Reihe von Abhandlungen aus seiner Feder über diesen Gegenstand, die weit in der geologischen Literatur verstreut sind. Zum Teil wurden diese Untersuchungen gemeinsam mit *A. Escher* vorgenommen (22, 238). *Studer* konnte sich nur zum geringeren Teil dazu verstehen, dass der Gneis durch eine Überfaltung auf den Kalk zu liegen kam, obschon er sich (15, I, 184) mit *Saussures* Ansicht (5, III, 455), der die Faltung als die Ursache der Steilstellung ehemals horizontaler Schichten ansah, einverstanden erklärt. *Studers* Vorstellung geht von einem teigartig plastischen Magma von

wenig hoher Temperatur aus. Er schreibt darüber (15, I, 183, und 8, 187—201): «Dieses grandiose Profil (der obere Jungfrau keil) drängt unabweisbar zu der Annahme, dass durch den Granit der Kalk theils gehoben und auf sich selbst zurückgeworfen worden sei, zu der Annahme also, dass das Feldspathgestein teigartig sich an den Rand des aufgebrochenen Kalkgebirges angepresst, dasselbe gefaltet, durchdrungen und übergossen habe.» Der Granit ist also jünger als der Kalk, denn ersterer hat letzteren gefaltet und überdeckt (24, 15; 21).

Dies war die allgemeine Ansicht der Plutonisten, der hervorbrechende, allgewaltige Granit sollte alle Störungen an der Erdkruste verursacht haben. *Studer* schliesst aus der Schieferung und Schichtung des Kristallins, dass diese sich erst habe bilden können, nachdem der Granit erstarrt gewesen sei. Doch könne es sich hier nicht um eine Sedimentschichtung handeln, da am Kontakt kein Übergang des Gneises zu den geschichteten Sedimenten bestehe. Schon *A. Escher* (9, 8) wandte jedoch hiergegen ein, dass an vielen Stellen ein Übergang zwischen Kalk und Kristallin bestehe. Dieser werde durch Glimmerschiefer und Quarzit vermittelt.

Das Grindelwaldner Hochgebirge wurde von *Studer* verschiedentlich besucht. Sein Profil durch den Mettenberg ist schematisch gehalten, die Gneisschichtung ist zu steil S-fallend eingezeichnet, diese Diskordanz gegen den Kalkmantel ist nicht sichtbar (15, II, 167). Es weicht von dem *Arnold Eschers*, der seine diesbezüglichen Beobachtungen gemeinschaftlich mit *Studer* anlässlich einer Reise ins Rottal machte, beträchtlich ab. Diese Differenz mag durch die erst viel später erfolgte Festlegung des *Studerschen* Profils (1851) verursacht worden sein.

Bei einem Besuche des oberen Grindelwaldgletschers bis hinauf zum Gleckstein sah *Studer* schon die östliche Fortsetzung des Rotguferkeiles in der Mettenberg-E-Flanke (15, I, 185). Er fasst diesen Kalkzapfen richtig als Fortsetzung der grossen Mettenbergsynklinale auf. Es ist verwunderlich, dass diese scharfe Beobachtungsgabe *Studers* nicht zu der Annahme der horizontalen Überschiebung des Kristallins auf den Kalk geführt hat. Kannte er doch den wechselnden Bau des Wetterhorns genau; er beschreibt, wie sich hier Kalk und Granit gegenseitig überlagern. Doch konnte seine Anschauungsweise nicht erklären, wieso das Glecksteinkristallin wieder von Kalk umschlossen wird, denn er meint, die Gebirgslast habe diesen von unten her in die Höhe gepresst, nur so könne der Kalk bis hinauf auf den höchsten Grat des Wetterhorns gestiegen sein.

*Arnold Escher* bestieg, wie erwähnt wurde, zusammen mit *Bernhard Studer* schon im Jahre 1836 den Mettenberg. Seine Beobachtungen wurden im Jahre 1839 veröffentlicht (9). Beim Durchlesen dieser alten Blätter kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, dass viele «Neuentdeckungen» unserer Zeit den alten Geologen bekannt waren; sie sind nur seitdem in Vergessenheit geraten. *Escher* kannte den Kontakt am Mettenberg genau, man könnte ihn heute nicht besser beschreiben (9, 6/7). So war ihm die Rotguferüberschiebung bekannt, man sehe die Lagerfolge dieses Kalkzuges sehr weit südlich gegen das Klein Schreckhorn zu sich fortsetzen. Dieselbe Angabe folgt aus seiner Ansicht der W-Flanke des Mettenbergs. Diese Überschiebung ist hier viel prägnanter und weiter nach S durchgezogen als z. B. in *Baltzers* Profilen (33, 82/83, Taf. IV). Auch die lokale Triasdoppelung in der Mettenberg-N-Flanke scheint er gesehen zu haben, er beschreibt von dort gelblich-staubigen, dolomitischen Kalk mit dichtem, bläulichem Bruch. Desgleichen scheint ihm die obere Mettenbergüberschiebung (westliche Fortsetzung des Wetterhornkeiles) bekannt gewesen zu sein. Wir sind heutzutage froh, wenn wir in Unkenntnis der alten Arbeiten solch eine Lokalität wieder finden! Auch über die Erklärungsweise der Lagerung macht *Escher* Angaben. Er kann sich nach der damals herrschenden Ansicht nicht denken, «dass sich die Bildung der Gebirgsglieder in verschiedenen Höhen wiederholt habe». Dabei fragt er sich, ob diese scheinbare Wiederholung nicht vielmehr die Folge von Umbiegung und völligem Überkippen sei, «infolgedessen sei das, was jetzt zu oberst liegt (das Kristallin), ursprünglich das tiefste gewesen. Diese Anschauungsweise fasst die Annahme der Horizontaldislokation in sich. Dass *Escher* in seiner Fig. 1 den Wetterhorngipfel noch vollkommen in das Kristallin verlegt, ist begreiflich, denn dieser war damals (1836) noch nicht betreten (Erstbesteigung Anfang der 40er Jahre).

*Albert Heim* besuchte im Jahre 1873 den Mettenberg. Seine Beobachtungen sind in dem Werke «Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung» enthalten (31, II, 130—134). Leider

verhinderte schlechtes Wetter die vollständige Begehung, dennoch wurde die Kontaktgrenze von der Stieregg bis zur oberen Jägi untersucht. *Heim* wendet sich besonders gegen *Stoders* Theorie, welcher die Überlagerung des Kalkes durch Kristallin durch vulkanische Ergüsse erklärt. *Lorys* Ansicht (23), welche das Kristallin durch Überschiebung längs einer Kluft auf den Kalk gelangen lässt, habe nichts Unwahrscheinliches an sich. Nur sehe man von der Überschiebungsfläche keine Spur. Durch *Lorys* Vermutung war ein neuer Leitgedanke gegeben. Nur das schlechte Wetter muss *Heims* kritisches Auge daran verhindert haben, die südliche Fortsetzung, eben die vermeintlich fehlende Überschiebungsfläche, in der Verlängerung der Mettenbergsynklinale gegen die Bänisegg und hinunter zum Rotgrufer zu sehen und zu verfolgen.

Schon hier spricht *Heim* von der mutmasslichen Parallelisierung der Windgällenfalte mit den grossen Lagerungsstörungen zwischen Kristallin und Kalk im Berner Oberland. Seine Untersuchungen führten schon damals zum Beweis einer mechanischen <sup>1)</sup> Auflagerung des Gneises auf den Kalk und zur Widerlegung der alten *Stoderschen* Ansicht. Der Granit könne nicht jünger sein als die überlagerten Kalke, vielmehr seien die Massive die Gewölbeteile eines Faltensystems (31, II, 146).

Zur Vervollständigung dieser kurzen historischen Übersicht möge hier auf *Baltzers* historische Einleitung in seinem Werke: «Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland» (1880) hingewiesen werden (33, 3—13). Dieses Werk ist die Zusammenfassung der langjährigen Untersuchungen, die *Baltzer* über die tektonischen Verhältnisse entlang dem N-Rand des Aarmassivs unternahm (siehe u. a. 27, 29, 30). Auch heute noch sind seine Abhandlungen grundlegend für weitere Untersuchungen in dieser Gebirgsregion. Die Hauptbeobachtungen sind hier durch *Baltzer* und seine Vorgänger schon vor langen Jahren gemacht worden. Wir können sie nur immer wieder bestätigen und Nachlese halten. Diese kann nur darum fruchtbar sein, weil sie auf besseren Voraussetzungen fusst, wie sie *Baltzer* zur Verfügung standen.

Die Lagerungsverhältnisse des Mettenbergs sind von ihm mit peinlicher Genauigkeit beschrieben worden, doch griff die Dislokation in noch viel grösserem Massstabe ein, als es die damals herrschende Hypothese eines kombinierten Schubes aus N und S (Glarner Doppelfalte) zuliess. Anders jedoch am Wetterhorn, hier ist *Baltzer* die Hauptsache entgangen. All die kleinen Kalkzwickel sind verzeichnet, obgleich *Baltzer* aber auf dem Mettenberg war und den Wettersattel besuchte, ist ihm der mächtige Kalkzug, dem das Wetterhorncouloir seine Entstehung verdankt, entgangen. Die Kontaktgrenze ist daher hier unrichtig eingetragen (38, 208; siehe auch 33, 101/102, Taf. V; 79). Doch ist dies begreiflich, denn Schnee bedeckte, als *Baltzer* den Wettersattel erstieg, die Kontaktgrenze im Wetterhorncouloir. Zudem verfolgte man früher eine andere Aufstiegsroute vom Krinnefirn zum Wettersattel. Diese schneidet den Kontakt 150 m östlich P. 2867 über diesem Gletscher, um von da an nur im Kalk zu verlaufen. Während der jetzige Weg oberhalb P. 2880 den Kontakt überschreitet, den Wetterhornkeil schneidet und der steilen Kontaktgrenze des Mittelhornkristallins bis zum Wettersattel folgt. Die heute begangene Route liegt demnach bedeutend günstiger zu geologischen Untersuchungen als die alte, von *Baltzer* begangene.

Auch seine Untersuchungen zielten auf die Widerlegung der alten *Stoderschen* Theorie. *Baltzer* führte den Beweis des tektonischen Charakters der Auflagerung von Kristallin auf Kalk, denn sowohl der Granit könne in den Kalk eindringen wie umgekehrt der Kalk in den Granit. Ausserdem kommt er zu dem wichtigen Schluss, dass auch erhärtete Schichten im grossen plastisch sein müssen, wenn sie unter genügendem Druck stehen (27). In längeren Abhandlungen durchgeht *Baltzer* die verschiedenen Ansichten von *Studer*, *Escher*, *Lory* und *Heim*. Für den Mettenberg kommt er zu dem Schluss, dass nur die Faltung hier die Lagerungsstörung hervorgerufen haben könne. Die Entstehung der Mettenbergsynklinale wird durch eine Profilserie erläutert. Doch wird ausdrücklich betont, das Kalk-C endige am Mettenberg breit und abgeplattet, wie es die Faltungstheorie verlangt, und nicht spitz wie der Jungfrau keil (30, 449 und Taf. V). Insofern hat *A. Escher* mehr gesehen, denn dieser spricht, wie erwähnt wurde, von einer Fortsetzung des Kalkes am Mettenberg nach SE bis unter das Klein Schreckhorn (9, 6 und 7, Fig. 1).

<sup>1)</sup> Unter «mechanischem Kontakt» verstand man im Gegensatz zum Eruptivkontakt nicht einen Verwerfungskontakt, sondern einen durch horizontale Dislokation entstandenen Sedimentärkontakt.

Seit der Veröffentlichung von *Baltzers* Untersuchungen sind die südlicheren Teile des Untersuchungsgebietes lange Zeit nicht mehr besucht worden, um auf Grund neuerer Anschauungsweisen Beobachtungen vorzunehmen. Die Geologie hatte mit der Verwertung der Deckentheorie anderweitig genug zu tun. Erst in allerjüngster Zeit erfolgten Arbeiten von *Morgenthaler* (73), *Collet*, *Paréjas* (67, 71), *Buxtorf* (72), *Rohr* (75, 76) und *Bruderer* (74), die, teils zusammenfassender Art, auch mein Untersuchungsgebiet mit betreffen. Sie haben zum Teil das gemeinsame Ziel, durch Verfolgen der sedimentären Einklemmungen (Keile) Licht in den tektonischen Aufbau des Massivs zu bringen. Bei der regionalen Besprechung wird auf diese Arbeiten zurückzukommen sein.

Dafür hat aber das stratigraphische und tektonische Verhalten der nördlich folgenden Sedimente eine ungemein wichtigere Rolle für den Fortschritt der geologischen Erkenntnis gespielt, hat doch *Marcel Bertrand* hier einen Teil seiner Beweise für die Deckentheorie finden können.

*Baltzer* gibt eine eingehende Beschreibung des Gesteinsmaterials der Kontaktzone (33, 19—65), der jedoch begreiflicherweise noch einige Mängel in bezug auf ihre stratigraphische Einreihung anhaftet. So stellt er die Opalinustone der Basis der Wildhorndecke ins Oxford, bemerkt aber dabei, dass wahrscheinlich Dogger darin enthalten sei.

Anfangs der 90er Jahre besuchte *Moesch* die Gegend zwischen Grindelwald und Rosenloui. Er ging bei seinen Untersuchungen vollkommen von der Annahme der Doppelfalte aus. Das Eocän von Rosenloui wurde von ihm entdeckt (36, 190—192, Taf. 6; 37). Er gab im übrigen dem Tertiär eine viel zu grosse Mächtigkeit, z. B. an den unteren Hängen des Klein Wellhorns, und zwar auf Kosten des Doggers, der in der Hauptsache die Hänge der Schönenbühlalp bildet. Dass dieses Tertiär direkt von Dogger überlagert ist, passte nicht zu der Annahme der Doppelfalte, da deren Mittelschenkel, der Malm, vollkommen fehlte, auf der ganzen Strecke Rosenloui-Grindelwald suchte er denn auch vergeblich danach. Die Karte (80) (Blatt XIII, 1 : 100,000, erschienen 1887), welche aus den Untersuchungen *Baltzers* wie *Moeschs* resultierte, wird daher noch nicht allen Tatsachen gerecht (siehe auch 79, 81).

*Fellenbergs* Bearbeitung des westlichen Teils des Aarmassivs (32; 35) berührt die Verhältnisse des Untersuchungsgebietes nur indirekt. Sie ist hier aber in bezug auf die westliche Fortsetzung des oberen Jungfraukeyles bzw. Klein-Schreckhorn-Keiles wichtig. *Fellenberg* fand ersteren am Mittagshorn, Grosshorn und beidseitig des Breithorns in 2900—3000 m Höhe liegend. Auch auf der schwer zugänglichen S-Seite des Lauterbrunner Grenzkammes sticht er unter der Steilwand des Breithorns wieder hervor (32, 132, Tab. 1).

Interessant ist *Fellenbergs* Angabe, dass im oberen Jungfraukeyl nach W bis zum inneren Fallertal die Trias in dolomitischer Facies fehlt. Sie setzt erst hier ein und wächst nach W auf Kosten des mit eingeklemmten Malmkalkes. Leider fehlt noch ein detailliertes Profil des oberen Jungfraukeyles in der Literatur, immerhin ist aus den Beschreibungen von *Dübi* (25, 34) zu entnehmen, dass der Rötidolomit im oberen Keil fehlt, was auch am Klein-Schreckhorn-Keil der Fall ist. Die Vermutung liegt nahe, dass das Auftreten des Dolomites in der Fortsetzung des Keiles im Lötschental auf eine Vereinigung des oberen Jungfraukeyles mit einem der untern hindeutet. Auch *Buxtorf* und *Truninger* (48, 157) und neuerdings *Bruderer* (74) vertreten diese Ansicht. Der Beweis für die Richtigkeit dieser Vermutung steht noch aus, bis eine genaue Verfolgung der beiden Keile vom Rottal nach W und südlich des Lauterbrunner Grenzkammes erfolgt ist.

Der grosse Wert von *Fellenbergs* Arbeiten besteht darin, dass seine Angaben zum grössten Teile auf Beobachtungen an Ort und Stelle beruhen. Sein touristisches Können und seine Zähigkeit ermöglichten es ihm, auch auf selten oder nie begangenen Routen im Hochgebirge geologisch wichtige Aufschlüsse selber aufzusuchen.

Anlässlich der Exkursionen des internationalen geologischen Kongresses 1894 durch die Zentral- und Ostalpen wurde auch die Sedimenthülle des Aarmassiv-N-Randes untersucht (38). *H. Golliez*, der diese Exkursion gemeinsam mit *E. Renevier* führte, glaubte, aus dem gleichen Aussehen, welches der Hochgebirgskalk bei Innertkirchen mit seinen Einlagerungen von Marmor und sandigem Dolomit mit den Kalken des Briançonnais hat, den Beweis in Händen zu haben, dass der Hochgebirgskalk triasischen Alters sei. Demzufolge müsste zwischen diesem und dem autochthonen Dogger eine Über-

schiebung angenommen werden, die ersteren von letzterem trennt. Ein Querprofil Pfaffenkopf-Meiringen erklärt diese Anschauungsweise (38, 207). Das Kristallin des Pfaffenkopfes wird als der Kern einer liegenden, nach NW überschobenen Antiklinale angesehen und mit den Verhältnissen bei Grindelwald verglichen. Es ist unverkennbar, dass sich hier die *Bertrandsche* Anschauungsweise weiter Überschiebungen aus S geltend macht. Nur sah hier *Golliez*, durch falsche stratigraphische Schlüsse irreführt, Überschiebungen, die keine waren. Wohl haben Abschürfungen des autochthonen Kalkmantels stattgefunden, wir nennen sie heute die parautochthone Zone, doch hat *Golliez* diese steil tauchenden bis überkippten Lamellen nicht gesehen. Erst *Bertrand* machte einige Jahre später auf sie aufmerksam (41).

Seiner Idee folgend, stellte *Golliez* auch den Kalk, der die Mettenbergsynklinale füllt, konsequent in die Trias. Demnach müsste dort der ganzen Kontaktlinie entlang eine Überschiebung vorhanden sein. Anscheinend ist ihm die normal sedimentierte und gut aufgeschlossene Schichtreihe vom Rötidolomit bis zum Schiltkalk entgangen, wie sie z. B. an der Ortfluh, die von der Exkursion besucht wurde, ansteht.

Ein Profil Grosse Scheidegg-Wetterhorn, das *Baltzer* 1888 entwarf, soll zur Erklärung der dortigen Verhältnisse dienen (38, 208). Der Dogger und das Scheideggtertiär fallen darin flach südlich, unter das Wetterhorn eingewickelt. Diese Überkipfung ist enorm übertrieben. Die Einwicklung des Doggers der Wildhorndecke unter das Glecksteinkristallin entspricht den Tatsachen nicht. Die Schichtung des Malms an der Scheidegg ist flach südlich anstatt steil nordtauchend eingezeichnet.

Anscheinend war die Exkursion der Meinung, dass sich an der Scheidegg überhaupt kein Tertiär vorfinde. Obgleich es *Baltzer* und *Moesch* angegeben hatten. Man stellte die dortigen Flyschschiefer-Sandsteine und Kalke zu den Aalénienschiefern der Grossen Scheidegg.

Drei Jahre später besuchte *Bertrand* die Grindelwaldnerbergé. In der folgenschweren Abhandlung, welche dieser gemeinschaftlich mit *Golliez* herausgab, findet sich nichts mehr von der Hypothese des triasischen Hochgebirgskalkes und einer Überschiebung zwischen autochthonem Dogger und Malm.

Das geologische Querprofil, das *Zeller* (39) durch die Zentralalpen legte, schneidet auch das Wetterhorn. Der Schnitt Grosse Scheidegg-Berglistock ist rein schematisch gehalten und ähnelt, da sich *Zeller* auf *Baltzers* Angaben stützen musste, dessen Profil aus dem Jahre 1888. Doch hat *Zeller* die rein hypothetische Auflagerung des vom Glecksteinkristallin eingewickelten Doggers und Tertiärs in seinem Profil weggelassen.

*Marcel Bertrand* schöpfte 1897 ein gut Teil von Beobachtungen, welche die Richtigkeit seiner jungen Deckenhypothese bekräftigten, aus der Umgebung von Grindelwald (41, 572—587). Er erkannte, dass das Tertiär zwischen Rosenlauri und dem unteren Grindelwaldgletscher und im weiteren zwischen Kander und Reuss durchgehend vorhanden ist. Er beschreibt es als kohlige Schiefer, Kalke, die dem Malm ähneln, und Quarzite. Auch fand er Abzweigungen dieses Tertiärs in den liegenden Malmkalk. Wahrscheinlich meint er damit das Tertiär von Doldislaunen (westlich Mettenberg). Von Wichtigkeit für seine Theorie ist dabei, dass das Tertiärband, vom Kalk vollkommen eingeschlossen, nach S auskeilt. Wäre er ihm allerdings in der Richtung des Auskeilens gefolgt, so hätte er es in der Mettenbergwand wieder gefunden. Den Grindelwaldnermarmor stellt er in nahe Beziehung zu diesem auskeilenden Tertiärband. Die Kalke tauchen konkordant unter das Tertiär, mit Fallen nach N. Tritt eine Verfaltung beider ein, so ist auch diese konkordant. Ein schematisches, tektonisches Profil erläutert die Verhältnisse der Grossen Scheidegg. Die Doppelung des dortigen Tertiärs entsteht durch die scharfe Umbiegung der tieferen Kalke, es entsteht daraus eine N-tauchende Schuppe. Aus der Verfolgung der Tertiärbänder am Mettenberg resultierte ein schematischer Schnitt, der deutlich die Verschuppung der dortigen Kalke zeigt. Allerdings ist der untere Ast viel zu kurz eingetragen, weil eine beobachtete Auskeilung nur lokal ist.

Es ist manchmal nicht leicht, in der Beschreibung der Beobachtungsstellen einen genauen Begriff über den Ort der Aufschlüsse zu bekommen, da Höhenangaben vollständig fehlen. Immerhin glaube ich die Lage der einzelnen, von *Bertrand* beschriebenen Tertiärfundstellen wieder erkannt zu haben.

Soviel ich aus seiner Fig. 9 ersehen kann, handelt es sich hier um einen Schnitt durch den östlichen Mettenberghang und die Halsfluh. Dieser isolierte Kalkvorsprung erregte wegen seiner vorgeschobenen Stellung berechtigtes Interesse. *Bertrand* zeichnet ihn als Spitze einer tauchenden, aberodierten Falte des Autochthonen. Als Kern derselben wird das Kristallin des Mettenberggipfels bezeichnet. Obgleich das vom Liegenden trennende Tertiär in Wirklichkeit tiefer liegt, als gleich in der Einsattelung zwischen Halsfluh und Mettenberghang und sich die Halsfluh durch wahrscheinliche Absackung ein wenig ausserhalb des allgemeinen Streichens befindet, so ist doch die Richtigkeit der allgemeinen Deutung in die Augen springend. *Bertrand* gebührt daher das Verdienst, den tauchenden Charakter der parautochthonen Schuppen zuerst richtig erkannt und für die Deckenlehre ausgewertet zu haben.

Den kristallinen Kern des Wetterhorns fasst *Bertrand* als den Antiklinalkern der grossen Wetterhornfalte auf. Die Synklinale der Kehrwänge-Schönbühl enthält als Kern das Tertiär der oberen Station des Wetterhornaufzuges eingezeichnet. Dieses Tertiär ist tatsächlich vorhanden, obgleich im Text keine Angaben darüber stehen.

Alle diese Beobachtungen in dem Untersuchungsgebiete, welches doch zum Teil kompliziert gebaut ist, und in den anschliessenden Teilen des Oberlandes bekräftigten die Ansicht *Bertrands* dass: alle Falten nach N schauen, der Schub daher aus S gekommen sein muss; diese Falten haben daher ihre Wurzeln im S. Die Verhältnisse waren für diese Annahme beweisend.

Im Jahre 1909 besuchten *J. Boussac* und *P. Arbenz* in Verfolgung des Eocänbandes von der Kleinen Scheidegg über Grindelwald und Meiringen das von *Moesch* (36; 37) beschriebene Eocän des Gletscherhubels von Rosenlauri (54, 315—317). In seinem tektonischen Profil der Engelhörner, dessen Entwurf von *P. Arbenz* stammt, unterscheidet *Boussac* deutlich zwei steil nordwestfallende Eocänserien, die durch eine NW-tauchende Kalkmasse voneinander getrennt sind. Nach *Bertrands* Untersuchungen ist dies die erste Angabe über den Bau dieser Gebirgsregion.

Sie trifft auch für das von mir bearbeitete Stück zu, da die Engelhörner äquivalent sind der Zone zwischen Rosenlauri und unterem Grindelwaldgletscher und im weiteren Sinne dem der Jungfrau vorgelagerten Schwarzmönch entsprechen.

Die Wichtigkeit dieser Feststellung für den Bau dieser parautochthonen Randzone liegt in der Erkenntnis des heterogenen Charakters ihrer Gesteine. Sie ist nicht starr autochthon als zahmer Sedimentmantel, der den Bewegungen des Kristallins willig und schmiegsam folgte, sondern besitzt eine gewisse tektonische Selbständigkeit, um mit einfachsten Begriffen zu reden, sie besitzt eine Antiklinale, die beidseitig von Muldenzonen begrenzt wird. Diese beiden Muldenzonen aus Tertiär und dazwischen die Antiklinale aus Kalk bestehend enthält *Boussacs* Profil. Die Mulden entsprechen unserem «äusseren» und «inneren» Tertiär. Über die Herkunft dieser tauchenden Antiklinalkalkmasse spricht sich *Boussac* nicht aus. Er verweist aber indirekt auf ihre südlichere Herkunft, indem er auf die Faciesdifferenzen des äusseren Tertiärs im Vergleich zu dem inneren von Rosenlaugletscherhubel aufmerksam macht. Denn in dem äusseren Tertiärzug (Scheidegg-Tertiär=Trennung gegen die Wildhorndecke) verzeichnet er basale siderolithische Bildungen, schwarze Tonschiefer und Sandkalke, begleitet von Lithothamnienkalk und nach aussen, gegen die Überschiebungsfläche der Wildhorndecke, folgen der Taveyannazsandstein und die Flyschschiefer.

Ganz anders sind dagegen die Verhältnisse im inneren Tertiär, welches bei Rosenlauri die oberste parautochthone Schuppe gegen die tieferen Zonen trennt. Auch hier beginnt die Schichtreihe mit siderolithischen Bildungen, dann folgt die Brackwasserserie der Cerithiensichten, die von einem relativ mächtigen Quarzsandstein nach oben begrenzt werden. Hier fehlen der Lithothamnienkalk der Taveyannazsandstein und die Flyschschiefer. Der Fund eines Nummulites Fabiani in den schwarzen Mergeln der Cerithiensichten lässt *Boussac* auf deren Priabonalter schliessen. Danach sind die Cerithiensichten und der darüber folgende Sandstein das Äquivalent des Priabonien in lithoraler Facies.

*Seebers* Untersuchungen (53) schliessen im westlich folgenden Gebiet (Wärgistalalp-Schwarzmönch) mit dem unteren Grindelwaldgletscher ab. Aus seinen Profilen sind parautochthon tauchende Lamellen mit trennenden Tertiärästen zwischen der Wildhorndecke und dem autochthon gefalteten Kalke des Eigern nicht ersichtlich. Sein Hochgebirgskalk schliesst mit Valangien, Bohnerz und Nummu-

litenbildungen ab. Wenn sich die parautochthone Schuppe auch am N-Fuss des Eigers hinzieht, was nach ihrem Vorhandensein am Mettenberg-N-Hang und am Schwarzmönch ziemlich sicher ist, so müsste der trennende Tertiärast im Liegenden des Valangienkalkes gegen den Hochgebirgskalk zu finden sein (53, Taf. V; 72, Fig. I, 371). Vielleicht entpuppen sich die schlangenförmigen Kalkverfaltungen, die Baltzer (33, 159—161, Taf. XI) vom Fusse des Eigers angibt und die Seeber wiederholt, als parautochthone Lamellen. Bei einer zufälligen Begehung fand sich im östlichen Teile des Eigerfusses in der Runse des Geidelbaches (Höhe zirka 1400 m) eine Priabon-Sandsteinbank, von Kalk umschlossen, die dem Streichen nach dem inneren Tertiär des Mettenberg-N-Hanges entspricht.

Im Anschluss an die Untersuchungen, die Günzler-Seiffert 1910—1913 in der östlichen Faulhorngruppe unternahm, wurde von ihm nicht nur der nördliche Teil der Engelhörner, sondern auch die parautochthone Zone beidseitig der Grossen Scheidegg bearbeitet. Der Ausbruch des Krieges unterband den weiteren Verlauf und den Abschluss dieser Untersuchungen. Ich bin Günzler zu Dank verpflichtet für die Überlassung seines Materials.

Später übernahm Franz Müller (Meiringen) die mühevollen Bearbeitung der Engelhorngruppe. Seine Untersuchungen führten zu der wichtigen Erkenntnis des vollständig parautochthonen Charakters dieser Kammgruppe. Die Resultate sind in einer vorläufigen Mitteilung, die er gemeinsam mit Arbenz herausgab, zusammenfassend enthalten (66).

Im östlichen Anschlussgebiet (Wendenjoch-Wetterhorn) hat K. Rohr seine Untersuchungen beendet (75; 76). Unsere Arbeiten im Autochthonen liefen nebeneinander, ebenso wie unsere Meinungen über die Parallelisationen der einzelnen Zonen und Keile miteinander übereinstimmten. Daher ergänzen sich unsere Beobachtungen gegenseitig. Ich werde im folgenden auf Rohrs Arbeit zurückzukommen haben. Unsere Untersuchungen bilden im Verein mit denjenigen Franz Müllers ein zusammenhängendes, natürliches Ganzes.

### III. Regional-geologische Übersicht.

Wer vom Rosenloui Grindelwald erreichen will, hat auf dem alten Passweg die Grosse Scheidegg zu überschreiten. In sanfter Steigung gewinnt man die Höhe dieser Wasserscheide, um jenseits ebenso sanft nach Grindelwald zu gelangen. Der Weg führt dabei durch gewellte Matten und Tannenwälder, die, zum Teil sumpfig, sich in langsam rutschender Bewegung befinden. In kaum 1 km Entfernung zur Linken erheben sich unvermittelt aus diesen Weiden schroffe Felswände, die bis zur Region des Hochgebirges hinaufreichen. Diesem Kontrast verdankt die Landschaft ihren Ruf. Der Scheideggweg durchzieht die Wildhorndecke; die schroffen Kalkwände und das Kristallin gehören zur parautochthonen Decke<sup>1)</sup> und zum Autochthon. Diese drei tektonischen Einheiten bauen das Gebirge meines Gebietes auf.

#### 1. Wildhorndecke.

Entlang der N-Grenze des Untersuchungsgebietes zieht sich durchgehend die Basis der Wildhorndecke hin. Der Dogger dieser Decke findet sich jedoch nur an zwei Stellen in grösseren Massen; ausserdem aber auch unmittelbar am Fuss der steilaufstrebenden Wände, angelehnt an den parautochthonen Tertiärschiefer. Er bildet den Buckel, auf dem die Schönenbühlalp liegt im E (südwestlich Rosenloui, siehe Fig. 18). Im W bestehen die unteren Hänge des Mettenberges unterhalb P. 1319 (Pfungstegg) bis zur Einmündung des Bergelbaches in die schwarze Lütchine aus Doggerschiefern und -sandsteinen.

Eine spezielle stratigraphische und tektonische Bearbeitung der Wildhorndecke als Ganzes erfolgt von anderer Seite; ich kann mich daher kurz fassen und gleich unter diesem Abschnitt einige Angaben darüber machen.

<sup>1)</sup> Die Bezeichnung „parautochthon“ für die tiefsten Differenziationen des helvetischen Deckenbaues wurde zuerst von Arn. Heim in seiner „Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe“ (50 a, 19) geprägt. Die Definition dafür findet sich in der „Geologie der Schweiz“ (68, II, 33).

### a) Stratigraphie.

Die Basis der Decke besteht aus Aalénien (Eisensandstein und Aalénienschiefer). Es liegt dem durchwegs unmittelbar äussersten parautochthonen Tertiärmantel (Flysch) auf. Die Abgrenzung der Aalénienschiefer gegen dieses Tertiär ist nicht immer leicht, denn beide sind schwarzglänzende Ton-schiefer. Der Glimmergehalt kann nicht zur Unterscheidung dienen, denn beide Schieferkomplexe können Glimmerschuppen enthalten. Man erkennt die Aalénienschiefer am besten an den bekannten Toneisenkonkretionen. Innen enthalten diese manchmal Pyrit. Oftmals fehlen jedoch diese Tonkonkretionen, besonders in den untersten Teilen der Aalénienschiefer, nahe der Überschiebung. Hier kann dann die Unterscheidung zwischen Tertiär und Dogger nur auf Grund des verschiedenen Kalkgehaltes ermittelt werden. Die Flyschschiefer sind durchschnittlich kalkreicher als die sonst völlig kalkfreien Aalénienschiefer. Manchmal, aber nicht immer, sind die Flyschschiefer von einem schiefwinkligen Netzwerk von Kalzitadern durchzogen. Verunmöglicht wird eine Trennung, wenn beide Schieferkomplexe tektonisch miteinander verschuppt wurden, wobei ein eigentümliches Mischgestein entsteht, indem Doggerschieferlamellen im Flyschschiefer und umgekehrt schwimmen. Ein gutes Unterscheidungsmerkmal schien mir die verschiedene Farbtönung zu sein. Die Aalénienschiefer sind kalkfrei; ihre Oberfläche ist daher matt bis mattglänzend, die Tönung dunkler als die der Flyschschiefer; diese sind zudem oftmals von einer feinen Fältelung überdeckt.

Meistens nimmt der Sandgehalt der Flyschschiefer im Liegenden bald zu, um sich zu braunsandigen Schiefen oder Sandsteinlinsen zu verdichten. Dies trifft bei den Schiefen der Basis des Aalénien nicht zu, sofern nicht der Eisensandstein an der Überschiebung liegt. An den Fossilgehalt beider Schieferkomplexe kann man sich nicht halten, da er besonders im Flysch äusserst gering ist. Diese Umstände mögen unter anderem mit daran gewirkt haben, dass *Moesch* den ganzen Doggerkomplex der Schönenbühlalp und anscheinend auch die Pfingstegg als Tertiär ansah (vgl. **36**, 188/189, 197, Taf. XVII, Fig. 1, Taf. XXXIV, Fig. 3—4). *Baltzer* (**33**, 164, 167, Taf. XI, Fig. 10 und 14) stellte sie richtiger ins Oxford und in den Dogger.

Den besten Einblick in die Basis der Wildhorndecke im Gebiet gewährt der Kamm von P. 2017 südlich der Schönenbühlalp zum Reichenbach hinunter. Die Aalénienschiefer sind hier 20—30 m mächtig (Lammeltkrachen), sie fallen mit 60° S entsprechend dem Fallen des äusseren parautochthonen Tertiärs, sind also mitsamt der Überschiebungsfläche überkippt.

In senkrechter bis steil nördlich fallender Lagerung folgt darauf der Eisensandstein in knorriger, typischer Ausbildung. Seine Mächtigkeit beträgt hier mindestens 150 m. Es mag noch Erwähnung finden, dass sich im NW-Hang der Schönenbühlalp im Eisensandstein eine zirka 2 m mächtige Bank von gelbrotem, im Bruch schwarzen Spatkalk hinzieht, der voll kleiner Fossiltrümmer ist. Er dürfte der roten Echinodermenbreccie entsprechen, die *Stauffer* im Eisensandstein angibt (vgl. **70**, 26, Profil Nr. 8, S. 35).

Die Verbindung des Doggers der Schönenbühlalp mit dem des Mettenbergfusses wird durch viele kleinere Aufschlüsse vermittelt, die aus dem Schutt der parautochthonen und autochthonen Kalkwände aufragen; sie deuten den Verlauf der Überschiebung an.

Der Mettenbergfuss besteht hauptsächlich aus Aalénienschiefern, welche durch ihr langsames Abgleiten den sanft gewellten Hang der Pfingstegg hervorrufen. Ein kleiner Rest von Eisensandstein in Form eines Felsbändchens findet sich zirka 50 m unterhalb P. 1319.

### b) Tektonik.

Überall, wo die Überschiebung der Wildhorndecke auf das darunter folgende Parautochthon sichtbar ist, lässt sich Konkordanz feststellen, ob nun das Parautochthon nach NW oder überkippt nach SE falle. Die Diskordanz, welche *Moesch* (**36**, 196, Taf. XXXV, Fig. 2) zwischen Dogger und Tertiär von Gutzlauenen angibt, scheint mir auf der Verwechslung zweier hintereinander liegender Hangkulissen zu beruhen. Es ergibt sich eine flache Einwicklung der Wildhorndecke durch das Parautochthon, entstanden durch die zuletzt vordringenden kristallinen Klötze (**58**, 24; **51**, 9, 17; **61**, 272; **66**, 115).

Das Charakteristische dieses Kontaktes Wildhorndecke-Parautochthon ist das flache Ansteigen der Auflagerungsfläche von N her bis an den Fuss der Wände (Meiringen-Lauterbrunnen-Wengen). Zwi-

schen 2000—2500 m folgt eine Umbiegung zu verkehrter bis überkippter Stellung. Diese Steilstufe der helvetischen Überschiebung ist nur noch zum kleinsten Teile am Fusse der Wände erhalten geblieben; die Hauptsache davon ist abgewittert. Diese Knickzone ist das Produkt einer sekundären Steilstellung (Einwicklung) infolge des Vortriebes im Massiv selber. Sie gleicht einer flexurähnlichen Verfaltung der parautochthonen Decke.

## 2. Die parautochthone Decke.

Die parautochthone Decke ist nicht einheitlich gebaut, sie besteht vielmehr aus einer Reihe übereinanderliegender Schuppen, die nach E gestaffelt sind. Alle diese Schuppen schmiegen sich als dünne Schalen dem Fusse der Steilabstürze zwischen Klein Wellhorn und der Mettenberg-N-Flanke an. Ihre südliche Grenze streicht oft hoch in diese Wände hinauf; hier finden sich die jeweiligen trennenden Tertiärbänder, die eine Ablösung von den darunter folgenden Einheiten gestatten. Als Ganzes dokumentiert sich das Parautochthone als steil N-tauchende oder überkippte Deckfalte von geringer Mächtigkeit (vgl. 66, 115; 78 a).

## 3. Das Autochthone.

Als Autochthones wird allgemein derjenige Gebirgstheil aufgefasst, dessen Sedimente noch in primärem Zusammenhange mit ihrer Unterlage sind und als der nördlichste durch die Dislokationen erst zuletzt und nur in geringerem Masse ergriffen wurde. Im folgenden dürfte es sich jedoch zeigen, dass die Faltung und Verschuppung des Kristallins und dessen Sedimente eine noch mächtigere und tiefgreifendere ist, als man bisher glaubte. In den autochthonen Kalken ist es oftmals nicht möglich, eine genaue Abgrenzung zwischen autochthonen und parautochthonen Schuppen zu finden. Denn «autochthon» und «parautochthon» sind zwei Begriffe, die naturgemäss nicht scharf voneinander zu trennen sind. Wenn das Autochthone selbst scharf verschuppt ist, wie hier, so verwischt sich die Grenze manchmal völlig, und es erscheint fast als Sache der Konvention, welchen Teil man als «autochthon» und welchen man als «parautochthone» Schuppen oder Decke auffassen soll. Im allgemeinen werden diejenigen Teile, die südlicherer Herkunft sind, also weiter überschoben oder passiv mitgerissen sind und eventuell erst nachträglich durch die Eigenbewegung des Massivs eingewickelt wurden, in erster Linie als parautochthone Elemente, Decken oder Schuppen gelten müssen (66, 113; 68, 33; 51, 9/10).

Die parautochthonen Platten von Mesozoikum liegen demzufolge jetzt über oder nördlich vor dem Autochthonen, sie sind immer von diesem durch Tertiär getrennt. Ob sie mit weiter im S liegenden kristallinen Wurzeln in Zusammenhang standen ist nicht zu entscheiden. Die Tatsachen sprechen dagegen, dass sie an die nördlichen Schuppungen im Autochthonen anzuschliessen sind. Das Parautochthon ist ein passiv durch die Wildhorndecke abgestossener und mitgeschürfter Teil des südautochthonen Sedimentmantels.

Auf der anderen Seite ist im vorliegenden Falle alles autochthon, was extrem nördliche Facies besitzt, heute noch sichtbar mit dem Kristallin verbunden ist und keinen beträchtlichen horizontalen Schub erfahren hat.

---

## B. Stratigraphie.

Vorbemerkung. Die Charakterisierung der Begriffe «autochthon» und «parautochthon» des vorigen Abschnittes fasst auch die Faciesverhältnisse in sich. Autochthon ist demnach die ehemals nördliche Facies, parautochthon die südliche.

Die steilen N-Hänge des Gebirges zwischen Rosenlaur und dem unteren Grindelwaldgletscher erscheinen einheitlich aus glatten, hellen Kalken zu bestehen. Sie bilden im E die Gruppe der Engelhörner, deren Form in gleicher Weise durch ihr steiles NNW-Fallen bedingt ist (bearbeitet von *Fr. Müller*, Meiringen) (vgl. **66**). Diese scheinbare monotone Homogenität der Abhänge, verbunden mit dem Abseitsliegen von der allgemeinen Wanderstrasse Rosenlaur-Grindelwald mag neben ihrer Unwegsamkeit mit ein Grund gewesen sein, dass die speziellere geologische Untersuchung erst verhältnismässig spät einsetzte. Die Lagerungsverhältnisse dieser Kalkzone sind jedoch nicht so einfach und eintönig, als es der einfache Augenschein zeigt (Fig. 17, 18); denn mehrere tertiäre Sandstein- und Tonschiefereinlagerungen gliedern sie entlang der ganzen N-Wand. Dadurch wird die Abtrennung einer parautochthonen Schuppung von den tieferen Kalken ermöglicht. Diese Tertiärzüge sind die Mulden der südautochthonen, über das Nordautochthone überschobenen und geschuppten Kalkmassen. Da die Trennung der einzelnen Schuppen untereinander und von den tieferen Kalken durch diese tertiären Muldenkerne erfolgt, möge zuerst dessen Beschreibung folgen.

### I. Tertiär.

Das Tertiär ist zwischen Rosenlaur und Grindelwald in drei verschiedenen Typen entwickelt, die facieell und ihrer Stellung nach verschieden sind.

- a) Äusseres Tertiär = Tertiärmantel der parautochthonen Schuppen = Unterlage der Wildhorndecke («Scheideggtertiär»).
- b) Inneres Tertiär: zwischen dem tauchenden Schuppen des Parautochthon; ausserdem zwischen diesen und der inneren autochthonen Partie («Autochthones Tertiär»).
- c) Eigentliches autochthones Tertiär («Dachschiefer, Altorfersandstein, Taveyannazsandstein») = Synklinalkern der grossen autochthonen Sedimentmulde (Hohturnen-Kehrwänge).

#### 1. Das äussere Tertiär (Scheideggtertiär).

Das Scheideggtertiär zieht sich als durchgehendes Band von Schiefen, Sandsteinen, Kalken, roten Tonschiefern und Kalkbreccien dem grossen W-Fuss des Gebirges zwischen Mettenberg und dem Rosenlaur entlang. Den älteren Autoren war es wohl bekannt (vgl. **36**, 188—196, Taf. XXXV, Fig. 2, Taf. XXXIV, Fig. 3 und 4, und **33**, 60—65, Taf. XI, Fig. 9, 13, 14, 18), jedoch verwechselten sie das Tertiär von Rosenlaur-Gletscherhubel, welches in der Mulde der äussersten parautochthonen Schuppe liegt, zum Teil mit dem Scheideggtertiär und hängten beide Serien zusammen. Erst *Bertrand* und *Golliez* (**41**, 572—587) unterschieden innere Tertiärbänder der tauchenden parautochthonen Schuppen von dem äusseren Tertiärmantel (Scheideggtertiär). *J. Boussac* (**54**, 315—317) trennt in seinem tektonischen Profil von Rosenlaur diese beiden Tertiärserien deutlich voneinander, indem er beide durch die tauchenden parautochthonen Schuppen trennt.

Die Facies dieses äusseren Tertiärs ändert sich in seinem Streichen von NE nach SW stark. Dies hat seinen Grund in der Ablösung der einzelnen parautochthonen Lamellen von SW nach NE. Im W vereinigen sie sich zu einer gemeinsamen parautochthonen Decke, während nach E hin immer tiefere Ele-

mente kulissenförmig an die Erosionsoberfläche gelangen. Man kann dieses Verhalten mit einer nach hinten erfolgenden und von SW nach NE verlaufenden Staffelung vergleichen. Von Schuppe zu Schuppe wechselt die Tertiärfacies sprungweise. Dieses kulissenförmige Ablösen ist durch das axiale Ansteigen des gesamten Parautochthonen nach E bedingt. Die Verhältnisse treten besonders deutlich im Tertiär zwischen Grosser Scheidegg und dem Mettenberg hervor.

Betrachten wir zuerst dieses Tertiär östlich der Grossen Scheidegg; vom unteren Schwarzwaldgletscher bis zum Läsistock (P. 2165). Hier lässt sich folgendes Profil aufnehmen:

**Profil am Läsistock** = P. 2165 (Siegfried)südlich Rosenlauibad (P. 1926 bis Höhe der Schönenbühlalp, zirka 1600 m). Siehe Profil Fig. 1. Von unten nach oben senkrechte bis steil NNE-fallende Lagerung:

1. Aalénienschiefer, mattglänzende, stark verfaltete Tonschiefer mit gestreckten Tonkonkretionen, manchmal durch Eisensandstein ersetzt. Basis der Wildhorndecke . . . . . x m  
Überschiebung.
2. Schieferkomplex von wechselndem Aussehen und Mineralzusammensetzung, gelb bis schwarz glänzend und gefältelt, tonig bis kalkig, oft feinsandig und meist glimmerführend. Vielfach in braune, mürbe Sandsteinbänke übergehend und mit ihnen wechsellagernd . . . . . 40—100 m  
Darin tiefer liegend:
3. Grössere Nummulitenkalkblöcke, meist in der Fortsetzung von Sandsteinlinsen, fremdartig von den Schiefen (2) umpresst. Ohne Übergang zu diesen, oder hellgelbe, strukturlose, längere Kalklinsen von hellgrauem bis schwarzem Bruch, ohne jeden Übergang zu Schiefen und Sandsteinen . . . . . 0—10 m
4. Taveyannazsandstein, in stark gepressten Schiefen lagernd, im Streichen oft aussetzend . . . . . 0—10 m  
Überschiebung.
5. Hellgrauer, im Bruch schwarzer Kalk, innerlich zerbrochen, nach unten in einen zerütteten und wieder verfestigten dolomitischen Kalk übergehend. Dieser wittert gelbgrau an, Bruch dunkelgrau. Setzt als Ganzes nach W hin plötzlich aus. . . . . 0—40 m  
Übergang in:
6. Grobsandiger, schwarzer Stinkkalk, stark bituminös, mit vielen Querschnitten von Muscheln und Schnecken. Oft mit schwarzen, kalkigen Tonschieferinlagerungen, besonders unten. Nach W nicht immer vorhanden. . . . . 0—3 m  
Scharfe Grenze gegen:
7. Hellgelber, im Bruch weisser, grobkörniger, sehr zäher Quarzit, dickbankig, nach W zu aussetzend . . . . . 0—3 m  
Scharfe Grenze:
8. Linsenförmige, weinrot-rostfarbige Sandsteine und feinkörnige Quarzite, darin lagenweise angeordnet kleine, marmorisierte Kalkbrocken, die nach unten an Grösse zunehmen, aber immer deutliche, parallele Anordnung zeigen. Dabei wird das ganze Gestein feinsandiger, tonig, aussen und innen dunkelrot. Bis zum unteren Schwarzwaldgletscher konstant vorhanden. . . . . 10—40 m
9. Siderolithische Breccie; rotes, toniges, blättriges Bindemittel. Breccienbestandteile oben aus grobolithischem Kalk bestehend. Nach unten dünnplattig und marmorisiert. Siderolithische Infiltration dringt parallel den hangenden Kalkplatten tief ein. In wechselnder Mächtigkeit konstant bis zur Grossen Scheidegg . . . . . 4—12 m
10. Grünlichweisse, sehr harte Quarzitbank, im oberen Teile von 9.
11. Weisser, im Bruch hellgrauer, plattiger Kalk, gegen 9 und 10 hin dünnplattig und mit gelben Schnüren zwischen den Lagen. Öhrlikalk, Hangendes der Kalke der Läsistöcke (vgl. 66, 114).

## Beschreibung der Gesteine dieser Profile.

### a) Flyschgruppe (Profil Fig. 1, Nr. 2, 3 und 4).

Eine stratigraphische Gliederung des Schieferkomplexes, der die Unterlage der Wildhorndecke bildet, ist nicht durchführbar, sowohl wegen der Verworrenheit seiner Lagerungsverhältnisse und der kunterbunt ändernden Facies als auch wegen des vollständigen Mangels an Fossilien. Es ist eine Folge von sandigen und kalkigen Tonschiefern, deren Aussehen im Streichen schnell ändert. Ihre Farbe geht von hellgrau über gelb bis dunkelbraun zu schwarz. Zudem hängen oft Fetzen der überlagernden Aalénienschiefer oder des Eisensandsteines in diesen Flyschschiefern. Von einer primären Lagerungs-

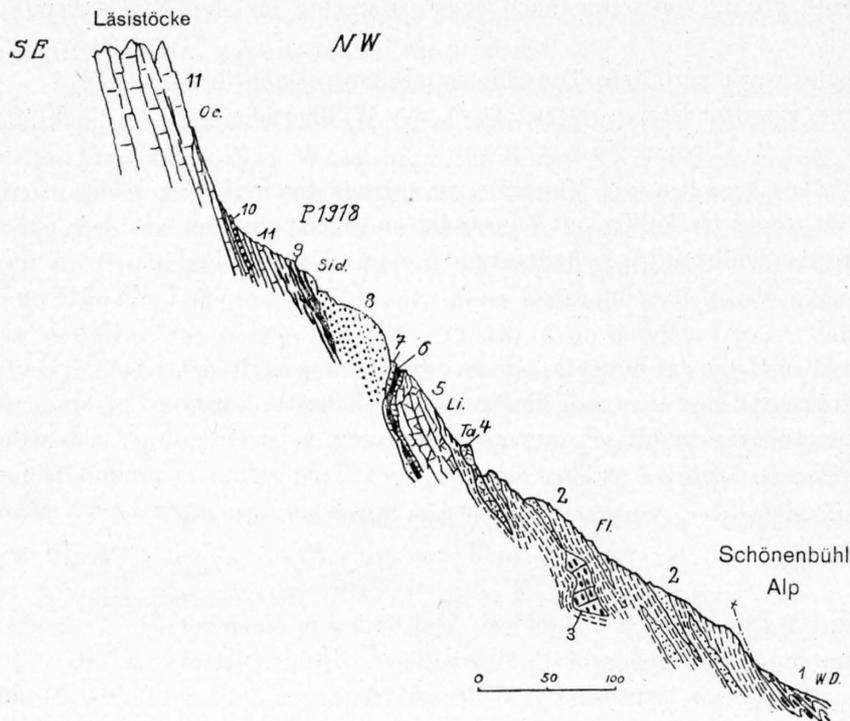


Fig. 1.

folge kann nicht im entferntesten gesprochen werden. Viele linsenförmige, langgestreckte Sandsteinbänke von poröser Beschaffenheit und gelber bis rostbrauner Anwitterungsfarbe durchsetzen allenthalben diese Schiefer, jedoch keilen sie meist nach kurzer Strecke aus, um sich in den Schiefen zu verlieren, deren Sandgehalt dann jeweils anwächst.

Diese führen meistens Glimmer. Manchmal ist ihre Oberfläche seidenglänzend und fein gefaltet. Auch finden sich darin oft die für Tertiärschiefer typischen, sich schiefwinklig schneidenden Kalzitadern; sie sind besonders in den schwarzen,

tonigen Schieferpartien auffällig. Sichere organische Reste konnte ich in dieser Schiefer- und Sandsteinpartie nicht finden. Das anstehende Gestein eines Sandsteinblockes, der aus ihnen stammen muss und der grosse Orthophragminen enthält, konnte ich trotz langem Suchen nicht finden. Dieser Schieferkomplex tritt nur nördlich über dem Taveyannazsandstein auf; er fehlt, wo letzterer aussetzt; beide Gesteine scheinen demnach zusammenzugehören.

Von einiger Wichtigkeit scheint das mechanische Verhalten dieser Region zu sein. Der Flysch wirkt vermöge seiner schiefrigen Beschaffenheit als Dämpfung für die tektonische Beanspruchung der tiefer folgenden Partien. Er fing die schiebenden Kräfte in sich auf und passte sich ihnen an durch äusserste Verfaltung. So schützte er, als das nachgiebigste Element, das tiefer folgende Gestein vor demselben Schicksal. Die Folge davon ist, dass diese in annähernd primärem Kontakt untereinander stehen.

Der Flyschkomplex zieht sich durchgehend vom Läsistöck-N-Hang bis 500 m jenseits der Grossen Scheidegg hin. Seine Mächtigkeit kann dabei um 30 m und mehr schwanken.

Eingelagerte Kalkblöcke und -linsen sind charakteristisch für diese Zone (vgl. Profil Fig. 1, Nr. 3). Dabei sind zwei verschiedene Arten von Kalken zu unterscheiden, nämlich Nummulitenkalkblöcke und langgestreckte Kalklinsen. Beide erscheinen fremdartig in den monotonen Schiefen.

Ein riesiger Block von Nummulitenkalk, der einzige seiner Art, den ich auffinden konnte, befindet sich in zirka 1600 m Höhe südwestlich über dem Rosenlaubbad in den Hängen unterhalb P. 1918 in den Lawinenverbauungen. Er ist weithin sichtbar und dürfte über kurz oder lang zu Tal fahren.

Er ist gespickt voll von kleinen, rundlichen Nummuliten von höchstens  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser. Welcher Art sie angehören, lässt sich nicht feststellen. Gegen die Schiefer, die um seine Oberfläche herum deutlich gepresst sind, hat dieser Kalk keinen Übergang. Seine Fortsetzung im Streichen bildet eine der vielen Sandsteinbänke, die als steile Rippen den Hang durchziehen. Diese Sandsteinbank enthält aber keine Nummuliten. So wie der Kalk aufhört, verschwinden diese aus dem Gestein. Aus diesem Verhalten muss ich annehmen, dass der Block nicht nur fremdartig aussieht, sondern tatsächlich ein Fremdkörper im Flysch ist (vgl. 66, 114; 68, 350).

Noch auffälliger sind die dem Flyschkomplex eingelagerten linsenförmigen Kalke (vgl. 70, 19—20). Sie wittern weiss bis hellgelb an und stechen dadurch deutlich sichtbar schon von weitem aus den Schiefen hervor. Ihre innere Struktur ist so stark verändert, dass die primäre Schichtung nicht mehr sichtbar ist, denn das Gestein ist in allen seinen Vorkommen innerlich zerbrochen und wieder verkittet. Die Bruchfarbe ist bei verschiedenen Kalklinsen verschieden. Sie wechselt von tiefem Schwarz bis zum Hellgrau mit Übergängen. Bei den einen meint man Malm vor sich zu haben, zumal die schwarzen Kalke meist einen muscheligen Bruch besitzen. Sind sie hell und dicht, was ebenso oft vorkommt, so kann man sie mit Recht als Öhrlikalk ansehen. Auch Kalke mit geringem Kieselgehalt lassen sich finden. Aus diesem Verhalten scheint mir deutlich hervorzugehen, dass diese Kalke untereinander eine heterogene Zusammensetzung haben. Organische Reste fanden sich in ihnen nicht vor. Der Kontakt dieser Kalklinsen gegen die Schiefer, in denen sie eingebettet sind, ist anormal. Denn es besteht nicht der geringste Übergang zwischen beiden. Mit scharfer Grenze ist Schiefer um Kalk gepresst. Wo letzterer im Streichen aussetzt, lässt sich nie eine Schichtlücke erkennen. Das Auskeilen ist jeweils ein vollkommenes. Jedoch tritt im Streichen oftmals eine neue Linse auf, die anders geartet sein kann. Dabei ist die Mächtigkeit eine sehr verschiedene. Sie schwankt zwischen kaum 1 m und 10 m. Über das Alter der einzelnen Kalke kann ich nicht genaue Angaben machen. Es scheinen mir sowohl Malm und Öhrlikalk als auch vielleicht Kreide oder zum Teil auch Tertiär darin vertreten zu sein. Doch nehme ich mit Sicherheit an, dass sie nicht in normaler Sedimentation in den Flysch gelangten, sondern eigentliche Fremdkörper darin sind. Die Facies dieses Flyschkomplexes nähert sich sehr dem Wildflysch. Sie entspricht ihm nicht ganz, da Konglomerate, Breccien und das Kristallin darin fehlen (vgl. 68, 350).

Das Vorkommen dieser Flyschfacies ist nur auf den östlichen Teil des Gebietes beschränkt. Im W sind wohl auch Tertiärschiefer vorhanden. Hier fehlen aber die eingelagerten Nummulitenkalke und die Kalklinsen. Tertiäre Kalke werden dort nur durch den Lithothamnienkalk verkörpert, der noch in primärer Lagerung mit dem unterliegenden Bohnerz verbunden ist. Er ist von den oben beschriebenen Kalken säuberlich zu trennen. Diese Kalke im Flysch ziehen sich deutlich sichtbar besonders zwischen dem unteren Schwarzwaldgletscher und der Grossen Scheidegg am Fusse der östlichen Wetterhornwand hin als hellgelbes Felsband in den dunklen Schiefen. Ein besser zugängliches Vorkommen findet sich südlich der Schönenbühlalp in zirka 1800 m Höhe. Auch unterhalb P. 2017 und im Lameltikrachen (westlich dieses Punktes) finden sie sich nahe dem Doggerkontakt. Unterhalb Seitewängen sind sie von Schutt bedeckt. Auch im SW der Grossen Scheidegg treten sie noch ein Stück weit auf (zirka 300 m). Hier findet sich auch im SW-Hang der Grossen Scheidegg (südlich P. 2001) das westlichste Vorkommen eines Kalkes im Flysch als weithin sichtbare, weisse Kalkplatte mit hellgrauem Bruch. Wo das Tertiär westlich Wetterlauenen aus dem Schutt wieder auftaucht, hat es andere Facies, die später genauer zu beschreiben ist. Denn es nimmt tektonisch wie stratigraphisch eine andere Stellung ein.

**b) Der Taveyannazsandstein** (siehe Fig. 1, Nr. 4) ist eng mit dem Flyschschieferkomplex und seinen Begleitern verbunden. Es erübrigt sich, seine petrographische Beschreibung zu wiederholen (vgl. 60, 252—257). Ein transgredierendes Verhalten des Taveyannazsandsteins ist bei mir nicht nachweisbar (vgl. 60, 271—272, und 70, 19), da er, an den Flysch gebunden, mit diesem eine selbständige Schuppe bildet, welche sich, begleitet von dem geschilderten Wildflysch, zwischen Wildhorndecke und dem Parautochthonen einschaltet. Der Taveyannazsandstein liegt an der Basis dieser Schuppe, die Beweise dafür sind 700 m westlich der Grossen Scheidegg aufgeschlossen (siehe Profil Fig. 6). Sie werden später behandelt werden.

Das Gestein wird unterlagert von schwarzen Tonschiefern, welche manchmal in dünnen Lagen in den Sandstein eindringen. Auch das Hangende wird durch rostbraune, sandige Schiefer gebildet. Erstere sind stark verfault und zerquetscht. Vielleicht gehören sie zum Teil zu dem darunterliegenden Lithothamnienkalk. Die Mächtigkeit des Taveyannazsandsteins wechselt stark, da das Gestein selber oft aussetzt; sie schwankt daher zwischen 0—12 m.

Die Vorkommen sind nicht zusammenhängend. In den Hängen unterhalb P. 1918 (südlich Rosenlauibad) bildet der Taveyannazsandstein eine deutliche Felsrippe, da die Lagerung eine beinahe senkrechte ist (Fig. 17, 18). Er verschwindet jedoch im Streichen nach W bald unter dem Schutt der oberen Schönenbühlalp. Erst beim unteren Schwarzwaldgletscher tritt das Gestein wieder zutage. In den dazwischenliegenden Tertiäraufschlüssen (südlich Schönenbühlalp und bei P. 2017) fehlt der Taveyannazsandstein. Sein Vorkommen im Lammeltikrachen ist fraglich. Beiderseitig der Grossen Scheidegg findet er sich durchgehend an der Basis des Flysch; hier bildet er das erste Felswändchen über diesen Schiefer; seine Mächtigkeit beträgt dort 10—18 m. Der Tertiäraufschluss der Grossen Scheidegg ist zum grossen Teil durch die Trümmer dieses leicht verfallenden Gesteins verdeckt, nach SW zu hält es noch zirka 400 m durchgehend an, um dann aber plötzlich noch vor den Schutthalden von Wetterlauenen für mein Gebiet nach SW im äusseren Tertiär zu verschwinden. Er dürfte sich im W erst im Brünli (vgl. 70, 14 und 19) wiederfinden, im zwischenliegenden Gebiet scheint es nicht vorhanden zu sein.

Nach *Boussac* (54, 313) ist der Taveyannazsandstein altoligocän (Lattorfien); ob der über ihm liegende Flysch jünger oder älter ist, kann ich nicht angeben. Wahrscheinlich bildet der Taveyannazsandstein für sich eine tektonische Einheit als Rest der Diableretsdecke und gehört nicht mit zum überliegenden Flysch; ich fasse diesen als unter der Wildhorndecke eingewickelt auf (vgl. Sammelprofile, 54).

### c) Das normale Tertiär des Läsistockes (P. 2165 südlich Rosenlauibad).

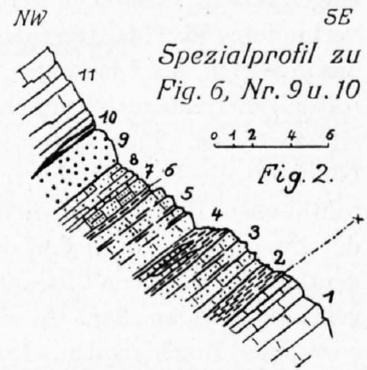
(Vgl. Profil Fig. 1, Nr. 5—10, und Phot. Fig. 17, 18.)

Die Bezeichnung «normal» verdient diese Schichtreihe nur in bezug auf den Kontakt der einzelnen Glieder untereinander und gegen die darunter folgenden Kalke des Parautochthonen (lokal Läsistockschuppe benannt). Eine Überschiebung, die den Verband sekundär störte, konnte nicht beobachtet werden. Die Lagerung ist dagegen eine steile, nach NW einfallende oder nach SE überkippte; letzteres trifft besonders für dieselbe Zone um die Grosse Scheidegg zu (vgl. 66, 112, 113). Die Gesteine selber sind nicht immer leicht zu entziffern.

Der Lithothamnienkalk gilt nach *Boussac* (54, 312, 313) als die neritische Facies des Priabonien. Er entpuppte sich in obigem Profil erst nach intensiver mikroskopischer Bearbeitung als solcher. Der einfache Augenschein liess diesen Schluss nicht zu, da das Gestein vollkommen dem Malm gleicht, sowohl in der hellen, weissen Anwitterungsfarbe als auch in dem schwarzen Bruch (vgl. 41, 572). Innerlich ist dieser Kalk in seinem Verbands zerbrochen und wieder verkittet. Die Lithothamnien, welche sich vorfinden, sind nesterweise angehäuft, sie zeigen sich aber nicht in der Anwitterungsoberfläche oder im Bruch, sondern erst im Schliff. Man muss dabei Glück haben; denn in vielen Handstücken fanden sie sich nicht vor. Das Gestein enthält in seinem unteren Teile wenige feine Quarzkörner, es wird dabei dolomitischer und kreuz und quer von feinen Kalzitadern durchsetzt, Lithothamnien fanden sich hier nicht mehr.

Die Lagerungsform im Streichen ist eine linsenförmig aussetzende. Zwischen dem unteren Lammeltikrachen und den westlichen Hängen der Schönenbühlalp ist der Lithothamnienkalk in den Tertiäraufschlüssen nicht vertreten; oder unter Schutt vergraben. Westlich dieser engen Erosionsschlucht, die den Kontakt Dogger-Tertiär enthält, findet er sich am Fusse der steilen Hänge unter dem Schwarzwaldgletscher als unterste Kalkfluh, die den Zugang zu den spärlichen Wildheumatten dieser Hänge erschwert. Bis zur Grossen Scheidegg, auch westlich davon, findet er sich nicht mehr im selben Tertiärzug vor, da dieses einer anderen Facies Platz macht; es besteht dort aus einer Folge kalkiger Sandsteine und Tonschiefer mit Nummuliten und Orthophragminen (siehe Profile Fig. 2 und 6). Die Mächtigkeit schwankt aus den angegebenen Gründen stark; sie hält sich im Mittel zwischen 20 und 30 m.

Unter dem Lithothamnienkalk folgt das markanteste Schichtglied der ganzen Serie; es ist eine 1—2 m mächtige Schicht von grobsandigem, kohligem Kalk (siehe Fig. 1, Nr. 6) mit massenhaften Querschnitten von Cerithien und Muscheln. Das Gestein verbreitet beim Anschlag den intensiven Geruch, welcher nur bei stark bituminöser Beimengung entsteht. Der verhältnismässig grosse Kohlegehalt lässt den Kalk schwarz anwittern; auch der Bruch ist schwarz. Die groben Quarzkörner sind gelblich und nicht gleichmässig im Gestein verbreitet. Der Übergang in den hangenden Lithothamnienkalk ist ein allmählicher. Es gelang mir nicht, bestimmbare Fossilien aus dem Gestein zu isolieren; sie sind trotz ihres massenhaften Auftretens viel zu fest mit dem sandig-kalkigen Füllmaterial verwachsen. Als Querschnitte sind besonders die Cerithien auffällig; es kommen bis 10 cm lange Exemplare darin vor. Sie zeigen alle die für Priabon-Cerithien charakteristischen reichen Verzierungen. Die Stellung der Schicht, ihre bituminöse, kohlige Beschaffenheit und das Vorhandensein der Schnecken und Muscheln geben ohne weiteres den Grund zu dem Schluss, dass die das Äquivalent des transgressiven unteren Priabonien (54, 313), Bartonien, in der Facies der sogenannten Cerithien-schichten darstellt, welches im innern Tertiär so weit verbreitet ist. Diese Analogie tritt besonders deutlich dann hervor, wenn der Kalk in bituminöse, schwarze Mergelschiefer übergeht. Dies ist der Fall unter dem Schwarzwaldgletscher, wo ein Vorkommen solcher Schiefer mit Cerithien zugänglich ist. Die Mächtigkeit ist dort zirka 3 m; sie witterten hinter dem Lithothamnienkalk tief aus und bilden dadurch den Zugang zum Schwarzwaldgletscher über die Kalkabstürze der Seitenwängen. Es ist wahrscheinlich, dass sich die Schicht auch in den steilen Hängen der östlichen Wetterhornwand hinzieht; ich fand Geröllstücke davon in den Schutthalden; das Aufsuchen jedoch ist ohne dringenden Grund dort nicht ratsam wegen fallender Steine. Das Profil Fig. 2 westlich der Grossen Scheidegg enthält sie wieder, allerdings ohne Cerithien und Muscheln und in geringerer Mächtigkeit. Sie stellt im Parautochthonen die Brackwasserfacies des transgressiven Priabonien (Cerithienschicht) dar.



Dieselben Aufschlüsse wie für das Priabon gelten für den darunter folgenden Quarzit (vgl. Profil Fig. 1, Nr. 7). Dass es sich dabei nicht um den Priabon-Quarzit handeln kann, folgt schon aus seiner Stellung, da der Priabon-Quarzit immer über den Cerithienschichten liegt. Gegen das Hangende wie das Liegende trennt ihn eine scharfe Grenze; er ist ein selbständiges Schichtglied. Sein Gefüge ist grobkristallin, aus grossen, blassen Quarzitkörnern bestehend, die die weisse Farbe des Bruches hervorrufen. Das Auftreten ist dickbankig und ohne Gefüge oder Schichtung; die Oberfläche, sofern sie nicht mit Flechten bewachsen ist, weiss bis gelblich, ohne sich schiefwinklig schneidende Klüftungsrisse. Das Gestein selber ist sehr hart und splittrig, aber nicht zähe, wie es siderolithische Quarzite sind. Die Lagerung und dieses Verhalten zeigen deutlich, wie es mir scheint, dass dieser Quarzit nicht als Priabon-Quarzit anzusehen ist (siehe inneres Tertiär).

Für die stratigraphische Altersbestimmung kann ich keine Beweise ins Feld führen. Da die Cerithienschichten nach *Boussac* (54, 310, 313) ins Bartonien zu stellen sind und dieses transgressiv ist, bleibt für den Quarzit selber nur die Zugehörigkeit zu den darunter folgenden siderolithischen Bildungen übrig; er mag als deren oberstes Glied das Auversien darstellen, doch kann ich dieser Angabe aus Mangel an Fossilien keine Beweiskraft verleihen. Im Handstück ist er nicht von dem echten Hohgantsandstein zu unterscheiden, jedoch fehlt ihm die für diesen Sandstein bezeichnende transgressive Basis.

Die folgenden auffällig gefärbten Schichtglieder (vgl. Profil Fig. 1, Nr. 8 und 9) gehören den siderolithischen Bildungen des Bohnerzes an. Sie sind durchgehend von P. 1918 bis über den unteren Schwarzwaldgletscher nach W zu vorhanden. *Baltzer* und *Moesch* haben sie schon beschrieben (vgl. 33, 168; 36, 193). Ersterer hebt die liegende Breccie als Marmorbreccie hervor; sie gebe der von Grindelwald in nichts nach; während letzterer darin Nummuliten gesehen zu haben glaubt.

Am Läsistock und südlich Schönenbühlalp lassen sich deutlich drei siderolithische Schichtglieder unterscheiden. Sie beginnen oben mit einem braun anwitternden, im Bruch grünlichen, sehr harten

Sandstein und Quarzit, dem lagenweise kleine Kalkbrocken eingelagert sind. Diese wittern schneller aus als das übrige Gestein. Dadurch entsteht eine eigentümliche, löcherige Beschaffenheit der Anwitterungsoberfläche (vgl. 53, 65). Im Liegenden wird das Gestein toniger; lange, rote, tonige Sandsteinlinsen sind dann mit ihm vermischelt; auch hier enthält es die lagenförmigen Kalkstücke, doch werden sie hier schon grösser (bis 4 cm). Im Innern sind sie immer deutlich marmorisiert und durch das rötliche Füllmaterial rot oder violett gefärbt. Der Übergang in die liegende siderolithische Marmorbreccie ist allmählich; er erfolgt durch Abnahme des Quarzes von oben nach unten bei gleichzeitiger Zunahme des Ton- und Eisengehaltes, welcher das Gestein innen und aussen dunkel-ziegelrot färbt. Die eingelagerten Kalkstücke werden dabei sukzessive gröber. Aus diesen Verhältnissen resultiert die weit verbreitete (66, 114) siderolithische Breccie zwischen P. 1918 und den Seitenwängen. Sie besteht aus grösseren, bis 1 m langen, meist gelblichen Kalkfragmenten, die innen linsenförmig und von einem rottonigen Bindemittel umschlossen sind; dieses ist stellenweise durch wulstige, grünlichweisse Quarzite vertreten. Eine systematische Verteilung dieser Quarzite lässt sich nicht feststellen, denn sie bilden oft die Fortsetzung einer tonigen Partie. Pisolithe liessen sich sowohl in den hangenden siderolithischen Partien wie in der Breccie selber nirgends feststellen. Die Breccienbestandteile sind durchwegs Kalke, doch sind sie untereinander nicht gleich geartet. In der Breccie von P. 1918 lässt sich deutlich der polygene Charakter feststellen. Es finden sich dort in ihrem oberen Teile groboolithische, gelbliche Kalklamellen. In einem Bruchstück einer solchen fand sich der Schalenrest einer Muschel oder eines Brachiopoden. Der Dünnschliff zeigt rundlich-ovale Körner, deren Oberfläche aus einer dichteren Kalzitrinde besteht, innen sind sie von strukturlosem, gelblich trübem Kalzit erfüllt, eigentliche konzentrische Oolithstruktur fehlt innen vollkommen.

Zwischen den einzelnen Ooiden sind feine Quarzkörner eingelagert, vielleicht als Reste von agglutinierenden Foraminiferen. Die Kalke ähneln sehr den oolithischen Partien, die sich im oberen Öhrlikalk stellenweise vorfinden (vgl. 60, 265; 47, 5—6). Ihre gelbliche Farbe ist eine sekundäre Erscheinung, sie neigen weniger zur Marmorisation als die darunter folgenden homogeneren Kalke. Diese zeigen im Dünnschliff ein gleichmässiges Haufwerk von feinen, aneinanderliegenden Kalzitindividuen, ohne Spur von organischen Resten. Makroskopisch kann man stellenweise noch die primäre Schichtung erkennen; doch kommen auch Stücke ohne diese vor. Nach unten gehen diese Kalke durch Abnahme des infiltrierten siderolithischen Materials zwischen den Schichtfugen in den normalen, hellbrüchigen Öhrlikalk des Hangenden über; der aber stellenweise plötzlich wieder durch einen grünlichen Quarzit unterbrochen sein kann, ohne dass der darüber liegende Kalk noch ein Merkmal einer siderolithischen Beeinflussung zeigt (vgl. Profil Fig. 1, Nr. 10). Diese tiefere Aufarbeitung zeigt sich immer als grüne oder gelbe Zwischenlage der Kalkplatten; feine, tonige Überzüge können bis zu 2 m mächtigen, grünen, sehr zähen Quarziten auswachsen, die ganz den Eindruck machen, als seien sie die Ausfüllung früherer Hohlräume. Von den dünnen, linsenförmigen Zwischenlagen könnte man sich die Vorstellung einer Infiltration unter Druck, einer förmlichen Injektion des siderolithischen Materials unter Aufblätterung der Kalke machen. Die rote Farbe des Materials ist auf die höheren Partien beschränkt, in den tieferen herrscht die grüne vor. Die Mächtigkeit dieser gesamten siderolithischen Bildungen schwankt lokal zwischen 20 bis über 50 m; das allgemeine Verhalten ist eine Abnahme der Mächtigkeit vom Läsistock (P. 2165) nach W zu. Unter Seitenwängen sind sie als weithin sichtbares, dunkelrotes Band zwischen dem Lithothamnienkalk und dem liegenden Öhrlikalk sichtbar. Jedoch finden sich an der Grossen Scheidegg nur noch geringe Spuren in Form grüner Zwischenlagen in den Kalken vor; von einer eigentlichen siderolithischen Breccie kann dort nicht mehr die Rede sein.

Das vollkommenè Fehlen von Pisolithen unterscheidet diese Bildung vom echten Bohnerz; da sie jedoch in den Öhrlikalk eindringt und von sicherem Tertiär überlagert ist, sehe ich darin eine besondere Facies des Bohnerzes. Die lagenweise Anordnung von Kalkfragmenten in den oberen Teilen scheint mir eine Verschwemmung des Bohnerzsubstrates anzudeuten; ob eine altkretazische siderolithische Bildung, wie sie *Stauffer* (vgl. 70, 15 und 21) und *Krebs* (69, 33, 71, 80) annehmen, im unteren Teile auch hier vorhanden ist, lässt sich nicht feststellen, da der Tschingelkalk fehlt. Gegen das Vorhandensein einer im untern Valangien entstandenen siderolithischen Bildung in den behandelten Schichtgliedern spricht der Umstand, dass von oben nach unten ein allmählicher Übergang vorhanden

ist. Aus dem Quarzit entsteht durch Zunahme an rotem, tonigem Material das Bindemittel der Breccie. Durch Vergrößerung der Kalkbrocken, die in den oberen Teilen gleichmässig in geringer Korngrösse verteilt sind, entstehen die Breccienbestandteile selber. Ein seitlicher Unterbruch in der Sedimentation aller drei Schichtglieder ist daher nicht auffindbar; die Reihenfolge ist eine normale. Die Breccie selber ist nicht niveaunkonstant; so ist sie z. B. in dem Felssporn südlich der Schönenbühlalp (Höhe zirka 1800 m) durch 8 m hellen, dünnplattigen Öhrlikalk mit kaum sichtbaren siderolithischen Zwischenlagen von den darüber folgenden roten und grünen Sandsteinen getrennt. Das Liegende bildet hier wie am Läsistock der Öhrlikalk und der Malm bis zum nächstfolgenden trennenden Tertiär.

### Das äussere Tertiär im W der Grossen Scheidegg.

(Siehe tektonische Kartenskizze Fig. 11.)

Im W der Grossen Scheidegg (Mettenberg und Wetterhornhang) lassen sich andere Verhältnisse im äusseren Tertiär beobachten. Auch hier wird es durch die Basis der Wildhorndecke, entweder durch Aalénienschiefer oder Eisensandstein, überlagert. Die Veränderung hat ihren Grund in der Ablösung der obersten parautochthonen Schuppe, welche im W zwischen Wildhorndecke und dem tieferen Parautochthon die Erosionoberfläche erreicht. Sie keilt, von SW nach NE streichend, kurz vor der Grossen Scheidegg aus; ihre Kalke und ihr äusseres Tertiär verschwinden, um dem in Profil 1 beschriebenen Tertiär Platz zu machen (vgl. Profilerie Fig. 6).

Die Merkmale dieses westlichen äusseren Tertiärs im Vergleich zu dem im E beschriebenen sind folgende. Der mächtige Flyschkomplex mit Schiefen, Sandsteinen, Kalklinsen und der Taveyannazsandstein fehlt (vgl. Fig. 1, Nr. 2—4) aus den dicken siderolithischen Sandsteinen mit ihrer basalen Breccie ist wenig mächtiges, nicht überall auftretendes, echtes Bohnerz geworden; dieses liegt auf Tschingelkalk (Hauterivien). Das Priabonien, Lithothamnienkalk mit transgressiver Basis, kommt in beiden Typen vor.

Im W des Mettenberges (Doldislaunen) ist dieses Tertiär weniger gut aufgeschlossen; es finden sich dort nur glatte, gewellte Tonschiefer von seidenähnlichem, grauem bis schwarzem Aussehen; der Lithothamnienkalk und Tschingelkalk und mit diesem das Bohnerz sind wahrscheinlich tektonisch ausgequetscht. Dieser Schieferkomplex ist weitgehend mit Eisensandstein und Aalénienschiefern vermischt. Stellenweise werden die Schiefer kalkiger, doch fanden sich weder hier noch in den Tonschieferpartien organische Reste.

#### Lokalprofile.

Profil Dysengraben (siehe Fig. 3 a, Mettenberg, oberster Teil 1300 m).

- |  |        |
|--|--------|
| 2. Schieferkomplex, schwarz bis dunkelgrau, mit geringen braunen Sandsteinlinsen stark verfaltet; kann Relikte von Eisensandstein enthalten, nach unten kalkig werdend . . . . .                 | 6 m    |
| Übergang in:   |        |
| 4. Lithothamnienkalk, hellanwitternd, bankig, im Bruch schwarz und spröde, überall deutliche Lithothamniolen enthaltend; nach unten durch Aufnahme von Sand und kohligen Bestandteilen . . . . . | 7—10 m |
| Übergang in:   |        |
| 5. rostbraune, mürbe Sandsteine, manchmal mit braunen, sandigen Mergelschiefern wechsellagernd. . . . .  | 4—6 m  |

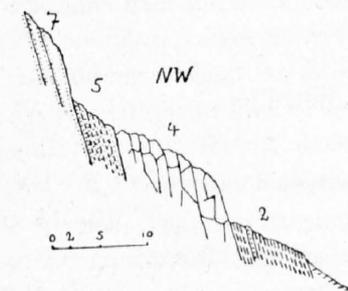


Fig. 3 a. Oberer Dysengraben.

Scharfe Grenze gegen:

- 7. Tschingelkalk.

Profil Breitlaunen (Mettenberg), Fig. 3.

- 1. Aalénienschiefer der Wildhorndecke.  
Überschiebung.
- 2. Schwarze, gewellte Tonschiefer, schwarz bis hellgrau, mit vielen Glimmerschuppen und schiefen Kalzitadern, stark verfaltet, ähnlich den Flyschschiefern. . . . . 8 m

- 3. Schwarze, kalkige Tonschiefer mit sandigeren Zwischenlagen . . . . . 3 m  
Allmählicher Übergang in:
- 4. Lithothamnienkalk mit vielen Lithothamniern und besonders im unteren Teile auftretenden massenhaften Bryozoen, enthält auch unten, nesterweise angeordnet, Globigerinen und Rotalien . . . . . 8—10 m  
Übergang in:
- 5. Transgressive Basis des Lithothamnienkalkes. Grob korallogenes Gestein, schwarz im Bruch, grau anwitternd und an der Oberfläche Querschnitte von Korallen zeigend. Im untersten Teile sandig braun anwitternd (einige Zentimeter) transgressiv auf
- 6. Bohnerz. Dunkelbraun bis schwarz anwitternde quarzitishe Wülste, oft stark pyrit-haltig, mit Pisolithen; bei der Verwitterung stellenweise in einen hellbraunen Quarz-grus zerfallend. Greift deutlich in die grobknorrige Oberfläche des Liegenden ein. Schwache Diskordanz . . . . . 4—6 m
- 7. Tschingelkalk, zirka . . . . . 30 m

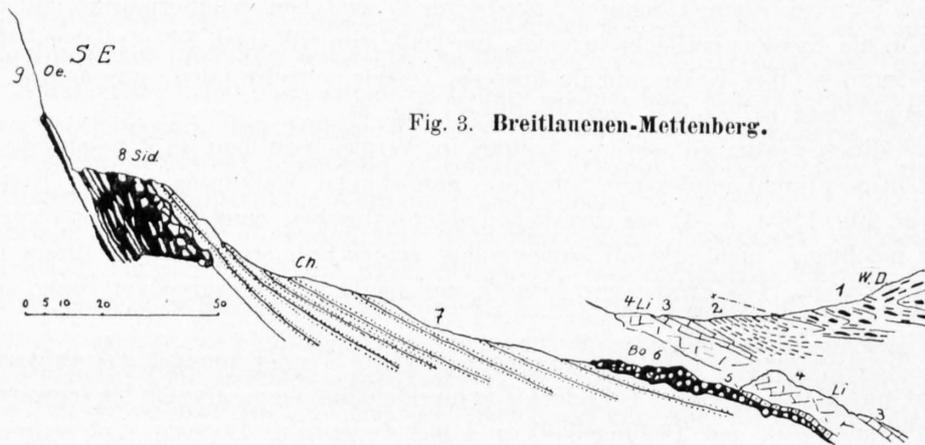


Fig. 3. Breitlauenen-Mettenberg.

- 8. Siderolithische Breccie unter dem Tschingelkalk. Im oberen Teile durch Komponenten des Hangenden Tschingelkalkes gebildet. Im unteren Teile allmählich in den Liegenden Öhrlikalk übergehend. Bindemittel rot, tonig im oberen Teil, nach unten grün, quarzitisch und sehr zähe werdend . . . . . 15—20 m
- 9. Liegender Öhrlikalk der parautochthonen Zone des Mettenberges. In seinem obersten Teile von bis 2 m mächtigen Quarzitadern der hangenden siderolithischen Breccie durchzogen.

Profil Gutzlauenen-Eisfad.

(Wetterhorn NW-Flanke, Höhe zirka 1650 m, vgl. Fig. 4.)

- 1. Aalénienschiefer der Wildhorndecke.
- 2. Schwarz glänzende Tonschiefer mit Glimmer und eingelagerten, braunen Sandstein-linsen, mit 1 verfaultet . . . . . 10—15 m
- 3a. Sandiger, hellbraun anwitternder Kalk, hart, im Bruch mit vielen hellgelben, kleinen Tupfen, scheinbar karrig in den liegenden Lithothamnienkalk eingreifend . . . . . 5 m
- 3. Lithothamnienkalk, nach E auskeilend . . . . . 8—10 m
- 4. Gebänderter, grobsandiger Kalk, schwärzlich anwitternd, bituminös, mit seltenen Querschnitten von kleinen Cerithien, enthält stellenweise kohlige Mergelzwischenlagen . . . . . 2—3 m
- 5. Grauschwarzer, sandiger Kalk mit Linsen von dunklem, grobsandigem Sandstein, nach unten rostfarbig . . . . . 5 m
- 6. Hellgelber, toniger, feinkörniger Sandstein, weich, schwarzbraun anwitternd, mit Einlage-rungen von schwarzen, quarzitischen Tonlinsen und Lagen von Brauneisenstein mit Pisolithstruktur. Im unteren Teile dicke quarzitische, schwarzgrüne siderolithische Gänge . . . . . 10—12 m

7. Aufgearbeiteter Tschingelkalk, sandiger, eisenschüssiger Kalk mit grünen Quarzitgängen und grünlichen tonigen Bändern. Enthält im oberen Teile grössere, eckige Stücke (bis 30 cm) von schwarzem Kalk (Malm ?), siderolithische Breccie . . . . . 18 m  
 Im unteren Teile durch Abnahme der Aufarbeitung Übergang in:
8. Tschingelkalk . . . . . 8—10 m
- 9 a. Heller, weicher, mehliges Kalk mit Muschelquerschnitten, dickbankig . . . . . 6 m  
 Darunter folgend:
9. Dicke, grünliche Quarzitgänge und Wülste ohne Zusammenhang mit 6 und 7. Gegen 9 a getrennt durch:
10. Öhrlikalk, ohne irgendwelche siderolithische Infiltration. Bildet unter 9 das Liegende.

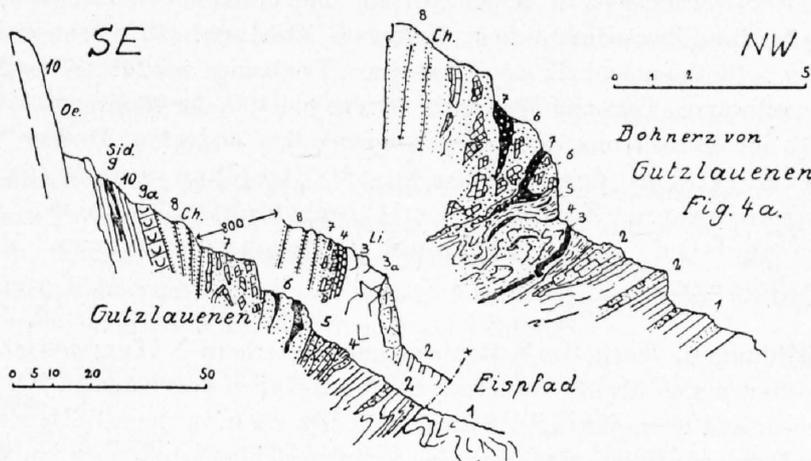


Fig. 4.

### Beschreibung der Gesteine.

**Priabonien.** Als Vertreter dieser Stufe sehe ich in Übereinstimmung mit *Stauffer* nicht nur den Lithothamnienkalk mit transgressiver Basis, sondern auch die diesen Kalk überlagernden Schiefer an (vgl. **70**, 10—11 und 18). Die Beschreibung, welche *Stauffer* von ihnen gibt, stimmt vollkommen mit den Beobachtungen bei mir überein. Im Handstück sind sie nicht von den Flyschschiefern zu unterscheiden. Doch gehen sie im Liegenden durch allmählich zunehmenden Kalkgehalt in den Lithothamnienkalk über. Stellenweise sind ihnen geringe Sandsteinbänke eingelagert. Das vollkommene Fehlen dieses Kalkes im westlichen Teile des Mettenberges ist vielleicht durch seine primäre, schieferige Ausbildung bedingt, so dass dort das ganze Priabonien in Tonschieferfacies ausgebildet ist. Auch im W, ausserhalb meines Gebietes, unter Alpiglen und Schüssellauenen, findet sich kein Lithothamnienkalk mehr. In diesem schieferigen Priabonien wurden nirgends Fossilien gefunden, diese stellen sich erst im Lithothamnienkalk ein.

Sein Aussehen ist anders als im E, am Läsistock und in Seitenwängen. Im Bruch kann er hellgrau und dunkel sein. Die vielen Kalkalgen lassen sich schon deutlich auf den weissen Anwitterungsoberflächen unterscheiden. Stellenweise finden sich, besonders im unteren Teile, viele Bryozoen, Korallen. Foraminiferen, Globigerinen, Rotalien, Textularien; Nummuliten fand ich keine (vgl. **70**, 10; **60**, 258). Die Korallen treten stockweis auf. Das Gestein ist innerlich weniger zerrüttet als im E, sein unterer Teil ist im W nirgends dolomitisch, sondern geht aus seiner Basis aus bituminösen, rötlich-sandigen Schiefen hervor, diese transgredieren auf Bohnerz. Der Lithothamnienkalk findet sich vom Widdersbodmi (Mettenberg) bis kurz vor Gutzlauenen (Wetterhorn) in durchschnittlich 1300 m Höhe. Bei Gutzlauenen findet er in sandigen, kohligen Bänderkalken sein Ende (vgl. Fig. 4, Nr. 3—5); wo er am Fusse des N-Hanges aus dem Schutt aufragt, bildet er die erste Felsstufe als weithin sichtbares, weisses Band.

Bemerkenswert ist sein Hangendes entlang der Felswand des Eispfades westlich Wetterhornflanke. Hier bildet seine Oberfläche ein feinsandiger, braunanwitternder Kalk (vgl. Fig. 4, Nr. 3 a). Diese Braunfärbung kommt von sehr fein und gleichmässig verteilten Pyritpartikelchen her, sie verleihen dem Bruch des Sandkalkes eine gleichmässige grünliche Farbe. Organische Reste fanden sich keine in ihm. Die Grenze gegen den liegenden Lithothamnienkalk ist scharf. Ein Übergang besteht nicht. Fast scheint es, als ob er auf einer karrenförmigen Oberfläche zum Absatz gelangte. Ob der Eisengehalt dieses Schichtgliedes aus dem Bohnerz eingeschwemmt ist oder auf eine andere Quelle zurückgeht, ist nicht feststellbar.

Die transgressive Basis des Priabonien erhält je nach dem Untergrunde wechselnden Charakter. Liegt sie auf Bohnerz, so sind es mürbe, braunsandige Schiefer (Breitlauenen, Fig. 3, Nr. 5). Wenn dieses jedoch fehlt, so tritt an deren Stelle eine Folge von gebänderten, grauen Sandkalken, gelegentlich mit schwarzen Tonschieferzwischenlagen, in denen sich ein undeutlicher Cerithienquerschnitt fand (Fig. 4, Nr. 4). Immer ist diese Basis durch einen deutlichen Kohlegehalt gekennzeichnet. Kurz vor Gutzlauenen keilt der Lithothamnienkalk aus. Das ganze Priabonien wird dann durch eine zirka 30 m mächtige Folge von schwarzen Ton- und Mergelschiefern gebildet, in deren unterem Teile schwärzliche, sandige Kalkbänke die Fortsetzung des Lithothamnienkalkes andeuten. Dieses Verhalten zeigt, dass sich die Kalkfacies des Priabonien im Streichen von W nach E der Brackwasserfacies des inneren Tertiärs (Cerithienschichten) nähert, als Folge des Auskeilens der obersten parautochthonen Differenzierung vom Mettenberg gegen die Grosse Scheidegg.

**Siderolithische Bildungen.** Siesindim Mettenberg- und Wetterhorn-N-Hang vielfach vorhanden. Im Schutt dieser Hänge finden sich überall Gesteine, die diesen Typen angehören in Form von Marmoren, Quarziten, Breccien und eisenschüssigen Sandsteinen. Da sie in meinem Gebiete im Parautochthon allesamt mit dem Bohnerz zusammenhängen, also eozänen oder höchstens noch jungkretazischen Alters sind, werden sie hier beschrieben. Den einen sicheren Nachweis, dass sie z. T. altkretazisch seien, kann ich nicht erbringen (vgl. 70, 15, 21; 60, 271; 69, 33, 71). Die Beobachtungen deuten eher gegen eine solche Annahme (vgl. 78, 2—5 und 77).

Es sind ihrer Lage nach hier zwei verschiedene Typen von siderolithischen Bildungen zu unterscheiden:

- a) Das echte Bohnerz, diskordant auf Tschingelkalk;
- b) siderolithische Breccien und Quarzite im Liegenden des Tschingelkalkes oder im Öhrlikalk.

Sichtbare Verbindungen von der einen Bildung zur andern bestehen nicht. Zur Beobachtung der Verhältnisse sind besonders zwei Aufschlüsse günstig: Am Mettenberg bei Breitlauenen und am Wetterhornhang bei Gutzlauenen, kurz unterhalb des Wegleins zur Glecksteinhütte.

a) Das echte Bohnerz (vgl. auch 47). Es befindet sich unter dem Lithothamnienkalk oder dessen Äquivalenten; bei Breitlauenen (Mettenberg) (siehe Fig. 3, Nr. 6) sitzt es dem Tschingelkalk deutlich diskordant auf. Es bildet auf der dort zirka 20° geneigten Kalkplatte einen schwarzbraun anwitternden, auffällig gewundenen Wulst und besteht aus regellos angeordneten, grünscharzen, sehr zähen und splitterigen Quarzit- und Sandsteinpartien, in denen sich gelegentlich Pisolithe vorfinden. Stellenweise sind sie stark (bis zu 50 %) mit Pyrit durchsetzt. Der Untergrund (Tschingelkalk) erfuhr, ausser einer geringen Tönung um das Vorkommen, keine Aufbereitung oder Durchdringung mit siderolithischem Material. Auch P. Röthlisberger (77; 78, 4) erwähnt diesen Aufschluss.

Der Bohnerzaufschluss von Gutzlauenen ist in Profil Fig. 4a dargestellt.

Es finden sich dort:

1. und 2. Priabonien. Folge von schwarzen, zum Teil sandigen Tonschiefern und Mergeln, wechsellagernd mit grobsandigen Bänderkalken. Bituminös, teilweises Äquivalent des auskeilenden Lithothamnienkalkes . . . . .

30 m

3. Schaliges, teilweise ausgelaugtes Brauneisenerz mit deutlichen gestreckten Pisolithenstrukturen. Linsen- und nesterweise angeordnet, enthält als Fremdbestandteile bis 4 cm grosse Brocken von quarzhaltigem Gestein mit verwitterten Feldspäten und Glimmerschuppen (Kristallin ?) . . . . . 0,2—4 m
4. Linsenförmige, feinsandig-braune, mürbe Sandsteinpartie, stellenweise konkretionär verhärtet . . . . . 0,5—2 m
5. Desgleichen, aber brauner und härter, mit Quarzitgängen . . . . . 0—1,5 m

Nach unten allmählicher Übergang in:

6. Kalkig-feinsandiger, bräunlicher Sandstein mit grossen Brocken von schwarzem, splinterigem Kalk (Malm?), ähnlich einer siderolithischen Breccie, aber ohne toniges Bindemittel, aufgearbeiteter Tschingelkalk . . . . . 4—18 m

Überall durchsetzt von:

7. Schwarz- bis hellgrüne, sehr zähe Quarzitgänge, mit gleichen Eigenschaften auch im Öhrlikalk auftretend . . . . . 0—1,5 m

Allmählicher Übergang durch Abnahme der Aufbereitung in:

8. Tschingelkalk . . . . . 8—10 m

Die Schichtreihe ist eine normale. Auffällig ist die Abnahme der Mächtigkeit des Tschingelkalkes zwischen Breitlauenen und Gutzlauenen. Von den 30 m dort im W sind hier im E kaum 10 m übriggeblieben. Schon vor Wetterlauenen keilt er vollkommen aus. Dieses Verhalten dürfte sich aus der schrägen Bohnerzabtragung von W nach E erklären. Am Klein Wellhorn liegt echtes Bohnerz in einer Überschiebung des Parautochthonen auf Öhrlikalk.

b) Weit verbreitet und wegen ihrer stratigraphischen Stellung bemerkenswert sind die manchmal sehr mächtigen siderolithischen Bildungen unter dem Tschingelkalk (vgl. Fig. 3, Nr. 8, Fig. 4, Nr. 9). Es handelt sich dabei um polygene Breccien, Quarzite und tonige Infiltrationen innerhalb der Kalke. Alle diese Bildungen sind vollkommen fossilfrei. Die Marmorzüge von Grindelwald und auf beiden Seiten des Rosenlaugletschers mögen ihnen verwandt sein. Letztere liegen aber tektonisch tiefer, auch fehlt hier der Tschingelkalk. Bei der Untersuchung der Basis des Tschingelkalkes trifft man fast immer Spuren dieser siderolithischen Beeinflussung; entweder ist diese Basis selber in eine Breccie aufgelöst oder, wenn dies nicht der Fall ist, finden sich ihre Spuren in den darunter folgenden Kalken. Diese Basalbreccie findet sich im mittlern Teile des Mettenberghanges und zwischen Gutz- und Wetterlauenen am Wetterhorn aufgeschlossen. Gut zugänglich ist ihr Vorkommen im Breitlauenenzuge in zirka 1300 m Höhe; sie ist dort zirka 30 m mächtig und stellt sich als ein Haufwerk wirt durcheinanderliegender Kalkblöcke dar, welche durch rot-toniges oder grün-quarzitisches Bindemittel miteinander verbunden werden. Diese Blöcke können bis zu 1 m Durchmesser erlangen; sie sind kantig und bestehen aus Tschingelkalk. Rote Echinodermenbreccie, ähnlich der vom Brünli, fand sich auch darin vor, obgleich sie in primärer Lagerung nicht auffindbar war. Tschingelkalk findet sich nur in der oberen Hälfte der Breccie; er hat noch seine deutliche Bänderung. Der Übergang in den normal hangenden Tschingelkalk findet durch Grösserwerden der Blöcke und Abnahme des Bindemittels statt, während nach dem unteren Teile der Breccie die Tschingelkalkkomponenten sowohl an Grösse wie an Zahl abnehmen und durch dichte, plattige Öhrlikalkstücke ersetzt werden, die ihresteils wieder durch allmähliches Grösserwerden in den normal liegenden Öhrlikalk überführen. Bei Breitlauenen wird dieser noch durch einen zirka 2 m mächtigen Quarzitgang durchsetzt. Diese Tschingelkalkbreccie findet sich von Breitlauenen nach W, allerdings in geringerer Mächtigkeit und weniger gut aufgeschlossen, in der schlecht zugänglichen Mettenberg-N-Flanke in zirka 1450 m Höhe bis oberhalb Widdersbodmi; auch östlich Gutzlauenen und P. 1890 (Wetterlauenen) findet sie sich.

Sucht man dagegen andere Kontaktstellen von Öhrli- und Tschingelkalk nach dem Vorhandensein dieser Breccie ab, so finden sich entweder gar keine siderolithischen Spuren in der Nähe des Kontaktes, wie am Burgbühl (P. 1011 am Wege zum unteren Gletscher), an der Halsfluh und unter dem Milchbachchalet am oberen Gletscher, oder aber der Kontakt dieser beiden Kalke ist normal, ohne siderolithische Spuren; diese stellen sich, wie bei Gutzlauenen (siehe Fig. 4, Nr. 9), erst nach einigen Metern

Öhrlikalk ein in Form von grünen Quarziten und gelben Häuten zwischen den Kalkplatten (siehe Fig. 5).

Aus diesem Verhalten scheinen mir zwei Haupteigenschaften der siderolithischen Bildungen unter dem Tschingelkalk zu resultieren:

1. Das Alter der Breccien muss jünger sein als Hauterivien, da sie kantige Tschingelkalkblöcke enthält; zwischen Hauterivien und dem Bohnerz ist aber keine Festlandsperiode annehmbar, die eine siderolithische Aufarbeitung erklären könnte; es bleibt nichts anderes übrig, als diese Bildungen mit dem eozänen Bohnerz in Zusammenhang zu bringen, obgleich eine sichtbare Verbindung der beiden nirgends zutage tritt. Allerdings bliebe dann noch zu erklären, wie dieses eozäne, siderolithische Material

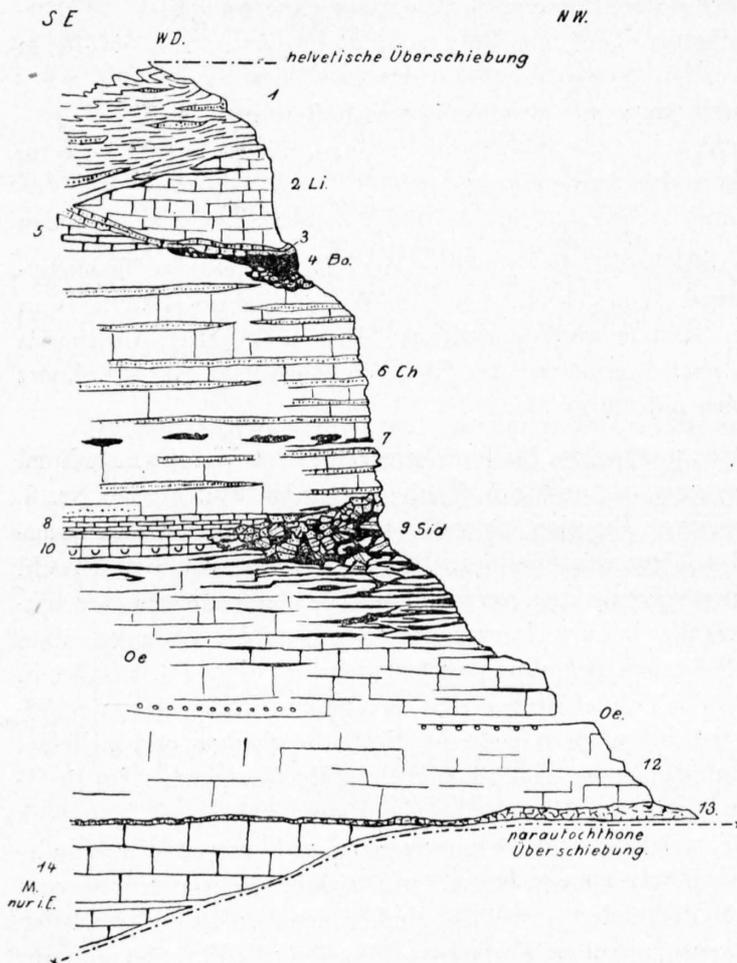


Fig. 5. Sammelprofil durch die Schichtreihe der parautochthonen Decke am Mettenberg.

unter den Tschingelkalk gelangte. Wenn man aber bedenkt, dass der Tschingelkalk ein dickbankiges, fugenloses Gestein ist, welches im Vergleich zu den plattigen oberen Öhrlikalken für das Wasser nahezu undurchdringlich ist, und sich gleichzeitig ein Bild unserer heutigen tiefgründigen Durchhöhlung von Kalkgebirgen infolge des lösenden Wassers macht, so scheint mir diese Annahme nicht mehr so fernliegend. Die eozäne Abtragungsfläche schneidet von SW nach NE schief diskordant immer tiefere Schichtköpfe ab, das Wasser konnte in den schwer durchlässigen Tschingelkalk wenig eindringen; es floss auf ihm ab, da er keine Schichtfugen bildet; es traf diese erst im Öhrlikalk an und bildete dort, indem es dessen Schichtfugen folgte und sie lösend erweiterte, die siderolithischen Bildungen unter dem Tschingelkalk. Aus diesen vorstellbaren Annahmen erklärt sich zwanglos auch die zweite Haupteigenschaft.

2. Die siderolithischen Bildungen unter dem Tschingelkalk sind nicht niveaunkonstant. Man trifft sie an der Grenze Öhrlikalk - Tschingelkalk; aber auch wenn diese Grenze völlig normal sedimentiert ist, folgen im tiefer liegenden Öhrlikalk plötzlich deut-

lich siderolithisch infiltrierte Kalke, und zwar immer in den plattigen Partien; so kann man in den parautochthonen Kalken der Schuppen am Läsistock, vom äusseren Tertiär kommend, plötzlich aus vollkommenen, gesunden Kalken auf solche mit Infiltrationen treffen, ohne dass sie im Streichen eine Fortsetzung hätten. Bei den Ziebachsplatten auf dem Wege zur Glecksteinhütte auf der rechten Seite des oberen Grindelwaldgletschers trifft man dieselben Verhältnisse im Autochthonen. Auch im Öhrlikalk drang das Wasser nur entlang der Klüftung und lagerte dort seine Ton- und Quarzpartikel ab. Beweise für die Existenz einer Festlandoberfläche, wie sie Stauffer und Krebs (70, 15 und 21; 69, 33, 71, 78) aus den siderolithischen Bildungen des Brünli ableiten und die sich nach ihnen im mittleren und unteren Valangien gebildet hätte, kann ich in meinem Gebiete nicht erbringen; es mag sein, dass sich im W, wo der Tschingelkalk mächtiger ist, Beweise, die auf eine solche Festlandsperiode deuten, erbracht werden können. Alle bei mir vorkommenden siderolithischen Bildungen muss ich aus

den dargelegten Gründen zum tertiären Bohnerz stellen, ebenso diejenigen der Engelhörner, die *Arbenz* und *Müller* (66, 115) als möglicherweise in die Kreide gehörend beschrieben haben (Notiz *P. Arbenz*).

Auch aus den speziellen Untersuchungen der siderolithischen Bildungen meines Kameraden *Röthlisberger* (siehe 77; 78) scheint das Vorhandensein einer altkretazischen Bohnerzbildung, wenigstens was mein Untersuchungsgebiet und die anschliessenden Gebirgsteile anbetrifft, nicht sichergestellt zu sein. Im besten Falle ist eine solche nicht mehr nachweisbar (siehe 77, 44—46).

### Das Tertiär des Grates an der Grossen Scheidegg.

*Bernhard Studer* besuchte im Sommer 1859, vom Schwarzhorn herkommend, die Grosse Scheidegg. Aus seiner Beschreibung (16, 92) ist ersichtlich, dass er sowohl den Taveyannazsandstein wie das übrige Tertiär und den davor auskeilenden Öhrlikalk gesehen hat. *Studer* rechnet aber diese Schichtglieder zum Neokom und fasst sie als normale Fortsetzung der liegenden Kalke der Wetterhornwand auf (vgl. auch 15, II, 168).

Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse, welche die Tertiärserie der Grossen Scheidegg aufbauen, sind in den Profilen Fig. 6 dargestellt. Es handelt sich dabei um eine mindestens 75 m mächtige, wechselvolle Serie von Tonschiefern, Sandsteinen und Kalken mit den jeweiligen Übergängen ineinander. Die Tektonik legte jedoch hier zwei Tertiärserien übereinander, die gegenseitig fremd sind, da sie durch eine sichere Überschiebung voneinander zu trennen sind. Der eine Teil gehört der Flyschschuppe an (Profil Fig. 6, Nrn. 2—5, zum Teil 6), der andere ist die oberste parautochthone Schuppe des Gebietes; welche sich bei Wetterlauenen durch Zutagetreten ihres, sie gegen das darunter folgende Parautochthon trennende Tertiär abtrennen lässt. Die Kalke und das äussere Tertiär dieser Schuppe keilen gegen die Grosse Scheidegg hin aus (Profil Fig. 6, Nrn. 6, 7, 8). Ihr inneres Tertiär (Profil Fig. 6, Nrn. 9, 10, 11, Fig. 4, Nrn. 2—10) wird durch das Auskeilen dieser obersten Schuppe zum äusseren Tertiär nach E zu (siehe normales Tertiär des Läsistockes). Die Schichten fallen im oberen Teile des Kammes mit 35° S ein; nach unten richten sie sich auf und stehen teilweise senkrecht.

Der Taveyannazsandstein (Fig. 6, Nr. 5) bildet die Basis der Flyschschuppe; er tritt plötzlich zirka 300 m östlich Wetterlauenen aus dem Schutt hervor, dabei liegt er in deutlich anormaler Lagerung auf dem nach E auskeilenden Öhrlikalk, dessen oberster Teil noch siderolithische Spuren trägt (Fig. 6, Nr. 7) und stark gepresst ist. Auch die zirka 3 m mächtigen schwarzen Schiefer (Fig. 6, Nr. 6), welche diesen von jenem trennen und die noch Reste des äusseren Tertiärs des Öhrlikalkes enthalten mögen, zeigen diese Spuren der Pressung. Der über dem Taveyannazliegende Flyschkomplex (Fig. 6, Nrn. 2, 3, 4) besteht aus Ton- und sandigen Schiefen mit eingelagerten Sandsteinlinsen; ausser diesem kommen anormale, gelagerte Kalklinsen (Fig. 6, Nr. 3) in ihm vor. Für die Flyschschuppe gilt, da es sich stratigraphisch und tek-

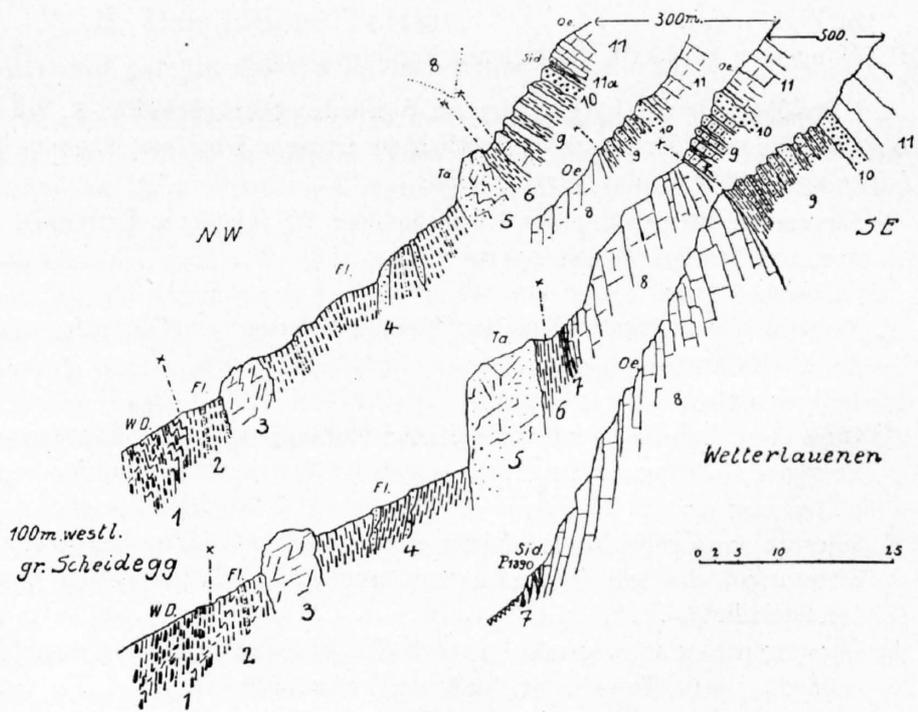


Fig. 6.

tonisch und tektonisch verhalten ist, dass es sich um eine Überschiebung handelt, die die oberste Schuppe gegen die untere Flyschschuppe verschiebt.

tonisch um dieselbe Einheit handelt, dieselbe Beschreibung wie am Läsistock (siehe Fig. 1 und Profil am Läsistock, Flyschgruppe).

Profil Grosse Scheidegg (Profilserie Fig. 6).

Es sind darin: Nr. 1 = Basis der Wildhorndecke; Nr. 2 bis zum Teil 6 = Flyschschuppe; Nr. 6 zum Teil bis 8 = oberste parautochthone Schuppe, keilt von W-E in der Grossen Scheidegg aus; Nr. 9 bis 10 = inneres parautochthones Tertiär, gegen E normales Tertiär des Läsistocks; Nr. 11 = liegende parautochthone Kalke; im E Läsistöcke (P. 2165).

1. Aalénienschiefer oder Eisensandstein; Basis der Wildhorndecke . . . . .	x m
Helvetische Überschiebung.	
2. Flyschschiefer; gegen die Überschiebung mit dem Dogger verschuppt . . . . .	} 0,5—8 m
3. Kalklinsen in 2; verschiedenartig, heller und dunkler Bruch . . . . .	
4. Braune Sandsteinlinsen in 2 . . . . .	
5. Taveyannazsandstein (Nrn. 2—5 in Fig. 3 = Nrn. 2—4 in Fig. 1) . . . . .	0—10 m
6. Schwarze Tonschiefer mit Graphithäutchen, stark gepresst (zum Teil Priabon ?) . .	0—3 m
Überschiebung.	
7. Siderolithisch infiltrierter, stark gepresster, dünnplattiger Öhrlikalk; stellenweise tschingelkalkähnlich aussehend (gepresster Tschingelkalk ?) . . . . .	0—2 m
8. Übergang in normalen, plattigen, hellbrüchigen Öhrlikalk; keilt von W-E kurz westlich der Grossen Scheidegg aus . . . . .	0—50 m
Überschiebung.	
9. Folge von gebänderten, grobsandigen Kalken, grauschwarz anwitternd, untersetzt mit stark glimmerführenden gelben, oder schwarz bituminösen Ton- und Mergelschiefern mit Orthophragminen. Priabonien, inneres Tertiär (siehe Detailprofil Fig. 2). Nach E das normale äussere Tertiär des Läsistöckes bildend (= Nrn. 5 und 6 in Fig. 1) . .	6—15 m
10. Weisser, bankiger, feiner, körniger Quarzsandstein (= Nr. 7 in Fig. 1) . . . . .	1—2 m
11. Geringe siderolithische Infiltration im obersten plattigen Öhrlikalk (= Nrn. 8—10 in Fig. 1). . . . .	0,5—2 m
12. Hangender Öhrlikalk des tieferen Parautochthonen . . . . .	mächtig.

Das Detailprofil des inneren Scheideggtertiärs (Fig. 6, Nrn. 9 und 10) ist in Fig. 2 dargestellt. Die erste Runse gleich westlich des Grossen Scheidegg-Kammes bietet in ihrem oberen Teile (Höhe zirka 2050 m) das folgende Bild:

1. Liegender Öhrlikalk; an der Überschiebung dünnplattig und gepresst; keilt von W-E vor der Grossen Scheidegg aus . . . . .	10 m
Überschiebung.	
2. Feinschiefrige, schwarze Ton- und Mergelschiefer mit viel Glimmer, schwarz abfärbend durch Kalkzunahme . . . . .	1—2 m
Übergang in:	
3. Gebänderte Sandkalke mit viel Glimmer und vielen parallel gelagerten, kleinen, linsenförmigen Kalkfragmenten, durch schiefrige Zwischenlagen wulstig anwitternd . . .	3 m
Übergang in:	
4. Schwarze und gelbe Mergelschiefer mit vielen kleinen Fossilfragmenten auf der Anwitterungsfläche, mit Orthophragminen und kleinen Nummuliten. Stellenweise mit Sandsteinlinsen . . . . .	1—2 m
5. Organogener, grauer, geschichteter Kalk; gelbe Tonschieferzwischenlagen ähnlich 4	3 m
6. Kohlige, mürbe Tonschiefer, abfärbend, glimmerhaltig . . . . .	0,5 m
Übergang in:	
7. Sandige, schwarze Kalkbank mit Cerithienquerschnitten . . . . .	1 m
Scharfe Grenze gegen:	
8. Hellgelb anwitternder, gebänderter Sandstein mit feinem, verteiltem Pyrit . . . . .	2 m

Übergang in:

- |  |       |
|--|-------|
| 9. Quarzsandsteinbank, weiss, feinkörnig, sehr hart . . . . .                              | 2,5 m |
| Scharfe Grenze gegen:  |       |
| 10. Dünnplattiger Öhrlikalk mit geringer siderolithischer Infiltration in den Schichtfugen | 0—x m |
| 11. Liegender Öhrlikalk des tieferen Parautochthon . . . . .                               | x m   |

Diese Schichtfolge bildet den Übergang eines inneren Tertiärzuges zu einem äusseren; denn folgt man ihr nach E entlang dem Fusse der östlichen Wetterhornwand, so sieht man sie durch allmähliche Veränderung in die Schichtglieder des normalen Tertiärs des Läsistockes übergehen. Hier wie dort findet sich der weisse Quarzit (Fig. 2, Nrn. 8 und 9, Fig. 1, Nr. 7) überlagert von sandigen, schwarzen Kalken und Mergelschiefeln mit Cerithienquerschnitten (Fig. 2, Nrn. 6 und 7, Fig. 1, Nr. 6). Die hier sehr eigentümlichen Sandkalke (Fig. 2, Nrn. 3—5) gehen beim unteren Schwarzwaldgletscher in den Lithothamnienkalk über. Aus den geringen siderolithischen Infiltrationen im Öhrlikalk an der Grossen Scheidegg (Fig. 2, Nr. 10) werden die mächtigen, braunen und roten Sandsteine und siderolithischen Breccien des Läsistockprofils (Fig. 1, Nrn. 8—10); sie setzen mit nach E zunehmender Mächtigkeit beim unteren Schwarzwaldgletscher ein.

Diese Übergangsverhältnisse lassen mit ziemlicher Sicherheit eine Altersbestimmung zu. Sie deuten, entsprechend dem petrographischen Charakter und der Lagerung auf Priabonien, zum mindesten für die Bänderkalke mit Cerithien und kohligem Schiefer mit Nummuliten und Orthophragminen. Die Facies ist der Übergang von dem äusseren, mehr kalkigen Priabonien zu der limnischen Facies, derselben Stufe im innern Tertiär, hier vertreten durch Cerithienschichten und den Priaboniensandstein.

Für den Quarzit an der Basis des Scheideggtertiärs (Fig. 2, Nrn. 8 und 9) ist das Äquivalent am Läsistock vorhanden (Fig. 1, Nr. 7), im innern Tertiär fehlt er jedoch. Ob er trotz der scharfen Grenze gegen das Hangende zu diesem zu zählen ist oder älter ist (Auversien ?), kann ich, da das Gestein vollkommen fossilfrei ist, nicht angeben.

## 2. Das innere Tertiär.

(Priaboniensandstein, Cerithienschichten, Bohnerz.)

Die Abtrennung der einzelnen Kalkschalen, die in ihrer Gesamtheit das N-tauchende Parautochthon bilden, wird durch Tertiärbänder ermöglicht. Diese bilden gleichsam die Synklinalkerne der einzelnen tauchenden Schuppen. Man trifft dieses innere Tertiär entlang den N-Abhängen zwischen dem Mettenberg (hier zirka 1750 m hoch in der N-Flanke), dem Wetterhorn und KleinWellhorn (P. 2688). Allerdings sind diese einzelnen inneren Tertiärzüge in ihrem SW-NE-Streichen nicht konstant. Oft sind es nur einzelne in den Kalken eingesprengte Linsen, die die jeweiligen Überschiebungsgrenzen andeuten, oder sie sind ganz ausgepresst. Doch dies sind sekundäre, tektonische Beeinflussungen. Denn dieses innere Tertiär wurde mechanisch weitgehend deformiert, besteht es doch in der Hauptsache aus plastischen Tonschiefeln, welche das Gesteinsmaterial der einzelnen parautochthonen Schuppungen bildeten. Aus diesem Grunde schwanken die Mächtigkeiten der einzelnen Aufschlüsse in hohem Masse.

Im Jahre 1879 entdeckte *Moesch* (**36**, 190—192; **37**, 72) das Eozän am Rosenlaugletscher (Phot. Fig. 17). Er gibt davon eine genaue Beschreibung und ein Detailprofil (ibid. Taf. XXXIV, Fig. 6). Das Vorkommen wurde darauf noch öfters beschrieben. *Boussac* und *Arbenz* (**54**, 315—317) besuchten und beschrieben es. *Arnold Heim* (**46**, 23, 24) fusst in seiner Beschreibung auf *Moeschs* Angaben. Ich habe diesen Bearbeitungen nichts Neues zuzufügen. Einige kleinere Aufschlüsse, die sich erst während der Untersuchung vorfanden, können an dem Gesamtbilde nichts ändern.

Nach *Boussac* (**54**, 310, 313) handelt es sich bei dem inneren Tertiär um die transgressive Facies des Priabonien (Bartonien). Es sind besonders zwei Hauptglieder, welche diese Stufe charakterisieren. Von oben nach unten der Priabonsandstein und die Cerithienschichten. Sie sind nach *Boussacs* Profil (**54**, Fig. 106, 316) detailliert angegeben.

Ein in seinem Schichtverband einigermaßen normallagerndes Vorkommen findet sich in dem **Felssporn südlich der Schönenbühlalp** in zirka 2050 m Höhe (siehe Fig. 7 und 8).

1. Schwarzer Malmkalk, Basis der parautochthonen Schuppe des Läsistockes (P. 2165) (vgl. auch 54, Fig. 105, 316).

Überschiebung.

2. Grauschwarz anwitternder, im Bruch hellgrauer Quarzsandstein, bankig. Oberfläche wulstig, durch schiefwinklig schneidende Klüftungsrisse. Nach unten kalkig werdend, mit sehr spärlichen, schlecht erhaltenen Nummuliten. Priabonsandstein . . . . . 5—8 m

Übergang in:

3. Schwarze, sandige Kalke mit groben Sandsteinzwischenlagen, ähnlich 2, im unteren Teile mit Korallenquerschnitten . . . . . 0—5 m

- 3 a. Lagenweise poröses, schaliges Brauneisenerz. Auslaugungsrückstand von 4, 5 und 6 . . . . . 0—0,3 m

4. Grauschwarze, mürbe, glimmerige Tonschiefer, färben schwarz ab, mit massenhaften, schlecht erhaltenen Schalen von Muscheln und Schnecken. Stellenweise von schwachen Kohleflözchen (bis 0,2 m) durchsetzt, dann weniger mächtig. Cerithienschichten . . . . . 2—4 m

5. Rote Varietät derselben Tonschiefer (lokal), rotes Pigment von 6 her primär eingeschwemmt. Fossilien wie in 4 . . . . . 0—3 m

6. Bohnerz, braune Quarzite und Infiltrationen in Öhrlikalk. Stellenweise dicke Inkrustierungen von honigbraunem Kalzit mit deutlichem Sr-Gehalt. Treten auf Spalten auch in 4 und 5 auf . . . . . 0—3 m

7. Liegender Öhrlikalk des tieferen Parautochthon.

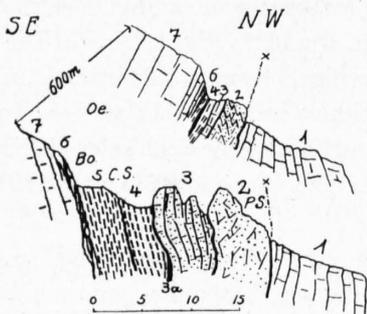


Fig. 7.

### Beschreibung der Gesteine.

Obenstehendes Profil zeigt eine reduzierte Schichtreihe von *Moesch's* Profil vom Rosenlauitertiär. Auch hier beginnt es wie oben mit einem mächtigen Sandstein, dem Priaboniensandstein. Darunter folgen mehr kalkige Bänke, die in die eigentlichen fossilführenden Cerithienschichten überführen. Die Sandsteinbänke, welche *Moesch* unter diesen angibt, sind in unserem Profil nicht zu finden. Normalerweise ruhen die Cerithienschichten direkt auf Bohnerz. Die ganze Schichtreihe macht sich vermöge ihres Kohlegehaltes schon von weitem in den weissen Kalken, in die sie eingeschlossen ist, geltend (siehe Fig. 8, 17, 18).

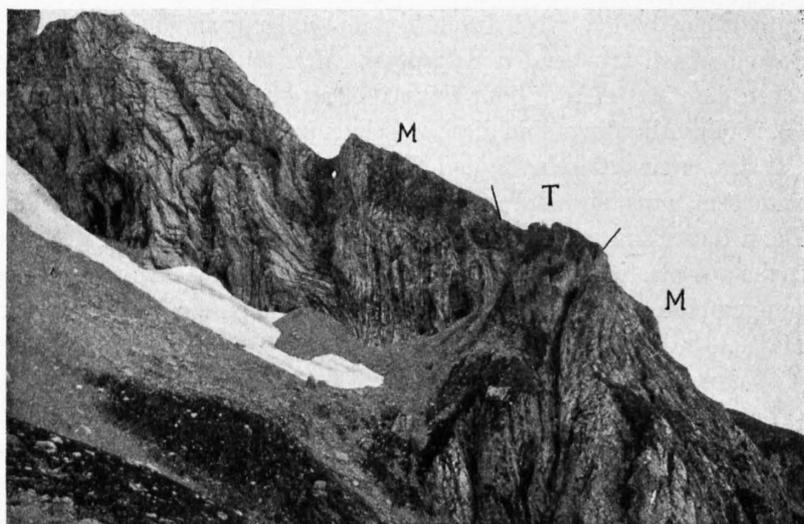


Fig. 8. Tertiärband am Grat südlich Schönenbühlalp (Rosenlaur).

M = Malm.

T = Tertiär.

Der **Priaboniensandstein** schliesst als oberstes Schichtglied die innere Tertiärserie nach oben ab. Sein Gefüge ist sehr zähe, im frischen Bruch ist er immer grau und dicht, bei feinkörnigen Partien entsteht ein eigentlicher Quarzit. Innerliche Klüftungsrisse durchsetzen das Gestein. Sie wurden durch Quarz wieder ausgefüllt. Auf solchen Klüften fanden sich wasser-

führenden Röhren. In der unteren Tertiärserie sind die Schichten mächtig und kalkig, die oberen sind sandiger und weniger mächtig. Die Schichten sind durch Klüftungsrisse in unregelmäßige Blöcke zerlegt. Die Klüftungsrisse sind durch Quarz ausgefüllt. Auf diesen Klüften fanden sich wasserführende Röhren.

helle Quarzkristalle von 4 cm Länge in schöner Ausbildung. Diese Klüftung macht sich auch auf der Oberfläche geltend; diese ist von einem Netzwerk wulstiger Leisten überzogen, welche das Gestein sofort kenntlich machen. Die Anwitterungsfarbe ist immer dunkel, schwarz oder schwarzgrau infolge der feinstverteilten kohligen Partikel. Die Quarzkörner sind immer eckig und hell. Sie wittern an der Oberfläche aus, daher ist diese immer rau, besonders, wenn der Sandstein in seinen unteren Partien kalkig wird. Der reine Quarzsandstein enthält keine Fossilien. Erst nach unten, im kalkigen Teile, treten solche auf. Nummuliten sind auch hier sehr selten und schlecht kenntlich. Ein Korallenquerschnitt lässt keine genauere Bestimmung zu. Immerhin zeigt dieses Korallenvorkommen über den Cerithienschichten und unter dem Sandstein, dass eine vorübergehende Klärung des Wassers frei von dem bituminösen Tonschlamm, der die Cerithienschichten bildete, bei gleichzeitiger Kalkzufuhr eingetreten sein muss. Ich bin auf Grund dieser sehr spärlichen Fossilrudimente nicht in der Lage, eine stratigraphische Horizontierung des Sandsteines und seiner unteren kalkigen Partie vornehmen zu können.

Die **Cerithienschichten** sind nach *Boussac* (54, 313) die transgressive Facies des Priabonien. Sie liegen bei normaler Lagerung unter dem Priabonsandstein. Ihrerseits werden sie vom Bohnerz unterlagert. Es sind tonig-mergelige Schiefer und mürbe Kalke, die stellenweise einen grossen Fossilreichtum führen. Es treten besonders Muscheln und Schnecken darin hervor. Nummuliten fanden sich nirgends. Da sie besonders als Gleitmaterial für die Schuppungen dienten, sind die organischen Reste meistens stark zerdrückt. Intakte Schalen, die bestimmbar wären, liessen sich nicht finden.

Der Kohlegehalt macht diese Mergelschiefer auch hier sofort kenntlich. Sie färben meist ab. Bei grösserer Pressung sind sie von Graphitschüppchen durchsetzt. Gelegentlich kann sich der Kohlegehalt zu tonigen Kohleflözchen verdichten (Seitenwängen, Grosse Scheidegg). Im Tertiär des Klein Wellhorns (P. 2688) findet sich staubige Pulverkohle. *Baltzer* (33, 60—63) gibt einige Analysen solcher Priabonkohlen sowie eine Beschreibung des ganzen Priabonien (siehe auch 64, 44). Lokal wird dieses schwarze Pigment durch rotes ersetzt, welches aus dem Bohnerz mit eingeschwemmt sein dürfte (südlich Schönenbühlalp). Die Cerithienschichten wittern schneller aus als der Priabonsandstein oder die Kalke, in denen sie eingeschlossen sind. Daher bilden sie meistens Runsen oder, wenn sie linsenförmig auftreten, flache Höhlen, sogenannte Balmen. Auch sind sie stärker von Vegetation bedeckt als die sterilen Kalke.

Das **Bohnerz** der inneren Tertiärerie liegt überall, wo es vorkommt, auf den hellen, plattigen Kalken (Öhrlikalk). Es ist das eigentliche Leitgestein für Überschiebungen, denn das Priabonien ist manchmal ausgequetscht und reicht oftmals nicht in die tiefsten Überschiebungslinien hinein. Das Bohnerz und seine siderolithischen Begleiter waren dagegen an die Kalke selber gebunden. Es musste deren Bewegungen mitmachen, ohne ausgequetscht zu werden. Die Bildungen, die hierzu gehören, sind ähnlich denen des äusseren Tertiär. Echte Pisolithstruktur fand ich nur an einer Stelle in der Überschiebung des Klein Wellhorns (P. 2688), in der westlichen Flanke dieses Gipfels. Hier sind sie von Priabonien begleitet, welches jedoch in der Wand bald auskeilt. Die Bohnerzbildungen sind weiter verfolgbar, sie verursachen die siderolithische Breccie, aus welcher der Gipfel des Klein Wellhorns besteht. Desgleichen hängen die Eisenerzgruben in der N-Flanke dieses Berges mit diesem Bohnerz und somit dem Tertiär zusammen (vgl. 68, 153, 288; 84, 62; 84 b, 172). Sie sind nicht normale Ablagerungen in den Kalken des Klein Wellhorns, sondern Relikte des Bohnerzes innerhalb einer Überschiebungszone.

Bei einzelnen Bohnerzvorkommen (Klein Wellhorn, südlich Schönenbühlalp und über Seitenwängen) finden sich honig- bis malagabraune Inkrustationen von stengeligem Bruch und zonaler Färbung. Es handelt sich um Kalzit mit einem deutlich wahrnehmbaren (1,7 %) Gehalt an Strontium (Flammenfärbung). *Arbenz* (47, 15) erwähnt bräunlichen Kalzit vom Marmor des unteren Grindelwaldgletschers. Dasselbe Mineral findet sich auch auf Spalten in den Cerithienschichten südlich Schönenbühlalp, begleitet von hochroten Schnüren von Toneisenstein. Es dürfte dieses ein sekundäres Auslaugungsprodukt des Bohnerzes sein.

Die Vertreter des Bohnerzes im Parautochthonen enthalten nicht immer die für echtes Bohnerz typische Pisolithstruktur (47, 5—15). Oft findet man an seiner Stelle grünliche oder gelbliche Infiltra-

tionen, dichte, grüne Sandsteine und Quarzite oder förmliche Breccien mit rotem oder grünem Bindemittel. Ferner finden sich schön gefärbte Marmorbreccien, deren Kalkkomponenten in allen Farben getönt sein können, vor. Fast überall, wo solche siderolithische Merkmale vorkommen, trifft man in deren nächster Nähe oder im Streichen auf sicheres Tertiär. *Moesch* (**36**, 190—192) erwähnt im Liegenden des Rosenlautertiärs ein lauchgrünes, sprödes Gestein. Es streicht in die schöne Marmorbreccie bei P. 1792 am Rosenlaugletscher, hier begleitet von einem dicken Zuge gelben dolomitischen Kalkes.

Das **Marmorvorkommen** von Grindelwald ist oft besucht und genau beschrieben worden. So haben *Bernhard Studer* (**8**, 65), *Arnold Escher* (**9**, 5—6), *Baltzer* (**26**; **28**; **43**; **44**; **33**, 51), *Fellenberg* (**17**; **19**; **35**, 123), *Moesch* (**36**, 197), *Bertrand* (**41**, 573), *Arbenz* (**47**, 14—16), *Seeber* (**53**, 69—71) dieses Vorkommen von Grindelwald oder dessen Äquivalente in der näheren Umgebung besucht und ausführlich beschrieben. Neuerdings ist es durch meinen Studienkameraden *Röthlisberger* (**78**; **77**, 44—46) nach neueren Gesichtspunkten hin untersucht worden. Wir führten diese Arbeiten in der Umgebung von Grindelwald gemeinsam durch. Unsere Anschauungen stimmen vollkommen überein.

Zu dieser westlichen fand sich noch im E des Gebietes, auf beiden Seiten des Rosenlaugletschers in zirka 1850 m Höhe und in der Ausbruchsnische des Schwarzwaldbergsturzes (2300 m, Fig. 18), dieselbe Marmorbreccie vor. Die beiden letzteren Vorkommen hängen im Streichen zusammen. Das zweite hat die vielen Marmorblöcke geliefert, die sich zwischen Breitenbodenalp und Alpiglen im Reichenbachtal vorfinden. Sie stammen nicht aus Seitenwängen, sondern stürzten vom Gross Wellhorn-N-Hang mit einem grossen Felssturz herunter.

Diese Marmorzüge haben ein gemeinsames Merkmal. Sie finden sich nur in siderolithisch infiltrierte Kalken des tieferen Parautochthon und Autochthon vor und sind deshalb sicher keine Dislokationsbreccien, wie *Baltzer* und *Seeber* annahmen, obgleich eine Streckung und plattige Auswanzung der marmorisierten Kalke und des tonigen und quarzitären Bindemittels überall feststellbar ist. Auch der höhere Kalkgehalt der Marmore kommt nicht in Frage. Die anliegenden, nicht marmorisierten Kalke sind ebenso reine Kalke, oft sogar, bei gleichen Gewichten, in Salzsäure mit weniger Rückstand löslich als ihre marmorisierten Nachbarn in der Breccie. Beide hatten bei demselben Druck und Temperatur auch dieselbe Bergfeuchtigkeit, verhielten sich aber verschieden in bezug auf die Marmorisierbarkeit. Auch zeigen grosse Kalkstücke in der Marmorbreccie von aussen nach innen eine Abnahme der «Marmorisierung». Diese Marmorisierung ist häufig nur eine Umfärbung; Bildung von kristallinem Marmor an spätigen Kalken kommt auch vor; ist aber selten. An dichten Kalken ist die Struktur nicht wesentlich verändert. Innen sind sie vollkommen normal geblieben wie das neben der Breccie anstehende, nicht marmorisierte Gestein. Es ist daher anzunehmen, dass die beschleunigende Wirkung zur Marmorisierung von dem in die Breccie infiltrierte Material ausgeht. Dies ist immer mehr oder weniger eisenhaltig; mir scheint, die Eisensalze sind bei diesen Gesteinsmetamorphosen neben Druck, Temperatur und zirkulierendem Wasser die ausschlaggebenden Faktoren gewesen. Auch der Schiltkalk kann, vermöge seines Eisenpigmentes, in den Sedimentzügen im Kristallin ähnliche, schön rosenrot gefärbte Marmore abgeben (Dossenkeil). Ob die Kalke in diesen Breccien verschiedener Herkunft und Alters sind, lässt sich wegen der vollkommenen Umkristallisierung nicht mehr feststellen. Stellenweise finden sich feinsandige Komponenten (Rosenlauimarmor). Die grün oder bläulich opalisierenden Quarzknollen, welche sich manchmal in der Breccie vorfinden, sind Konkretionen des Bindemittels und keine Fremdbestandteile im weiteren Sinne; sicheres kristallines Material konnte ich nirgends finden.

Das Alter dieser Marmorbreccien und siderolithischen Bildungen ist sicherlich am Klein Wellhorn und am Rosenlaugletscher tertiär, denn sie lassen sich hier im Streichen mit Tertiär verbinden (Fig. 17); beim unteren Grindelwaldgletscher ist dies nicht der Fall, obgleich das dortige Vorkommen den gleichen Habitus zeigt wie bei Rosenloui. Ob siderolithische Bildungen früheren Alters mit in diesen Bildungen vorhanden sind, ist nicht nachweisbar, da sie alle in tektonisch verworrener Lagerung vorkommen; zudem werden sie nirgends von sicherer Kreide (Tschingelkalk) überlagert (**77**, 44—46).

### Verlauf des inneren Tertiärs.

(Siehe tektonische Kartenskizze Fig. 11.)

Das Tertiär vom Rosenlaur-Gletscherhubel (P. 1792) hat seine westliche Fortsetzung in dem steil aufragenden, vielfach verfalteten Tertiärzug im Läsistock (südlich P. 2165, Höhe zirka 2100 m) (Fig. 17, 18) und von dort nach W in dem vom Gross Wellhorn herabkommenden Gratsporn, dessen Teilprofil oben angegeben wurde (Fig. 7, 8). Auch ins Liegende des Rosenlaurtertiärs zweigen zwei Tertiäräste ab; der eine findet sich in der W- und E-Flanke des Klein Wellhorns (P. 2688); der andere auf der linken Seite des Rosenlaurgletschers in zirka 1850 m Höhe; er streicht nicht weiter verfolgbar in die E-Wand des Welligrates. Dabei wird er von dem Marmor des Rosenlaurgletschers überlagert (verkehrte Lagerung). Diese findet man wieder im Grate zwischen Klein und Gross Wellhorn (Welligrat) und unterhalb P. 2722 am Gross Wellhorn. Über Seitenwängen findet sich der Läsissatteltertiärzug noch ein Stück weit, dann verschwindet er unter dem oberen Schwarzwaldgletscher, oder er keilt aus. Bei der Begehung der Hänge unter diesem Gletscher habe ich kein Tertiär gefunden. Erst jenseits gegen die Grosse Scheidegg findet es sich wieder in der östlichen Wetterhornwand in Form zweier grösserer Linsen von Cerithienschichten. Im Grossen-Scheidegg-Kamm finden sich gut zugänglich zwei Vorkommen von kohligen Mergelschiefern. *Baltzer* (33, 60—63) und *Moesch* (36, 194) beschreiben dieses lokale Vorkommen. Die eigentliche Fortsetzung des Tertiärbandes Gletscherhubel-Läsissattel, also der oberen parautochthonen Überschiebung, ist jedoch tiefer. Sie dürfte hinter den auffällig diskordant liegenden Kalkplatten im unteren Teile der Wetterhornwand zu suchen sein. Ob darin allerdings noch Tertiär zu finden ist, bleibt fraglich. Denn alle diese Tertiärzüge tragen das Merkmal, dass sie nur strichweise in kleineren oder grösseren Paketen zusammengepresst auftreten, um dann wieder auf längere Zeit zu verschwinden. Dieses launenhafte Verhalten verursachte einiges Kopfzerbrechen und Überlegung in bezug auf das Aneinanderhängen der einzelnen Tertiärzüge.

Der westliche Wetterhornhang trägt in seinem unteren Teile zwischen der Wetterlauenen und dem Grossen-Scheidegg-Kamm das eigentümliche braune Band, welches hinter der nach E zu auskeilenden obersten parautochthonen Schuppe liegt. Seine Verhältnisse wurden (in Fig. 6) beschrieben. Ob in der darunter liegenden tiefern parautochthonen Überschiebung noch tiefere Tertiärlinsen als Synkinalreste vorhanden geblieben sind, ist fraglich. Bei der Begehung der steilen Hänge westlich von Wetterlauenen konnte ich in der noch deutlich erkennbaren Überschiebungslinie nur durch das Bohnerz braun getönte Kalke antreffen. Erst in dem eingesprengten Weg Gutzlauenen-Kehrwängen findet sich kurz vor dem ersten Gatter wieder Tertiär in Form sandiger Kalke und stark gepresster Tonschiefer. An der Basis dieses Vorkommens, das kaum 5 m mächtig ist, finden sich in den Felsen zirka 50 m westlich über diesem Weglein braune Bohnerzbildungen in Form einer Breccie mit den begleitenden braunen und grünlichen Quarzsandsteinen. Auch unterhalb der oberen Station des Wetterhornaufzuges findet sich eine dicke Tertiärlinse, gebildet durch schwarze Tonschiefer, das Vorkommen ist aber nicht zugänglich.

Im Mettenberg-N-Hang bietet die Verfolgung ausser der Begehung der steilen Hänge keine Schwierigkeiten (Fig. 16). Das innere Tertiär findet sich hier nur in einem Zuge vor, welcher hier in der tiefsten parautochthonen Überschiebung liegt. Die höheren Schuppungen sind hier nur noch als Diskordanzen in den parautochthonen Kalken sichtbar. Die Differenzierung und Auflösung in einzelne parautochthone Lappen erfolgt von W nach E durch Eindringen des Tertiärs in die Überschiebung, verursacht durch axiales Ansteigen von W nach E. Beim Chalet Milchbach (oberer Grindelwaldgletscher) findet sich zirka 200 m südlich dieses innere Tertiär als schmales Band von Priabonsandstein am Fusse der Wand. Es zieht sich steil ansteigend in den Mettenberghang hinauf. Hinter den einzelnen Gratsporen kann man es jeweils in 1700—1800 m Höhe antreffen (Fig. 16). Schon von Grindelwald sind diese einzelnen, linsenhaften Vorkommen als schwarze, angewitterte Aushöhlungen deutlich sichtbar. Sie bestehen zumeist aus einem wirr zerknieteten Haufwerk graphitisierter Cerithienschichten. Der begleitende Priabonsandstein ist oft auf einige Dezimeter reduziert oder fehlt ganz, um im nächsten Aufschluss mit um so grösserer Mächtigkeit (10 m) einzusetzen. Am unteren Grindelwaldgletscher hat die Erosion die parautochthone Überschiebung geschnitten. Sie folgt dort der Runse von Doldislaunen. Hier sind in der scharfen Überschiebung im oberen Teile dieses Krachens einige zerdrückte Linsen von Cerithienschichten anzutreffen. Sie liegen im Grunde der dort auftretenden Balmen.

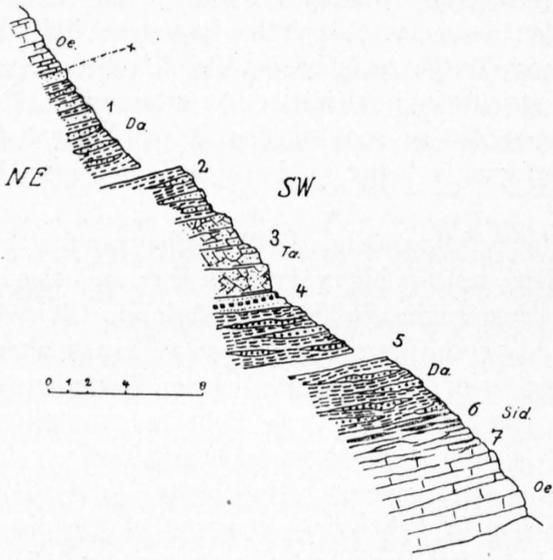
### 3. Das autochthone Tertiär.

(Dachschieferfacies.)

Die Abdachung im NW-Hang des vorderen Mettenberges bei «Hohturnen» (Höhe zirka 2000 bis 2200 m) wird verursacht durch den Synklinalkern der grossen autochthonen Sedimentmulde Reissen-Brunnhorn-Bäregg (Mettenberg-W-Flanke, Fig. 19). Die gleiche Abdachung findet sich entsprechend dem Axialfallen des Autochthonen nach E bei der Kehrwänge in der Wetterhorn-W-Flanke wieder. Beide Stellen sind gut zugänglich und von steilen Bergwiesen bedeckt.

Bei der Kurvenzahl 2100 (Siegfried) lässt sich in einer Runse auf **Hohturnen** folgendes Profil dieses Synklinalkernes aufnehmen (siehe Fig. 9).

- |   |       |
|---|-------|
| Hangendes: Öhrlikalk, Malm, verkehrte Lagerung. . . . .   | 400 m |
| 1. Sandige Kalkbänkechen (0,1—0,5 m) wechselnd mit schwarzen Tonschieferlagen, glimmerführend, schwach kalkhaltig, mit auf der Schichtfläche schiefwinklig sich schneidenden weissen Kalzitadern. . . . . | 4 m   |
| 2. Dieselben Tonschiefer ohne Kalk, hier und da mit noch weissen Kalzitadern und wenigen grauen Sandsteinbändchen (0,3—0,5 m), glimmerführend, mürbe. . . . .   | 27 m  |



- |  |       |
|--|-------|
| 3. Braune, zonar anwitternde Sandsteinbank mit hellgrünen Partien, auch zonar anwitternd, unreiner Taveyannazsandstein, mürbe, geringe Tonschieferzwischenlagen. . . . . | 4—5 m |
| 4. Graue, braun anwitternde, glimmerige Sandsteinbank mit lagenweisen kleinen Pyritwürfeln. . . . .  | 1—2 m |
| 5. Tonschiefer, schwarzglänzend, mit wenig Glimmer, stellenweise mit geringem Kalkgehalt und Kalzitadern, darin geringe, graubraune Sandsteinlinsen, wie 2. . . . .      | 20 m  |
| 6. Feinplattiger Öhrlikalk, stellenweise marmorisiert, mit grünlichen Tonlinsen und quarzigen Adern und Wülsten. Siderolithische Infiltration. . . . .                   | 1—2 m |

- |  |        |
|--|--------|
| 7. Öhrlikalk, feinplattig, mit nach unten abnehmenden feinen, gelben und grünen Häuten zwischen den Kalkplatten. . . . . | 6—10 m |
| Liegendes: heller, weiss anwitternder Öhrlikalk, plattig bis bankig. . . . .   | x m    |

Die Lagerung dieser Schichtenfolge ist horizontal bis schwach (7°—9°) NE-fallend, entsprechend dem axialen Fallen des Autochthonen nach E.

Im vorderen Teile, bei P. 2000 (Siegfried), ist dieser Synklinalkern durch einen eindringenden Öhrlikalkkeil gedoppelt (siehe Fig. 15 c). Diese Schieferfolge lässt sich bis in die Mitte der Mettenberg-N-Wand verfolgen. Dann keilt sie in der östlichen Hälfte dieser Wand aus, um, allerdings in reduzierter Mächtigkeit, aber mit demselben Aussehen, bei der Kehrwänge wieder einzusetzen. Die Mächtigkeit der reinen Schiefer und Sandsteinpartie bewegt sich zwischen 50 und 65 m. Jedoch scheint sie mir gedoppelt, schon wegen des Öhrlikalkkeiles, der sich in ihrem nördlichen Teile einstellt. Wahrscheinlich ist auch zwischen dem hangenden Öhrlikalk und den Sandsteinbänken eine Überschiebung anzunehmen. Das Vorkommen von Hohturnen steigt in die Sedimentecke des Jägigrätli-Brunnhorn (P. 2437) hinauf. Man kann sie aber infolge vorherigen Auskeilens nicht erreichen.

Das östliche Äquivalent dieses Vorkommens bei der Kehrwänge verschwindet mit geringer Mächtigkeit und flachem S-Fallen unter dem Eise des oberen Grindelwaldgletschers. Diese beiden Tertiärauf-

schlüsse sind gut zugänglich. Hohturnen (Höhe zirka 2100 m) erreicht man von der Bäregg (unterer Grindelwaldgletscher) auf einem ausgetretenen Pfad. Den östlichen Aufschluss findet man unterhalb der Station des Wetterhornaufzuges, das Stationsgebäude steht teilweise auf Tertiärsandstein.

### Beschreibung der Gesteine.

Es lassen sich, trotzdem die Schichtfolge durch wahrscheinliche tektonische Einflüsse nicht normal ist, deutlich vier Hauptschichtglieder unterscheiden.

1. Graue, linsenförmige oder bankige Sandsteine. Sie zeichnen sich durch ihre bräunliche Anwitterungsfarbe deutlich ab. Auch bilden sie kleine Stufen im Profil. Sie sind immer feinkörnig, enthalten immer viel Glimmer und einen mehr oder weniger grossen Tongehalt. Dadurch wird das Gestein mürbe, es spaltet nach Schichtflächen, braust hie und da leicht mit Salzsäure auf. Diese Sandsteinbänke gehen wechselnd in Ton und sandige Schiefer über. Sie ähneln sehr den Sandsteinlinsen, welche sich im Flysch östlich der Grossen Scheidegg vorfinden.

2. Noch grössere Ähnlichkeit mit dem Flysch zeigen die Tonschiefer, welche in grosser Mächtigkeit bei Hohturnen anstehen. Sie sind meist schwarz glänzend, mit und ohne Glimmer, manchmal, besonders im oberen Teile, gering kalkhaltig. Ferner sind sie oft von Kalzitadern durchzogen und dann schiefwinklig, polyedrisch ausbrechend. Es finden sich Übergänge mit zunehmendem Sandgehalt, der sich zu den Sandsteinlinsen verdichtet. Dabei werden die Schiefer gelblich und bis zu Millimeterdicke spaltbar. Ihr Aussehen und Verhalten entspricht vollkommen den monotonen Schieferkomplexen in Flysch, speziell den Dachschiefen oder eventuell den Globigerinenschiefern.

3. Auffällig durch ihre wechselnde Zusammensetzung ist die Sandsteinbank (Nr. 3) in der Mitte des Profils. In der Hauptsache ist es ein rostbraun anwitternder, im Bruch schwarzgrauer, feinkörniger Sandstein mit geringem Tongehalt. Das Gestein zerfällt leicht, da es mürbe und geklüftet ist. Es wittert zonar an. Lagenweise befinden sich in ihm grünliche Partien. Die Oberfläche ist rotbraun. Obgleich dieser Sandstein mürbe ist, zeigt er doch durch tonige Beimengung ein dem Taveyannazsandstein sehr ähnliches Aussehen; auch besitzt er die für diesen typischen graugrünen Tupfen und Sprenkelungen und ist lagenweise von schwarzen Tonhäuten durchsetzt. Es dürfte sich hier um Reste eines sogenannten verschwemmten Taveyannazsandsteines handeln.

4. Die Schichtreihe schliesst mit deutlich infiltrierte Kalken nach unten ab. Man trifft die Spuren dieser siderolithischen Infiltrationen auf dem Weglein kurz nördlich Hohturnen-Lauenen; von dort kann man sie bis unter die Profilstelle verfolgen. Es sind grünlich-quarzige oder gelbe, tonige Zwischenlagen und Schnüre zwischen den Kalkplatten; sie verschwinden im liegenden Öhrlikalk. Zwischen diesen Infiltrationen in den hangenden Schiefer- und Sandsteinkomplexen sind keine Störungen wahrnehmbar; der Übergang nach unten ist ein normaler.

Diese Schichtreihe ist vollkommen frei von jeglichen organischen Resten; es gelang mir wenigstens trotz langem Suchen nicht, irgendwelche Spuren davon zu finden. Von den Cerithienschiechten und dem Priabonsandstein des inneren Tertiärs sind sie deutlich zu unterscheiden, da jene nirgends in so grosser Mächtigkeit auftreten; doch fehlt den Tonschiefern von Hohturnen der für die Cerithienschiechten typische Kohlegehalt und den Cerithienschiechten der grosse Glimmergehalt. Der Vergleich dieser Muldenkerne im Autochthonen stimmt nach dem Aussehen der Sandsteine und Tonschiefer vollkommen mit dem Flysch überein, allerdings müsste aus deren Stellung dann die Konsequenz folgen, dass es sich hier um autochthonen Flysch der Altdorfer Sandstein-Taveyannaz-Dachschiefer-Gruppe handelt, und zwar um regelrechte Dachschiefer mit Sandsteinlinsen und um verschwemmten Taveyannazsandstein.

Vergleicht man das westlichste Vorkommen von autochthonem Flysch (Surenen-Engelberg, 46, 88/89) so findet man genau die Beschreibung, welche auch für obenstehendes Profil zutrifft. Hier wie dort mächtige Tonschieferkomplexe mit Sandsteinlinsen und darauf mit scharfer Grenze der Taveyannazsandstein oder taveyannazähnliche Gesteine; jedoch dürften die Dachschiefer von Hohturnen kaum Fischreste enthalten, zudem sind sie auch viel weniger mächtig. Das Alter müsste wegen der liegenden siderolithischen Bildungen und dem hangenden, taveyannazähnlichen Sandstein zwischen Lutétien und Oligozän zu suchen sein (vgl. auch 65, 2).

*Arnold Heim* (52, Fig. 2) verzeichnet in dem Profil an der Burg (Windgällengruppe) an der Basis des autochthonen Flysches «Malm, hellgrauer, durchscheinender Kalk, dicht massig, mit rötlichen Partien»; sollten diese rötlichen Partien nicht wie bei Hochtürnen auf siderolithische Bildungen zurückzuführen sein?

### Zusammenfassung des Tertiärs.

Aus dem Beschriebenen folgt, dass das Tertiär in vier verschiedenen Faciestypen im Gebiet auftritt. Von N nach S (orographisch) folgen einander:

1. Flysch mit Schiefen und Sandsteinen, darin fremde Kalke, Nummulitenkalk, Taveyannazgestein;
2. Priabonien in kalkiger Ausbildung, Lithothamnienkalk; darüber kalkige und Tonschiefer, Bohnerz, Taveyannaz nicht vorhanden;
3. Brachwasserfacies des Priabonien. Cerithienschichten. Priabonsandstein auf Bohnerz. Kein Taveyannaz;
4. Dachschiefer mit Sandsteinen; Taveyannaz vorhanden, aber verschwemmt. Auf siderolithischen Infiltrationen autochthon liegend.

Denken wir uns diese Komplexe vor den tektonischen Bewegungen in ihrem Sedimentationsraum im S, so folgen sie sich von S nach N in obiger Reihenfolge; im S wie im N die Synklinalfacies des Flysches und der Dachschiefer; die Flyschsynklinale verflachte sich langsam nach N zu; daraus entstand der Lithothamnienkalk, der allmählich verschwindet, um einer brackischen Facies Platz zu machen, die nur in flachem Meer oder in Buchten des damaligen von Mesozoikum bedeckten nördlichen Aarmassivs zum Absatz gelangte. Jedoch muss der Absturz dieses nördlichen Aarmassivs nach N in die Dachschiefersynklinale ein plötzlicher gewesen sein. Es würde sich also für dieses zur Priabonzeit nicht ein auf beiden Seiten sanft geformter Buckel ergeben; die Form würde mehr einem Sprungbrett ähneln, dessen Stellung einen Sprung von S nach N bezweckt.

Zur Bohnerzzeit allerdings war die Synklinale im N zum Teil noch nicht vorhanden, denn hier finden sich noch deren Spuren; die Einwirkungen dieser Zeitepoche waren in der Mitte dieses noch flachen nördlichen Aarmassivs am stärksten; vielleicht drangen sie stellenweise bis auf das Kristallin durch (fraglicher Kristallineinschluss im Bohnerz von Gutzlauenen).

Unklar bleibt mir noch die Stellung des südlichen Flyschkomplexes mit dem Taveyannazsandstein. Vielleicht ist dieser allein als Rest der Diableretsdecke aufzufassen und gehört nicht eigentlich mit zum Flysch, welcher als eingewickelter Rest der Habkernzone zwischen Diableretsdecke und Wildhorndecke zu erklären wäre (vgl. 49, 52). Bei den Dachschiefen der autochthonen Synklinale ist an eine solche Einwicklung derselben nicht zu denken; ihre Stellung und Lagerung ist eine normale, d. h. autochthone in bezug auf ihr Liegendes.

## II. Kreide-Malm.

(Parautochthon und autochthon.)

Vorbemerkung. Bei der Aufstellung der folgenden stratigraphischen Einteilung war ich mir wohl bewusst, dass eine solche nur auf beweisenden organischen Resten fassen darf, wenn sie als sicher stehend anerkannt werden soll. Der Fossilgehalt der im folgenden zu beschreibenden Schichtglieder ist aber so fragmentarisch und dabei gering, dass ich mich kaum auf ihn stützen kann. Vielmehr suchte ich durch Parallelisation nach W (*Stauffer*, 70) und E dank mündlicher Mitteilungen von *Fr. Müller* (Engelhörner) und *P. Arbenz* Äquivalente zu finden. Dies gelang zum Teil für das Hauterivien. Jedoch bleiben, wie mir scheint, die Abgrenzungen Hauterivien-Valangien und Kreide-Malm, noch diskutabel und werden es wohl auch bleiben; denn wo die Facies gleich bleibt in einer Stufenreihe, welche fossilleer ist, bleibt eine stratigraphische Einteilung mehr oder weniger persönliche Geschmacksache. Von der ganzen detaillierten Schichtenfolge der mittleren und unteren autochthonen Kreide, wie sie von *Arnold Heim* am Kistenpass (50) und von *W. A. Keller* vom Bifertenstock (55) beschrieben wurden, ist bei mir

nur der untere Teil erhalten geblieben, jedoch lässt sich wegen vollkommener Eintönigkeit der Facies keine Parallelisation mit der östlichen autochthonen Kreide bewerkstelligen.

Sichere untere Kreide ist nur im westlichen Teile des Gebietes erhalten geblieben, und zwar tritt sie hier in Form des schon erwähnten Tschingelkalkes im oberen Parautochthon auf. Im Autochthonen wie im tieferen Parautochthonen ist er nicht mehr erhalten geblieben infolge der alttertiären Abtragung.

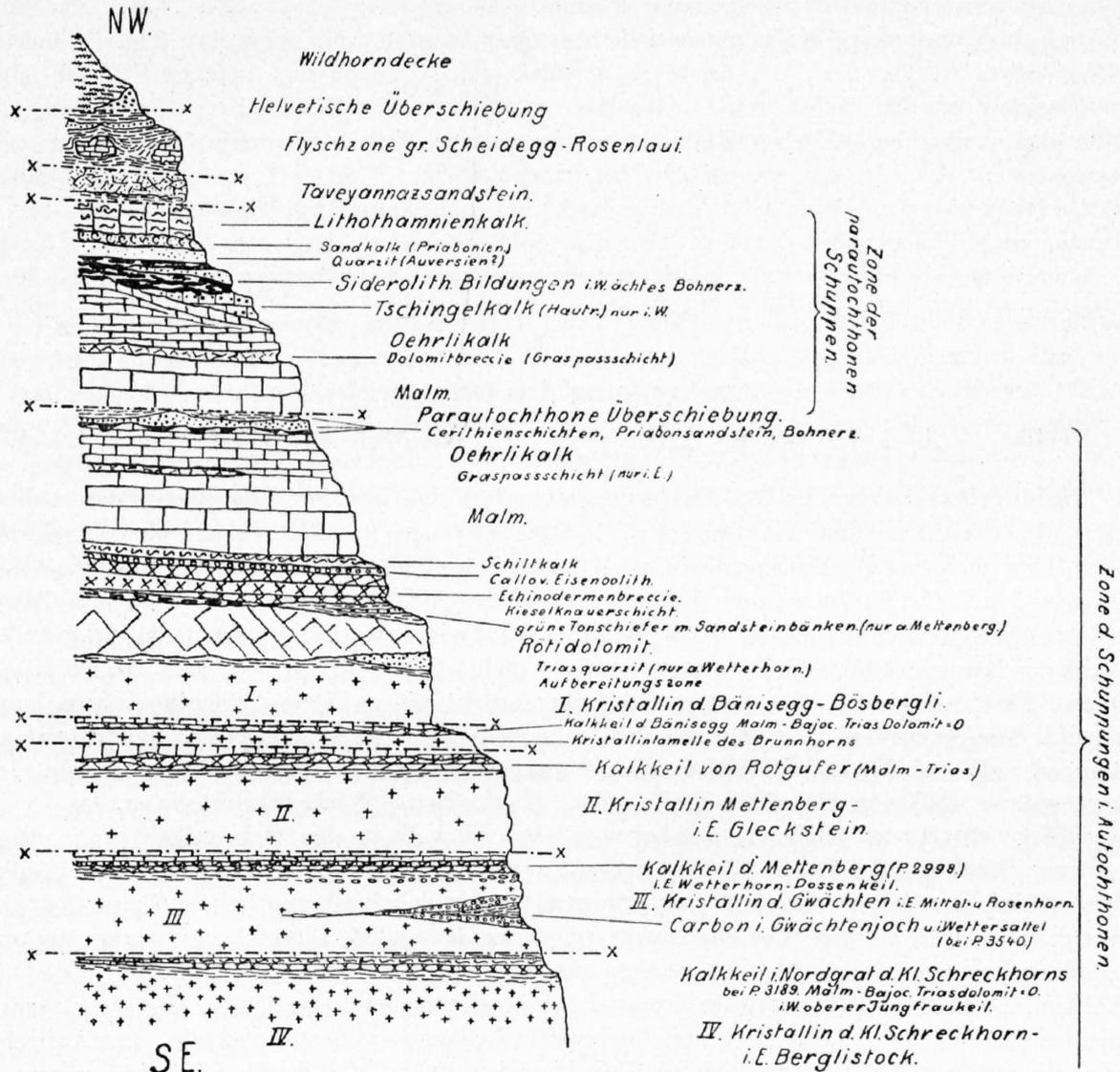


Fig. 10. Schematisches Sammelprofil durch das Autochthone und Parautochthone zwischen Grindelwald und Rosenlauri.

Ein Sammelprofil durch den Mettenberg im Parautochthon zeigt folgende Verhältnisse (siehe Profil Fig. 5):

Überschiebung der Wildhorndecke:

1. Braune und schwarze, glänzende Tonschiefer mit geringen Sandsteinlinsen; nach unten kalkig werdend . . . . . 6—15 m
- Übergang in:
2. Lithothamnienkalk . . . . . 0—10 m
3. Rostbraune, sandige Schiefer und Sandsteine . . . . . 2—6 m
4. Bohnerz und siderolithische Bildungen . . . . . 0—6 m

- |  |          |
|--|----------|
| 5. Heller, homogener, weisser Kalk, stellenweise mehlig und durchscheinend, schrattige Anwitterungsoberfläche . . . . .                            | 0—12 m   |
| 6. Tschingelkalk gebändert und feinsandig . . . . .  | 10—40 m  |
| 7. Im unteren Drittel mit Silexknollen. Übergang in:   |          |
| 8. Feinplattiger, mehlig, weisser Kalk und mürbe Kalkschiefer . . . . .  | 0—10 m   |
| 9. Siderolithische Breccie, im oberen Teile mit Tschingelkalk, im unteren Teile mit Öhrlikalkkomponenten. Vertritt stellenweise 8 und 10 . . . . . | 0—20 m   |
| 10. Kompakter, hellgrauer Kalk mit weisslichen Querschnitten von Schnecken und Muscheln . . . . .  | 0—5 m    |
| Übergang in:   |          |
| 11. Öhrlikalk mit siderolithischen Infiltrationen; im unteren Teile stellenweise Oolithstruktur . . . . .  | 40 m     |
| 12. Oberflächlich und im Bruch heller, dichter Kalk, dick und dünnplattig; Öhrlikalk;. . nach unten Übergang in:                                   | 60—150 m |
| 13. Dolomitischer, bröckeliger Kalk, hell bis schwarzgrau, meist brecciös ausgebildet . .  | 20—30 m  |
| 14. Schwarzer Malmkalk nur im E (Läsistock) . . . . .  | 100 m    |

### Beschreibung der Gesteine.

**Tertiär**, Nr. 1—4 siehe äusseres Tertiär im W der Grossen Scheidegg (Profile Fig. 3, 4, 4 a).

**Tschingelkalk** (siehe Fig. 16). Ihm entsprechen in Fig. 5 Nrn. 5/6. Das Mesozoikum schliesst im Parautochthonen mit dem Hauterivien in Tschingelkalkfacies ab; mittlere und obere Kreide ist nicht mehr vorhanden. Der Tschingelkalk ist stellenweise von einem hellen, weiss anwitternden Kalk überlagert (Fig. 5, Nr. 5). Im unteren Mettenberghang oberhalb Widdersbodeni, wo dieser Kalk von Grindelwald aus deutlich sichtbar ist, fehlt das Bohnerz auf seiner Oberfläche. Organische Reste fehlen. Makroskopisch, wie im Dünnschliff, kann man nur eine dichte Kalzitstruktur feststellen. Die Oberfläche neigt zu Schrattenbildung, da das Gestein dickbankig ansteht und nicht von Schichtungsrisen durchsetzt wird. *Stauffer* erwähnt als Hangendes des Tschingelkalkes einen weissmehlig, gelblich-grau anwitternden Kalk (vgl. 70, 18). Es dürfte sich hier um das Äquivalent, Oberhauterivien handeln. Der Übergang dieses Kalkes in den echten Tschingelkalk (Fig. 5, Nrn. 6/7) ist ein allmählicher, das Gestein wird gelblich, wittert auch gelblich an und bekommt schliesslich die für den Tschingelkalk bezeichnende Bänderung. Die Farbe des Tschingelkalkes wechselt ausserordentlich; sie kann gelblich, grün, bläulich und rot sein, stellenweise ist er schön violett; immer zeichnet er sich durch einen feinen Quarzgehalt aus, der gesteigert zu der lagenweise wülstigen Anwitterungsoberfläche führt. Diese ist ein typisches Merkmal des Tschingelkalkes s. str.; doch ist sie nicht so ausgeprägt wie am Brünli und im Kiental; manchmal sind diese Anwitterungsflächen schwärzlich und grobsandig rauher. Das frische Gestein ist glasisg durchscheinend, die gleichmässig verteilten Quarzpartikel glitzern auf der Bruchfläche. Das Auftreten ist immer kompakt und neigt nirgends zu plattiger Absonderung; daher ist das Gestein für Wasser wenig oder undurchlässig, im Anschlag bricht es nie nach Schichtfugen.

Im unteren Teile des Tschingelkalkes treten vielfach Silexknollen auf; sie sind ziemlich konstant auftretend, jedoch scheinen sie mir nicht dazu geeignet, um eine stratigraphische Schichteinteilung auf ihnen aufzubauen, da der Gesteinscharakter über und unter ihnen gleichbleibt. Andere organische Reste sind äusserst spärlich und fraglich; so finden sich im unteren Tschingelkalk von Gutzlauenen fragliche Schalenquerschnitte, doch gelingt es nicht, sie herauszuschlagen; an der Form eines solchen Querschnittes und an dessen parallel spätigen Bruch glaube ich auf einen Spatangidenrest schliessen zu können.

Das Vorkommen des Tschingelkalkes ist bei nach E abnehmender Mächtigkeit durchgehend anzunehmen. Er setzt beim Burgbühl (P. 1011) am Mettenberg ein und ist von dort mit wechselnder Höhe bis kurz vor Wetterlauenen verfolgbar; dort keilt er nach NE aus (vgl. Fig. 16). Im Autochthonen findet sich kein Tschingelkalk; vielfach sind jedoch in den tieferen parautochthonen und auto-

chthonen Marmorbreccien Kalkfragmente vorhanden, die sich im Handstück nicht von ihm unterscheiden lassen.

In seinem untersten Teile verliert der Tschingelkalk den feinen, suspendierten Quarzgehalt und geht in mürbe, teilweise plattige oder bankige Kalke über, welche bis zu 1 cm Tiefe schneeweiss mehlig anwittern und sich dann leicht mit dem Nagel ritzen lassen. Der Anschlag dieser Kalke ist ein feinpulveriges Mehl, das sich wie Talk zwischen den Fingern zerreiben lässt. Der Bruch dieses homogenen, aus feinem Kalzit bestehenden Gesteines ist hellgrau und bei bankiger Absonderung muschlig. *Stauffers* Beschreibung (70, 17) entspricht vollkommen meinen Beobachtungen; es handelt sich hier, was Auftreten und Gesteinscharakter anbetrifft, um dessen Äquivalent. Der Tschingelkalk geht oben und unten in Kalke über, die sich deutlich von ihm unterscheiden. Ob sie jedoch mit zum Hauterivien zu zählen sind, bleibt wegen vollkommenem Fossilmangel unaufgeklärt. Der Tschingelkalk ist eine Facies, er enthält nur im unteren Teile im W (vgl. 48, 144) Hauterivienfossilien, ob seine höheren Teile auch mit zu dieser Stufe gehören, bleibt eben fraglich. Ich möchte jedoch trotzdem die liegenden wie die hangenden Kalke zum Hauterivien zählen, da sie beide allmählich in den Tschingelkalk übergehen; solange dieser sich nicht gliedern lässt, steht eine weitere Gliederung auf schwankenden Füßen.

**Siderolithische Breccie** (Nr. 9 in Fig. 5) (siehe Profil 6). Die auffällige Färbung des Tschingelkalkes lässt die Annahme von siderolithischen Einschwemmungen in ihm wahrscheinlich erscheinen; sie mag mit ein Grund für *Stauffers* (70, 15, 21) sichere Annahme einer solchen gewesen sein. Bei mir lässt sich die Abwesenheit einer Festlandsbildung vor Hauterivien nicht oder nicht mehr nachweisen. Die Gründe, welche dagegen sprechen, in der Breccie (Fig. 5, Nr. 9) altkretazische Bildungen zu sehen, wurden früher angeführt. Es bleibt hier nur noch hinzuzufügen, dass die siderolithischen Bildungen unter dem Tschingelkalk entweder die Schichtglieder Nr. 8 und 10 ganz oder teilweise ersetzen oder im Liegenden der normalerweise aufeinanderfolgenden Schichtglieder 8 und 10 auftreten; oft finden sie sich erst tief in dem darunterliegenden Öhrlikalk.

**Valangien (s. str.?).** Bei normaler Schichtreihe (ohne Nr. 9) folgt unter dem basalen Hauterivien mit scharfer Grenze ein hellgrauer, kompakter Kalk, (Fig. 5, Nr. 10), der stellenweise (unterer und oberer Grindelwaldgletscher, Gutzlauenen) viele Schneckenquerschnitte enthält; es gelang auch hier nicht, etwas Bestimmbares zu isolieren; der Kalk bricht infolge seiner Umkristallisierung transversal durch die Fossilien und folgt nicht deren Schalen. *Moesch* (36, 197) gelang es, bestimmbare Reste herauszuschlagen. Er erwähnt *Cidarisstacheln*, *Diceras*, eine *Itieria* und andere. Mir fielen besonders lange, nerineenähnliche Querschnitte auf. Die Stellung dieses Kalkes und seine scharfe Grenze gegen die Basis des Hauterivien lassen mir mit der Fossilführung den wahrscheinlichen Schluss berechtigt erscheinen, dass es sich hier um Valangien handelt, obgleich schiefrige Ausbildung dabei nicht zu konstatieren ist. *Arnold Heim* (50, 29) beschreibt aus dem untersten Teile der autochthonen Kreide am Kistenpass helle, dichte Kalke, welche nerineen- und requienienartige Schalenquerschnitte enthalten, wahrscheinlich handelt es sich hier um Äquivalente. Dieser Kalk konnte im Autochthonen nirgends gefunden werden.

**Öhrlikalk** (Nr. 11 und 12 in Fig. 5). Den Hauptanteil beim Aufbau des Parautochthonen und zum guten Teile auch des Autochthonen nehmen hellplattige Kalke ein, die sich durch ihren grauweißen und den Schichtfugen folgenden Bruch deutlich vom eigentlichen schwarzen Hochgebirgskalk (Malm) unterscheiden. Besonders im oberen Teile, aber stellenweise auch in den tieferen Partien finden sich die deutlichen siderolithischen Merkmale gelber oder grünlicher Tonzwischenlagen oder verquarzter Infiltrationen (vgl. 47, 6 und folgende). Die Ausbildung ist eine plattige, diese muss schon primär vorhanden gewesen sein, denn die Infiltrationen folgen ihnen entlang. Diese Kalke bestehen aus reinstem (z. T. unkristallisiertem) Kalk, im Dünnschliff sieht man weder Organismen noch schwarze zonar geordnete organische Schüppchen, wie das beim Hochgebirgskalk typisch ist, sondern nur ein Haufwerk eng aneinander liegender, feiner Kalzitindividuen. *Arbenz* (47, 6) beschreibt aus den obersten Teilen des hellbrüchigen Hochgebirgskalkes am Titlis oolithische Kalke; sie sind auch bei uns im obersten Teile des Öhrlikalkes anzutreffen, aber nicht durchgehend verfolgbare. In der siderolithischen Breccie des Läsistockes bilden sie Breccienbestandteile (siehe Profil Fig. 1).

Die organischen Reste des Öhrlikalkes sind gering. Manchmal finden sich auf seiner Oberfläche herausgewittert bis 5 cm lange, spiralig gefügte, kaum 4 mm dicke Seeigelstacheln; ausserdem enthalten seine unteren Teile im E (Läsistock, Schönenbühlalp) vielfach Silexknollen. Entsprechend der Stellung dieser mächtigen Kalkkomplexe und ihrer deutlichen Unterschiede im Vergleich zum schwarzen Hochgebirgskalk, möchte ich mich der neueren Nomenklatur anschliessen, welche die hellbrüchigen, teilweise oolithischen Kalke als Öhrlikalk bezeichnet (70, 15; 66, 114; 60, 247, 264). Ihr Alter würde somit dem unteren Valangien und dem Berriasien entsprechen.

Die Mächtigkeit des Öhrlikalkes nimmt im Parautochthonen nach E rasch zu; hier bildet er zum grössten Teile die tieferen Schuppen. Der Läsistock und das Klein Wellhorn mit der Hälfte seines Verbindungsgrates zum Gross Wellhorn hin bestehen aus Öhrlikalk. Allerdings ist er hier durch drei übereinanderliegende Schuppen verdreifacht (vgl. 17, 18).

**Graspassschicht.** (*Fr. Müller*) [Nr. 13 in Fig. 5.] Das Liegende des Öhrlikalkes im Parautochthon wird durchgehend durch mehr oder weniger mächtige dolomitische Partien gebildet. Diese Dolomitkalke wittern grauschwarz an; sie bröckeln ab und bilden dadurch Stufen oder Runsen in den sonst steil liegenden Öhrlikalken. Ihr Gefüge ist immer deutlich brecciös; in einem graugelblichen, dolomitischen Bindemittel sind eckige und runde, bis 3 cm grosse, schwarze Kalkstücke eingelagert, die, aus dem liegenden Malmkalk stammend, splittrig-spröde, muschlig brechen. *Fr. Müller*, Meiringen (66, 114), machte zuerst auf sie aufmerksam; er benannte sie nach ihrem Auftreten im Graspas der Engelhörner. Im westlichen Parautochthon (Mettenberg und Wetterhorn-N-Hang) bildet diese Dolomitbank die Basis der Schuppung, da unter ihnen das innere Tertiär folgt. Im E dagegen (Rosenlaui-gletscherschlucht bis gegen Seitenwängen) folgen darunter mehr oder minder gleichbleibende, schwarze Kalke. Der Gesteinswechsel über und unter der Graspassschicht ist hier in die Augen springend; das Hangende wird durch typischen, hellbrüchigen Öhrlikalk gebildet, während im Liegenden schwarzer, kompakter Malmkalk anstösst. Allerdings folgen in den tieferen Partien dort unter der Graspassschicht wieder helle Öhrlikalke. Die Mächtigkeit dieser Dolomitbreccie nimmt von E nach W rasch zu, aus kaum 1 m am Läsistock werden am Mettenberg 20 m und mehr, doch fehlt hier der normal darunterfolgende Malmkalk. Die von *Arbenz* und *Müller* angegebenen bläulichgrauen Mergel, welche die Graspassschicht begleiten, fanden sich bei mir nicht vor.

Dünnschliffe durch das dolomitische Bindemittel zeigen in einer grauen, schlierigen Grundmasse viele Echinodermentrümmern und Reste von Seeigelstacheln; ferner Schalenreste von kleinen Schnecken, an Foraminiferen nur undeutlich begrenzte Globigerinen und Textularien. Die Entstehung dieser Breccie darf mit Sicherheit als primär angenommen werden; mitaufgewühlter (noch nicht verfestigter?) Malmkalk wurde durch dolomitisches Material zu einer Primärbreccie verkittet.

Das Auftreten dieser Breccie ist nicht nur auf das Parautochthone beschränkt, im östlichen Autochthonen tritt sie auch auf. Besonders im Verbindungsgrate Klein Wellhorn (P. 2688)-Gross Wellhorn (P. 3196) findet sie sich in grösserer Mächtigkeit im nördlichen Teile des Grates; auch hier trennt sie den hellen Öhrlikalk vom dunklen, bankigen Malm, der das Gross Wellhorn bildet. Dagegen ist der Übergang von Öhrlikalk zu Malm in der vom oberen und unteren Grindelwaldgletscher geschnittenen autochthonen Synklinale nicht durch eine Dolomitbreccie gebildet; es erfolgt hier vielmehr der Übergang vom Öhrlikalk zum Malmkalk durch allmähliches Dunklerwerden des Bruches nach unten hin. Manchmal kann eine förmliche Verzahnung von Öhrlikalk und Malm festgestellt werden.

Auf das Alter dieser Dolomitbreccie lässt sich nur aus ihrer Stellung schliessen. Sie trennt den Öhrlikalk zum Teil vom dunklen Malm und dürfte somit dem brecciösen obersten Troskalk des Tödi entsprechend ins Tithon zu stellen sein (vgl. 66, 114).

### Malm.

Zur Unterscheidung des Malmkalkes vom Öhrlikalk kann besonders der Bruch dienen, da beide Gesteine hellgrau anwittern. Vielfach finden sich auf der Anwitterungsoberfläche des Malms kleine, schwarze Höckerchen. Der echte Malmkalk ist innen immer dunkel; der Bruch spröde und muschlig; im Dünnschliff zeigen sich die feinen, schwarzen Schüppchen von organischer oder kohligter Substanz

besonders an stylolitisch verzahnten, feinen Bruchspältechen angehäuft. Wo die Graspaschicht fehlt (westliches Autochthon), findet ein allmählicher Übergang vom hellbrechenden Öhrlikalk zum schwarzen Malm statt. Im mittleren Teile des autochthonen Malms kann man stellenweise dicke Silexknollen antreffen (Steglaunen, Ziebachsplatten). Sonstige organische Reste enthält der mächtige Hochgebirgskalk nicht. Das Alter des dunklen Hochgebirgskalkes ist nach *Heim* (68, 287, 289) Kimmeridge-Sequan; wahrscheinlich sind noch die unteren Teile des Tithons darin enthalten.

In der Kartierung wurden Öhrlikalk und Malm zusammengefasst, da es meistens unmöglich ist, eine Abtrennung im Gelände vorzunehmen; die dolomitischen trennenden Partien wurden dabei, soweit sie vorhanden sind, kenntlich gemacht. Die nach *Krebs* (69, 32, 60, 121) in der Doldenhorngruppe teilweise vorhandenen und auch in der Titliskette nachweisbaren Zementsteinschichten (Mitteilung von *P. Arbenz*) fehlen hier völlig. Die Graspaschichten (*Franz Müller*) sind der einzige erkennbare Horizont, der zur Abgrenzung verwendet werden kann. Da deren Alter unsicher ist, lässt es sich nicht sicher sagen, ob das Tithon nur im schwarzen Malmkalk oder eventuell auch im unteren Öhrlikalk als Analogon zum Troskalk enthalten sei. Wahrscheinlich ist nach allem zu schliessen das erstere. Die normale Mächtigkeit beider Kalke zusammen ist im Autochthonen sicher nicht grösser als 400 m (Hohturnen 2100 m, Tertiär, bis Reissen 2549 m, Kontakt, = halbe autochthone Synklinale.)

**Schiltkalk.** Nach unten verliert der Malm seine homogene Beschaffenheit; er bekommt gelbe Flecken und tonig-kalkige Zwischenlagen; dabei wird er fein lamelliert und geht schliesslich in den autochthonen Schiltkalk über, der stellenweise (Ortfluh, Reissen, Wettersattel) fossilführend ist. Jedoch liess sich aus dem arg zerdrückten Gestein nichts Bestimmtes herauschlagen. Die Ausbeute besteht aus einigen unbestimmbaren Ammonitenbruchstücken neben verbogenen und zerbrochenen Belemniten und Terebrateln. Ist der Schiltkalk in den Sedimentzügen im Kristallin vorhanden, so entsteht dabei aus ihm durch Pressung und durch seinen Eisengehalt ein schön gefärbter, plattiger Marmor. Die Mächtigkeit der Schiltschichten ist entlang dem ganzen Kontakte des Gebietes nirgends mehr als 1—2 m. Sie finden sich, sofern entlang dem Kontakte keine Störungslinien verlaufen, immer an der Basis des Malms. Eine Überlagerung durch Mergelschiefer (Schiltschiefer) konnte ich nicht feststellen.

### III. Die Zwischenbildungen.

(Vgl. 33, 34—48; 53, 71—74; 45, 1—3; 42, 75, 76; 74; 75; 76.)

Da von anderer Seite spezielle stratigraphische Untersuchungen der gesamten Zwischenbildungen am N-Rand des Aarmassivs vorgenommen werden, kann ich mich hier kurz fassen. Mit grosser Konstanz zieht sich der ganze Schichtkomplex der autochthonen Zwischenbildungen der ganzen Kontaktlinie entlang. Nur in den tektonisch gestörten Zonen der Keile und Überschiebungen setzen sie teilweise oder ganz aus und werden durch den Malm ersetzt. So ist z. B. der untere Kontakt des Wetterhornkeiles vollkommen gestört. Die gesamten Zwischenbildungen setzen dort aus (Höhe zirka 3000—3100 m); der Malm ruht direkt auf dem Kristallin des Glectsteinlappens. *Bruderer* (74, 212) beschreibt diese Auflagerung des Malms auf Kristallin als eine Transgression des Malms auf Kristallin. Dabei übersieht er, dass dieser Malm der verkehrte Schenkel des Wetterhornkeiles ist.

Der **Callovien-Eisenoolith** geht ohne scharfe Grenze aus dem hangenden Schiltkalk hervor. Vielfach stellt er sich als dichter, rötlicher, marmorisierter Kalk dar, dessen Eisengehalt teilweise in kleinen Oolithen oder durch glänzende Magnetitkriställchen dargestellt wird. Man findet diese kaum 1 m mächtige Leitschicht entlang dem ganzen Kontakt von der Ortfluh (Stieregg) bis zum P. 2867 im W des Krinnefirns. Trotz des scheinbaren Überganges und des Fehlens dieser scharfen Grenze sind die Oxfordschichten hier nirgends zu finden.

Das berühmte Fossilvorkommen des Wettersattels im Callovien wurde verschiedentlich beschrieben (siehe 33, 98; 36, 197). Es gehört jedoch normal zum südlichen Kristallin (vgl. Fig. 20).

**Spatkalk.** Die ganze detaillierte Stufenreihe des mittleren und unteren Doggers im östlichen Aarmassiv, wie sie *Arbenz* (65) und *van der Ploeg* (56) beschrieben haben, ist bei mir nicht nachweisbar. Der ganze Dogger unter dem Callovien-Eisenoolith wird durch einen schwarzen, grobspätigen Kalk eingenommen (Ortfluh). Ob dieser Spatkalk allein den Aalénienspatkalk bildet, der auf Trias ruht, und das Bajocien und Bathonien nicht abgelagert oder erodiert wurde, oder ob diese drei Stufen in dem eiförmigen Spatkalk enthalten sind, lässt sich nur durch facielle Studien auf weiter Strecke beantworten. Wahrscheinlich ist nur das Bajocien darin enthalten. Beim Gleckstein ist diese Echinodermenbreccie durch mehrere schwarze Schieferlagen geteilt. Sie lassen sich jedoch dort nur in einigen Bachrunsen finden, da sonst der ganze Kontakt und die Zwischenbildungen dort durch Schutt und Vegetation verdeckt sind. Dolomit und Quarzkörner, wie sie *Gerber* (45, 2) und *Seeber* (53, 72) aus dem Spatkalk von Stechelberg angeben, treten bei mir in derselben Echinodermenbreccie nirgends auf. Die Anwitterungsoberfläche zeigt schön herauspräparierte Stielglieder. Sie ist im Durchschnitt 4 bis 6 cm mächtig, lokal (Ortfluh) können daraus 10 m werden. An der Ortfluh und am Brunnhorn (P. 2437) enthält die Basis dieser schwarzen Echinodermenbreccie lagenweise konkretionäre Quarz- und Feuersteinknollen, die an der Oberfläche in absonderlichen Formen als Wülste herauswittern und dadurch die Ersteigung der glatten Platte ermöglichen (= Silexknauerschicht des Bajocien? vgl. 65, 2; 56, 25—26, 30). Diese Spatkalkplatte mit Silexknollen scheint schon *Arn. Escher* bekannt gewesen zu sein (vgl. 9, 7).

**Die Trias** ist auch in meinem Gebiete in drei Teilen vorhanden; allerdings fand ich Quartenschiefer, Rötidolomit und Quarzsandstein nirgends an einer Stelle beisammen. Sie treten im Streichen abwechselnd auf. Ein Hauptmerkmal der Trias ist ihre rudimentäre Ausbildung. Wo sie auftritt, ist sie zerrissen, dabei kommt sie nur am N-Kontakt vor, in den südlicheren Sedimentkeilen fehlt sie.

**Quartenschiefer.** Die obere Trias fand sich entlang dem ganzen Kontakt meines Gebietes nur an der W-Seite des Mettenberges am Jägigrätli östlich P. 2473. Das Vorkommen ist zirka 3 m mächtig und stark verfallen. Der Horizont besteht aus dunklen, olivgrünen, mattglänzenden Tonschiefern, deren Oberfläche von einer feinen Fältelung überzogen ist. Die Tonschiefer wechsellagern mit braunen, grobsandigen Bänken von zirka 10 m Mächtigkeit, in der untersten Sandsteinlage, die auf Dolomit aufliegt, fanden sich flaserig zerdrückte Dolomitbrocken, die von feinen, schwarzen Tonschnüren durchwachsen sind. Vielleicht handelt es sich hier um dieselbe Geröllbildung, die *van der Ploeg* (56, 16—18) aus dem Keuper des Schlossberges beschreibt, obgleich *Tobler* (42) aus den westlicheren Quartenschiefern keine Dolomitbrocken angibt. Die Handstücke, die mir mein Studienkamerad *K. Rohr* aus seinem Gebiete zeigte, und die aus demselben Horizonte des Kontaktes bei Innertkirchen stammen, stimmen genau mit denjenigen des Mettenberges überein. Hiernach dürfte es sich am Mettenberg um ein isoliertes Restchen von Quartenschiefern handeln. Auch die Stellung zwischen Echinodermenbreccie und Rötidolomit, verbunden mit dem typischen grünlichen Aussehen dieser Schiefer mit Sandsteinzwischenlagen berechtigt zu dieser Altersbestimmung. Das nächste westliche Vorkommen von sicheren Quartenschiefern wurde von *Gerber* (45, 2, 3) und *Seeber* (53, 72) vom Stechelberg beschrieben. Auch hier liegen sie zwischen dem Spatkalk und Sandstein- oder Dolomitbänken; das vereinzelte Vorkommen dieser oberen Trias in Tonschieferfacies dürfte als ein Erosionsrelikt des erosiven Lias aufgefasst werden, da dieser nach *Arbenz* nicht in den Zwischenbildungen vorhanden ist (vgl. 57).

**Rötidolomit.** Das eigentliche Leitgestein für die Verfolgung der Kontaktlinie ist der Rötidolomit. Seine rotgelbe Anwitterungsfarbe macht ihn auf grosse Distanz unter dem dunklen, überschobenen Kristallin kenntlich; dazu wird er noch vom Pflanzenwuchs gemieden. In meinem Gebiete ist er nur in kleineren, aber häufigen Linsen am Kontakt zu finden; dieses inselförmige Auftreten dürfte jedoch nicht nur auf tektonische Störungen, sondern auch auf primärem Fehlen des Dolomites beruhen. Die grösste Mächtigkeit konnte ich bei Reissen (Mettenberg) konstatieren, wo er annähernd 10 m mächtig ist. Von dort ist er auf beiden Seiten (E- und W-Flanke des Mettenberges) verfolgbare; er dringt in die Überschiebungslinie des Rotguferkeiles ein (vgl. 73, 200; 67, 94, 95, Fig. 19). Derselbe Dolomitzug findet sich an der E-Seite des Mettenberges wieder; er war schon *Bernhard Studer* bekannt (vgl. 15, I, 184; 33, 92, Taf. 4, Fig. 21). Unter dem Glecksteinkristallin setzt die Trias und mit ihr der Dolomit aus,

um erst gegen Stotzwängen wieder mit grösserer Mächtigkeit einzusetzen; bei P. 2867 ist das östlichste sichtbare Vorkommen der Trias erreicht. Eigentümlich ist das Verhalten des Triasdolomites in den Sedimentkeilen des Kristallins; alle Kalke erfuhren durch die Pressung eine Umformung in dichteren Marmor, während der Dolomit keine Spur davon zeigt; sein Gefüge bleibt auch bei grösster mechanischer Inanspruchnahme dickbankig und klotzig; in schiefriger, plattiger Ausbildung tritt er nirgends auf. Seine Oberfläche ist in allen Fällen rötlich-staubig, während der Bruch bei braunem Grundtone einen Stich ins Bläuliche besitzt. Seine untersten Teile zeigen hie und da kleine, gelbliche Quarzkörner, oder sie werden von Schmitzen des aufgearbeiteten kristallinen Untergrundes durchdrungen, wenn der Quarzsandstein fehlt.

**Triasquarzit.** Obgleich die untere Trias im hinteren Lauterbrunnental am Kontakt nach den Beschreibungen von *Gerber* und *Seeber* in ziemlicher Mächtigkeit vorhanden ist und aus einem Wechsel von Dolomiten, Rauhwacke, Sandsteinbänken und Tonschiefern besteht, tritt sie bei uns nur ganz lokal und unbedeutend auf. Der Triasquarzit fehlt im Kontakt des ganzen Mettenberges. Erst in den schwer zugänglichen Hängen über den Kehrwängen (oberer Grindelwaldgletscher, Höhe zirka 2100 m) stellt sich unter dem Rötidolomit eine etwa 3 m mächtige Quarzsandsteinbank ein, welche sich mit Unterbrüchen bis in die Mitte der Stotzwänge verfolgen lässt; weiter ist sie nicht verfolgbar. Sie dürfte jedoch noch entlang dem Kontakt bis P. 2867 (im NW des Krimnefirmes) vorhanden sein, wo die ganze Trias und der Dogger aus tektonischen Gründen fehlt. Dieser dickbankige Quarzsandstein wittert braun an, im Bruch zeigt er die für Triasquarzit typische rötliche Färbung, die von dem schwach eisenhaltigen Bindemittel herrührt, welcher weisse, trübe, durchscheinende, eckige Quarzkörner verbindet. Schiefer- oder Rauhwackeeinlagerungen konnte ich in dieser Sandsteinbank nirgends feststellen; seine Abgrenzung gegen den hangenden Rötidolomit wie gegen die liegenden Glimmerschiefer des aufbereiteten Kristallins ist scharf.

**Die Aufbereitungszone, permo-triasische Verwitterungsschicht.** Unter der Trias oder, wenn diese fehlt, unter dem Spatkalk folgt ein mehr oder weniger mächtiger Komplex von «aufbereitetem», verwittertem Kristallin des Innertkirchmergneises. Es sind meistens mürbe, blättrige Schiefer, von denen man mit dem Meissel grosse Platten abstemmen kann. Sie bestehen zum grössten Teil aus parallel gelagerten Glimmerschuppen und gelblichen, verwitterten Quarzkörnern; entlang den Plattenfugen sind sie im Anstehenden mattseidenglänzend und serizitisiert. Ihre schwarzbraune Anwitterungsfarbe macht sie schon von weitem kenntlich. Diese Aufbereitungszone ist durchschnittlich 2—4 m mächtig; sie geht nach unten in den normalen Innertkirchmergneis über. Eine konglomeratartige Ausbildung der tieferen Partien lässt sich hie und da feststellen, doch ist sie meistens durch die tektonischen Bewegungen verwischt. Besonders schön findet sie sich an der Kontaktstelle im unteren Wetterhorncouloir, wo die Route Gleckstein-Wettersattel den Kalk erreicht in zirka 3100 m Höhe. Die Stelle ist durch Lawinen blank gescheuert, das Konglomerat enthält faustgrosse, runde Kristallingerölle und macht den Eindruck einer homogenen Nagelfluh. Auch *Bruderer* (74, 212) verweist auf diese Breccie, scheint aber trotz der gerundeten Komponenten auf deren tektonische Entstehung hinzuweisen.

Der untere Glecksteinkontakt enthält zwischen Spatkalk und Kristallin einen löcherigen, mürben, grauschwarzen Arkosesandstein von zirka 8 m Mächtigkeit; da hier die Trias in dolomitischer Ausbildung fehlt, ist anzunehmen, dass sie zum Teil durch diesen Arkosesandstein dargestellt wird.

Das Verhalten dieses untersten Teiles der Zwischenbildungen ist charakteristisch. Er folgt nicht nur der ganzen nördlichen Kontaktlinie entlang, sondern findet sich teilweise auch beidseitig dem im S eingeklemmten Mesozoikum (Keile); wenn dieses auskeilt, verbleibt das aufbereitete Kristallin durchwegs in der Überschiebung und macht diese durch seine dunkelbraune Tönung sofort kenntlich (obere Mettenbergüberschiebung, Klein-Schreckhorn-Keil, Fig. 19); denn es ist durch seinen allmählichen Übergang in das Kristallin fest mit diesem verbunden und müsste darum alle Bewegungen desselben mitmachen, ohne ausgequetscht zu werden. Sein mechanisches Verhalten in den kristallinen Überschiebungen ist ein Analogon zu dem an die parautochthonen Kalke gebundenen Bohnerz. Beide Festlandbildungen sind daher die Leitgesteine für die innersten Dislokationszonen.

Vergleicht man Trias und Aufbereitungszone miteinander von N nach S, so folgt: Der Triasdolomit keilt primär sofort aus, er ist nicht einmal mehr im Wetterhornkeil vorhanden. Den südlich folgenden Klein-Schreckhorn-Keil erreicht er lange nicht mehr, die Aufbereitungszone dagegen ist von N nach S durchwegs vorhanden; ihre Mächtigkeit nimmt nach S zu; aus 2—3 m am N-Kontakt werden 20—30 m am Klein-Schreckhorn-Keil. Es ist hier anzunehmen, dass die Bildung der Verwitterungszone bis in die Trias angedauert haben mag, wo typische Sedimente der Trias fehlen.

## IV. Das Kristallin.

Der Untergrund, auf dem die autochthonen Sedimente aufliegen, gehört der sogenannten nördlichen Gneiszone an, welche bei mir durch den Innertkirchnergneis oder -granit s. str. repräsentiert wird. Da von anderer Seite systematische petrographische Untersuchungen dieser Gneiszone vorgenommen werden, kann ich mich auf die Hauptsachen beschränken. *Hugi* (63, 484—485) fasste die genetischen Zusammenhänge dieser Gneiszone zusammen; danach ist als Innertkirchnergranit ein ausgesprochener Orthogneis, dessen Eruptionszentrum in der Zone des Gasterngranites zu suchen ist. Obgleich stellenweise eine körnige Struktur vorkommen kann, ist die Facies durch endogene Resorptionsvorgänge oft hornblendereich und schlierig geworden. Schon *Arnold Escher* (9, 7) machte auf die Armut an Feldspat in dem Gneise des Mettenberges aufmerksam, während *Albert Heim* (31, 132) den wechselvollen Charakter dieses Kristallins hervorhebt, er schreibt; «Sicherlich könnte es keinem Geologen, dem ein Handstück des ‚Gneises‘ von Mettenberg vorgelegt würde, einfallen, an ein Eruptivgestein zu denken. Man würde zwischen den Bezeichnungen ‚Verrukano‘, ‚Glimmerschiefer‘, ‚Talkquarzit‘, ‚undeutlich ausgebildeter Gneis‘ usw. schwanken und dem Gestein sedimentäre oder metamorphische Entstehung und paläozoisches Alter zuzuschreiben geneigt sein.» Die Druckwirkungen haben ausserdem die innere Struktur verwischt; Ruschelzonen, Brüche, transversales Clivage und tiefgründige Überschiebungslinien zerhacken es. Dabei sind nicht resorbierte Kalkschollen anzutreffen. Diese finden sich regelmässig geordnet den Überschiebungslinien entlang vor, so z. B. im untern Teile der Mettenbergüberschiebung bei Glattwang zwischen P. 2572 und P. 2543, in der oberen Jägi in zirka 2800 m Höhe; auch auf der Route Gleckstein-Lauteraarsattel finden sich unter P. 2804 solche Kalkschollen im Streichen des Wetterhornkeiles. Es sind meist linsenförmig ausgestreckte, grobkristalline Marmore, welche kontaktmetamorph sind (mündliche Mitteilung von Herrn *M. Huber*, Bern) und darum nicht direkt mit dem Mesozoikum der Keile zusammenhängbar.

Das Auftreten dieser Marmorlinsen entlang von Überschiebungen mag mechanische Gründe haben; diese durchsetzten das Kristallin an den durch die Scholleneinlagerungen geschwächten Stellen. Dadurch treten sie jetzt sekundär in den Störungszonen auf.

Auf die Diskussion, ob die Sedimentkeile eine Abtrennung einzelner facieell verschiedener Kristallintypen voneinander ermöglichen, wie dies zum Teil *Morgenthaler* (73), *Collet* (67; 71; 72) annehmen, möchte ich erst im tektonischen Teile eintreten.

## V. Die eingeklemmten Sedimentzüge (Keile).

(Vgl. hierzu die tektonische Kartenskizze Fig. 11.)

Im Gebiete lassen sich zwei Arten von Sedimenteinklemmungen unterscheiden:

1. Keile mit Mesozoikum.
2. Keile mit Karbon.

Beide sind streng voneinander zu trennen, da sie unter sich nichts gemein haben. Bei ersteren lassen sich nördliche und südliche unterscheiden. Dieses Merkmal ist nicht nur ein orographisches und tektonisches, sondern auch ein facielles. Denn in den höheren fehlt sichere (dolomitische) Trias, während sie in den nördlichen, tieferen enthalten ist und bei diesen den Hauptanteil der eingeklemmten Sedimente ausmacht.

Die Karbonmulde des Gwächtenjöches (Gratdepression in der Mitte zwischen Gwächten, P. 3169, und Klein-Schreckhorn, P. 3497) dagegen enthält nirgends Mesozoikum; dieses kann nicht darin enthalten sein, da die Mulde schon geschlossen war, als dieses sedimentiert wurde. Jedoch ist diese Diskordanz der Erosion schon lange zum Opfer gefallen. Der nächste mesozoische Zug am Klein Schreckhorn ist durch 500 m Kristallin von der Gwächtenkarbonmulde getrennt.

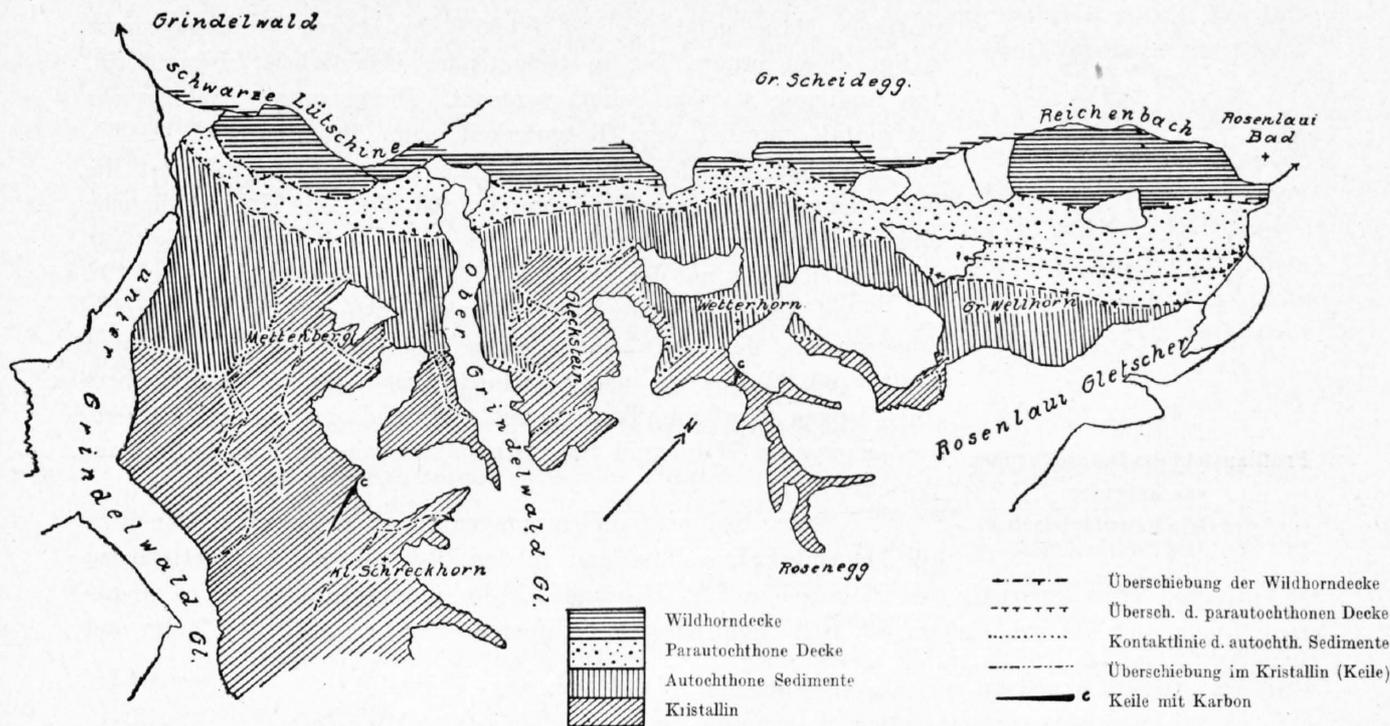


Fig. 11. Tektonische Kartenskizze. Massstab: zirka 1 : 80,000.

## 1. Das eingeklemmte Mesozoikum.

### a) Nördliche Zone.

#### Rotgufer-Bänisegg-Jägigrätli (siehe Fig. 12, 15c, 19).

Morgenthaler (73, 200) fand im Sommer 1920 den Triaszug von Zäsenberg-Rotgufer. Der Triasaufschluss von Rotgufer liegt auf der rechten (östlichen) Seite des unteren Grindelwaldgletschers, zirka 100 Meter ost-südöstlich von P. 1961 (Siegfried) am Weg Bäregg-Schwarzegghütte S. A. C. Man kann ihn im Mettenberg bis zu seiner Vereinigung mit der autochthonen Synklinale beim Jägigrätli verfolgen (siehe Fig. 19); der Triasdolomit macht diese Überschiebungslinie kenntlich, welcher ihr in vielen kleineren und grösseren Linsen folgt. Von P. 2500 bis zum Jägigrätli ist er vorhanden, und zwar durchgehend. Wo die Trias aussetzt, liegen in der Überschiebung die grauschwarzen, blätterigen Schiefer des aufbereiteten Kristallins. Die Dolomitlinsen, welche bis 3 m mächtig werden, sind von dünnen Kalkplatten begleitet (zirka 0,5—1,5 m); es lässt sich in ihnen deutlich der Malm vom Spatkalk unterscheiden. Beide Kalke sind plattig, schiefrig und kristallin. In dem gepressten Spatkalk kann man aber die primäre spätige Struktur noch deutlich wahrnehmen; er unterscheidet sich dadurch von den gepressten Malmplatten, die feinkörnig sind. Rot und rotviolett getönte Kalkplatten deuten die Anwesenheit des Schiltkalkes an. Der Callovieneisenoolith fehlt in den Rotguferzügen; obgleich ich der ganzen Überschiebung folgte, konnte ich ihn nirgends finden. Collet und Paréjas (67, 94, 95) erwähnen die Rotgufertrias, den Malm und den gepressten Spatkalk.

Die Lagerung innerhalb des Zuges ist verworren, bei Rotgufer umschliessen die Kalke eine Dolomitlinse; weiter oben gegen P. 2500 und das Brunnhorn liegen sie durchwegs unter dem Dolomit, so dass auf

verkehrte Lagerung geschlossen werden kann; stellenweise sind Fetzen des Kalkes in die liegenden Glimmerschiefer geraten und mit diesen fest verwachsen.

Zwischen P. 2500 und dem Brunnhorn ist unter dem Rotguferzuge noch ein zweiter Sedimentzug vorhanden (siehe Fig. 15 c und 19); er ist von diesem durch eine schmale, zirka 10—40 m mächtige



Fig. 12.

**Profilsansicht des Dolomitbandes von Rotgufer (unterer Grindelwaldgletscher).**

Kristallinlamelle getrennt. Trias findet sich eigentümlicherweise nicht in diesem unteren Kalkzuge. Er wird nur durch Spatkalk und gepressten, plattigen Malm gebildet. Bei P. 2500 des oberen Bäniseggspornes endigt dieser untere Zug in bedeutender Mächtigkeit (zirka 20 m). Die Endigung ist von Schutt verdeckt. Dieser untere Teil streicht horizontal, parallel dem Rotguferkeil, zum Brunnhorn (P. 2437), um sich dort mit der Hauptsynklinale zu vereinigen. Er ist die Fortsetzung von Baltzers Brunnhornkeil (33, 85). Die Kristallinlamelle und die Rotgufertrias streichen weiter gegen das Jägigrätli; letztere vereinigt sich dort mit der Synklinale des Mettenberges (siehe Fig. 19).

Auf der E-Seite des Mettenberges finden sich dieselben beiden Züge wieder; der obere wurde schon von Studer (15, I, 185) und Baltzer (33, 92) gesehen und gezeichnet. Auch hier enthält der obere einen langen Zug von Triasdolomit, während der untere, kürzere, nur gepressten Malm und Spatkalk enthält wie auf der Mettenberg-W-Seite.

Kleinere Sedimenteinklemmungen finden sich noch an der Stirn des Mettenbergkristallins und in den Stotzwängen am Wetterhorn. Sie enthalten Trias, Spatkalk und Malm (siehe Fig. 15 b und c). Im unteren Kontakte des Glectsteins finden sich die von Baltzer (33, 102) beschriebenen Sedimentzwickel; sie enthalten Malm und Spatkalk in schiefriger Ausbildung.

**b) Südliche Zone.**

**Der Wetterhornkeil** (siehe Fig. 15 b und 20).

Vom Wettersattel ziehen sich die Zwischenbildungen nicht, wie Baltzers Karte (79, 80) zeigt, gegen P. 2955, sondern fallen zuerst senkrecht und im unteren Teile des Wetterhorncouloirs überkippt gegen P. 2765 des südöstlichen Krinnefirns ein, um unter diesem Gletscher zu verschwinden. Dabei werden die Sedimente zwischen dem liegenden Glectsteinkristallin und dem hangenden Kristallin des Mittelhorns in zirka 3140 m Höhe auf ein schmales (zirka 50 m) Band eingeeengt, welches nach unten rasch an Mächtigkeit abnimmt. Es muss unter dem Krinnefirn auskeilen, denn die Überschiebung tritt 600 m südlich des unter dem Eise verschwindenden Keiles in den Felswänden unter P. 2804 wieder hervor, erkennbar an blätterigen Arkoseschiefern, welche keine Zwischenbildungen mehr umschliessen. Hier treten nur hochkristalline (kontaktmetamorphe?) Kalke ähnlich dem Schaf-telenmarmor auf.

Der Keil selber besteht an seinem oberen Anfang (zirka 3100 m) aus denselben Schichtgliedern wie oben am Wettersattel. Er enthält in verkehrter, 36° SE-fallender Lagerung liegendes Kristallin des Glectsteins.

Überschiebung:

1. Zirka 40 m Malm, dünnplattig, schwarz, nach unten Übergang in
2. 1—3 m Schiltkalk, lamellös, dunkelgrau, gepresst mit zerdrückten Terebrateln und Belemniten;
3. 0,5—1,5 m Callovien, ziegelrot, dichte, manchmal sandige Kalke mit Ooiden und glänzenden Magnetitkristallen, Fossilien unkenntlich;
4. 3—6 m Spatkalk, grobspätig, im Bruch schwarz, rostbraun anwitternd, mit Echinodermenstielgliedern;
5. 3+x m aufbereitetes, schwarzbraunes Kristallin mit Konglomeratstruktur.

Die Trias fehlt in dolomitischer Ausbildung; die Schichtreihe ist verkehrt aber vollständig; sie gehört normal zum hangenden Kristallin, dem Kristallin des Mittelhorns. Der Kontakt des Malms auf dem liegenden Gleecksteinkristallin ist mechanisch und nicht als transgressiver des Malms auf Kristallin aufzufassen. *Bruderer (74)* meint aus der Auflagerung des Malms auf der brecciösen Oberfläche des Gleecksteinkristallins im Wetterhorncouloir auf eine primäre Malmtransgression, auf Kristallin schliessen zu können, übersieht aber dabei, dass hier die ganze Schichtreihe als liegender Teil des grossen Wetterhornkeiles verkehrt liegt. Die blätterigen Malmkalke am Kontakt beweisen zudem den tektonischen Charakter dieser Auflagerung des Malms auf der deutlich brecciösen Oberfläche des Gleecksteinlappens.

Rudimente des Wetterhornkeiles finden sich auch im Mettenberg wieder. Bei P. 2998 steht der Spatkalk in Form einer braunanwitternden, grobspätigen Kalklinse an, sie wird von den dichten, plattigen Malmkalcken unterlagert. Dieses Vorkommen ist zirka 6 m mächtig; es streicht in die Flühe der Oberen Jägi und gegen Glattwang. Die Kalke finden sich jedoch nur gerade auf der Gratschneide (siehe Fig. 15 und 19). Im E hat der Wetterhornkeil seine Fortsetzung in dem flach (10—15°) südfallenden Keil des Wellhornsattels (P. 2961). Auch hier ruhen in verkehrter Lagerung Malm und Spatkalk auf dem südlichen Kristallin. Vom Wellhornsattel bildet der obere Dossenkeil im E das Äquivalent (siehe auch 75; 76).

### Klein-Schreckhorn-Keil.

In der Mitte des Kristallingratkammes Gross Schreckhorn-Mettenberg findet sich der südlichste Sedimentkeil des Gebietes im Klein Schreckhorn-NW-Grat in zirka 3250 m Höhe vor. Lange, dünne Schneestreifen und die schwarze Anwitterungsfarbe des aufbereiteten Kristallins lassen schon von weitem die Vermutung seiner Anwesenheit aufkommen.

Die Kalke, welche diesen Keil bilden, sind in der Gratschneide, wo ich sie in Begleitung meines Freundes *P. v. Schumacher* untersuchte, kaum 10 m mächtig; trotzdem stellen sie ein, allerdings kleines Miniaturprofil der südlichen Facies der autochthonen Sedimente dar.

Die Schichtreihe ist in Fig. 13 und 13 a dargestellt; es finden sich darin:

Hangendes: Kristallin des Klein Schreckhorn; heller, bankiger Gneis, nach unten übergehend in dunklere, resorbierte Partien; z. T. aufbereitet darin:

1. Langgestreckte Aplitlinsen mit Rutschharnischen . . . . . 0—25 m
2. «Aufbereitungszone», dunkle, blätterige Glimmerschiefer mit rostigen Überzügen zwischen den Schichtfugen . . . . . 3—10 m

3. Abfärbende, schwarze Schiefer, graphitisch, mit dicken Kalkzwischenlagen und Quarzkörnern, mit Übergang zu 2, Alter fraglich . . . . . 0,1—0,2 m
4. Echinodermenbreccie, graubraun anwitternd, dünnplattig ausgepresst, im Bruch hell weissgrau mit dunkleren Schlieren, grobspätig, kristallinisch, mit rostigen Punkten . . . . . 2,5—4 m
5. Callovien, dunkelbraun, rostig anwitternde Kalkbank, stellenweise verquarzt, Ooide fraglich, flaserig ausgezogen, Bruch dunkelgrau mit weisslichen, gefältelten Kalzitadern . . . . . 0,4—0,8 m

Übergang in:

6. Schiltkalk, schlierig ausgewalzter, dunkelgrauer Kalk mit lamellierten, weissen Kalzitadern, Oberfläche mit lang ausgezogenen, rostbraunen, teilweise verquarzten Linsen . . . . . 0,5—1 m

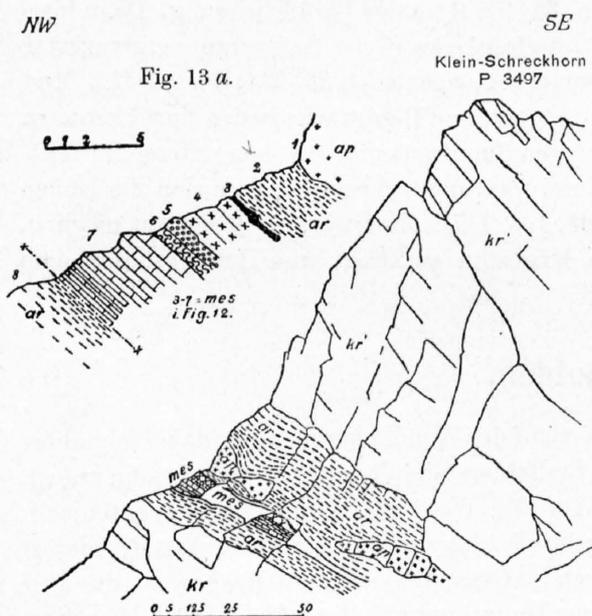


Fig. 13. Keil am Klein-Schreckhorn.

Übergang in:

7. Malmkalk, schwarzgrau, in Anwitterung und Bruch fein kristallinisch, Schichtfugen mit schwarzen Tonüberzügen, nach unten übergehend in dicke, spaltbare Platten . . . 5—6 m

Scharfe Grenze:

Überschiebung.

8. Mettenberg-Gleckstein-Kristallin, blätterig und dunkler anwitternd als das Liegende; resorbierte Innertkirchnergneise des Mettenberg . . . . . 20+ x m

Diese verkehrte Schichtreihe, in der die Trias wenigstens in nachweisbarer, dolomitischer Ausbildung fehlt, gehört normal zum hangenden Kristallin des Klein Schreckhorn. Obgleich der Klein-Schreckhorn-Keil nicht das westliche Äquivalent des Wetterhornkeiles ist, stimmt die Facies beider überein; ihr Merkmal ist das Fehlen des Triasdolomites, womit aber nicht gesagt sein soll, dass die Trias hier überhaupt fehle. Sie mag im oberen Teil der mächtigen Verwitterungskruste des südlicheren Kristallins enthalten sein. Dieser käme also hier permo-triasisches Alter zu.

Es soll schon hier hervorgehoben sein, dass dieser Sedimentkeil am Klein Schreckhorn das östliche Äquivalent des oberen Jungfraukeiles darstellt. Ersterer streicht quer durch die Fiescherwand und erreicht den Fieschergrat zwischen dem Walchenhorn und P. 3560 im W. Durch *Collets* Untersuchungen ist die Anwesenheit des oberen Jungfraukeiles im oberen Mönchsjoch und oberhalb der Berglifelsen sichergestellt (67; 71). Obgleich aber seit der Entdeckung des letzteren durch *F. J. Hugli* (6, 23) bald 100 Jahre vergangen sind, fehlt in der Literatur immer noch ein genaues Schichtprofil der darin enthaltenen Sedimentreihe; ja, wir wissen nicht einmal, ob der Malm verkehrt oder normal darin liegt (72, 368). Doch stimmt nach *Fellenbergs* Untersuchungen (35, 106 ff.) obige Parallelisierung. Denn hier nach fehlt auch der westlichen Fortsetzung des oberen Jungfraukeiles in der Lauterbrunnengrenzkette und hinter dem Breithorn die Trias in dolomitischer Ausbildung (siehe auch 25, 274; 34, 229 ff.). Erst im Lötschental jenseits des Faflertales gesellt sich der Rötidolomit und Rauhwacke zu den eingeklemmten Schichtgliedern. Dies scheint auf eine Vereinigung des oberen Jungfraukeiles mit dem unteren im westlichen Teile des Aarmassivs zu deuten. Auch *Buxtorf* und *Truninger* vermuten, dass sich die beiden Jungfraukeile im W zu einem einzigen Keil vereinigen (48, 156, 157). Es ist jedoch ebensogut möglich, dass die obere Jungfrauüberschiebung nach W zu im Kristallin ausklingt und ihre Funktion dem unteren Keile übergibt.

## 2. Karbonmulden.

*Morgenthaler* (73, 185, 200, 189, 201) zeichnet den Verlauf des Wendenkarbons ein; dabei folgt diese Linie, der er die Bedeutung einer Grenzlinie zwischen Erstfelder- und Innertkirchnerkristallin zulegt, in meinem Gebiete über den Wettersattel und das Gwächtenjoch; eine Überschiebung geht allerdings durch den Wettersattel; hier ist Karbon zu finden. Auch im Gwächtenjoch steht Karbon an, das aber nicht die Bedeutung einer Hauptüberschiebungslinie besitzt, dieseliegt 500 m südlicher (Klein-Schreckhorn-Keil); ihre Stratigraphie wurde im letzten Abschnitt beschrieben.

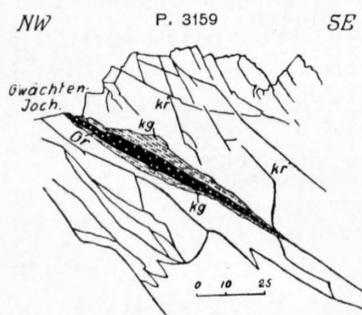


Fig. 14.

### Karbon am Gwächtenjoch, Mettenberg.

Die Verhältnisse am Gwächtenjoch sind in Fig. 14 dargestellt. Das Vorkommen ist als eine Mulde aufzufassen, deren Form nachträglich (alpin) gepresst und in die Länge gezogen wurde. Als mutmasslicher Synklinalkern finden sich darin zirka 5 m schwarze, graphitische Tonschiefer; sie färben schwarz ab. Kleine, in die Länge gezogene, weisse Quarzlinsen und Fäden durchdringen diese Schiefer entlang den Schichtflächen. Herrn *M. Huber*, Bern, habe ich die mündliche Mitteilung zu verdanken, dass diese graphitischen Karbonschiefer kontaktmetamorph sind; danach sind die Quarzlinsen als postmagmatische Infiltrationen aufzufassen. Liegend und hangend enthalten diese Schiefer faustgrosse Gerölle von dunklem, lamprophyrähnlichem Kristallin; die Schiefer

sind deutlich um diese runden Konglomerate herum gepresst; grosse, runde, rostiggelbe Quarzstücke sind mit ihnen vergesellschaftet. Alle Komponenten sind stark zerquetscht, so dass man ihre Struktur nicht mehr erkennen kann.

Stellenweise werden die konglomeratischen Partien von dünnplattigen Glimmerschiefern ersetzt, die sich im Handstück nicht von denen der «Aufbereitungszone» unterscheiden lassen. Sie gehen in den tieferen Partien in das Kristallin über, ohne dass ihre Grenze gegen dieses festgestellt werden könnte. Mir scheint dieser Fund insofern von Wichtigkeit zu sein, als das Kristallin auf beiden Seiten dieser karbonischen Gesteine demselben resorbierten Innertkirchnergneis angehört. Ein deutlicher Gesteinswechsel findet erst im Hangenden des Klein-Schreckhorn-Keiles statt. Irgendwelche Kalke finden sich nicht in dem Karbon am Gwächtenjoch; das Mesozoikum ist nicht mit eingefaltet; Pflanzenabdrücke konnte ich in den Kohleschiefern nicht finden. Karbonähnliche, schwarze Tonschiefer finden sich noch im westlichen Mettenberghang (obere Jägi) und unter dem Gwächtegipfel; ich glaube darin halbresorbierte Schollen oder Synklinalreste sehen zu dürfen, die den vielfach auftretenden, hochkristallinen, resorbierten Marmorlinsen gleichzustellen wären.

Bei einer Überschreitung des Gratkammes zwischen dem Wettersattel zur Rosenegg (Mittelhorn-Mitteljoch-Rosenhorn) wurde die wahrscheinliche östliche Fortsetzung dieses Karbonschieferzuges im Gwächtenjoch angetroffen. Diese Schiefer finden sich in der Wetterhornkette unter dem «0» von P. 3540, zirka 400 m ost-südöstlich des Wettersattels am Rande einer steilen, gegen den Grindelwaldfirn abfallenden Schneekehle. Das Vorkommen ist schwer zugänglich (siehe Fig. 15 b).

## C. Tektonik.

### Einleitung.

Im stratigraphischen Teil wurde auf die Faciesdifferenzen hingewiesen, welche die einzelnen Zonen des Untersuchungsgebietes charakterisieren. Im allgemeinen ändert sich die Gesteinsausbildung im longitudinalen Verlauf wenig, während sie im transversalen Schnitt sprunghaft wechselt. Diese Sprünge der Facies traten besonders deutlich im Tertiär zutage; sie bestätigen den tektonischen Aufbau, denn Facies und Tektonik sind aneinander gekoppelt.

Der Gesteinscharakter des Tertiärs bestimmte dessen Rolle in der Dislokationsphase. Es liegt als Füllmaterial unter der Wildhorndecke, als Gleitmittel zwischen den parautochthonen Platten und Schuppen, und im Autochthonen bildet es als jüngstes Schichtglied den Kern der grossen nordautochthonen Synklinale. Wären z. B. an der Basis des autochthonen Malms die Oxfordschiefer vorhanden gewesen, so wäre die Überschiebung dieser gefolgt, und wir könnten den Malm der jetzigen hohen Wände in irgendeiner tiefsten Decke suchen. Die Dislokation bevorzugt die inhomogen plastisch sedimentierten Horizonte in der Anlage ihrer Störungslinien.

Die beschriebenen drei Tertiärausbildungen sondern drei tektonische Zonen voneinander, und zwar die Wildhorndecke vom Parautochthonen, diese wieder vom Autochthonen; das Tertiär des letzteren ist als Synklinalkern erhalten geblieben (Fig. 10).

### I. Die Auflagerungsfläche der Wildhorndecke auf dem Parautochthonen.

Die helvetische Überschiebung lässt sich durch das ganze Untersuchungsgebiet hindurch von der Pfingstegg (P. 1319) am Mettenberg im konstanten SW-NE-Streichen bis zu den Strassenkehren über Rosenlauibad verfolgen.

Das Mittel dieser Streichrichtung ist N 47° E. Kleine Abweichungen sind nur beidseitig des Grates der Grossen Scheidegg nachweisbar, doch betragen sie kaum  $\pm 5^\circ$ .

So konstant die Streichrichtung, so variabel ist das Fallen dieser Überschiebungsfläche; doch lässt sich auch hier eine bestimmte Gesetzmässigkeit konstatieren. Die nördlichen Teile dieser Fläche zeigen ein sanftes Ansteigen nach SE (aufgeschlossen bei Schwendi, Strasse Meiringen-Zwirgi, Höhe zirka 750 Meter). Je mehr man sich dem Gebirgswall nähert, um so steiler richtet sie sich auf. Beim Rosenlauibad fällt sie schon mit 45—55° NW ein. Übergangsaufschlüsse zwischen Schwendi und Rosenlaur sind nicht vorhanden. Zwischen 1400 und 1800 m (Schönenbühlalp, unterer Teil des Lammeltkrachens, beidseitig der Grossen Scheidegg) richtet sich die Überschiebung weiter auf (60—80°); untersucht man sie in noch höheren Lagen, so erweist sie sich als senkrecht, und von 1950—2000 m an ist sie schliesslich überkippt. Die höchsten noch vorhandenen Punkte der Überschiebungsfläche sind P. 2017 der Schönenbühlalp (vgl. 66, 113, 115) und der Grosse-Scheidegg-Kamm. Konstruiert man nach diesen Messungen den Verlauf der Überschiebungsfläche im Sammelprofil, so erhält man eine Kurve, deren Umbiegung zwischen 1400 und 2000 m fällt. Denkt man sie sich aber über die jetzige Abtragungsfläche hinaus gegen S ergänzt, so entsteht eine flexurähnlich verbogene Linie.

Die Steilstellung der helvetischen Überschiebung ist offenbar abhängig von dem autochthonen Gebirge und von der Höhe, von welcher sie sich daran befindet. Diese bogenförmige Knickung, die in

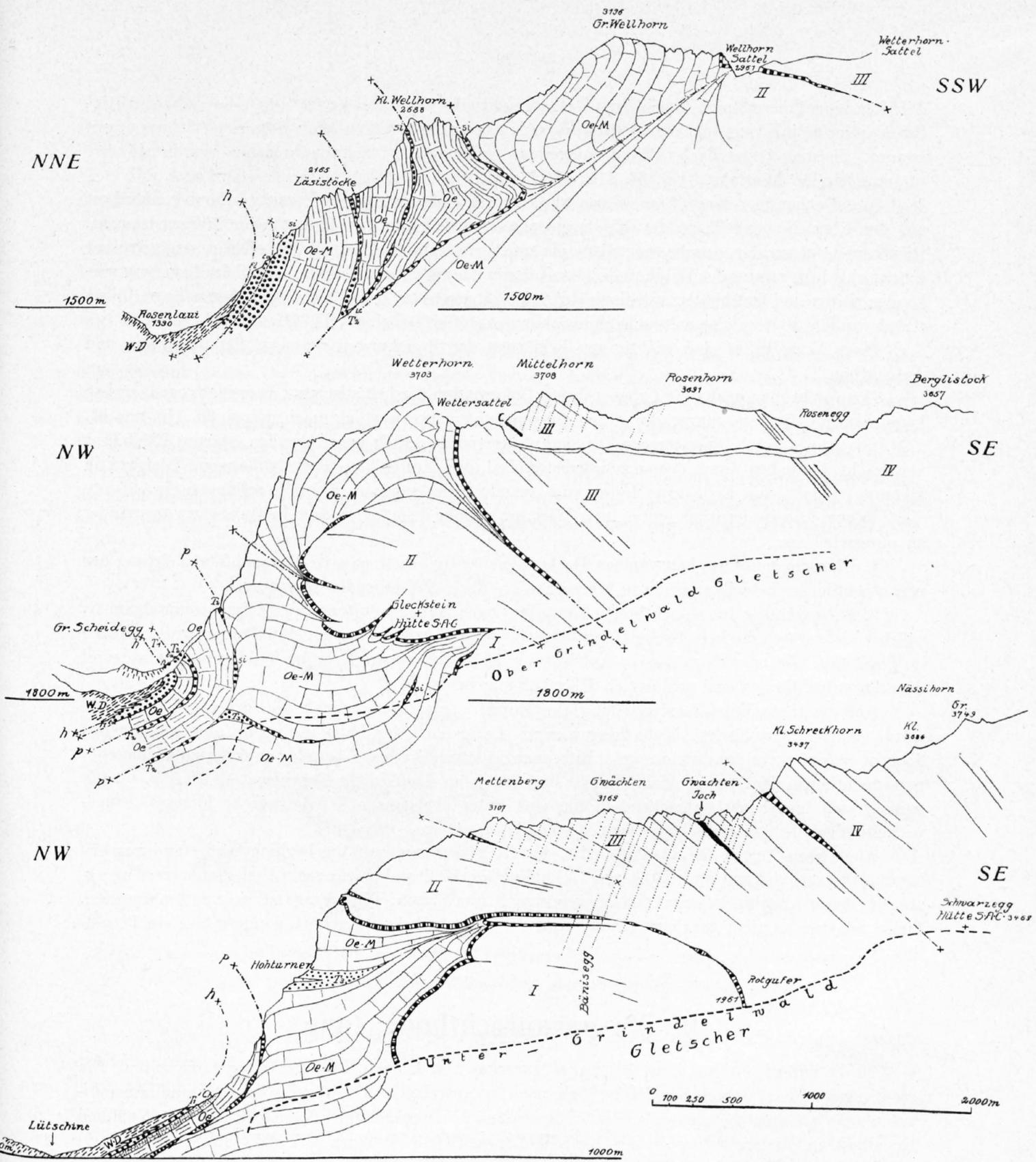


Fig. 15.



Fl = Flysch; Ta = Taveyannazsandstein; si = siderolithische Bildungen; h x - - - - = helvetische Überschiebung; p x - - - - = parautochthone Überschiebung; I = Kristallin der Bänisegg; II = Kristallin Mettenberg-Gleckstein; III = Kristallin Gwächten-Mittelhorn; IV = Kristallin Klein Schreckhorn-Berglistock; I, II, III = Kristallin vom Typus Innertkirchen-Gastern.

der Höhe einer Überstülpung gleichkommt, war nicht die primäre Form der Überschiebungsfläche; der Schub kann nicht einer S-förmigen Kurve entlang wirken, ohne dass es zu Schuppungen kommt. Sie mag zuerst flach NW-fallend gewesen sein, wie bei Schwendi, sicher wurde sie erst später sekundär deformiert (vgl. 66, 115; 58, 24; 51, 9).

Es soll schon hier darauf hingewiesen werden, dass auch das gesamte Parautochthone konkordant mit der Überschiebungsfläche der Wildhorndecke liegt und alle ihre Bewegungen willig mitmacht. Dies berechtigt zu der Anschauung, dass die einzelnen parautochthonen Lamellen schon vor der Überschiebung unter der Wildhorndecke mit deren Überschiebungsfläche in paralleler Lagerung vorhanden waren und erst später mit dieser aufgerichtet, senkrecht gestellt und in höheren Lagen überstülpt wurden, so dass eine schwache Einwicklung resultierte (vgl. 68, II, 44).

Diese Verhältnisse sind wichtig zur Erklärung der Beziehungen zwischen Parautochthon und Autochthon.

Denn sieht man nach dem Urheber dieser Deformation der helvetischen Überschiebungsfläche, so kann man nur die Bewegungen des Autochthonen dafür verantwortlich machen (vgl. 66, 115, und 61, 272). Sie wurde durch diese jüngste Dislokation des nordwestlich vordringenden, starren Kristallins verursacht, besonders durch dessen nördlichsten Teil, den Mettenberg-Glecksteinlappen. Gleichzeitig klemmte es dabei die Keile von Mesozoikum zwischen die einzelnen Kristallinschuppen ein.

Es sind also zwei zeitlich und in ihrer Wirkung verschiedene tektonische Bewegungen voneinander zu unterscheiden:

1. Überschiebung der helvetischen Decke, gleichzeitig damit passive Ab- und Vorschüfung der parautochthonen Lamellen; beide in konkordanter, flach NW-fallender Lagerung.

2. Aufstauchung des autochthonen Kristallins nach NW; Einfaltung des Sedimentmantels im N, welcher nicht durch die helvetische Hauptüberschiebung abgerissen wurde. Einklemmung der «Keile» im Kristallin. Weitere Folge passive Aufrichtung der rückwärtigen Teile der Wildhorndecke mitsamt dem Parautochthonen und schliesslich Überstülpung beider.

Auf die tektonische Sonderstellung der Wildflyschzone Grosse Scheidegg-Rosenlauri wurde im stratigraphischen Teile hingewiesen; sie gehört der Lage nach zum äusseren Tertiär, doch ist sie sicher von ihm tektonisch abzutrennen; sie täuscht einen Übergang zum normalen äusseren parautochthonen Tertiär vor (siehe Tertiär des Grates an der Grossen Scheidegg, S. 27, Fig. 6). Es handelt sich hier höchstwahrscheinlich um eine unter der ganzen Wildhorndecke hindurch eingewickelte Lamelle von südhelvetischem Flysch (Zone externe; subalpin).

Auch beim Taveyannazsandstein, der die Flyschzone auffällig begleitet und ständig unterlagert, scheint es sich um einen Deckenrest (Diableretsdecke ?) zu handeln; sein Verhalten zwingt wenigstens zu dieser Annahme oder zu seiner Zugehörigkeit zum Flysch. Diese Frage ist nicht zu beantworten. Sicher ist, dass er nicht zum normalen Tertiär des Parautochthonen gehört, sondern hier ein Fremdling ist.

## II. Die parautochthone Zone.

In die parautochthone Zone fallen die folgenden, von E nach W aufgezählten Lokalitäten. Die jeweiligen genannten tektonischen Glieder (Schuppen) entsprechen sich im allgemeinen oder sind zum mindesten nahe miteinander verwandt. Im E (Rosenlauri) Läsistockschuppe (Läsistock = P. 2165 südlich Rosenlauri) und tiefere Schuppen des Klein Wellhorns (Klein Wellhorn = P. 2688 südlich Rosenlauri) und Engelhörner-Burgschuppe (*Fr. Müller*, vgl. 66).

(Grindelwald) Mettenbergschuppe.

Parautochthone Lamellen der Wärgistalalp und des Schwarzmönch im W, zum Teil Doldenhorndecke im weiteren Sinne (vgl. 66, 113 ff.).

Die Definition des Begriffes «parautochthon» wurde im regional geologischen Abschnitt versucht. Hiernach ist die parautochthone Zone schmal; sie wird von dünnen, steil nordwesttauchenden, im oberen Teile überkippten Lamellen gebildet, die wie Zwiebelschalen das vorgedrungene und überfaltete Auto-

chthon bedecken. Allerdings sind diese Schalen zum weitaus grössten Teile aberodiert, und nur ihre scharf ausgezogenen, stirnwärtigen Stümpfe stechen wie Federmesser im N zwischen das Helvetikum und das Autochthone.

Die Anordnung der einzelnen Lamellen im Streichen ist nicht einheitlich; sie keilen aus oder vereinigen sich miteinander. Der Grund dieses Verhaltens ist neben der Aufblätterung der stirnwärtigen Teile der gesamten Zone in deren steilem axialem Ansteigen nach NE zu suchen. *Stauffers* (70, 65) diesbezügliche Angabe für die Doldenhorndecke stimmt auch für die parautochthone Zone als deren teilweises östliches Äquivalent. *Stauffer* gibt  $10^\circ$  östliches Ansteigen an. Bei mir sind die axialen Verhältnisse nicht direkt messbar, da streichende Falten nicht vorhanden sind; das axiale Ansteigen liegt zwischen  $10^\circ$  und  $20^\circ$  NE; stellenweise scheint es noch stärker zu sein.

Die einzelnen Lamellen sind voneinander und gegen das Autochthone durch schmale Tertiärzüge getrennt (Facies, Cerithiensichten, inneres Tertiär). Keilt dieses in den tiefsten Überschiebungsecken aus, so wird die Überschiebung durch rötliches Pigment der anliegenden Kalke und vielfach durch siderolithische Bildungen angedeutet. Schliesslich bleibt nur eine scharfe Diskordanz in den Kalken übrig (zwischen Wetter- und Gutzlauenen, Mettenberg-N-Hang südlich Schönenbühlalp, Fig. 8).

Im westlichen Teile, bei Grindelwald, ist das Parautochthon als einheitliche Schuppe ausgebildet. Sie klebt an den steilen Kalkhängen des Mettenbergs. Hier ist das innere Tertiär durchgehend verfolgbar; im mittleren Teile dieser Flanke liegt es zirka 1800 m hoch (siehe Fig. 16). Mit Unterbrechungen ist

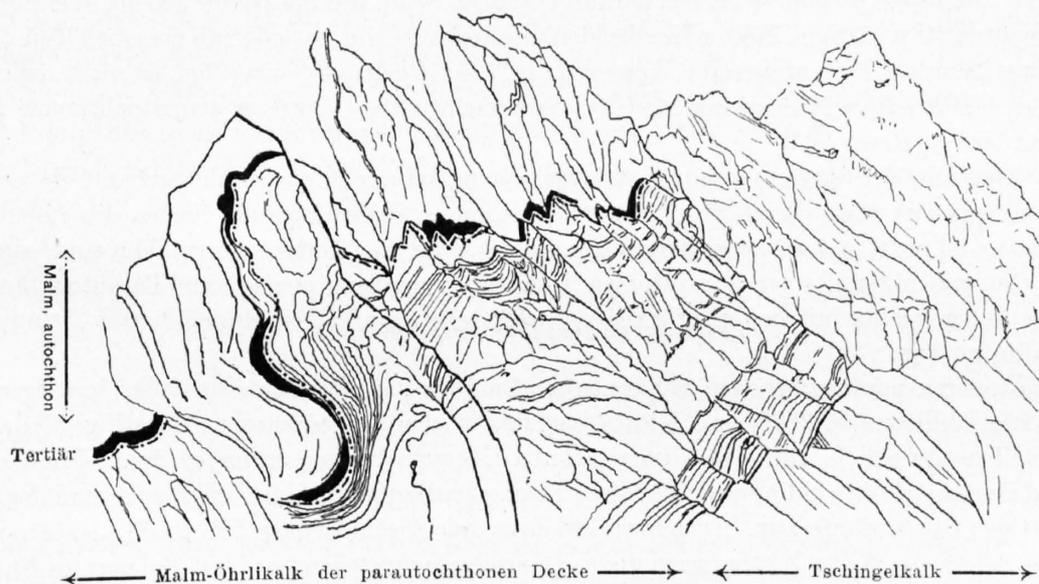


Fig. 16. Ansicht des Mettenbergabhanges vom oberen Grindelwaldgletscher aus.

es nach NE bis zu seiner Einmündung in das Eozän des Rosenlaugletscherhubels verfolgbar. Dieser Tertiärzug folgt der parautochthonen Hauptüberschiebung (siehe auch Verlauf des inneren Tertiärs im stratigraphischen Teil, S. 33). Von dieser am Mettenberg geschlossenen Schuppe löst sich im Streichen einer Diskordanz im Öhrlikalk im untersten Teile der Wetterhornwand ein äusserer Lappen ab, der von dem inneren Teile durch einen Tertiärast getrennt wird. Dieser äussere Lappen hebt sich infolge des axialen Ansteigens nach NE vor dem Grosse-Scheidegg-Grat heraus; das Tertiär fällt in entgegengesetztem Sinne tunnelförmig nach SW ein. Die tektonische Diskordanz infolge des Tertiärauskeilens macht sich noch bis in die gemeinsame Schuppe am Mettenberg im Öhrlikalk bemerkbar. Nach E sind gleich jenseits (östlich) des Grosse-Scheidegg-Grates ausserdem noch zwei kleine Tertiärlinsen weiter südlich übereinander vorhanden; sie sind lokaler Natur und unbedeutend (vgl. 33, 60—65; 36, 194).

Wir können also folgendes konstatieren: Die parautochthone Schuppe ist am Mettenberg-N-Hang nach E bis Rosenloui durchgehend vorhanden; sie bildet eine Einheit, ihre Aussen-(N-)Seite ist jedoch

aufgeblättert. Daraus ergibt sich die Parallelisation: Mettenbergschuppe = Läsistockschuppe, und nach *Arbenz* und *Müller* (66) ist ihr Verlauf durch die Engelhörner (Ochsental-Burg), Brüggernollen über das Haslital nach dem Eppigerberg, Vorderarni und weit ins Gental hinauf sichergestellt. *Arbenz* beschreibt noch (59, 710, 711) vom Jochpass und Titlis-N-Hang eine solche tauchende parautochthone Schuppe. Nach W ist die Fortsetzung der parautochthonen Zone in den Abhängen des Eigers (Wärgitalalp) bis gegen die Kleine Scheidegg zu suchen. Auch am Schwarzmönch ist durch die Untersuchungen von *Collet*, *Paréjas* (67) und *Buxtorf* (72) eine parautochthone Schuppe bekannt geworden, deren Schichtglieder eine Parallelisation gestatten. Jedoch scheint dort das tektonische Verhalten ein anderes als im östlichen Parautochthon zu sein. Jenseits des Lauterbrunnentales tritt an die Stelle der parautochthonen Schuppen die mächtige Doldenhorn-Morcles-Decke (Gspaltenhorn-Blümlisalp-Doldenhorn-Balmhorn), deren Verlauf durch die Arbeiten von *Gerber*, *Helgers*, *Trösch* 44 a; 44 b; 45 a; 81 a), *Buxtorf* und *Truninger* (48) und neuerdings durch *Adrian* (60), *Staufffer* (70) und besonders von *Krebs* (69) sichergestellt ist. Die parautochthonen Lamellen gehören in den Komplex der Doldenhorndecke, jedoch steht die Parallelisation im einzelnen noch aus. Es steht noch offen, ob die gesamte Doldenhorndecke das westliche Äquivalent des Autochthonen darstellt oder ob letzteres nur als kleiner Teil dieser Decke anzusehen ist.

Auffällig ist die schnelle Abnahme der Mächtigkeit der Doldenhorndecke nach E, als Folge des im gesamten schnell aufsteigenden Massivs. Dadurch wurde eine Verkürzung der Deckenschubweite hervorgerufen, d. h. die Trennungslinie dieser tiefsten Decke gegen den autochthonen Mantel verkürzt sich nach E. Die Frage, ob man es bei den parautochthonen Schuppen mit passiv von der Wildhorndecke mitgeschleppten stirnwärtigen Resten der Doldenhorndecke zu tun hat oder ob sie einen Teil des südautochthonen Mantels, der auf dieselbe Weise auf die N-Seite gelangte, darstellen, ist nicht mehr sicher festzustellen. Das lokale Auftauchen und Wiederverschwinden einzelner parautochthoner Lappen deutet eher auf letztere.

Das Liegende der parautochthonen Überschiebung ist nicht einheitlich gebaut, da es durch Tertiäräste gegliedert wird. Weil diese Tertiärabzweigungen demzufolge die Facies des inneren Tertiärs besitzen und nicht in der Dachschieferfacies des autochthonen Tertiärs ausgebildet sind, sind diese tieferen Schuppen unter der parautochthonen Hauptüberschiebung streng zum Parautochthonen zu stellen; sie haben nichts mit den nördlichen autochthonen, unmittelbar benachbarten Schuppungen im Kristallin zu tun.

Diese tieferen parautochthonen Schuppen sind infolge des allgemeinen axialen Ansteigens nach NE am Klein Wellhorn (P. 2688) und beim Rosenlaugletscher aufgeschlossen (siehe Fig. 17); auch sie tauchen steil nordwestlich. Die erste dieser tieferen Überschiebungen schneidet den Klein-Wellhorn-Gipfel und deutet sich durch die siderolithischen Eisenerzvorkommnisse der NE-Flanke und des Gipfels dieses plattigen Gratausläufers an. Auch hier lässt das axiale Absinken nach SW das Priabonien, welches auf beiden Seiten des Klein Wellhorns in dieser Überschiebung stellenweise mit Bohnerz zu finden ist, nach SW auskeilen. Es erreicht den Schwarzwaldgletscher nicht mehr; schon im Gratsporn südlich der Schönenbühlalp ist die Überschiebung nur durch höchste Zerknitterung der Kalke angedeutet (siehe Fig. 8). Die östliche Fortsetzung gegen die Engelhörner hin findet sich wahrscheinlich auf der E-Seite des Rosenlaugletscherhubels (P. 1792), kurz vor der zweiten Brücke des Weges Rosenlauibad-Dossenhütte S. A. C., welche die Schlucht östlich des Gletscherbaches überschreitet. Hier sieht man das E-Ende dieser Schuppe als senkrecht stehenden Zapfen von Öhrlikalk (zirka 15 m mächtig) in den wildverfalteten Priabonienchiefern stecken. Es ist dies wahrscheinlich die tiefste lamellierte Spitze der tieferen parautochthonen Schuppe des Klein Wellhorns.

Der tektonisch tiefste Rest des inneren Tertiärs findet sich am westlichen Ende des Rosenlaugletschers (Höhe zirka 1850 m, siehe Fig. 17). Er trennt hiermit eine noch tiefere parautochthone Schuppe, die tiefste nachweisbare, ab. Im Streichen ist dieser Ast nicht verfolgbar, nach E verschwindet er unter dem Gletscher, während er nach W in die östliche Felswand des Grates Klein Wellhorn-Gross Wellhorn (Welligrat) streicht. Er ist aber von einer auffallend schönen siderolithischen Marmorbreccie begleitet; diese steht auf dem Welligrat selber an (tiefste Gratscharte). Auch in der Ausbruchsnische des Schwarzwaldbergsturzes, zirka 400 m nordnordwestlich des Gross-Wellhorn-Gipfels, findet sie sich genau im Strei-

chen ihrer beiden östlichen Vorkommen. Das Priabon selber ist hier nicht mehr anerodiert (axial nordwestlich abgesunken). Auch in den Felswänden beidseitig des Schwarzwaldgletschers ist dieser tiefste Tertiärrast nicht zu finden, wohl aber die Breccie; sehr wahrscheinlich streicht diese tiefste Schuppung in das steile Couloir, das bei P. 3414 (Scheideggwetterhorn) gegen den Schwarzwaldfirn nach E herunterfällt. Weitere Mutmassungen über ihren Verlauf nach SW sind hinfällig, da sie nicht durch Begehung tatsächlich kontrolliert werden können.

Auch diese beiden tiefsten parautochthonen Überschiebungsflächen sind mit ihren Schuppen steilgestellt und teilweise überkippt wie die parautochthone Hauptüberschiebung und die helvetische Überschiebung. Die beiden tiefsten Schuppen heben sich wahrscheinlich bald unter der jetzigen Erosionsoberfläche heraus; denn sie sind schon hier spitz ausgewalzt-tauchend; nach oben verdicken sie sich jedoch rasch zu grosser Mächtigkeit. Sie bestehen aus hellem Öhrlikalk.

Im W sind keine tieferen parautochthonen Differenzierungen im Liegenden der Hauptüberschiebung nachweisbar. Vielleicht deutet der Grindelwaldmarmor eine solche an, die aber dann nicht denen im E gleichzustellen wäre, denn das Autochthone fällt umgekehrt wie das Parautochthone nach NE axial ein. Vielmehr schneidet die parautochthone Hauptüberschiebung bei der Kehrwänge (oberer Grindelwaldgletscher) und am westlichen Mettenberg (Doldislaunen) glatt über die Autochthonmulde hinweg. Im letzteren Falle fällt sie zirka 5° steiler nordwestlich ein als die autochthone Unterlage (tektonische Diskordanz).

Die Hauptbeobachtungsmerkmale des Parautochthon sind demnach:

1. Sekundäre, passive Steilstellung bis Überkipfung, verursacht durch das Autochthone, von diesem überall durch Überschiebung getrennt.
2. Axiales Ansteigen nach NE bedingt Herausheben der einzelnen Teile gegen E, eventuell als Folge primären Kürzerwerdens der parautochthonen Decken gegen E.
3. Überall vollständiges Fehlen eines Mittelschenkels, also keine Antiklinalfaltung, sondern Schuppung; Folge davon geringe Mächtigkeit der parautochthonen Kalklamellen.

### III. Das Autochthone.

Die tektonische Gliederung des Autochthonen lässt sich am besten anhand der Sedimenteinklemmungen (Keile) im Kristallin durchführen. Dabei sind streng voneinander zu trennen:

1. Keile mit Mesozoikum.
2. Alte Karbonmulden.

Die Trennung dieser beiden Keilarten ist schon primär bedingt, denn die ersteren sind tertiär entstanden, während letztere schon vortriadisch ins Aarmassiv eingefaltet wurden, also zweimal den gebirgsbildenden Dislokationen unterworfen worden sind. Im Fallen ist eine Differenz nicht mehr feststellbar, wohl aber ist im Streichen ein verschiedenes Verhalten beider zu konstatieren. So ergaben z. B. die Messungen für das Karbon am Gwächtenjoch N 15° E, für das eingeklemmte Mesozoikum am N-Grat des Klein Schreckhorns N 21° E. Wenn diese Richtungen konstant bleiben, so müssten sich beide Keile im SW schneiden. Das Karbon ist nicht nach unten umgebogen, wie z. B. der Rotguferkeil. Jedoch sind Stellen, wo das Mesozoikum im Kontakt mit Karbon steht, nicht mehr aufgeschlossen. Bei dem Karbonschieferzug des südlichen Wettersattels würde nicht allzu viel zu diesem Kontakt fehlen.

#### 1. Die Keile mit Mesozoikum.

In der folgenden Schilderung sollen die Hauptkämme voneinander getrennt beschrieben werden. Die Profile verlaufen von N nach S. Die Parallelisation der einzelnen Kristallinzonen und der eingeklemmten Keile von Kamm zu Kamm möge erst später erfolgen. Beginnen wir im W (siehe Fig. 15, 18, 20; 68, 930; 78 a, Fig. 1—3).

### a) Der Kamm des Mettenberges bis zum Klein Schreckhorn.

Am übersichtlichsten liegen die Verhältnisse des autochthonen Aufbaues in dem kristallinen Kamm zwischen diesen beiden Gipfeln zutage, denn hier sind alle Störungslinien des Autochthonen von Bedeutung vorhanden (siehe auch **73**, 200, 202, Fig. 5). Das allgemeine Fallen der tertiären Strukturen ist hier schon an den von NW nach SE steiler werdenden Felsrippen leicht zu erkennen (Fig. 19).

Der kristalline Buckel der Stieregg-Rotgufer erfuhr als der nördlichste die geringste Dislokation; er ist relativ zu den hangenden Teilen das «Autochthone», letztere wurden über ihn geschoben. In den Überschiebungsrissen liegen die Fetzen von Mesozoikum als «Keile».

**Die Keile von Rotgufer-Bänisegg.** Die nach NW überstülpte Mulde, deren Synklinalkern durch die Dachschiefer von Hohturnen gebildet wird, ist in ihrem Grunde am Jägigrätli und am Brunnhorn gedoppelt. Schon *Escher* hat diese Doppelung gesehen (**9**, 7). Auch *Baltzer* erwähnt sie anlässlich der Beschreibung des Brunnhornkeiles (**33**, 85, Taf. IV). Das von *Morgenthaler* (**73**, 200), *Collet* und *Paréjas* (**67**, 94; **71**, 397—414) beschriebene Triasvorkommen von Rotgufer steht mit der Hauptsynklinale in direktem Zusammenhang. Dieser Triaszug beginnt am Jägigrätli und zieht sich horizontal verlaufend zur oberen Bänisegg (P. 2500), worauf es zuerst flach und dann bei Rotgufer fast senkrecht einfällt. Die Doppelung erzeugt aber noch den zweiten, tieferen Keil; dieser enthält nur Spatkalk und Malm, die Trias fehlt darin. Er ist von dem Rotguferkeil durch eine schmale Kristallinlamelle getrennt. Er beginnt am Brunnhorn und verläuft annähernd parallel mit dem Rotguferzug bis über P. 2500 der oberen Bänisegg hinaus, wo er unter einer grossen Schutthalde verschwindet, um jenseits derselben nicht mehr aufzutauchen. Von Wichtigkeit ist, dass die Überschiebungslinie Rotgufer nicht gerade durchschneidet, sondern flach nach S und zuletzt nach unten (N) umgebogen ist. *Arbenz, Müller* und *Rohr* beschreiben dasselbe vom Laubstock-Pfaffenkopfkeil und von der Wendentalp (**66**, 111; **75**). Diese beiden Keile finden sich auf der E-Seite des Mettenberges gut sichtbar, aber schwer zugänglich in derselben Ausbildung wieder. Sie wurden dort schon von *Studer* (**15**, I, 185) und *Baltzer* (**33**, 92, Taf. IV) gesehen.

**Die obere Kontaktlinie am Mettenberg.** Die Kontaktlinie verläuft vom Jägigrätli aus anfänglich flach NW-fallend (zum Teil unter Schutt vergraben). Sie richtet sich erst kurz vor dem W-Grat des Mettenbergs bei Reissen (P. 2549) steil auf. Hier sind die Zwischenbildungen in mehrere kleine Falten gelegt, jedoch ist es hier im W noch nicht zu einer Einklemmung gekommen. Erst in der NW-Flanke wird darauf ein kleinerer sekundärer Keil, der besonders deutlich in der Stotzwänge am Wetterhorn durch seine beträchtliche Vergrösserung auffällt. Er wurde von *Rohr* (**75**, 53) näher untersucht. Hernach hat diese kleinere Komplikation nach *E. Rohr* eine Fortsetzung an der Basis des Gstellihorns.

Die axialen Verhältnisse des Autochthonen zeigen sich am deutlichsten im Verlaufe der Kontaktlinie zwischen Reissen und dem oberen Wechsel (P. 2419, NE-Ecke des Mettenbergs). Auf dieser Strecke lässt sich ein axiales Einfallen von im Mittel 90° NE feststellen. Für den Muldenkern Hohturnen-Kehrwängen sind es 120°. Vom oberen Wechsel liegt die Kontaktlinie nach SE in die E-Flanke des Mettenbergs um, verschwindet aber sofort unter Schutt und dann mit einem kleinen Unterbruch unter dem Eise der beiden Wechselgletscher. Erst bei P. 2327 tritt sie daraus wieder hervor, um in die beiden vorhin erwähnten östlichen Äquivalentkeile von Rotgufer und der oberen Bänisegg einzumünden.

**Der Keilrest von P. 2998 am Mettenberg** (westliches Äquivalent des Wetterhornkeiles). In dem schneearmen Sommer 1921 fand ich bei P. 2998 im Mettenbergkamm ein kleines Vorkommen von Malm und Spatkalk in verkehrter Lagerung. Ob es sich hier um die rudimentäre Spitze eines Keilendes oder um ein eingeklemmtes, abgerissenes Kalkpaket eines solchen handelt, ist nicht feststellbar. Das Vorkommen ist kurz. Anscheinend sind gegen die «obere Jägi» noch mehrere solche Kalklinsen vorhanden. Es fanden sich unter diesen steilen Hängen schiefrige Malmkalkstücke, grün und rötlich lamellierte Kalkplatten, welche die Anwesenheit des Schiltkalkes-Callovien andeuten, und grössere, braune Spatkalkbrocken im Geröll vor. Das Streichen des Kalkes bei P. 2998 ist ziemlich genau SW-NE. Auf jeden Fall handelt es sich hier um den Rest eines grossen Kalkkeiles, denn er ist durch über

400 m Kristallin von der Kontaktlinie bei Reissen getrennt. Beidseitig wird er durch dieselben schlie-  
rigen, resorptionsreichen Gneise des Mettenbergs umschlossen. Betrachtet man die Mettenberg-W-  
Flanke vom oberen Kalli aus (Fig. 19), so kann man den Verlauf dieser tiefgreifenden Störungslinie von  
P. 2998 anfangend bis in die Hänge der Wandfluh nach SW an der braunen Tönung der gepressten  
Gneise erkennen (siehe auch **73**, 201).

**Das Kristallin Mettenberg-Gwächtenjoch - P. 3189.** Sicherlich sind innerhalb der kristal-  
linen Masse zwischen Mettenberg (P. 3107) und dem südlichsten Kalkkeil am Klein Schreckhorn noch  
mehrere sekundäre Überschiebungslinien vorhanden (**73**, 5). Bei der Begehung dieses Kammstückes  
fanden sich aber nirgends Reste von eingeklemmtem Mesozoikum, die eine grössere Wichtigkeit dieser  
Linie andeuten würden. Die Anwesenheit grösserer Komplikationen ist hier um so weniger wahr-  
scheinlich, als sie in dem äquivalenten Kamm im E (Wettersattel-Rosenegg), wo infolge des axialen Ab-  
sinkens etwaige wichtigere Störungslinien das eingeklemmte Mesozoikum noch eher enthalten könnten,  
nicht vorhanden sind. Im stratigraphischen Teile wurde auf die starke, innerlich wie äusserlich sicht-  
bare, gestörte Lagerung des gesamten Kristallins aufmerksam gemacht; dies tritt besonders deutlich  
in dem gezackten Kamm zwischen dem Kalkeil von P. 2998 und dem Klein-Schreckhorn-Keil zutage.  
Im Gwächtenjoch finden sich Reste von Karbon. Dieses wird für sich beschrieben werden.

**Der Klein-Schreckhorn-Keil.** Im Gratstück zwischen Gwächtenjoch und dem P. 3479, also im  
N-Grat des Klein Schreckhorns, vollzieht sich ein vollständiger Wechsel im Kristallin, der schon äusser-  
lich deutlich in einer scharfen und hohen Gratschneide zum Ausdruck kommt. Ihr unterer Teil besteht  
aus einem Haufwerk lose übereinander getürmter Blöcke, die ohne inneren Zusammenhang bei Schritt  
und Tritt ausbrechen. Es ist dies der stark deformierte S-Rand des resorptionsreichen Innerschne-  
Gasteren-Gneises. Ihre S-Grenze bildet den Umknickungspunkt in diesem Grate, gleichzeitig liegt hier  
in 3250 m Höhe die geringe Abdachung, die durch den südlichsten Sedimentkeil des Untersuchungs-  
gebietes, den Klein-Schreckhorn-Keil, gebildet wird (siehe stratigraphischer Teil, S. 47). Dieser Keil  
ist der einzige, der zwei Zonen mit verschiedenem Kristallin voneinander trennt. Der Wechsel im Kri-  
stallin ist auffällig, über dem Keile besteht der fast senkrechte Grat aus festem, klotzigem, saurem  
Granit. *Morgenthaler* (**73**, 201) zieht die Überschiebung durch das Gwächtenjoch; er lässt die dortige  
Karbonmulde zu einer Hauptüberschiebung werden. Es mag sein, dass dieselbe durch den tertiären  
Schub in geringerem Masse wieder auflebte, doch kann eine grössere Schublinie nicht darin vorhanden  
sein, da sich sonst Mesozoikum in der Mulde vorfinden müsste; dies ist aber nicht der Fall. Die südlichere  
Überschiebungslinie dürfte wegen ihrer tertiären Entstehung ungleich wichtiger sein. *Morgen-  
thalers* rechnet die hangenden Kristallinmassen des Klein und Gross Schreckhorns zum Erstfeldergneis; mir  
scheint hier die Anwesenheit dieses Kristallintypus noch fraglich.

Den Verlauf der Überschiebung des Klein-Schreckhorn-Keiles kann man über den Kastenstein, die  
NW-Hänge des Pfaffenstöckli bis an den N-Fuss des Fieschergrates verfolgen. Im Spätsommer ist von  
dort der weitere Verlauf sichtbar als schnurgerade verlaufende Zone, die mit zirka 40° die ganze Flanke  
nach W ansteigt und den Kamm zwischen Walcherhorn (P. 3705) und P. 3560 erreicht.

### b) Die Gruppe der Wetterhörner (siehe Fig. 20).

Die grosse Synklinale von Hohturnen am Mettenberg setzt nach E in das Wetterhorn fort. Sie  
bildet dort die liegende Kalkmulde der Kehrwänge-Schönbühl (P. 2051) mit dem entsprechenden  
Dachschieferkern der oberen Station des Wetterhornaufzuges. Das kristalline Dach des Mettenbergs  
(bis P. 2998) entspricht demnach der Glectsteinmasse. Der Muldenwinkel dieser Synklinale endet unter  
dem Worte «Glectstein» (Siegfried) in zirka 2100 m Höhe. Er ist spitz ausgezogen, aber anscheinend  
nicht gedoppelt, wie sein Äquivalent im Mettenberg. Ich fand nur eine Rutschfläche, die weder Kalk  
noch Dolomit enthält. Dieses ist bezeichnend für das launenhafte Verhalten der «Keile». Scheinbar  
willkürlich treten sie in bedeutender Mächtigkeit und Länge auf, um ebenso zu verschwinden. *Morgen-  
thalers* Vergleich der Keile im Streichen mit einer grobzahnigen Waldsäge ist, bildlich gesprochen, richtig.

Der von *Baltzer* (**33**, 102/103, Taf. V) beschriebene Kalkzwickel der Wyssbachschlucht (nordnord-  
westlich der Glectsteinhütte S. A. C.) verläuft absonderlich und regelwidrig steil in die Höhe; im

Mettenberg findet sich sein Äquivalent nirgends. Er verursacht das faustförmige Abtauchen der Stirn der Glecksteinmasse. Diese sekundäre Überschiebung macht fast den Eindruck eines regelrechten Vertikalbruches. Der Kontakt auf dem Rücken des Glecksteinlappens (Höhe zirka 3100 m) ist anormal; an eine primäre Transgression des Malms auf Kristallin ist hier nicht zu denken (74), denn die Schichtreihe des hier einsetzenden Wetterhornkeiles ist überschoben. Viele kleinere Komplikationen der Kontaktlinie in Form von Zerreibungen, Doppelungen und Einklemmungen von Kalk in Kristallin und umgekehrt sind häufig. Besonders gut begehbar sind sie unter der Glecksteinhütte (33, 103; 75, 52 bis 54).

Wer mit geologischen Hintergedanken vom Mettenberg aus das Wetterhorn betrachtet (Fig. 20), dem bietet sich ein Anblick von seltener Grossartigkeit. Der kristalline Sockel dieses Kalkgipfels ist gespalten, zwischen der Glecksteinmasse und dem Gneise des Mittelhorns quillt der mächtige Kalkkeil des Wetterhorncouloirs steil hervor. Es ist eigentümlich, dass dieser auffällige Keil trotz den vielen Besuchern des Wetterhorns bis in die jüngste Zeit hinein im Verborgenen blühen konnte. Die Kontaktlinie am Wetterhorn verläuft nicht, wie Baltzer (79) angibt, von P. 2867 (nordwestlich über dem Krinnenfirn) gerade hinauf gegen den Wettersattel, sondern biegt schon in 3100 m Höhe über dem Gletscher flach nach unten, um den Firn zirka 200 m nordwestlich P. 2765 wieder zu erreichen. Die Schichtlage dieses zirka 60 m mächtigen Keiles (in der Aufstiegsroute gemessen) liegt verkehrt; sie gehört normal zum südlich folgenden Kristallin des Mittelhorns. Der Keil streicht SW-NE und fällt mit 40° SE ein.

Im S des Wetterhornkeiles ändert sich der Typus des Kristallins nicht; es herrschen auch dort die resorptionsreichen Innertkirchnergneise, und zwar vom Wettersattel über das Mittelhorn- und Rosenhorn bis zur Rosenegg. Dieser Kamm ist wie sein Äquivalent im W (Mettenberg) bis P. 3189 am Klein Schreckhorn von schwarmweise verteilten Zonen stärkerer Störung durchzogen. Besonders deutlich sind diese im Mitteljoch und der Gipfelpyramide des Rosenhorns. Doch konnte ich in diesen Störungszonen nirgends eingeklemmte Reste von Mesozoikum finden. Erst im Berglistock, jenseits des Firnsattels der Rosenegg, vollzieht sich ein auffälliger Wechsel im Kristallin. Dort treten plötzlich dieselben bankigen, sauren Gneise auf wie über dem Klein-Schreckhorn-Keil. Schon äusserlich macht sich dieser Gesteinswechsel wie am Klein Schreckhorn bemerkbar. An diesem Kammgipfel fehlen die reich gegliederten, vom südlichen Einfallen der Störungslinien beeinflussten seitlichen Nebenkämme.

### c) Der Keil im Wellhornsattel (P. 2961).

Die östlichste Einklemmung von Mesozoikum im Kristallin findet sich im NE-Grat des Mittelhorns, gleich über (südlich) dem Wellhornsattel (75, 55). Dieser Keil enthält in verkehrter Lagerung Malm und Spatkalk und fällt mit 1—15° SE ein. Die Mächtigkeit variiert zwischen 10 und 25 m. Bei der Untersuchung schien es mir, dass ein isolierter Erosionsrest des überschobenen Kristallins, ähnlich wie am Gstellhorn, sich in den Gratabstürzen des Gross-Wellhorn-S-Grates befindet (siehe Profil Fig. 15 a). Da die Stelle aber nicht erreichbar ist, möchte ich diese kleine Kristallinkappe noch in Frage gestellt wissen.

## 2. Alte Karbonmulden.

In scharfem Gegensatz zu diesen beschriebenen, tertiär eingeklemmten Keilen stehen die Reste alter, vortriadisch eingefalteter Sedimente (Karbon). Sie sind von geringerer Bedeutung für die Aufklärung der Struktur des Aarmassiv-N-Randes. Solche Reste konnten an zwei Stellen aufgefunden werden, im Gwächtenjoch und südlich des Wettersattels bei P. 3540. Wahrscheinlich handelt es sich bei beiden um denselben Zug. Eigentümlich ist, dass das Karbon, obgleich es ein anderes Streichen besitzt als die tertiär eingefalteten Keile, jetzt nach der Dislokation annähernd denselben Fallwinkel aufweist wie die Keile mit Mesozoikum. Bei beiden Vorkommen wurden keine Kalke angetroffen, die auf das Eindringen des Mesozoikums in diese alten Mulden hindeuten würden. Letztere waren schon geschlossen. Die tertiäre Dislokation hat sie bei ihren Bewegungen nicht mehr aufgegriffen; sie hat sie zusammengepresst, sich aber im übrigen neue Überschiebungslinien transversal durch das Kristallin angelegt.

## IV. Die Parallelisation der einzelnen kristallinen Zonen und der Keile.

Die Untersuchungen im Autochthonen waren von dem Wunsche geleitet, wenn möglich durch Verfolgen der einzelnen Zonen und Keile im Streichen eine Parallelisation mit den im W und im E vorhandenen Verhältnissen zu ermöglichen. Dies scheint mir für das kurze Untersuchungsgebiet gelungen zu sein. Auch nach W dürften diese Fragen in der Hauptsache als gelöst zu betrachten sein. Nach E dagegen bleibt für die Verfolgung der südlichsten Einklemmung, den Klein-Schreckhorn-Keil, noch Arbeit übrig.

Im N bietet die Parallelisation der grossen, überstülpten Synklinale des Mettenbergs keine Schwierigkeiten. Es besteht kein Zweifel, dass die Mulde Bäregg-Stieregg-Brunnhorn-Reissen im Wetterhorn derjenigen zwischen Schönbühl-Bösbergli-Stotzwäng entspricht. Weiter nach E ist ihr Verlauf durch die Arbeiten von Müller und Rohr (66, 75) sichergestellt. Sie tritt im Urbachtal als Laubstockkeil wieder zutage; dabei enthält sie auch dort wieder Tertiär, das von Müller aufgefunden wurde (Tertiär des Lindifad). Dieselbe Mulde tritt bei Innertkirchen als Pfaffenkopfkeil auf. Ob auch hier ein tertiärer Muldenkern vorhanden ist, bleibt noch fraglich. Rohr hat den weiteren Verlauf nach E bis unter den Titlis (schwarzer Berg) verfolgt (75, Taf. V).

Vom Mettenberg nach W verdeckt der Grindelwaldner Fiescherfirn leider die nächstliegende Fortsetzung. Erst in den unteren Hängen der Jungfrau findet sich ihr Äquivalent. Hier sind nach den Arbeiten von Buxtorf, Collet, Paréjas und Reinhard weitere Komplikationen eingetreten (72, Fig. 1).

Wir können feststellen, dass die unteren Differenziationen des Kontaktes an der Jungfrau (unterer Jungfraukeil) der Mettenberg-Wetterhorn-Synklinale entsprechen, die wir weiter im E als Laubstock-Pfaffenkopf-Keil wiederfinden. Somit haben wir eine durchgehende Linie zwischen dem Lauterbrunnental und dem Titlis gefunden.

Die Mettenbergsynklinale ist, wie schon mehrfach angeführt wurde, in ihrem Grunde gedoppelt; sie sendet die Kalkkeile der oberen Bänisegg (P. 2500) und von Rotgufer. Beide treten auf der E-Seite des Mettenbergs wieder hervor. Der Rotguferkeil ist stark nach N umgebogen. Aus Rohrs Profilen geht hervor, dass der Laubstock-Pfaffenkopf-Keil in der Tiefe gedoppelt und immer umgebogen ist, auch Arbenz und Müller (66) heben diese Umbiegung hervor; allerdings ist die Doppelung im E nicht so stark wie am Mettenberg. Auch aus Collets und Buxtorfs Profil durch die Jungfrau (72) geht hervor, dass der untere Jungfraukeil in Wirklichkeit aus mehreren Überschiebungen besteht. Dieses bekräftigt die obige Parallelisation.

Die vielen kleinen Komplikationen der Kontaktlinie am Mettenberg und Wetterhorn lassen sich nicht im Streichen verfolgen. Einzig die Triasverfaltung bei Reissen dürfte in den kleinen Kalkkeil der Stotzwänge am Wetterhorn münden. Nach Rohr (75, 112) setzt sie sich bis in die Basis des Gstellihorns fort.

### Der Glectsteinlappen.

Das Kristallin, welches die Mettenbergsynklinale bedeckt, bildet diesen Kamm bis zum P. 2998. Es tritt am Wetterhorn als geschlossene Masse, als «Glectsteinlappen» auf. Dieser Lappen wird, wie alle übrigen nördlichen Gneiszonen des Untersuchungsgebietes, von einer Menge sekundärer Überschiebungen durchsetzt. Sein mechanisches Verhalten ist, da er noch vollkommen von Sedimenten umhüllt wird, besonders gut untersuchbar. Diese Bearbeitung ist von meinem Studienkameraden K. Rohr durchgeführt worden (75, 52—54; 76). Nach E tritt diese kristalline Masse unter dem Dossenkeil in ähnlicher Form wieder auf. Im E von Innertkirchen sind ihre interessantesten stirnwärtigen Teile der Erosion zum Opfer gefallen, doch zeigen die Triasdoppelungen am Mettenberg (Gadmerflüh) seine frühere Anwesenheit auch dort an (82; 83; 75, Taf. III).

Charakteristisch ist die Form dieses Lappens. Er steckt wie eine Faust in den umgebenden Sedimenten, deren Lagerung sich ihm anpassen musste. Das Aufdringen dieser Masse ist sicherlich nicht als Ganzes auf einmal erfolgt, denn die vielen kleinen Überschiebungen und Ruschelzonen, die sie durchsetzen, deuten auf eine differenzierte Bewegung hin; auch die Zersplitterung der Kontaktlinie beweist

dieses. Die sekundäre Steilstellung der helvetischen Überschiebung ist zum grossen Teil durch den Glecksteinlappen verursacht worden. Der Rotgufer-Laubstock-Keil bildet, wie gezeigt wurde, die untere Grenze dieser Masse. Die überall auftretende, tiefere nördliche Umbiegung des Keilendes zeigt, dass, nachdem das Mesozoikum des Rotguferkeiles durch den Glecksteinlappen eingezwängt worden war, eine erneute Bewegung von S einsetzte, die jünger ist als das Aufdringen des letzteren.

Nach S wird der Glecksteinlappen durch den Wetterhornkeil begrenzt, dessen Parallelisation nach E keine Schwierigkeiten verursacht. Sein Äquivalent findet sich im Wellhornsattel, doch fällt er hier schon bedeutend flacher ein. Nach E verlaufend, finden wir ihn im Dossenkeil wieder (75, 54—56). Jedoch bleibt von hier die weitere Fortsetzung gegen das Aaretal fraglich. Nach *Rohr* wäre der weitere Verlauf in den Überschiebungen am Bettlerhorn und Benzlauistock zu suchen, jedoch tritt dort kein begleitendes Mesozoikum darin auf.

Die Streichrichtung ermöglicht eine zwanglose Verfolgung dieses Keiles vom Wetterhorncouloir nach W in den Mettenbergkamm hinüber, wo sein Äquivalent in dem Erosionsrelikt bei P. 2998 noch erhalten geblieben ist. Weiter nach W wäre er in den Berglifelsen zu suchen, vorausgesetzt, dass das axiale Ansteigen gleich bleibt. Nach einer mündlichen Mitteilung von *K. Rohr* tritt über der Berglöhütte ein Kalkkeil zutage; es ist wahrscheinlich, dass es sich hierbei um das Äquivalent des Wetterhorndossenkeiles handelt.

Die neuesten Untersuchungen der Kontaktverhältnisse an der Jungfrau von *Collet* und *Buxtorf* zeigen (71; 72), dass der S-Rand des Gasterenmassivs dort in drei übereinanderliegende Schuppen gelegt wurde. Erst über diesen folgt der obere Jungfraukeil, der von einem neuen Kristallintypus überdeckt wird. Auch die beschriebenen drei Keile von der oberen Bänisegg, vom Rotgufer und vom Wetterhorn, werden vom Innertkirchner-Gasteren-Gneis umschlossen. Man wird nicht fehlgehen, wenn man sich auf *Collets* und *Buxtorfs* Untersuchungen stützend diese drei Keile mit den drei unteren Differenzierungen des Kontaktes an der Jungfrau in Parallele stellt (71, 403, Fig. 1, Profil 1; 72, 371, Fig. 1).

Der südlichste Keil, der Klein-Schreckhorn-Keil, besitzt eine Sonderstellung, da er zwei verschiedene Kristallintypen voneinander trennt. Ich kann auf die Frage nicht eintreten, ob der südlich folgende Gneis zum Erstfeldermassiv gehört. Um solche Schlüsse ziehen zu können, müssen erst die noch vollständig fehlenden petrographisch-mikroskopischen Arbeiten in den südlichen Massivteilen durchgeführt worden sein. Der wechselvolle Charakter der Sedimentkeile im Ausmass und im Streichen erschwert die Parallelisation dieses Klein-Schreckhorn-Keiles. Nach E möchte man versucht sein, ihn mit dem Wetterhornkeil zu verbinden, doch würde man falsch gehen. Das Streichen beider Keile ist wohl parallel, aber es verbindet diese beiden Stellen nicht, denn der Klein-Schreckhorn-Keil liegt zirka 1,6 km südlicher als sein nördlicher Nachbar im Wetterhorn. Vielmehr deutet die Streichrichtung des ersteren auf die vergletscherte Depression der Rosenegg und den Grat zwischen Reufenhorn und Hangendgletscherhorn. Es bleibt fraglich, ob eine Verbindung des Klein-Schreckhorn-Keiles mit der von *Hugi* (63, 487) aufgefundenen Störungslinie des Furtwangpasses besteht.

Nach W dagegen bietet eine Parallelisation keine Schwierigkeiten. Durch *Collets* Untersuchungen ist die Anwesenheit des oberen Jungfraukeiles im Mönchsjoch sichergestellt. Von dort streicht er in den Fieschergrat. Auch der Klein-Schreckhorn-Keil streicht in den Fieschergrat. Zieht man zudem das axiale Verhalten, die gleichen Faciesverhältnisse (fehlender Triasdolomit), die bedeutend südlichere Lage und den vollkommenen Wechsel des Kristallins über dem Keile in Betracht, so steht die Parallelisation fest, dass der Klein-Schreckhorn-Keil dem oberen Jungfraukeil entspricht.

## V. Beobachtungen über das allgemeine Verhalten der Keile im Untersuchungsgebiet.

Über die Entstehungsgeschichte der Kalkeinklemmungen im Kristallin kann man mit Recht verschiedener Meinungen sein. Mir scheinen zu dieser Deutung drei Hauptbeobachtungsmerkmale wichtig zu sein.

Die Keile sind, was ihre Mächtigkeiten im Streichen und ihr Fallen anbetrifft, gewissen Schwankungen unterworfen. Diese bieten der jeweiligen Parallelisation die grössten Schwierigkeiten. Aus einem kleinen Kalkzwickel kann im Streichen ein mächtiger Kalkkeil entstehen, und umgekehrt kann dieser wieder zur Bedeutungslosigkeit herabsinken oder vollkommen verschwinden, ohne sich um die axialen Verhältnisse zu kümmern. Auch das Einfallen ändert oft beträchtlich. So fällt der Wetterhornkeil mit 40—45° SE, während er in kaum 3 km Entfernung im E im Wellhornsattel mit kaum 15° SE einfällt.

Die Kalkkeile sind ihrer Lage nach nicht unbedingt an die Grenzflächen verschiedener Zonen des Kristallins gebunden. Mit Ausnahme des Klein-Schreckhorn-Keiles, der an der S-Grenze der Gasterenzone (nördliche Gneise) liegt, stecken alle nördlicheren innerhalb der letzteren. Sie fallen nicht mit den alten Karbonmulden zusammen. Wohl aber treten (Wetterhorn-Mettenberg) unterhalb ihrer Endigung Zonen mit alten kontaktmetamorphen Marmorschollen auf. Ob es sich hier um alte Synklinalzüge handelt, lässt sich nicht mehr entscheiden.

Dass die tektonische Inanspruchnahme nicht spurlos an dem Kristallin vorbeiging, wurde schon hervorgehoben; es ist geborsten und auch innerlich vollständig zertrümmert. Von einem Faltenverlauf in ihm nach Art kristalliner Antiklinalkerne ist nichts sichtbar. Im Mettenberg und zum Teil auch am Mittel- und Rosenhorn lässt sich ein System von annähernd E-W-streichender, paralleler Scherungsflächen feststellen. Sie stehen in schiefer Winkel zum tertiären Streichen. Eine geringe Vertikalstellung hat dabei gleichzeitig eingegriffen, so dass diese Scherung wie ein paralleles Gitter von kleinen Schollenbrüchen wirkt. Bei P. 2500 (obere Bänisegg) hat solch ein Bruchlein die Rotgufertrias um zirka 10 m verstellt. Diese Erscheinung dürfte die jüngste tektonische Bewegung sein, die das Kristallin in Mitleidenschaft zog.

Die Keilsedimente liegen hier normal zum hangenden, überschobenen Kristallin, Normalschenkel sind nicht vorhanden; die Keile sind hier keine vollständigen Mulden. Vielmehr ist der Kontakt zum liegenden Kristallin immer gestört, d. h. als Überschiebung ausgebildet. Von den Rücken der Kristallinschuppen ist die primäre Sedimentdecke abgeschürft, die Mittelschenkel (Verkehrtschenkel) sind erhalten geblieben.

Das hier konstatierte Fehlen der Normalschenkel kann kaum auf eine mechanische Ausquetschung zurückzuführen sein. Es wäre nicht einzusehen, warum die Ausquetschung nur den liegenden und nicht auch den hangenden Schenkel ergriffen hätte, was doch sonst bei Schuppungsvorgängen immer der Fall ist. Mit so einfachen Annahmen lassen sich die Keile hier nicht erklären. Auch ist es nicht möglich, an primäre Sedimentationsunregelmässigkeiten zu denken; dagegen spricht die stratigraphische Kontinuität und gleichmässige Änderung der Facies gegen S.

Sucht man sich den Bewegungsvorgang zu erklären, der zu dieser eigentümlichen Lagerungsform verschiedener Keile führte, so stösst man auf Schwierigkeiten. Eine Schuppung hätte das Kristallin wohl in einzelne Platten verlegt, doch müsste dann in der Regel nur ein Normalschenkel der eingeklemmten Keile vorhanden sein. Vielfach sind aber im Untersuchungsgebiete nur die Verkehrtschenkel erhalten geblieben (Wetterhornkeil, Klein-Schreckhorn-Keil).

Die einzige nur horizontal wirkende Bewegung, die den Verkehrtschenkel erhält und den Normalschenkel ausdünnert, was für unseren Fall zutrifft, ist eine Art Untervorschiebung im Sinne *Eugsters* (vgl. 62, 415, und 68, 740/741). Jedoch kann diese Bewegung hier kaum in Betracht kommen, denn die südlichen Teile des Massivs wurden von der Dislokation stärker betroffen als die nördlichen, erstere greifen über die letzteren hinweg.

Es ist bemerkenswert, dass bei einzelnen Keilen, die im Untersuchungsgebiet nur den Verkehrtschenkel enthalten (Wetterhornkeil) im Streichen nach E der hier fehlende Normalschenkel im Liegenden auftritt (Dossenkeil) und dadurch den Muldencharakter der Keile dokumentiert. Ob jedoch die primäre Anlage der Keile nur auf horizontal wirkende Kräfte zurückzuführen ist oder ob die Vorzeichnung derselben durch vertikale Bewegungen erfolgte, kann ich in meinem Untersuchungsgebiet nicht entscheiden. Wohl aber beschreibt *K. Rohr* zwei erhalten gebliebene, flexurähnliche Endigungen der Pfaffenkopfkeilmulde, die Gentalflexur und die Keilmulde am Schwarzen Berg (Wendental) (76, 67—69, und 75). Er erklärt diese Störung durch ein vor der Faltung erfolgtes Absinken des südlichen Flügels der Pfaffen-

kopfmulde. Auch *Arbenz* und *Müller* (66, 111) nehmen für diese Keilenden eine ursprünglich steile, vielleicht nach S schauende Anlage der Falten in der Massivoberfläche an. In meinem Gebiet deuten die fehlenden Normalschenkel der Keile und das umgebogene Ende des Rotguferzuges auf denselben Vorgang. Es wurde betont, dass sich sowohl der Rotgufer- wie der Wetterhornkeil vollkommen im Innertkirchnergneise befinden. Auch dieses findet seine Erklärung bei der Annahme primärer Vertikalbewegungen zu Anlage der Keile.

*Arbenz* beschreibt den Werdegang unseres Alpengebirges zusammenfassend in seinen «Problemen der Sedimentation» (61, 264—274). Man wird dadurch versucht, die wandernde Vortiefe für die Vorzeichnung der Keile in Betracht zu ziehen. Diese ergriff auch den Sockel des Aarmassivs. Er sank staffelförmig an Bruchflächen von S nach N vorschreitend ein, indem das starre Kristallin in einzelnen Schollen zerlegt wurde. Diese Bruchflächen wurden später vom Horizontalschub ergriffen und enthalten jetzt die eingeklemmten Sedimente in verkehrter Lagerung als Keile.

## VI. Die Beziehungen des Parautochthonen zum Autochthonen.

Die einfachste Vorstellung, die man sich vom Zusammenhang dieser facieell voneinander verschiedenen Zonen machen kann, ist folgender: Die parautochthonen Lamellen sind die östlichen Reste einer im W grösseren Decke, der Doldenhorndecke. Diese müssen, da sie zwischen den helvetischen Decken und dem Massiv liegen, nördlich der helvetischen Wurzelzone, also im Massiv selber wurzeln. Es liegt nahe, die eingeklemmten Sedimentreste im Kristallin als Wurzelnarben dieser parautochthonen Lamellen anzusprechen. Der Schluss, die einzelnen autochthonen Kristallinplatten von Keil zu Keil verkörpern die Antiklinalkerne des Parautochthon, liegt dann nicht mehr fern. Jeder Schuppung im Kristallin entspricht dann gehorsam eine parautochthone Lamelle. *Collet* und *Buxtorf* z. B. verbinden die parautochthone Lamelle des Schwarzmonch mit den Gneisen des Jungfraugipfels als deren Antiklinalkern (67, 93—96; 71, 367—373; 72, 397).

An allen parautochthonen Lamellen sucht man vergeblich nach einem Mittelschenkel; die Schichtserie hört plötzlich auf, indem sie im Liegenden durch Priabon begrenzt wird. Alle südlicheren Keile enthalten aber nur Verkehrtchenkel, die Normalschenkel sind abgestossen. Hier liegt die Sache also gerade umgekehrt.

Dieses gegenseitige Verhalten ist auffällig. Es berechtigt zu dem Schluss, dass die fehlenden Normalschenkel der südlicheren Keile nach N übergelegt wurden. Die Kalke des Wetterhorns z. B. stehen in anormalem Kontakt mit dem liegenden Glectsteinlappen und zeigen schon deutlich N-tauchenden Charakter (siehe Fig. 15 b). Sie gehören, was die oberen Teile des Wetterhorns anbetrifft, zum Kristallin des Mittel- und Rosenhorns, also zwischen Wetterhorn- und Klein-Schreckhorn-Keil. Die Heimat der eigentlichen parautochthonen, steil NW-tauchenden und überkippten Lamellen muss weiter im S gesucht werden. Sie mag südwärts des Klein-Schreckhorn-Jungfrau-Keiles beginnen. Die grossen Faciesdifferenzen zwischen innerem Tertiär (siehe S. 29) und autochthonem Tertiär (siehe S. 34) deuten eher auf eine noch südlichere Herkunft.

Es wurde schon mehrfach hervorgehoben, dass die helvetische Überschiebung und das Parautochthone parallel, konkordant miteinander verfaltet sind (siehe S. 12, 50, 55). Der Vortrieb im Massiv kann nicht für den Transport der parautochthonen Decke in Betracht kommen, da die Aufwölbung die Steilstellung und teilweise Einwicklung der letztern mitsamt der Überschiebungsfläche der Wildhorndecke verursachte. Nur die helvetischen Decken können den Transport des Parautochthonen verursacht haben.

Zusammenfassend können wir sagen, dass das gesamte Parautochthon keine Heimat in den nördlichen Teilen des Aarmassivs hat. Es ist ein Teil des passiv durch die helvetischen Decken abgestossenen und vorgeschürften südlichen Sedimentmantels des Aarmassivs, also der Bewegung nach Decke, der Facies nach südautochthon.



Dossenhorn      Kl. Wellhorn      Gr. Wellhorn      Mittelhorn      Wetterhorn      Grosse Scheidegg  
 Rosenlaur-Gl.



Fig. 17. Wellhorn-Wetterhorngruppe von Kräuteren oberhalb Rosenlauri.



Fig. 18. Wellhorngrat-Läsisstöcke von Schönbidemli.

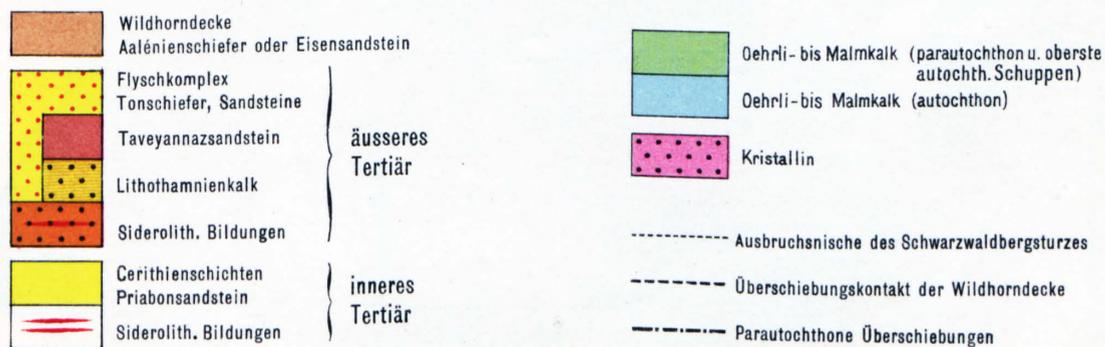


Fig. 20.  
Die Wetterhorngruppe  
vom Mettenberg  
nach Phot.

- Tertiär (Dachschiefer)
- Oehrli- bis Malmkalk
- Schiltkalk bis Dogger
- Trias (Dolomit)
- Kristallin Innertkirchen-Gasteren
- Kristallin Kl. Schreckhorn-Berglistock
- } Keile { Malm-Dogger-Trias (Dolomit)
- } Keile { Malm-Dogger, ohne Trias
- } Keile { Carbonschiefer

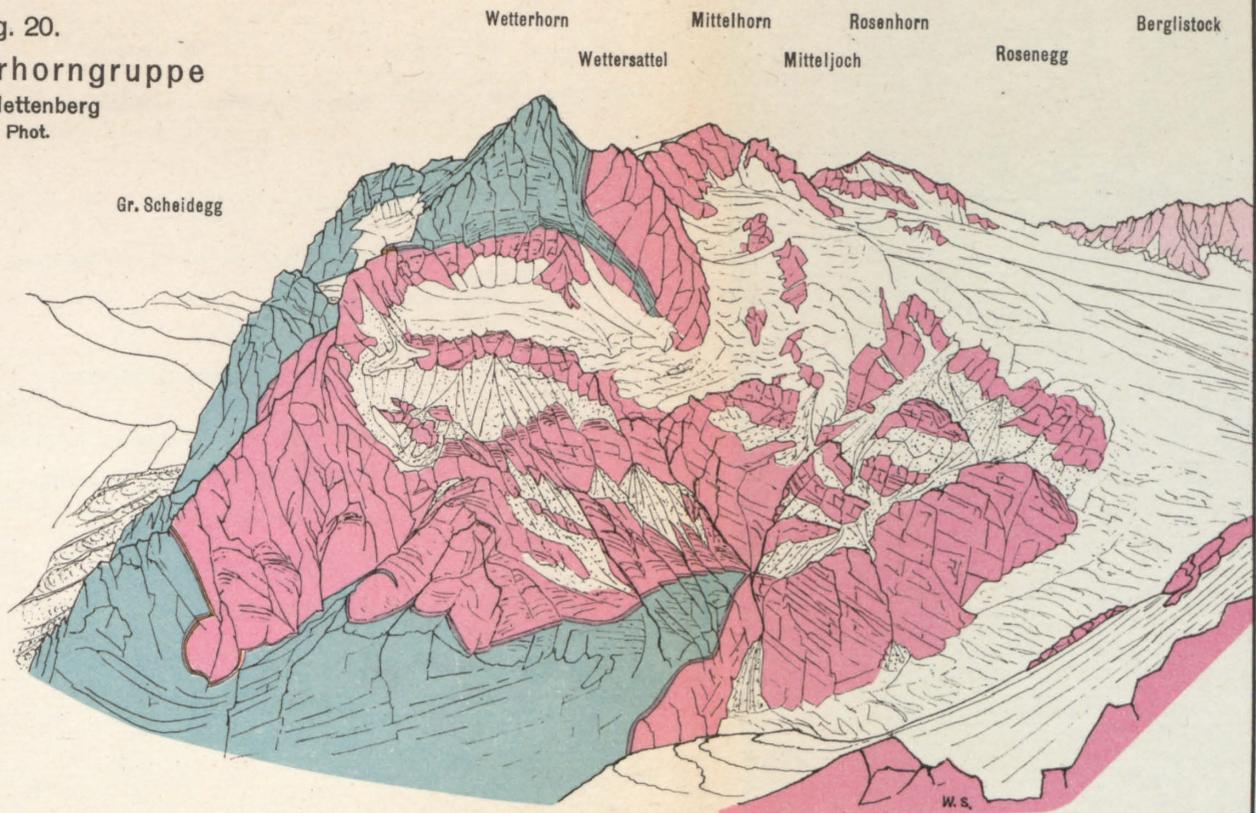
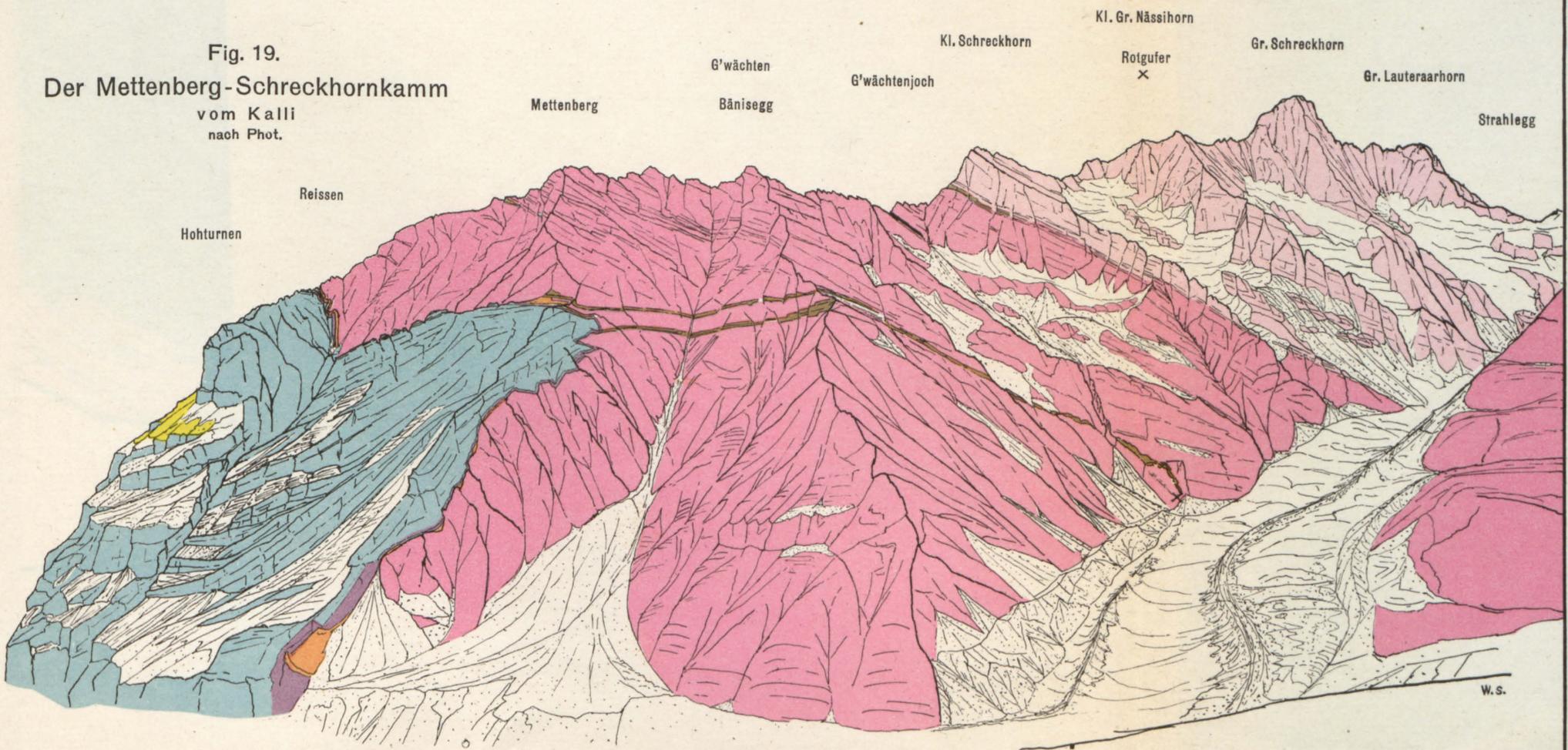
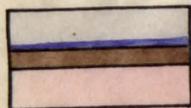
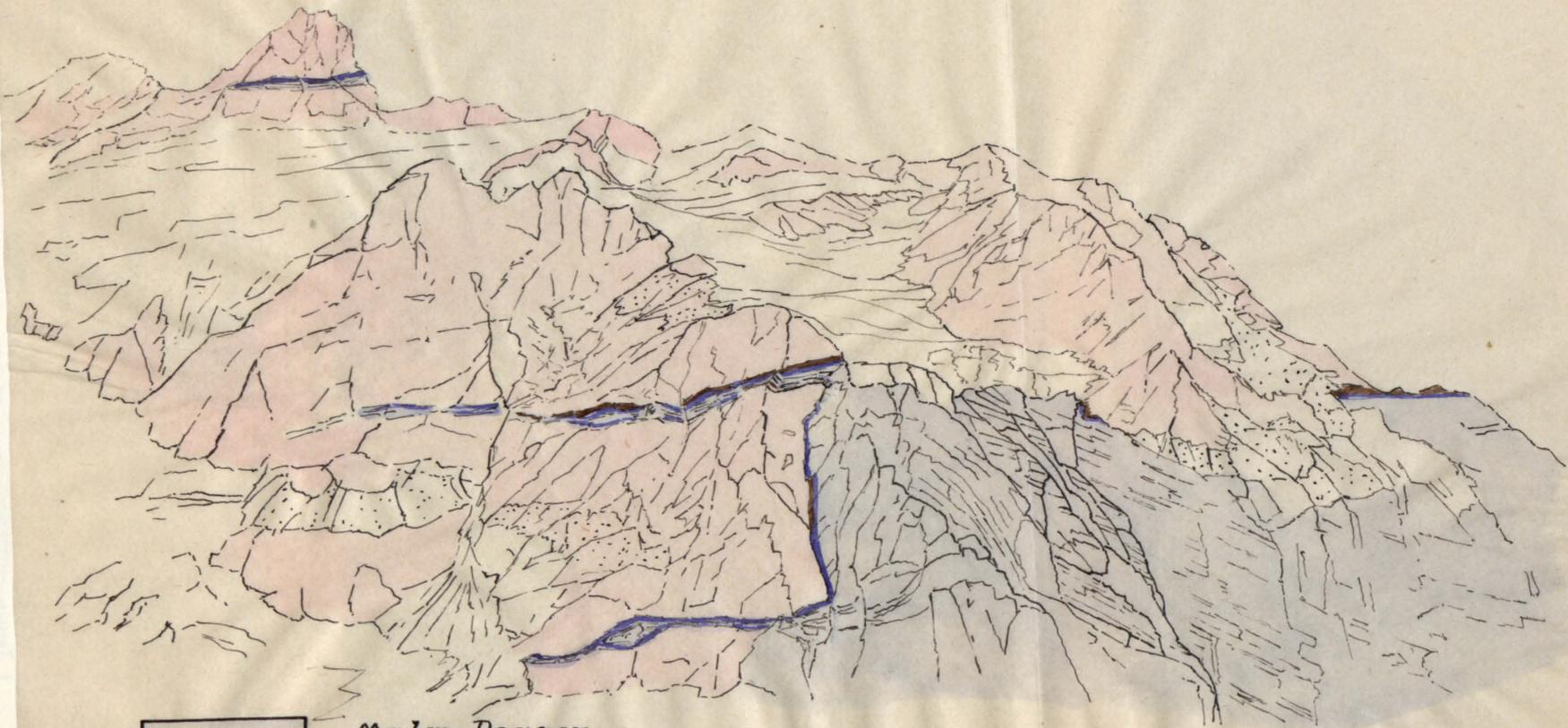


Fig. 19.  
Der Mettenberg-Schreckhornkamm  
vom Kalli  
nach Phot.





Malm-Dogger  
Trias  
Kristallin

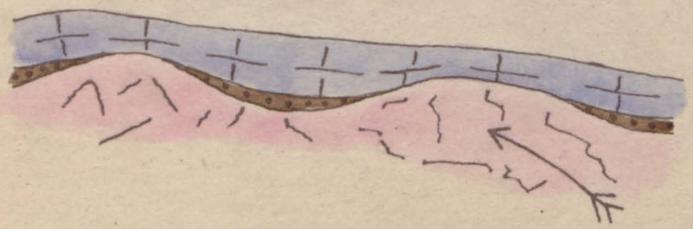
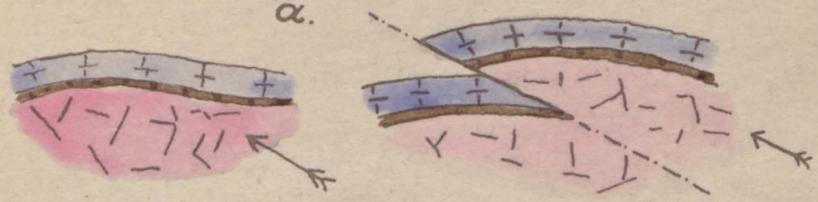
Fig. 17.

H. G.

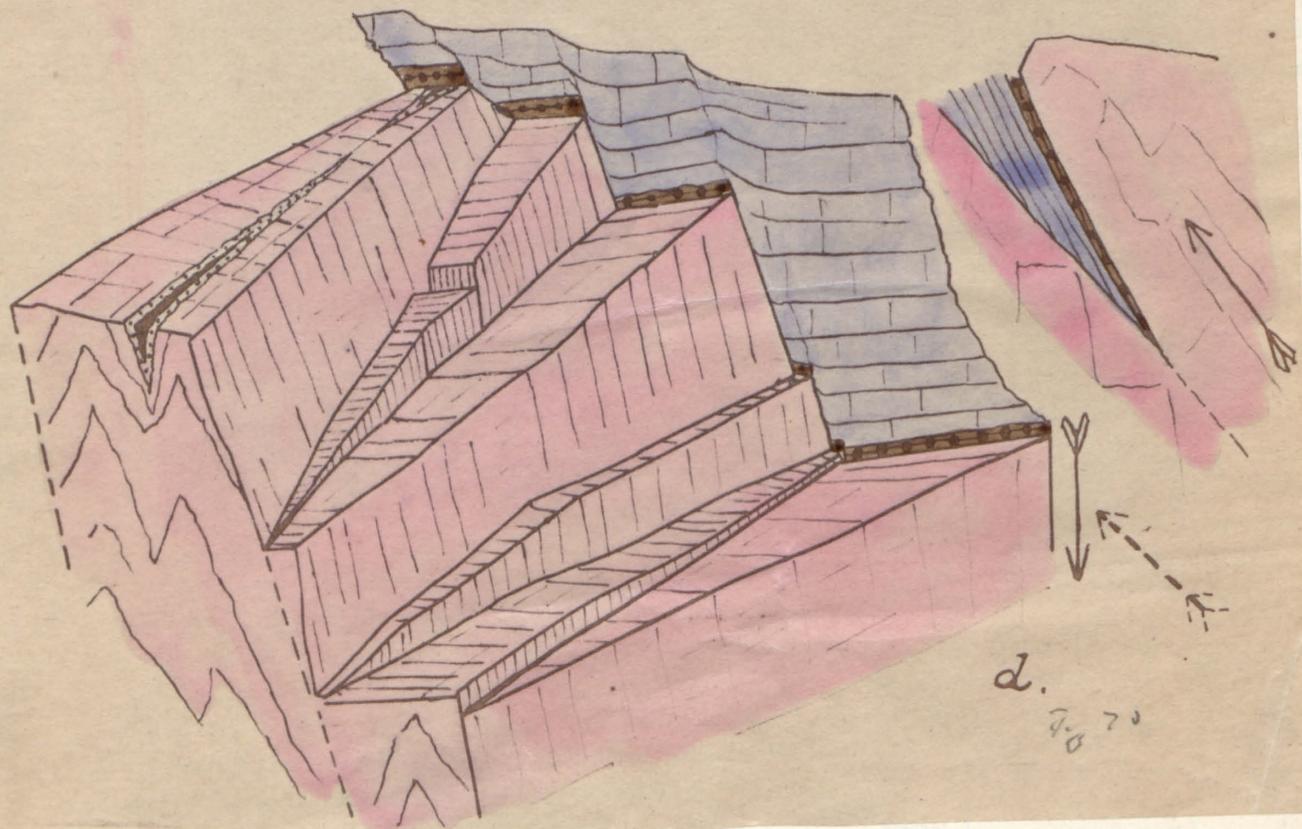
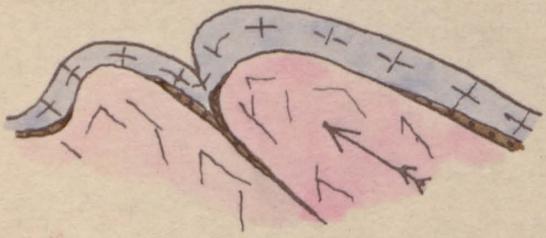
(w. mylarum)

Seabell e.)

a.



b.



d.

70 70

Fig. 21  
 W. Scabell  
**Die Nordhänge der Wetterhorn-Schreckhorngruppe**  
 Ansicht vom Schwarzhorn aus.

