

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1933)

Artikel: Geologie der Sattelzone bei Adelboden
Autor: Huber, Kurt
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-319370>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 10.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Kurt Huber

Geologie der Sattelzone bei Adelboden

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Jahre 1929 begonnen. Die Feldarbeiten erstreckten sich über die Sommer 1929, 1930 und 1931 und dauerten zusammen 27 Wochen. Die Exkursionen des ersten Sommers dienten ausschliesslich dem Aufnehmen von Einzelprofilen und dem Sammeln von Fossilien. Sie sollten eine sichere stratigraphische Grundlage abgeben für die Kartierungsarbeiten, welche 1930 und 1931 ausgeführt wurden. Alle Laboratoriumsuntersuchungen fanden im geologischen Institut der Universität Bern statt. Ebenda sind auch sämtliche Belegmaterialien aufbewahrt.

Allen denen, die mir bei der Lösung meiner Aufgabe ihre Unterstützung zuteil werden liessen, sei mein wärmster Dank ausgesprochen: Herr Prof. Dr. P. ARBENZ, der die vorliegende Arbeit anregte, stand mir stetsfort mit seinem Rat bei. Herr Dr. H. GUENZLER hat sich um deren redaktionellen Teil bemüht, Herr Dr. W. LEUPOLD gab mir wertvolle Hinweise bei der Betrachtung der Dünnschliffe. Herr Prof. Dr. A. JEANNET liess mich seines reichen paläontologischen Wissens teilhaftig werden. Die meisten Fossilbestimmungen aus Rhät und Lias stammen von ihm. Die Herren Prof. Dr. M. LUGEON und Dr. E. GAGNEBIN gewährten mir Einblick in die Sammlungen der Universität Lausanne. Herr Museumsdirektor Dr. ED. GERBER gestattete mir Zutritt zu den Sammlungen des Berner naturhistorischen Museums. Herr Prof. Dr. W. RYTZ machte mir eine kurze Mitteilung über ein Stückchen fossiles Holz. Die Kenntnis der Notiz ALBERT JAHNS über das Kupfervorkommen im Sackgraben verdanke ich Herrn Prof. Dr. ED. FISCHER.

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung und Geschichtliches.

Einleitung	24
Geschichtliches	25

II. Einzelprofile.

1. Lochbach-Metschegg.	
a) Lochbach	30
b) Metschegg (Fig. 1)	32
2. Das Metschhorn (Fig. 2)	34
3. Hoher Steg — Marchgraben.	
a) Engstligenschlucht beim Hohen Steg	36
b) Marchgraben (Fig. 3)	37
4. Tschentenbach (Fig. 4)	38
5. Das Hörnli	39
6. Losegg (Fig. 5)	40
7. Brandegg	42
8. Bunderlen — Wenig.	
a) Bachgraben im Südhang	43
b) Der grosse Anriss	43
9. Kuenisbergli — Höchstfluh	44
10. Höchstfluh — Wildi	45
11. Hangilaub	46
12. Die Aufschlüsse oberhalb Adelboden (Fig. 6)	47
13. Gilbachegg	49
14. Das Gilbachtobel (Fig. 7, 8)	50
15. Pommerngrat — Regenbolshorn — Hahnenmoos (Fig. 9)	52
a) Pommerngrat	52
b) Regenbolshorn	55
c) Metschstand	56
d) Blattihorn — Schalmigrat (Fig. 10)	57
e) Hahnenmoos	60

III. Stratigraphie.

1. Trias	61
2. Rhät (Fig. 11)	62
3. Lias	64
4. Aalénien	66
5. Bajocien	68
6. Oberer Dogger	71
7. Oxfordien	71
8. Malm (Fig. 12)	75
9. Untere Kreide	78
10. Mittlere Kreide	81
11. Turonien	81
12. Sénonien	84

13. Maestrichtien	85
14. Fragliche Oberkreide	86
15. Tertiär.	
A. Chemisch-organogene Sedimente.	
1. Leimernkalke	87
2. Leimernschiefer	88
B. Detritische Sedimente.	
1. Kalkbreccien	89
2. Granitbreccien	90
3. Feine Lithothamnien-Discocyclusbreccien	92
4. Quarzsandsteine	95
5. Mergel und Tonschiefer	97
6. Die Wildflyschblöcke	98
C. Die Altersfrage der Flyschbildungen	100
IV. Die tektonische Gliederung.	
1. Die helvetische Wildhorndecke im Kontakt mit der Sattelzone (Fig. 20)	103
2. Die tektonischen Elemente der Sattelzone (Fig. 13, 14)	106
Schuppe I	106
Schuppe II	110
Schuppe III	111
Komplex IV	111
Schuppe V	115
Die Laubhorndecke (VI)	117
Schuppe VII	118
Schuppe VIII	119
Schuppe IX	119
Die höheren Schuppen (X)	120
3. Zur Abgrenzung der Niesendecke (Fig. 15)	122
4. Die zeitliche Aueinanderfolge der Decken	124
Literaturnachweis	128

Tafeln.

I. Einzelheiten aus Dünnschliffen.

II. Profiltafel.

Tabelle I.

Stratigraphisch-tektonische Uebersicht der Sattelzone.

I. Einleitung und Geschichtliches

Einleitung

Die Sattelzone* erfuhr im Bereiche des Engstligentales seit den Untersuchungen durch SARASIN und COLLET 1906 und BERNET 1908 keine zusammenhängende Aufnahme und Beschreibung mehr. Eine Neubearbeitung dieses Gebietes erschien daher schon seit mehreren Jahren wünschenswert. Die 1928 von der eidgenössischen Landestopographie eben fertiggestellten, photographisch aufgenommenen Kartengrundlagen mussten infolge ihrer erhöhten Genauigkeit die Errichtung einer geologischen Karte dieser so komplizierten Zone sehr erleichtern. Ich unternahm daher in den letzten Jahren den Versuch, die stratigraphischen und tektonischen Eigenheiten der Sattelzone in der Gegend um Adelboden abzuklären und ihre Deutung neueren Gesichtspunkten anzupassen.

Gegen Südosten schliesst die Sattelzone an den in Falten gelegten Rücken der helvetischen Wildhorndecke an, deren Biegungen sich die tiefsten Schichten anschmiegen. Folgende Gewölbe und Mulden vermitteln den Kontakt:

In der Region der Elsigalp:

Elsighornantiklinale,
Kirchhornsynklinale,
Standantiklinale,
Gollitschensynklinale.

Zwischen First und Hahnenmoos:

Muldenschenkel der Lohnerantiklinale.

LUGEON (73) und ADRIAN (1) gaben erschöpfende Darstellungen dieses Helveticums.

Gegen Nordwesten werden die Schichten der Sattelzone durch die mächtigen Niesenflyschmasse überlagert. Sie schliesst an ihrer Basis mit Gips, Rauhwanke und Dolomit ab. BORNHAUSER hat neulich die Niesenkette zwischen Spiez und der Lenk untersucht (19).

* Da die Herkunft der tektonischen Elemente dieses Gebietes zur Diskussion Anlass gibt, soll vorläufig der neutrale Ausdruck Sattelzone (zone des cols, RENEVIER) anstelle einer ursprungsbestimmenden Bezeichnung, wie Ultrahelvetikum, Verwendung finden.

Die Gesteine des Engstligentales, vorwiegend weiche Schiefer verschiedensten Alters, spielen die Rolle einer ausgleichenden Füllmasse zwischen den helvetischen Falten und der Niesenzone, von welcher sie, wie BORNHAUSER gezeigt hat, durch eine ebene, leicht nordwestlich geneigte Ueberschiebungsfläche getrennt sind.

Im Nordosten begrenzt die Linie Elsighorn-Elsigbach-Sackgraben das Arbeitsgebiet. Hier sind die Schichten der Sattelzone fast vollständig der Erosion anheimgefallen, so dass der Rücken der Elsighornantiklinale in der Schnittenfluh, südlich den Häusern von Elsigbach und im Pochtenkessel die Oberfläche erreicht.

Gegen Südwesten wurden die Untersuchungen bis zur Wasserscheide zwischen Engstligental und Simmental ausgedehnt. Die Westabdachung des Hahnenmooses erfuhr einige orientierende Begehungen.

Einige Namen, die auf den Siegfriedblättern nicht verzeichnet sind, fanden in den folgenden Ausführungen Verwendung, da sie sich auf typische Vorkommnisse beziehen.

Lochbach: Nächster Bach S des Elsigbaches.

Hübigrind: Anhöhe SW P. 1322 bei Elsigbach.

Rohnigraben: Kleiner Bach zwischen dem Lochbach und dem Marchgraben.

Hangilaub: Absturz W Wildi, auch Hangend Erlen genannt.

Blattihorn: P. 2014 der neuen topogr. Karte (bish. P. 2013).

Schalmigrat: N an das Blattihorn anschliessender Grat.

Die Bezeichnung „Metsch“ tritt zwischen Frutigen und der Lenk zweimal auf:

Oberhalb Achseten: Metschhorn, Metschegg, und die Alp Metsch.

Am Hahnenmoospass: Metschstand, Metschberg und Metschhorn. (Die beiden Metschhörner wird man nicht leicht verwechseln. Das im SW ist gekennzeichnet durch die Schichtreihe Trias-Rhät-Lias, das im NE als typisches Malmoxfordvorkommen.)

Geschichtliches

Die Sattelzone in ihrer Ausdehnung zwischen den helvetischen Gebirgen und der Niesenkette hat schon BERNHARD STUDER im Jahre 1834 erkannt und abgetrennt. Wenn aber STUDER über die Lohnerkette und Niesenzone damals recht ausführliche Beschreibungen gab, so war er zurückhaltender, was die dazwischenliegende Sattelzone betrifft. Er nennt sie seine zweite Vorreihe, der unter anderem auch das Regenbolshorn angehört (116, S. 41) und erwähnt den Gips der Hohenmöser (Hahnenmoos), der Sillenenalp und den bei Adelboden. Die Kalkmassen der Fluh, des

Hörnli usf. parallelisiert er unter Vorbehalt mit den Kalken von Bex (116, S. 138, 139).

1853 bringt STUDER in seiner „Geologie der Schweiz“ noch nicht viel neues (117). Dagegen deuten die Erläuterungen zur zweiten geologischen Karte der Schweiz, verfasst von STUDER und ESCHER 1869 (118), die zone interne und externe in ihrem Zusammenhang schon klar an.

1878 drückt sich ISCHER in „Blicke über den Bau der westlichen Berneralpen“ sehr allgemein aus. Er erkannte die aussergewöhnliche Pressung der Sattelzone, „einer zu einem sehr starken Schlingenkomplex zusammengeringelten Mulde. Wild legen sich die Ammoniten alter Schichten auf deutliche Nummuliten der Tertiärwelt. Gips und Lias zucken neben Flysch empor.“ Wehe, so ruft der pathetische Pfarrherr aus, „wehe dem Geologen, der hier mit den Studien an der Natur anfangen will, sich ein Schulbild zu entwerfen!“ (55, S. 507).

1895 bereist QUEREAU das obere Simmental. Er fasst die Gebiete der Sattelzone als Rückfaltung eines vindelicischen Gebirges auf und macht auf die Unterlagerung durch die Schichten der Hochalpen aufmerksam. Scharfsinnig zieht er seine Schlüsse daraus, dass die vindelicischen Schichten in die Mulden zwischen den Falten der Hochalpen eindringen (86, S. 128).

Mit dem Ende des 19. Jahrhunderts beginnt die Aera der tektonischen Erkenntnis des Alpenbaues, die heute Allgemeingut der Alpenforschung ist. Nachdem SCHARDT 1898 (110) als erster mit Bestimmtheit die südliche Herkunft der Sattelzonedecken verfocht, war es namentlich LUGEON, der in zahlreichen Publikationen das Dunkel über ihre Herkunft und tektonische Stellung aufklärte. Vor allem gebührt ihm auch das Verdienst, die Wurzeln der ultrahelvetischen Schuppen gefunden zu haben (64).

Die erste Detailbeschreibung eines Teiles der Sattelzone stammt von ROESSINGER aus dem Jahre 1904 (92). Die neuen Ideen über die Tektonik der Alpen finden kluge Verwendung. Auch jetzt noch überrascht die Zuverlässigkeit und Sachlichkeit im Text, wie auf der beiliegenden Karte.

1906. BALTZERs Führer durch das Berner Oberland enthält von SCHARDT gezeichnete Profile durch Hoch- und Voralpen der Westschweiz, auf welchen die zone des cols als Satteldecke

ausgeschieden ist. Der Text übergeht die Gegend zwischen Lenk und Adelboden (10).

Im Januar 1906 bringen SARASIN und COLLET ihre Untersuchungen über die Sattelzone an die Öffentlichkeit (103). Sie erfahren aber sofort intensive Kritik durch LUGEON und ROESSINGER. LUGEON (65) weist darauf hin, dass gegen Süden gerichtete Antiklinalen nicht unbedingt Südüberschiebung bedeuten. Er hält an der südlichen Herkunft der Sattelzonedecken fest. SARASIN und COLLET begehen im Sommer des gleichen Jahres das untersuchte Gebiet von neuem, glauben aber nicht, sich LUGEON anschliessen zu sollen (104).

1907 verbindet SCHARDT die Flyschregion der Préalpes externes der modernen Auffassung entsprechend mit der Sattelzone, den Gurnigelflysch jedoch mit der Niesendecke, was heute nicht mehr haltbar scheint. Diese Schichten formen gleichsam einen Teller, auf welchem die medianen Präalpen aufruhren (112).

1908 bringt BERNET eine Arbeit über das Gebiet von Adelboden (17) heraus, die im folgenden noch oft wird erwähnt werden müssen. Von grossem Interesse ist, dass dieser Autor schon die Möglichkeit ins Auge fasste, die Sattelzone könnte untere Digitationen der Niesenkette enthalten.

1908 äussert sich auch ROTHPLETZ (98) auf Grund einiger Exkursionen über die Simmentalerberge. SARASIN widerlegt unverzüglich die Ausführungen seines „confrère de Munich“, begeht indessen selbst zahlreiche Irrtümer (106).

1909 widmet ROESSINGER den Uneinigkeiten zwischen ROTHPLETZ und SARASIN einige Worte, gestützt auf eigene Begehungen im Jahre 1902 (94).

1910 spricht PAULCKE (85, S. 547) in bezug auf die Sattelzone von einer „nach der regionalen Ueberschiebungsphase und nach einer spätern Erosionsphase erfolgten Rückfaltung der Klippendecke“. Die südliche Heimat der Zone des cols war 1910 noch immer nicht allgemein anerkannt.

Im selben Jahre bespricht LUGEON (71) Kreideschuppen, welche die Stirnfalten der Wildhorndecke bei Adelboden umhüllen und über den Ammertengrat mit ihren Wurzeln zusammenhängen. LUGEON parallelisiert sie mit dem bekannten Néocomien à céphalopodes. Ausserdem erwähnt er eine zweite ultrahelvetische Einheit, die im Regenbolshorn und an der Basis des Ober-

laubhorns aufgeschlossen ist. Schliesslich gibt er Funde von granulierten Nummuliten in Schichten bekannt, die von SARASIN und COLLET als Lias kartiert wurden.

1911 erwägt ARN. HEIM (48) die Möglichkeit, dass die Wildflyschdecken schon an Ort und Stelle gewesen sein müssen, bevor sich die helvetischen Decken entwickelten.

In den Jahren 1914, 1916 und 1918 erscheinen die drei Faszikel von LUGEONs Werk über die Hautes Alpes calcaires, eine glänzende Bestätigung der Deckentheorie. Die beigegebenen Profile und die zugehörige Karte stellen, dem gross angelegten Rahmen entsprechend, die Gegend der Sattelzone sehr zusammenfassend dar (70, 72).

1914 entdeckt LUGEON eine Kristallinlamelle an der Niesenbasis bei Gsteig, die endlich Anknüpfungspunkte für die Herkunft der enormen Niesenflyschmasse bietet, so dass der Wurzelregion der Sattelzone nun auch im S die Grenzen gesteckt sind (73, 74).

1915 behandelt ADRIAN die Hänge des Kandertales zwischen Frutigen und Kandersteg (1). Die Habkerndecke, worunter er mit BECK die „Klippengesteine“ seines Gebietes versteht, wird kurz beschrieben.

Nachdem LUGEON schon 1916 einer einheitlichen Niesen-Habkerndecke (BECK) nicht zugestimmt hatte (75), erfährt diese 1918 durch BUXTORF einen neuen Angriff. Sattelzone und Habkern-Schlierengegend entsprechen einander, der Gurnigelflysch ist der an den Alpenrand verschleppte Schlierenflysch der Sattelzone. Die Niesendecke ist als ein tektonisch höheres Element aufzufassen (23).

1920 besucht ARN. HEIM die Préalpes internes und entdeckt einige neue und interessante Tatsachen. Die Gipsvorkommen der Sattelzone führen ihn auf den Gedanken, dass die zone interne eine Verknetung von Decken und Schuppen von ultrahelvetischer und penninischer Herkunft sein könnte (51).

LUGEON tritt sofort auf die Angaben HEIMs ein und verbessert sie zum Teil. Er gliedert die Sattelzone in sechs tektonische Einheiten: Plaine-Morte-Decke, Bonvindecke, Laubhorndecke, Triasband des Tauben und Spatkalkschuppe. Es ist dies die erste der Wirklichkeit nahe kommende Gliederung (79).

1922 referiert ARBENZ (7) über die Stellung der grossen Dog-

germassen im Berner Oberland, die er neben einigen Malmvorkommen (Lobhörner) für die Aequivalente weiter im W gelegener ultrahelvetischer Decken hält. Die trennende Synklinale zwischen Helvetikum und Ultrahelvetikum, im Wildhorngebiet auf dem Scheitel des Gebirges, schiebt sich östlich der Kander weit gegen N vor.

GAGNEBINs Beschreibung des Alpenrandes zwischen Montreux und Semsales (30) lässt die grossen faziellen Ähnlichkeiten namentlich des Malms und des Flyschs von Sattelzone und Préalpes externes erkennen. Weitere Anknüpfungspunkte bieten die Arbeiten TERCIERs über die Gebiete Berra-Gurnigel und Habkern (120—125), wie auch die RICHTERs und anderer (88—90, 108) am Alpennordrand E des Rheins (vergl. Abschn. Altersfrage der Flyschbildungen).

1925 gibt GERBER (32) neben einer ausführlichen, geschichtlichen Uebersicht der Arbeiten in den Préalpes externes und internes eine Zusammenstellung der stratigraphischen Beobachtungen in der Sattelzone.

BORNHAUSERs Beschreibung der Niesendecke (19) bedarf, soweit sie die angrenzenden Schichten der Sattelzone mitberücksichtigt, einiger Korrekturen.

In neuester Zeit haben Schüler des geologischen Institutes zu Lausanne Niesendecke und Sattelzone W der Simme untersucht, ANDRAU (2) die Region des Pic Chaussy, McCONNEL und DE RAAF (82) die E anschliessenden Gegenden. Namentlich ihre tektonischen Ergebnisse werden uns interessante Vergleiche und Parallelisationen erlauben.

Ein Blick auf die bisher erschienenen Arbeiten zeigt, dass eine vollständige, befriedigende Darstellung der Sattelzone bei Adelboden noch nicht vorliegt. Die Gründe sind erstens ungenügende Aufgeschlossenheit, bedingt durch verhältnismässig tiefe geographische Lage, weite Verbreitung quartärer Ablagerungen und durch das Auftreten hauptsächlich weicher Gesteine, zweitens intensive tektonische Verschuppung. Diese Schwierigkeiten zeichnen den Gang der folgenden Untersuchungen vor. Das nächste Kapitel bringt eine Auswahl der instruktivsten Einzelprofile in möglichst objektiver Wiedergabe. In Kapitel III erfolgt eine Zusammenstellung der stratigraphischen Ergebnisse aus den Einzelprofilen. Das letzte Kapitel ist dem Versuch einer tektonischen Gliederung gewidmet.

II. Einzelprofile

Die Darstellung beginnt mit Profilen aus dem NE des untersuchten Gebietes, aus der Gegend Achseten-Elsigalp. Anschliessend folgen Beschreibungen immer weiter südwestlich gelegener Aufschlüsse bis gegen den Hahnenmoospass hin.

Auf dem rechten Ufer der Engstligen liegen:
Metschegg, Lochbach, Metschhorn, Marchgraben, Losegg, Brandegg, Bunderlen-Wenig.

Links der Engstligen zwischen Achseten und Adelboden:

Sackgraben, die Aufschlüsse beim Hohen Steg, Tschentenbach und Hörnli.

Südlich Adelboden, zwischen Engstligen und Geilsbach:

Kuenisbergli, Höchst, Wildi, Hangilaub.

Zwischen Geilsbach und Allenbach:
Gilbachegg, Nassberg, Geilsmäder.

Pommerngrat, Regenbolshorn und Hahnenmoos begrenzen als Wasserscheide die Talschaft von Adelboden gegen SW (Simmental).

1. Lochbach-Metschegg

a) Lochbach.

m. ü. M.

1322. (Strässchen) Kieselkalk der helvetischen Elsighornantiklinale. Fallen 30° gegen SW.

1335. Schutt.

1340. Drusbergschichten, bis

1360. aber teilweise verdeckt. Das helvetische Urgon und Tertiär schliesst der Lochbach nicht auf. N davon enthält sie die Schnittenfluh. Lithothamnienkalk und Stadschiefer sind gegen S bis zu einem nördlichen Seitenzweig des Lochbaches verfolgbar. S des Lochbaches stehen Urgon, Hohgantsandstein, Lithothamnienkalk und Stadschiefer in sehr stark verminderter Mächtigkeit am Hübigrind an.

1380. Grünliche Sandsteine, bunte Schiefer und zu Linsen ausgezogene Dolomitbänke (obere Trias).

Wenige Schritte weiter: Wechsellagerung von dunklen Spatkalken mit braunen Schiefen. Streichen und Fallen entsprechend dem der helvetischen Unterlage. Das Hangende, im Bachbett nicht aufgeschlossen, erscheint am Hübigrind als helle, grobe Echinodermenbreccie (mittl. Lias). Das Vorkommen von Lias in dieser Ausbildung ist auf die Umgebung

des Lochbaches beschränkt (zwei weitere Ausschlüsse W des Hübigrindes am Strässchen).

1385. Gebankter, feiner Quarzsandstein, kohlige Schmitzen enthaltend. Wenige m.
1387. Rauhwanke und Dolomit. Zirka 1 m.
Schwarze Schiefer mit feinen Sandsteinbänken, Rauhwanke-linsen einschliessend. Häufig durch Schutt verdeckt.
1440. Wildflysch. Granitbreccien, glimmerige, dolomitführende Sandsteine, Bänke und Blöcke von Discocyclinen-Lithothamnienbreccie (Disc.-Lith.breccie).
Schutt: Oxfordschiefer und Argovienkalke, die an einem S-Zweig des Lochbaches bei 1470 anstehen.
1480. Wildflysch wie bei 1440, ausserdem glauconitische Sandsteine und Globigerinenmergel. Fallen flach gegen SE. Auch hier im Bachschutt Malmböcke.
1630. Wechsellagerung zwischen bunten Mergeln und glauconitischer Disc.-Lith.breccie, die Einstreuung granitischen Materials aufweist (Block im Bachbett über 1 m³). Schichtfallen bei 1640 ungefähr hangparallel gegen NW. Gegen oben gehen die bunten Mergel über in stadähnliche Globigerinenmergel.
1770. Stark gequetschte, mehrmalige Wechsellagerung von schwarzen Wildflyschschiefern, Rauhwanke, grünen Mergeln und blaugrünem Sandstein (Trias?). Zusammen 5 m. Dann Schutt.
1780. Heller Foraminiferenkalk. Entsprechend 4. oder 12. des folgenden Profils. Darauf wiederum Schutt.
1805. Abwechselnd Flysch und Leimernschiefer.

BERNET (17), der den Lias am Hübigrind wohl kannte, kartierte alle höhern, tertiären Schichten als Callovo-oxfordien. Er fand nur „Grès ... bien différents du Wildflysch“!

b) Metschegg (Fig. 1) *.

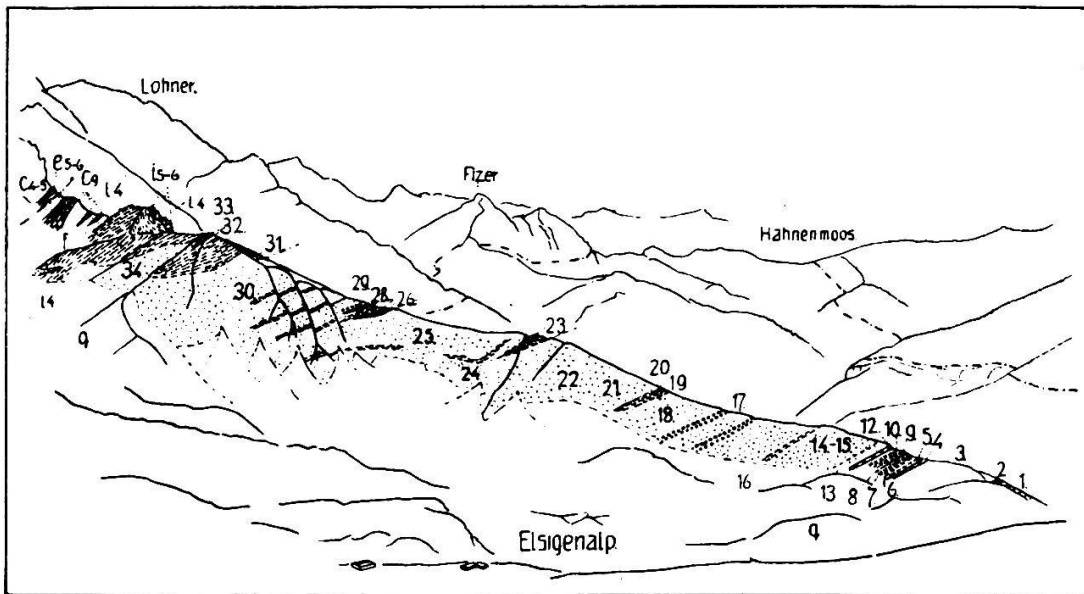


Fig. 1 Ansicht der Metschegg von Nordosten

1. (Weg Egg-Elsigen). Bunte Mergelschiefer, wechsellagernd mit granitischer Disc.-Lith.breccie (3.—4. Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das entsprechende Profil bei BERNET 17, S. 276).
2. Dunkelgraue, glimmerige Mergel, an der Oberfläche feinscherbig zerfallend („menus débris“ bei BERNET), einen grünlichen Quarzitblock einschliessend (5.).
3. Unaufgeschlossen.
4. 1860. Heller Foraminiferenkalk. 1—2 m.

* Anmerkung. Zahlen, die auf den Figuren Schichten bezeichnen, finden ihre Erläuterung stets im zugehörigen Textabschnitt. Die Buchstaben, die zur Verwendung gelangen, bedeuten (nach dem Vorschlage der Geologischen Kommission der S. N. G. für geologische Karten):

f	Flysch i. a.	C ₄₋₅	Urgon
f _w	Wildflysch	C ₃	Kieselkalk (Hauter.)
f _g	Flyschsandsteine	C ₂	Diphyoideskalk (Val.)
f _k	Kalkiger Flysch (Leimernsch.)	i ₇	Kimeridgien
f _m	Flyschmergel	i ₆	Sequanien
f _b	Breccien	i ₅	Argovien
e ₆	Stadschiefer (Priab.)	i ₄	Oxfordien
e ₅	Hohgantschichten (Auvers.)	i ₁	Bajocien
c ₁₋₃	Wangschichten	a	Aalénien (ag Eisensandst.)
c ₉	Turone Foraminiferenkalke	t _r	Trias, Rauhwaacke
		t _d	Trias, Dolomit

5. Grünliche Leimernschiefer.
6. Schwarze Schiefer wie 2., Tonkalkknollen enthaltend.
7. Granitbreccie und -Sandstein. 3 m.
8. Leimernschiefer, wie 5.
9. Schwarze Schiefer, wie 6., teilweise etwas rostig.
10. Block von Granitbreccie.
11. Unaufgeschlossen.
12. 1880. Foraminiferenkalk, wie 4. (8.). 5 m.
13. Wildflysch, Rauhwaskeblöcke einschliessend.
14. Mächtige, graubraune Mergel und feinkörnige Sandsteine (9.).
15. Graue, glimmerige Mergel (10.). Nach BERNET Oxfordien. Sie enthalten aber Discocyclusen (vergl. folgendes Kap., Abschnitt 15. B, 5.).
16. Sandige Globigerinenmergel.
17. 1900. Wechsellagerung von sandigen Schiefen mit Sandsteinbänken. Im Abhang gegen Elsigen fallen zwei sehr grobkörnige Bänke von 1—2 m Mächtigkeit auf. Fallen 45° gegen SE.
18. Graublauer Mergel, enthaltend Bänke von glimmeriger, feinkörniger, organogener Kalkbreccie.
19. Graue Fleckenmergel.
20. 1920. Dunkle, blätterige Tonschiefer. 0,5 m.
21. Graugelbe, sandige Schiefer.
22. Braune Sandschiefer, übergehend in Sandsteine. Fallen 30° gegen OSO.
23. 1965. Graugelbe Mergelschiefer und -Kalke, Oxfordähnlich. Im Gehänge gegen Elsigen nicht mehr aufgeschlossen.
24. Kalkige Leimernschiefer.
25. Mächtige Anhäufung sandiger Schiefer und Sandsteine.
26. 2000. Schwarze, konkretionenhaltige Schiefer. 5 m.
27. Leimernartige Globigerinenschiefer. 1 m.
28. Fossilführende, dunkle Oxfordschiefer. 0—1 m.
29. Sandsteinbank. 0,5 m.
30. Wechsellagerung von Sandsteinen und sandigen Schiefen, mehrere Bänke von Leimernschiefern enthaltend.
31. Malmlinse. Aufgeschlossen 200 m S der Gratlinie.
32. Fossilreiches Oxfordien, gegen die Tiefe auskeilend. 50 bis 70 m.
33. Wenige m unterhalb P. 2142,4. Turonkalklinse (Inoceramen!).

34. P. 2142,4. Sandstein, sehr verbreitet im Ostabhang von P. 2142,4.

Oxfordalter besitzen sicher die Schichten 26., 28. und 32., wahrscheinlich auch 23. Ihre Fazies ist sehr kennzeichnend (vergl. folgendes Kap., Abschn. 7, III). Das Alter der Schichten 2., 6. und 9. bleibt ungewiss. BERNET stellt sie ebenfalls ins Oxfordien, gibt aber keine Fossilfunde an, ebenso LUGEON. Indessen entspricht hier die Fazies dem Oxford nicht ganz genau, auch lässt sich Oxfordien in der Ausbildung als schwarze Schiefer stets durch Fossilfunde belegen. Auf die Altersfrage der Schichten 4., 12. und 33. wird im folgenden Kapitel zurückzukommen sein (Abschn. 11). Die übrigen Bestandteile des Profils Metschegg gehören dem Wildflysch an.

BERNETs (17) Kartierung der Metschegg kommt der Natur der Dinge näher als die LUGEONs (71). Sein Profil (17, S. 277) gibt ein gutes Bild über die tektonischen Verhältnisse. Er schreibt dazu: „Cette coupe montre donc dans tous les détails les relations du Wildflysch avec la nappe chevauchante qui est réduite à des écaillés enfoncées isoclinalement dans le Tertiaire. La véritable profondeur de ces coins ... ne doit pas être considérable, car très peu en dessous de l'arête à l'E on ne constate plus trace de l'Oxfordien.“

2. Das Metschhorn (Fig. 2)

Das Oxfordien, das im Profil Metschegg nur untergeordnet auftritt, nimmt gegen S an Ausdehnung zu. Es bildet die Unterlage der Felsen des Metschhorns. Die Auflagerungsfläche auf Flysch lässt sich infolge ausgedehnter Alpweiden nicht genau festlegen.

Ein Schnitt W — E durch den Gipfel des Metschhorns zeigt folgendes Verhältnis (Fig. 2): Am W-Fuss der Malmwand wird über dem Schuttmantel stellenweise etwas Oxfordien in heller, kalkiger Ausbildung sichtbar. Der Kalk der senkrechten Fluh besteht an der Basis aus Knollenkalken des unteren Malms, die gegen oben in ebenflächig begrenzte, silexhaltige Kalkbänke übergehen. Nun folgen einige m kompakten Kalkes. Die oberste Partie der Fluh zeigt wiederum Bankung. Die Malmschichten liegen horizontal. Gegen E stossen sie an einer deutlich sichtbaren, mit zirka 45° W-fallenden Bewegungsfläche diskordant ab.

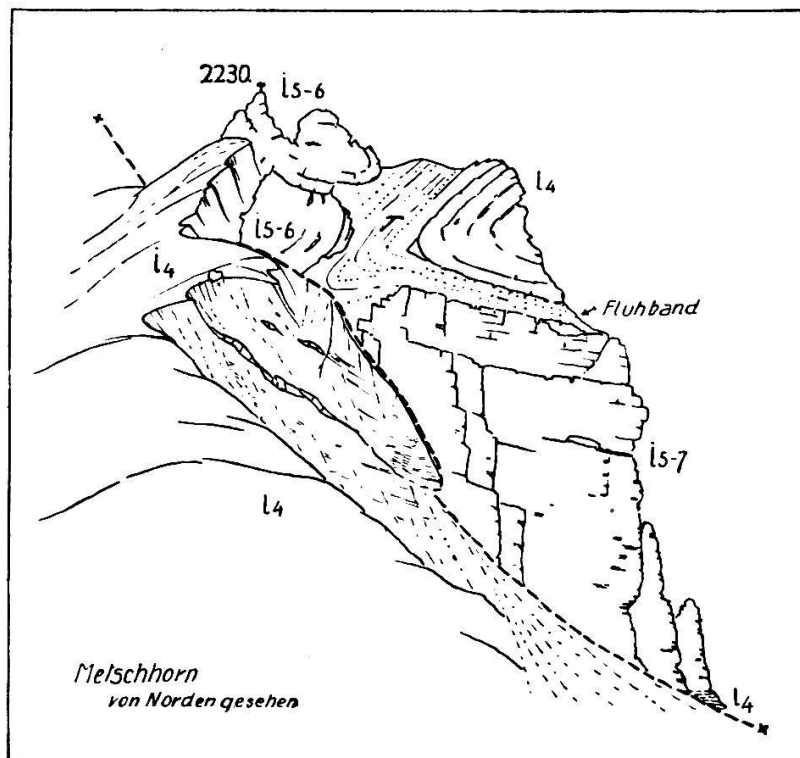


Fig. 2

Das Fluhband wird aus schwarzen, teilweise oolithischen Schiefern gebildet (vergl. folgendes Kap., Abschn. 9 a). Darüber folgt eine Wechsellagerung von Schiefern und Kalken des Oxfordiens (*Aptychus sp.*). Sie formen eine liegende, gegen W geöffnete Mulde, welche bei einer Ansicht von NW deutlich in Erscheinung tritt.

In ihrem südlichen Teil nimmt die Mulde folgende Schichtserie auf (unten beginnend): 1. Wechsellagerung von Quarzitbänken (10 cm) mit schwarzen Tonschiefern, 1 m. 2. Schwarze Schiefer, 1,5 m. 3. Mächtiger Komplex schwarzer, mit Sandsteinbänken wechsellagernder Schiefer. 4. Rauhwackelinsen.

Das tertiäre Alter der Schichten 1. bis 3. konnte bisher durch keinerlei Fossilfunde bewiesen werden. Dafür sprechen die oft recht groben, granitischen Sandsteine mit deutlicher Kreuzschichtung, die ebenen oder krümeligen Schichtflächen und das Vorkommen blassblauer chondritenführender Kalkschiefer, welche ausnahmsweise zwischen den Sandsteinen eingeschlossen sind und an andern Orten (Losegg) zusammen mit sicher tertiären Sandsteinen auftreten. Dagegen spricht die täuschende Ähnlichkeit der schwarzen Schiefer mit Oxford. Allerdings fehlen die fossilführenden Konkretionen.

Ueber der erwähnten Oxfordmulde folgen wieder die oolithischen Schiefer. In Blöcke aufgelöster Malmkalk baut die Gipfelpartie des Metschhorns auf. Eine Umbiegung und ein Zusammenhang mit dem Malm der senkrechten Fluh kann nicht mehr festgestellt werden. Sie wurden durch die beschriebene Bewegungsfläche abgeschnitten.

Den Ostabhang des Metschhorns nehmen steil stehende Oxfordschichten ein (vergl. Kap. III, Abschn. 7, II). Sie streichen NE—SW und lehnen an die Flysch- und Leimernschieferlinsen an, die sie vom Helvetikum trennen.

Gegen N streichen die Schichten der Metschhornmulde in die Luft aus. Gegen S senkt sich die Muldenaxe erst langsam, dann rascher und taucht fast senkrecht im Gehängeschutt unter.

Es ist nicht möglich, das Malmvorkommen der Metschhornwand mit andern auf der Metschalp zu parallelisieren. Dies mag teilweise an der mangelhaften Aufgeschlossenheit liegen, sicherlich aber auch darin, dass der Malm als unzusammenhängende Linsen in Flysch- und Oxfordschiefern auftritt.

3. Hoher Steg-Marchgraben (Fig. 3)

Die gleichen Gesteine und die gleiche Struktur wie die Alpggebiete von Metsch zeigen uns auch die Engstligenschlucht beim Hohen Steg und der Marchgraben.

a) Die Engstligenschlucht durchschneidet von der Mündung des Otternbaches bis zum Sackgraben das Schichtpaket zwischen Stirn der Elsighornantiklinale und Niesenbasis unter einem Winkel von zirka 30° . Gute Aufschlüsse auf dem linken Ufer zeigen einen sechsmaligen Wechsel zwischen Wildflysch und Oxfordschiefern. In diesem Schieferkomplex treten schmale Linsen von Wangschichten und grosse Blöcke auf, die aus Malmkalk und hellem, diphyoidesähnlichem Fleckenkalk bestehen. An einer Stelle enthalten die Oxfordschiefer eine Linse (1 m), die aus Dolomit, Gips und grünlichem Sandstein zusammengesetzt ist.

Die Schuppenstruktur erlaubt keine Messungen stratigraphischer Mächtigkeiten. Sie muss auch dafür verantwortlich gemacht werden, dass es nur ausnahmsweise gelingt, die Schichten der beiden Bachufer zu parallelisieren.

BERNET (17) sah den Grund für die komplizierten Verhältnisse der Engstligenschlucht beim Hohen Steg in Absackungserscheinungen (S. 274). Sicherlich spielen auch solche mit, aber lange nicht in dem Masse, wie dieser Autor annahm. Zur Hauptsache dürften sie von tektonischer Durchbewegung herrühren. Dies wird uns noch klarer durch das folgende Profil.

b) Marchgraben (Fig. 3).

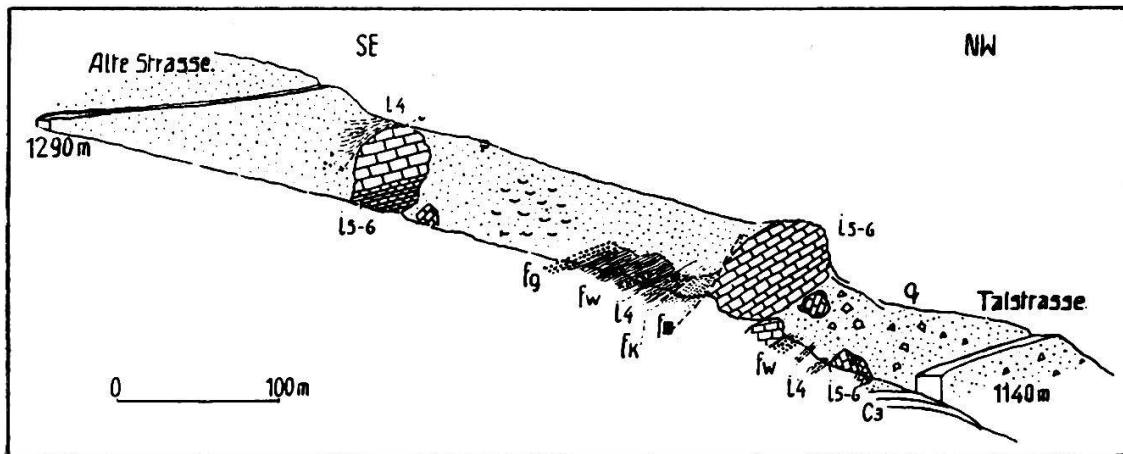


Fig. 3

1140. (Strasse). Helvetischer Kieselkalk (*Toxaster complanatus* AG.).
1145. Schutt (Malmblöcke bis 20 m). Beidseitig Moräne (50 bis 60 m).
1160. Kleine Aufschlüsse von stark gequetschtem Oxfordien.
1165. Wildflysch, enthaltend einen Disc.-Lith.breccienblock, geht über in feinen Flyschsandstein. Harnischflächen mit NW geneigten Bewegungstreifen.
1168. Anhäufung von Malmblöcken im Bachbett.
- 1170—1200. Rechtes Ufer: Wildflysch, mehrfach verfaltet mit Oxfordien, enthält allseitig von Harnischflächen begrenzte, grosse Malmblöcke. Linkes Ufer: Eine hohe Malmwand.
1200. Von diesem Malm sind nach S stadschieferähnliche Mergel abgeschleppt, die gegen oben schmale Quarzitbänke aufnehmen. Sie gehen in glimmerige Leimernschichten über. Mächtigkeit des ganzen Komplexes: 10 m.
- Fossilführende, dunkle Oxfordechiefer, 6 m.
 - Wildflysch, enthaltend Granitbreccien (Komponenten bis 1 m³), 20 m.

- Ruhig gelagerte, dünnbankige, feinkörnige Sandsteine. 4 m.
 1220. Schutt (Gipsblöcke!).
 1240. Grosse Malmblöcke im Bachbett und auf dem rechten Ufer.
 1250. Linkes Ufer: Grosse Masse hellen, gebankten Malmkalkes, oben umschlossen von kalkigem Oxfordien. Das rechte Ufer weist in diesem Abschnitt drei Malmaufschlüsse auf, deren obersten das Strässchen anschneidet, das bei 1290 den Marchgraben quert.

Zusammenfassung. Die eben noch angeschnittene Stirn der Elsinhornantiklinale ist nicht mehr intakt. Tertiär und Urgon sind abgeschürft, die Drusbergsschichten weisen, wenn sie unter dem Schutt vorhanden sind, eine sehr reduzierte Mächtigkeit auf. Erst der Kieselkalk ist unversehrt.

Auf das Helvetikum liegen Oxfordien, Malm und Wildflysch aufgeschoben. Eng miteinander verknüpfte Schiefer des Oxfordiens und Tertiärs umhüllen Malmblöcke, die teils noch im Zusammenhang mit Oxford stehen, teils aber auch ganz isoliert sind. Die Blöcke tragen oft auf mehreren Seiten Harnischflächen, was den Eindruck einer Durchbewegung bis ins Einzelne noch vermehrt. Ihre Streich- und Fallrichtungen weichen so sehr von einander ab, dass ein Zusammenhang unmöglich mehr erkannt werden kann. Diese Ergebnisse werfen ein Streiflicht auf die eigentümlich vereinzelt und zerstreuten Malmvorkommen der Region Achseten-Hirzboden.

Die höhern Teile des Marchgrabens zeigen dieselben Schichten, aber so ungenügend aufgeschlossen, dass sich ihre Besprechung in diesem Rahmen nicht lohnt. Auch der Otternbach bietet keine wesentlich neuen Verhältnisse. Hier tritt der Wildflysch, erwiesen durch eingeschlossene Disc.-Lith.breccien, stark hervor.

4. Tschentenbach (Fig. 4)

Von der untersten Brücke (nahe der Einmündung in die Engstligen) bachaufwärts steht Oxfordien an: Schwarze, samtene Schiefer und dunkle, kieselige Kalkbänke. Die oft eisenreichen Schiefer haben neben Belemniten *Sowerbyceras tortisulcatum* SOW., *Petoceras cf. arduennense* D'ORB. und *Perisphinctes Bernensis* DE LOR. geliefert.

Zwei Schuppen tertiärer Sandsteine schalten sich in das Oxford

ein. Kennzeichnend sind die glimmerbesetzten, glatten oder mit Wülsten und Wellenfurchen verzierten Schichtflächen.

Die Cholereenschlucht setzt einem weitem Vordringen längs des Bachlaufes ein Ende (vergl. Fig. 4) Sie ist in gebankten Malmkalk eingeschnitten, der als grössere und kleinere, oft in Zügen angeordnete Linsen und Blöcke zwischen den Oxford-schiefern auftritt. Ueber dem Malm der Cholereenschlucht folgt

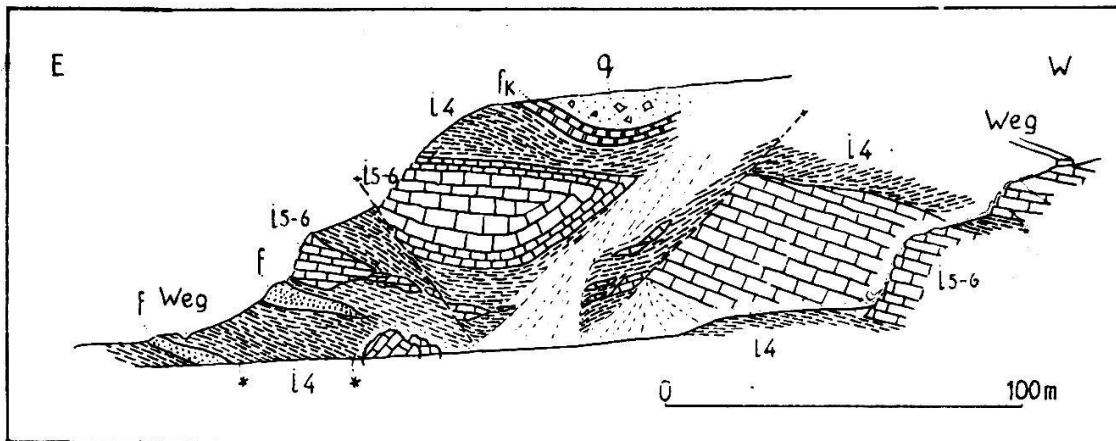


Fig. 4. Die Cholereenschlucht im Tschentenbach

wieder Oxford, dann etwas Leimerschiefer, bei der Brücke des Weges von Bütschegg nach Blattli neuerdings Malm.

Bachaufwärts stehen auf dem linken Ufer Globigerinenmergel und Wildflys an, der etwa 100 m oberhalb der genannten Brücke eine 8 m mächtige Linse von stark gequälten Wangschichten einschliesst. Eine wenig mächtige Malmlamelle begrenzt den Flys gegen oben.

Die Trias der Niesenbasis ist durch Schutt verdeckt. Die konglomeratischen Schichten unter der Brücke des Weges Hörnli-Eggernschwand bilden das schon von BORNHAUSER (19) beschriebene Basalkonglomerat des Niesenflysches.

5. Das Hörnli

Ein Profil durch den Hörnlifelsen, oben beginnend:

- | | |
|--|--------|
| 1. Argovienknollenkalk | 10 m |
| 2. Kalke und Kalkschiefer mit Radiolarien und Spongiennadeln. Valanginien? | 5—10 m |
| 3. Wangschiefer | 0,5 m |
| 4. Argovienknollenkalk, wie 1. | 3 m |
| 5. Wechsellagerung graublauer, gelblich anwittern- | |

- der Kalke mit ähnlichen Kalkschiefern. Oxfordien? 8 m
6. Leimernschichten (*Globotr. canaliculata* REUSS) 1—2 m
7. Wangschichten, unter den Gehängeschutt tauchend 20+x m
- Wenige m N dieses Schnittes ragen auf der Höhe von 6. Disc.-Lith.breccienblöcke aus dem Gehängeschutt hervor.

ARN. HEIM (53) schreibt: „Der N-Rand der Sattelzone von Adelboden ist ... erkennbar ... durch eine unterbrochene hellgraue Wand (Hörnli ...) aus Malm (Bonvin-D.), der normal von Oxford unterlagert wird.“ (S. 462). Aus dem aufgeführten Profil geht hervor, dass die Verhältnisse nicht ganz so einfach liegen.

Neu ist in diesem Profile das Zusammenauftreten grosser Massen von Wangschichten mit Malm und Oxfordien.

6. Losegg

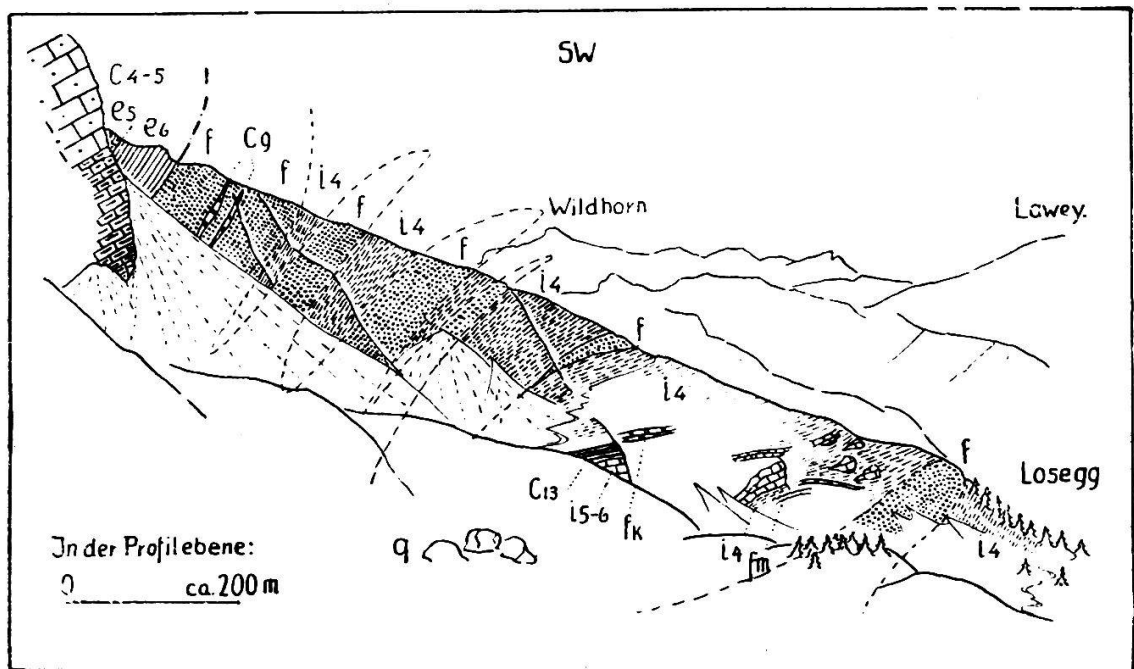


Fig 5. Ansicht der Losegg von Nordosten

Bei 2110 m liegt an der Losegg der Kontakt zwischen den Stadschiefern (e_6 in Fig. 5) des Muldenschenkels der Lohner-antiklinale und dem Wildflysch (f) der Sattelzone, der neben Rauhwackelblöcken zwei Linsen von Turonkalk einschliesst (c_9).

Gegen W folgt eine mehrmalige Wiederholung von Flysch

und Oxford. Das Oxford besteht aus dunkeln, feinscherbig zerfallenden Schiefen, die reichlich Ammoniten einschliessende Tonkalkkonkretionen enthalten. Anscheinend gerollte Bruchstücke grösserer Ammoniten (z. B. von *Peltoceras arduennense* D'ORB.) liegen direkt in den Schiefen eingebettet. Vereinzelt eingelagerte, härtere Bänke bestehen nie aus Sandstein, sondern stets aus blauem, eisenschüssigem, sehr zähem Kieselkalk, der kennzeichnend braun bis olivgrün anwittert.

Zum Flysch müssen schwarze Schiefer, graue Mergelschiefer und Sandsteine gezählt werden, deren glatte glimmerbesetzte oder mit Wellenfurchen versehene Schichtflächen sie leicht von Oxford unterscheiden. Die oft recht groben, granitischen Sandsteine können stellenweise in Disc.-Lith.breccie übergehen, die keine Zweifel am tertiären Alter der Schichten gestattet.

Das Streichen verläuft parallel dem der helvetischen Falten, das Fallen ist anfangs sehr steil und flacht gegen W langsam aus.

Zwischen 1920 und 1880 m enthalten die Oxfordschiefer im Abhang gegen Vorder-Bunder Leimernkalke, Globigerinenmergel, wangartige Kalke und zwei bis drei Reihen von Malmlinsen (Argovien).

Bei 1840 durchbrechen das Oxford neuerdings tertiäre Sandsteine, Disc.-Lith.breccien und chondritenführende Kalkschiefer, die eine gegen NW überliegende Biegung darstellen. Das heisst aber, dass eine Flyschunterlage mit einem überschobenen Oxford-Malm-Flyschkomplex in harmonische Falten gelegt wurde, genau so, wie wir es mit BERNET bei der Metschegg feststellen konnten!

Die W anschliessende Oxfordmasse ist stark versackt. Unruhige Bodenformen und allenthalben klaffende Spalten deuten darauf hin. Das Oxford enthält Linsen von Turonkalk, Wechsellagerungen zwischen sandigen Schiefen und Sandsteinen (? Bajocien) und einige m eines grünlichen, stark zersetzten Sandsteines von gleichmässig feinem Korn (0,5 mm), der am ehesten ähnlichen Bildungen im Lochbach bei 1380 m zu vergleichen ist (Trias?).

Die bisher beschriebene Rippe mündet in den Anriss oberhalb P. 1611, den das folgende Profil von unten nach oben durchschneidet.

1. Leimernschiefer, 2 + x m.

2. Block aus sehr grober Kalkbreccie (vergl. folgendes Kap., Abschn. 15, B, 1.).
3. Mergelkalke. Oxfordien? 0,8 m.
4. Leimernkalke und -Schiefer. Die Schiefer enthalten in den höhern Lagen Leimernkalkgerölle. 3 m.
5. Breccie wie 2., stellenweise verschiefernd. 10 m.
6. Wechsellagerung von Mergelschiefern und -Kalken. Oxfordien? 12 m.
7. Dunkle, sandige Schiefer, 10 m.
8. Breccie wie 2. und 5., Komponenten oft bis mehrere m³ gross. Einige m mächtig.

Die Schichten 1.—8. liegen flach oder fallen schwach gegen E. Neu ist in diesem Profil das Auftreten der groben Kalkbreccie. Es scheint ihr Vorkommen an den Oxford-Malm-Flyschkomplex gebunden zu sein.

7. Brandegg

In scharfem Gegensatz zu den eben beschriebenen Aufschlüssen, wo Verfaltung und Verschuppung bis ins Einzelne geradezu die Regel waren, steht das Doggervorkommen der Brandegg. Sandsteine und sandige Spatkalke, wechsellagernd mit sandigen Schiefen, bilden eine starre, leicht W-wärts geneigte schalenförmige Platte. In der Fluh S P. 1711 streichen die Schichten gegen N in die Luft aus. Bei 1770 überschneidet die untere Doggergrenze, mit 80° W-fallend, den Grat dieser Fluh. Hier stossen die liegenden schwarzen Schiefer (Oxfordien?), die leicht gegen ESE fallen, nahezu rechtwinklig an der Doggerplatte ab. Im Graben des Baches, der von der Brandegg gegen W hinunterfliesst, liegen die Doggerschichten bei 1400 horizontal. Oberhalb den Hütten des Ahorni, auf der S-Seite der Brandegg, stehen sie in einem kleinen Steinbruch an, um sich von da aus, mässig WSW-fallend, gegen Stutz hinauf fortzusetzen.

Das unmittelbar Hangende der Bajociensandsteine scheint gegeben in einer Linse von Aalénien-Eisensandstein, aufgeschlossen in einer kleinen Grube auf den Weiden S Stutz. Darauf folgen die Schichten des schon oft genannten Oxford-Malm-Flyschkomplexes. Auch die merkwürdige Kalkbreccie fehlt nicht.

8. Bunderlen—Wenig

(Vergleiche dazu die grosse Profiltafel, Schnitte 20, 21 und 23.)

- a) Profil längs des Baches, der den Anriss N Wenig entwässert.
0. Schutt von der Einmündung in den Bunderbach bis
 1. 1420. Braunviolette, glimmerige Schiefer, wechsellagernd mit graubraunen, kieseligen, glimmerführenden Kalkbänken. Wildflysch?
 2. Bank feiner, glimmeriger Kalkbreccie. Darüber Schiefer wie 1.
 3. 1440. Graue Mergel mit Quarzitbänken, enthaltend vereinzelte Blöcke von Disc.-Lith.breccie.
 4. Bank kalkigen Sandsteins, Discocyclinen führend.
 5. 1495. Zwei Linsen von fossilführendem Oxfordien, eingeschuppt in Wildflysch-Mergelschiefer (Bänke von Disc.-Lith.breccie). Mächtigkeit zusammen 4—5 Meter.
 6. Schutt.
- b) Der Anriss selbst durchschneidet folgende Schichten (unten beginnend):
1. Leimernschiefer, enthaltend Linsen von Leimernkalk.
 2. Braune, glimmerige Mergel mit Blöcken von Disc.-Lith.breccie, Quarzsandstein und Quarzit.
 3. Blauweisse, leimernartige Globigerinenschiefer.
 4. 1690. Wanglinse, 1 m. (*Jereminella Pfenderae* LUGEON).
 5. Wie 2.; vereinzelt kommen Fucoiden vor.
 6. Sandsteinbank, Discocyclinen führend.
 7. Leimernschiefer.

Im E und SE findet der Anriss seine obere Begrenzung durch eine Malmlamelle (60 m), die stellenweise von geringmächtigem Oxford unterlagert wird.

LUGEON, wie auch BERNET haben den ganzen Anriss als Oxfordien kartiert. Die angeführten Profile zeigen aber, dass Wildflysch ganz bedeutend vorwiegt.

Die Malmkalklamelle, die ziemlich steil SE einfällt, biegt bei 1600 mit scharfem Knick gegen NW um, derart den Wildflysch teilweise umfassend. Sie bildet somit eine nach NW geöffnete Mulde, ganz ähnlich wie die Schichten am Metschhorn. Verschiedene Gesteine unterlagern den Liegendschenkel. Malmblöcke, die von weitem als abgesackte Massen erscheinen, erweisen sich beim

nähern Zusehen als anstehend und in Oxfordschiefer, Flysch und wangähnliche Schichten eingehüllt, ein Bild, das den Aufschlüssen Marchgraben, Tschentenbach usw. sehr ähnlich ist.

Den Hangendschenkel der Malmbiegung trennen Globigerinenmergel, Granitkonglomerate, mächtiger Turonkalk (Fleckli, Holzberg) und Flyschbreccien von den Stadschiefern der Lohnerantiklinale.

W des Anrisses trifft ein Schnitt Bunderlen-Wenig folgende Schichten: Mächtige, fossilarme Oxfordschiefer, 2–3 m silixhaltigen, gebankten Malmkalk und zirka 20 m Turonkalk.

Und nun die mächtige Doggerplatte der Brandegg? LUGEON (73) bemerkt dazu: „On penserait en montant à Wenig retrouver l'épaisse masse de Dogger... Il n'y a plus trace...“ Indessen glaube ich das Bajocien in einigen Schichtköpfen an der Kante des Grates bei Wenig erkannt zu haben. Unzweifelhafte *Cancellophycus*schichten (*Lytoceras sp.*) stehen jedenfalls in den bewaldeten Gräben W Wenig an (zwischen 1370 und 1540). Oberhalb den Häusern von Brügglen streichen sie gegen SW aus.

Das Hangende der Doggerplatte bei Wenig besteht, ähnlich wie an der Brandegg, aus fossilführendem Oxfordien, Turonkalk und Flysch. Das Liegende, aufgeschlossen bei Dürrenwald und Raufmatten, wird ebenfalls aus dem bekannten Oxford-Malm-Flyschkomplex gebildet. Hervorzuheben ist eine tektonische Malmbreccie bei Dürrenwald.

9. Kuenisbergli—Höchstfluh

Suchen wir W der Engstligen zunächst den Dogger wieder, den wir als tektonisches Element von einiger Konstanz kennen lernten. S Wintertal, bei 1500 treffen wir das folgende Profil (unten beginnend):

1. Knorrige, sandige Schiefer, übergehend in glatte Tonschiefer. Aalénien. 8 + x m.
2. Grobglimmerige Schiefer mit *Cancellophycus*. Bajocien. Zirka 8 m.
3. Wechsellagerung von Schiefnern wie 2. mit feinkörnigen Sandsteinbänken. Bajocien. 25 + x m.

Wie aus dem Profil hervorgeht, fehlt hier eine deutliche Grenze zwischen Aalénien und Bajocien. Die Schichten liegen

nahezu horizontal. Durch Brüche verstellt steigen sie gegen N leicht ab.

Auf der W—Seite des Kuenisbergli taucht Dogger S Stierenberg zwischen 1610 und 1640 wieder auf, im N am Alenbach bei P. 1295 S Adelboden. Mit den grossen Doggermassen von Wildi verbindet er sich wohl durch eine gegen NW geöffnete Muldenbiegung.

Die Höchstfluh besteht aus einer grossen Anhäufung typischen Schlierensandsteins. Die Lagerung ist so verworren, dass von einem allgemeinen Streichen und Fallen nicht mehr die Rede sein kann. Immerhin scheinen im NW der Höchstfluh gröbere Sandsteine vorzuherrschen, im SE feinere. An den Schlierensandstein lehnen N des Höchst Wangschichten, Leimernkalk und Wildflysch an, der Linsen von fossilführendem Oxfordien, Malmkalk mit Kristallingeröllen und doggerähnlichem Sandstein enthält. Im Wald S Eselmoos müssen Leimernkalke nach dem Gehängeschutt beurteilt bedeutende Verbreitung besitzen.

10. Höchstfluh—Wildi

In der Anhöhe Wildi, am Fusse des steil ansteigenden Fizergrates, folgen unter den Stadschiefern des überkippten Mittelschenkels der Lohnerantiklinale 40—50 m Wangschichten mit gleichem Streichen und Fallen wie die hangenden helvetischen Schichten. Am Ostabhang schalten sich glimmerige, fleckige Globigerinenschiefer zwischen die Stadschiefer und Wangschichten ein, welche nach ihrem Habitus kaum von jenen zu unterscheiden sind. Den ganzen Osthang zwischen Wangschichten im S und dem Tertiär der Höchstfluh im N nimmt Aalénien-Eisensandstein ein. Seine Berührungsfläche mit dem Tertiär fällt mit zirka 30° gegen N. Sie ist fast nirgends aufgeschlossen, verläuft aber jedenfalls sehr unregelmässig.

Der Osthang lässt an einigen Stellen zwischen 1680 und 1800 m erkennen, dass Schichten des Bajociens das Aalénien unterlagern. Ausgedehnte Absackungserscheinungen trüben jedoch das Bild. Ein Sammelprofil der einzelnen Aufschlüsse oberhalb Käli zeigt folgende Verhältnisse:

1. 1610—1630. Graue, geschieferte Globigerinenmergel, mit 45° ESE-fallend (Azimut 115°).

2. Aschgraue, innen dunkle, deutlich geschichtete Mergelschiefer. Wangschichten?
3. Typische bituminöse Wangkalke.
4. Wildflysch, enthaltend Rauhwackeblöcke und eine Scholle einer Malmbreccie, die mit jener von Dürrenwald grosse Aehnlichkeit besitzt.
5. Dogger mit Belemniten und *Cancellophycus*, nur in Blöcken vorhanden.
6. 1680. Aalénien. Vorerst schwarze, wenig sandige Tonschiefer mit einzelnen kalkigeren Zonen, dann typischer Eisensandstein. Die Schichten Nr. 1 stellen die helvetischen Stadschiefer dar, 2. und 3. die überlagernden, auch bei Wildi aufgeschlossenen Wangschichten. 4. repräsentiert den Oxford-Malm-Wildflyschkomplex, dessen Mächtigkeit hier stark reduziert erscheint. Der helvetische Kontakt ist hier weit gegen NW vorgeschoben. Nahezu horizontale Bewegungsflächen, an denen der hangende Teil gegen NW bewegt erscheint, wie sie auch im Absturz des Fizers beobachtet werden können, verursachen dies.

11. Hangilaub

(Anriss NE der Bütschialp, auch Hangend-Erlen genannt.)

In einem Ueberblick von Winterrösten aus erkennt man, dass der Anriss oben aus schwarzem knorrigem Eisensandstein besteht, welchen braune Mergelschiefer, sandige und spätige Bänke unterlagern. Diese steigen von den Wasserfällen des Bütschibaches gegen die Höchstfluh an. Ihr Liegendes bildet wiederum Aalénien.

Zur näheren Betrachtung sei ein Profil entlang eines der Gräben gegeben, die das Hangilaub durchschneiden.

1670. Eisensandstein, gegen oben das knorrige Aussehen verlierend.
1690. Bajocien. Graue, glimmerige Fleckenschiefer, wechsellagernd mit glimmerigen, mehr oder weniger sandigen Kalcken. Flach SE fallend.
1720. Gebankte Wangkalke (Jereminellen fehlen!). Schwach hangauswärts bis hangparallel fallend.
1770. Wenig Schutt, dann stark durchbewegte, fleckige Kalkmergel.

1780. Cancellophycusschichten, bei 1840 eine Bank von grauem, sandigem Spatkalk (1 m) enthaltend.

1880. Aalénien, mit einer dunklen, spätigen Kalkbank (0,8 m) einsetzend. Darüber gewöhnlicher Eisensandstein.

(Zirka 50 m N dieses Profils stossen die Wangschichten sichtbar diskordant gegen die hangenden Cancellophycusschichten.)

Die Talstufe, über die sich die Wasserfälle des Bütschibaches ergiessen, besteht unten aus Eisensandstein, der mit dem Aalénien von Wildi zu verbinden ist, oben aus Cancellophycusschichten (tektonisch nicht identisch mit denen des Hangilaubs).

Profil längs des Baches, unten beginnend:

1. Eisensandstein, gegen oben härtere Bänke enthaltend. 30+x m.
2. Spätiger, fossilreicher, dunkler Kalk, zum Teil sandig. 0,3 bis 0,5 m.
3. Grobglimmerige, sandige Schiefer, gegen oben in gewöhnliche Cancellophycusschichten übergehend. 15+x m.

Wie im Hangilaub ist auch hier die Grenze Aalénien-Bajocien durch das Auftreten einer dunklen, spätigen Kalkbank gekennzeichnet. Stratigraphisch etwas höher als 3. liegen die grauen, glimmerigen, homogenen Mergel (*Cadomites cosmopoliticum* MOERICKE) am Weg Winterrösten-Bütschi bei 1760.

Zusammenfassend muss festgestellt werden, dass das Gebiet von Bütschi-Hangilaub eine mindestens dreifache Wiederholung des Bajocien und Aaléniens aufschliesst.

12. Die Aufschlüsse W oberhalb Adelboden (Fig. 6)

Die Verhältnisse am Hörnli fanden bereits Erläuterung (Hervortreten der Wangschichten). Es würde zu weit führen, die Profile aller Gräben zwischen Hörnli und der „Fluh“ (SW Adelboden) anzuführen. Sie bieten auch im allgemeinen nichts Neues. Besondere Beachtung verdient einzig der Graben unmittelbar S Hotel Bellevue:

1. 1395. Kieselkalk, wechsellagernd mit kieseligen Schiefen, glauconithaltig. Jereminellen fehlen! 10° W-fallend. 8 m. — Schutt.
2. Feinkörniger Glauconitsandstein, 3 m.
3. Wie 1., 2 m.

4. 1410. Diphyoidesähnliche Kalke, wechsellagernd mit dunklen Schiefen. — Schutt.
5. Braune, stark tektonisierte Schiefer, enthaltend wenige, helle glauconithaltige Kieselkalkbänke. — Schutt.
6. Bänke urgonartigen Kalkes gehen in eine Wechsellagerung zwischen ähnlichen, zum Teil limonitischen Bänken und braun anwitternden, samtigen Schiefen über.
7. 1425. Helle, dünnbankige Kieselkalke.
8. 1430. Bewegungszone.
9. Oxfordmergelkalke und -Schiefer, 30° NW-fallend, 3 m. — Schutt.
10. 1440. Schwarze Oxfordechiefer, 0,5 m.
11. Malm, im Graben einen Absatz bildend, 8 m.
12. Oxfordmergelkalke und -Schiefer, wechsellagernd.
13. Mergelschiefer wie 12., (*Phylloceras* sp., *Belemnites* sp.).
14. 1450. Graue Kalkbänke, von 13. durch eine 40° SSW fallende Bewegungsfläche getrennt, gegen oben wechsellagernd mit Schiefen.
15. 1475. Dickbankige Malmkalke, 40° E-fallend.
16. 1485. Wildflysch (schwarze, braune und grünliche Schiefer, enthaltend einzelne schmale Kalkbänkchen).
17. 1495. Malm, an einer NW-fallenden Bewegungsfläche an 16. anstossend. Schichtschleppung zeigt Senkung des Malms.
18. Trias der Niesenzone. (40 m Gips, wenige m Rauhwaacke. S. 19, S. 57).

Die Schichten 1. bis 7. besitzen unverkennbare Aehnlichkeit mit helvetischer Unterkreide, jedoch scheint keine einfache, normale Serie vorzuliegen. Das Hangende stellt den Oxford-Malm-Flyschkomplex dar, wobei der Wildflysch stark zurücktritt. Ein Versuch anhand des Grabenprofils und der umliegenden Aufschlüsse die Einzeltektonik zu entwirren, ist sicher ein aussichtsloses Beginnen.

Die „Fluh“, die hohe Felswand SW Adelboden besteht aus zwei Malmschuppen. Fig. 6 veranschaulicht ihren oberen Teil.

1. Gebankter, in sich verfalteter Malm, zirka 80 m. Bewegungszone.
2. Schuttband, 10—15 m. Darin einzelne Aufschlüsse von kalkig-mergeligem Oxfordien.
3. Malm, stark in Linsen ausgezogen, 5—20 m.

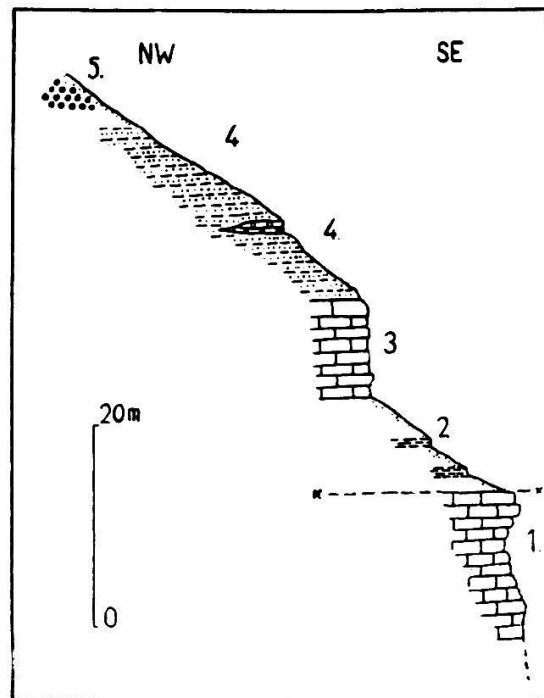


Fig. 6

4. Flysch mit Einlagerungen von Sandstein, Sandkalk und Leimernkalk (2 m). Zusammen zirka 20 m.
5. Gips der Niesenzone.

BORNHAUSER (19) hat den Wildflysch 4. gekannt (S. 49), wenn auch auf seiner Karte nicht dargestellt. Die Unterteilung des Malm dagegen scheint ihm entgangen zu sein. Sie verwundert nicht weiter, da sie sich leicht dem Rahmen der übrigen Aufschlüsse einfügt.

13 Gilbachegg

Schon aus der Ferne fällt an der Gilbachegg eine lange, gegen S leicht ansteigende Felswand auf. SARASIN und COLLET (103) kartierten sie als Malm, unterlagert von „crétacique supérieur“. Auch BORNHAUSER (19) sah in dieser Fluh Malm, ebenso ARN. HEIM (53, S. 462).

Bei meiner ersten Begehung überraschte mich die oolithische Struktur des Gesteins. In der Tat: Der Malm, der aus Gründen analoger Lage mit der „Fluh“, dem Hörnli usw. zu erwarten ist, fehlt ganz. Die Felswand besteht aus typischem Urgonkalk! Sein Liegendes, nirgends aufgeschlossen, müssen Wangschichten und Wildflysch darstellen. Das Hangende veranschaulicht folgen-

des Profil (unten beginnend; Graben am Süden der Urgonfluh):

1. 1680. Tertiärer Quarzsandstein (vergl. folg. Kap., Abschn. 15, B, 4, II). Vielleicht auf das Urgon transgredierend (Kontakt verdeckt).
2. Weiche, sandige und kalkige Mergel, Quarzitbänke enthaltend.
3. Leimernschichten (*Globotr. can.* REUSS), stark tektonisiert.
4. Gips.
5. Leimernschichten, Wangkalke und Wildflysch, intensiv durchbewegt.
6. Gips, sehr mächtig, mit Rauhwanke abschliessend. Die Doppelung der Trias 4. und 6. ist auf lokale Absackung zurückzuführen.
7. Schutt.
8. 1780. Niesenflysch.

Gegen S findet das Urgon einzig eine Fortsetzung in den abgesackten Massen auf Vorder Sillern. Im N fehlt es. Die Unterkreideschichten bei Adelboden sind sein tektonisches Äquivalent.

14. Das Gilbachtobel (Fig. 7, 8)

Der Gilbach, der im untern Teile seines Laufes nur Moränenablagerungen anschneidet, hat oberhalb der Einmündung des Büttschibaches sehr schöne und instruktive Aufschlüsse geschaffen. Die aufgeschlossenen Gesteine, senone Mergel, Wangschichten und Wildflysch, sind tektonisch stark durchbewegt und weitgehend ineinander verknüpft und verschuppt. Die Schichten fallen meist sehr gleichmässig gegen NW, ebenso die häufig auftretenden Harnischflächen.

An Stelle eines durch das ganze Gilbachtobel gehenden Profiles mögen ein paar bemerkenswerte Einzelheiten herausgegriffen werden.

I. Schnitt NW-SE, 350 m talwärts der letzten Brücke im Gilbachgraben (Fig. 7).

1. Gebankter, diphyoideasähnlicher, heller Kalk (Radiolarien). Schürfling?
2. Wildflysch (grünliche und braune, manchmal kohlige Schiefer), enthaltend Linsen von dichtem Kalk (wie 1.), von Quarzit und feinerer und gröberer Granitbreccie. Eine 55° NW

(315°) fallende, in der Fallrichtung gestreifte Rutschfläche trennt 2. von 1.

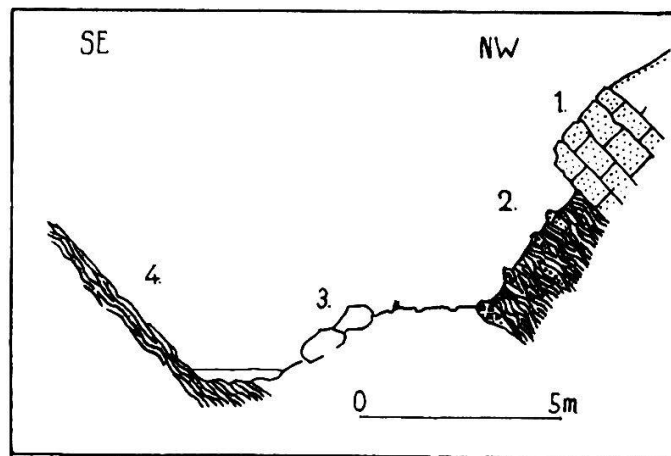


Fig. 7

3. Wangschieferblöcke im Bachbett. Sehr stark bituminös.
4. Wildflysch (dunkle Schiefer mit Quarzitbänkchen).

II. Schnitt durch das Bachbett 400 m hinter der genannten Brücke. Mächtigkeiten siehe Fig. 8. Die Pfeile weisen auf Strudellöcher.

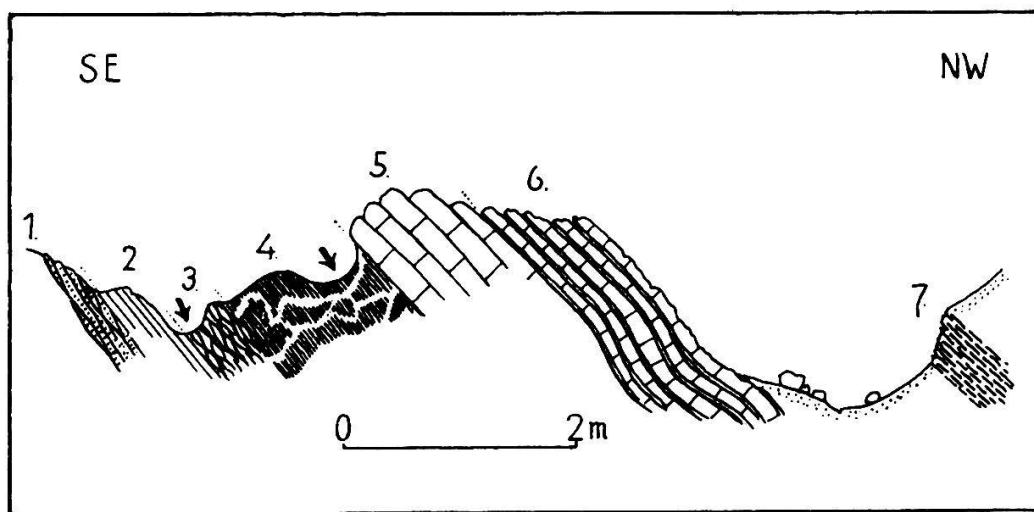


Fig. 8

1. Flysch. Schwarze Schiefer und quarzitische Bänkchen.
2. Wangschiefer.
3. Wangkalk. Quetschzone.
4. Wangschiefer, kalzitisch durchädert.
5. Wangkalk, hellblau anwitternd.
6. Wangkalk, wechsellagernd mit schmalen Schieferzonen.
7. Braune Flyschschiefer.

III. 900 m hinter der Brücke des Hahnenmoosweges stehen im Bachbett hellbraune Mergel und Leimernschiefer an, auf dem rechten Ufer unruhige, schwarze Schiefer. Diese enthalten einen riesigen Block (über 100 m³) aus Disc.-Lith.breccie, welche gegen oben in feinkörnige Flyschsandsteine übergeht.

IV. 1000 m hinter der Brücke liegt in schwarzem Flyschschiefern ein Block eingebettet, der dem vorigen an Grösse nur wenig nachsteht. Das Gestein ist typischer *Cancellophycus-dogger*.

V. Zuhinterst im Gilbachtobel bildet schwarzer, blockreicher (Riesengranitbreccie usw.) Wildflysch die Basis des linksseitigen Abhanges. Darüber folgt ein äusserst verwickelter Komplex (30—40 m). Linsen stark gequetschter Wangkalk sind eingelagert in globigerinenreiche Leimernschiefer, die ihrerseits gespickt voll von gerundeten Wangtrümmern erscheinen (Jereminellen!). Der Durchmesser der Bruchstücke schwankt zwischen wenigen mm und mehreren dm. Mir scheint, dass hier keine stratigraphische Wechsellagerung vorliegt, sondern eher ein tektonisches Zerreibsel. Eine 5 m hohe Wand aus gebanktem Wangkalk, dessen ruhige Lagerung gegenüber den tieferen Wangschichten auffällt, krönt den Abhang (daraus im Gehängeschutt *Pachydiscus sp.*).

15. Pommergrat—Regenbolshorn—Hahnenmoos (Fig. 9)

Zum Schlusse dieses Kapitels sei ein Profil längs der Wasserscheide zwischen Simmen- und Engstligental beschrieben. Hier „erscheinen die Komplikationen ... ungeheuer. Vor keinem anormalen Kontakt und auf keinen Schritt fühlt man sich sicher“ (ARN. HEIM, 53, S. 463). Sehen wir zu!

Wir beginnen im Südosten bei den steilstehenden Schichten der Lohnerantiklinale (Fallen 80° gegen NW 300°). Vergl. Fig. 9.

a) Pommergrat.

Unmittelbar auf die helvetischen Stadschiefer folgt eine Schuppe konkordant aufgelagerter Wangschichten (Jereminellen). Die Mächtigkeit beträgt zirka 80 m, ist aber wohl nicht primär so gross. Das beweisen eingeschaltete Linsen eines Kalkes, der grosse Ähnlichkeit zu helvetischem Diphyoideskalk besitzt. Die frische Bruchfläche zeigt feine Pünktchen, die von Radiolarien und Spon-

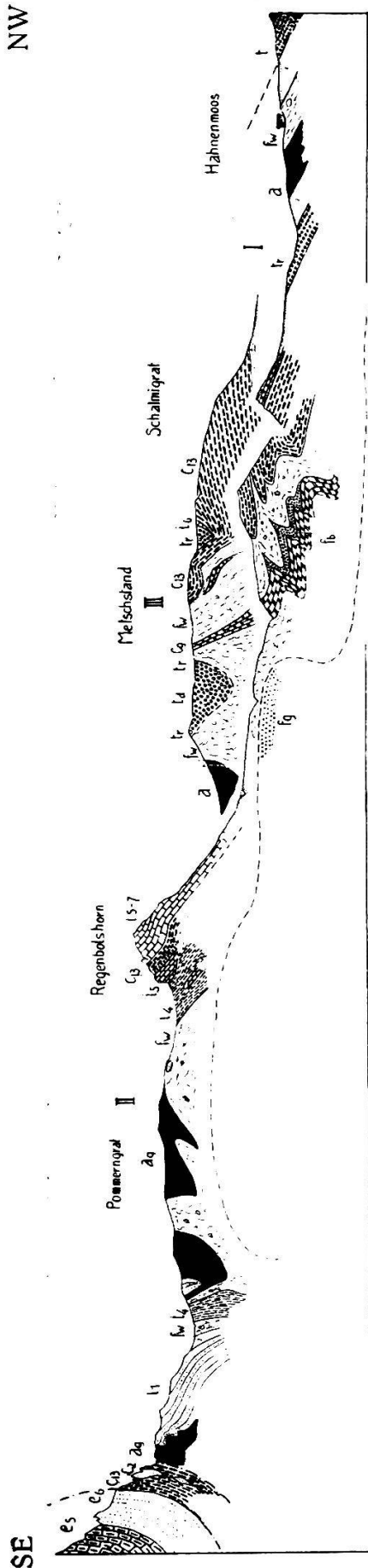


Fig. 9. Profil entlang der Wasserscheide Hahnenmoospass-Pommerngrat, ca. 1:15000

gien, nie aber von Globigerinen herrühren. ARN. HEIMs „Keil von Seewerkalk (Leimernsch.)“ (53, S. 463) konnte ich nicht entdecken.

Die Kreideschuppe bildet den letzten Fluhabsatz des Grates zwischen den Punkten 2551 (Ammertenspitze) und 2093. Der südöstlichste Teil des weidebedeckten Kammes besteht aus typischem Aalénien-Eisensandstein (zirka 20 m. Die gegebenen Mächtigkeiten sind Schätzungen). Der Eisensandstein findet seinen Abschluss in einer knapp 1 m mächtigen Bank dunkelgrauen, hell anwitternden Kalkes, der neben andern Fossilien *Hyperlioceras discites* MOESCH enthält.

Das Bajocien, das dem Grat entlang das Aalénien ablöst, überlagert wahrscheinlich stratigraphisch normal den Eisensandstein. Es ist als Cancellophycusschichten ausgebildet. Die Schichten fallen ziemlich steil gegen W. Diese Schichtstellung bedeutet, Uebereinstimmung des Axenstreichens mit dem der benachbarten helvetischen Falten vorausgesetzt, die Anwesenheit eines kräftigen Axengefälles gegen SW. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt rund 80 m.

Beim Sattel des Pommerngrates stehen gequetschte, dunkle, glimmerige Schiefer an. Sie schliessen einen Block glimmerhaltigen, Discocyclinen führenden Sandsteins ein, der beweist, dass die Schiefer dem Eozän, dem Wildflysch angehören. Die Schichten fallen sehr steil gegen NW. Schuttablagerungen beidseits

des Grates lassen den Kontakt zum Bajocien nicht beobachten.

Dunkle, feinglimmerige Schiefer, die den eben beschriebenen sehr ähnlich sind, schliessen an den Wildflysch an. Wie ein Fund von *Perisphinctes Czenstochowensis* SIEM. zeigt, müssen sie aber dem Oxfordien beigezählt werden.

Eine schmale Wildflyschzone begrenzt das Oxfordien gegen Nordwesten. Ein eingebetteter Block hellen, dichten Kalkes enthält Silexkonkretionen und Calpionellen. Es folgen:

— Aalénien. Eisensandstein.

— Bajocien. Cancellophycusschichten (*Belemnites sp.*).

— Aalénien. Eisensandstein bildet die erste ausgesprochene Erhebung nordwestlich des Punktes 2093 (Pommernsattel). Er ist im allgemeinen sehr fossilarm, schliesst jedoch wenige m unter der Gratkante in der Nordostflanke eine Kalklinse ein, die sich als wahres Fossilager erwiesen hat (*Ludwigia Murchisonae* SOW. und andere).

— Wildflysch. Granitbreccienblock auf der Nordostseite des Grates.

— Aalénien. Mächtig angehäufter Eisensandstein baut die höchste Erhebung des Pommerngrates auf. In der Südwestflanke glaube ich zwischen den Aalénienschichten eine leicht nach NW überliegende Flyschantiklinale erkannt zu haben.

— Wildflysch. Anstehend bis zur Einsattelung zwischen Pommerngrat und Regenbolshorn. Schwarze, unruhige Schiefer und braune, glimmerige, Fucoiden führende Sandschiefer enthalten Blöcke verschiedenster Art: Helle und graue, dichte Kalke, Urgonoolithe (Milioliden), Kalkbreccien mit Kristallingeröllen (*Belemnites sp.*), Lithothamnien-Discocyclusbreccie, Quarzite, feine und grobe Quarzsandsteine (Discocyclusen und kleine Nummuliten), Konglomerate und Breccien aus sauren, grünen Graniten (Durchmesser der Komponenten bis 10 cm). Messungen von Streichen und Fallen ergeben, dass die Wildflyschschichten eine flache, NO-SW streichende Antiklinale darstellen (nicht isoklinales, nordwestliches Einfallen, wie ARN. HEIM zeichnete; 51, S. 475, Fig. 4).

Ergebnis: Wildflysch und Oxfordien sind verfaltet mit Aalénien und Bajocien. Die Schichten des Doggers scheinen tektonisch höher zu liegen, da einzelne der Wildflyschzwischenstaltungen sich gegen oben gewölbeartig schliessen. Die Aufschlüsse in

der Westflanke zeigen, dass die Doggerzwickel nicht sehr tief herabreichen. Schon 80 m unter der Gratkante sind sie verschwunden.

Aber auch der Wildflysch dringt nicht in grosse Tiefen. Er wird untertunnelt von der mächtigen Schlierensandsteinmasse, die, im NE an der Brandegg einsetzend, über Wenig, Höchst und Ludnungseggen gegen den Pommerngrat hinstreicht.

b) Das Regenbolshorn.

Dem Grat entlang folgen auf dem gegen NW absteigenden Schenkel des erwähnten flachen Wildflyschgewölbes die Schichten der beiden Regenbolshornschuppen. ARN. HEIM gibt ein sehr genaues Profil davon (51, S. 475—476). Ich führe es unverändert an (am Südostfuss beginnend):

2. Schiltschichten, zirka 40 m.
 - a) 20—30 m gelbliche Mergelschiefer mit dichten Kalkbänken.
 - b) Zirka 4 m feinst glimmerige Mergelschiefer.
 - c) Zirka 10 m rauhschiefrige Mergel mit flaserigen Kalkbänken, scharf begrenzt gegen
3. Malmkalk, zirka 30 m.
 - a) 10—12 m Sequan, knollige Bänke mit *Lytoceras* und Belemniten.
 - b) 20 m Kimmeridge, dünnbankiger Quintnerkalk (ohne Mergellagen). Scharfe Transgressionsgrenze gegen
4. Wangschichten, zirka 20 m.
 - a) 0,6 m Basisbank, schwarzbraune Schiefermergel mit Kalkgeröllchen (an der Basis bis faustgross) aus Quintnerkalk und dichtem, grünlichem Kalk (Seewer?). Uebergang rasch in
 - b) 0,2 m Foraminiferenbank, wie a aber grünsandig, mit Glauconitkörnern und grossen Foraminiferen. Nach freundlicher Untersuchung durch Herrn Prof. H. DOUVILLE entspricht die bis 4 mm grosse kugelig-spiralige megasphäre Form der in der Oberkreide von Meudon bekannten *Lituola nautiloidea*.
 - c) 0,5 m feinkörnige, schwarzbraune glauconitische Kalkbank. Uebergang.
 - d) 15—20 m typische schwarzbraune Wangschiefer, darauf überschoben Malmkalk der nördlichen Regenbolshornschuppe.

Den Darlegungen ARN. HEIMs ist beizufügen, dass 2 c und 3 in keinem normalen Kontakt stehen; denn auf der Nordseite des Regenbolshornes tritt deutlich hervor, wie die Schiefer 2 c die Kalkbänke schief abschneiden. Auf die Einordnung der Malm-schichten in die verschiedenen Stufen und auf das Vorkommen der *Lituola nautiloidea* werde ich im stratigraphischen Abschnitt zurückkommen.

Der Malm der oberen Regenbolshornschuppe findet ebenfalls durch eine Transgressionsfläche seinen Abschluss. Die Grenze selbst ist allerdings nicht aufgeschlossen. Indessen enthält der autochthone Schutt in der Nordwestflanke des Regenbolshorns Blöcke einer Malm breccie, deren Bestandteile eine sandige, arenazische Foraminiferen führende Füllmasse verkittet (*Textularia*, *Bigennerina* u. a.).

Als erstes anstehendes Gestein über dem oberen Malm tritt ein dunkler, bituminöser, kieselig-sandiger Kalk auf, der die gleiche arenazische Fauna einschliesst wie das Bindemittel der Kalkbreccie. Mit zunehmender Entfernung vom Malm nimmt der Sandgehalt ab, und das Gestein wird sehr wangähnlich. Leider blieb das sorgfältige Suchen nach Jereminellen erfolglos, so dass der Beweis für Wangalter nicht sicher erbracht ist. Zu oberst gehen die kieseligen Kalke in sandige, gelblich anwitternde Schiefer über, deren Schichtflächen Kriechspuren aufweisen. Die Mächtigkeit des ganzen Komplexes beträgt rund 30 m.

Auf dem Westgrat schliesst Wildflysch an. Hart nördlich der Gratkante liegen einige Blöcke von Disc.-Lith.breccie, die hier sehr reichlich Rotaliiden enthalten.

Eine schmale Triaslamelle (wenige m) leitet über zu

Aalénien. Mächtiger Eisensandstein behauptet die Einsenkung zwischen Regenbolshorn und Metschstand. E des Sattels fallen die Schichten steil gegen WSW, im Sattel selbst nach Süden und am Ostgrat des Metschstandes gegen SSE. Die Zusammenstellung der Streich- und Fallrichtungen zeigt, dass der Eisensandstein eine gegen SSW absteigende Mulde bildet. Daraus wird leicht verständlich, warum das Aalénien nordöstlich der Wasserscheide so rasch aussetzt.

Die Aalénienmulde umhüllt Leimernkalk (2 m mächtig) und Wangschichten (25 m), welche beide nur südlich der Gratlinie anstehen, da das Schichtfallen die Steilheit des Gehänges übersteigt.

c) Metschstand.

Den steil SSE fallenden Schenkel der Aalénienmulde unterlagert Wildflysch, der sich nördlich des Metschstandes und Regenbolshorns mächtig weitert (höhere Gebiete der Geilskummi). Er besteht aus schwarzen, sandig-glimmerigen, stark gestörten

Schiefern, ohne gerade die Bezeichnung „wild“ zu verdienen. Blöcke sind darin ziemlich häufig: Disc.-Lith.breccien, Quarzite, Granitbreccien und Granite. Dicht an der Grenze gegen das Aalénien enthält der Wildflysch eine Eisensandsteinlinse.

Am Südostgipfel des Metschstandes stehen Triasschichten an. Rauhwackezonen (8—10 m) fassen zirka 30 m mächtigen Dolomit ein. Im Osthang des Metschstandes scheinen die beiden begrenzenden Rauhwackelagen wenige m unter der Gratkante zu verschmelzen. Gehängeschutt verhindert, ihr vollständiges Ausklingen zu beobachten. Gegen Südwesten weichen die Triasschichten auseinander, Ablagerungen des Rhät und Lias aufnehmend. Der ganze Komplex (LUGEONs Laubhorndecke) besitzt hinsichtlich Streichen und Fallen grosse Aehnlichkeit mit der oben skizzierten Aalénienmulde des Sattels zwischen Regenbolshorn und Metschstand. Das wird für die tektonische Auffassung bedeutungsvoll sein.

Der Firstlinie des Metschstandes entlang folgen:

— Wildflysch. Zirka 12 m.

— Heller turoner Foraminiferenkalk (8 m). Nach Westen in einzelnen Aufschlüssen auf dem Metschberg verfolgbar, schwillt er gegen Norden kaskadenartig absteigend stark an (50 m) und bildet den Sockel des Blattihorns (P. 2014, neue topogr. Karte), um bald darauf unter dem Gehängeschutt zu verschwinden.

— Wildflysch. Quarzsandsteinbänke wechseln ab mit Flyschschiefern, die Blöcke von Lithothamnien-Discocyclinenbreccie einschliessen. In seinem höheren Teile enthält der Wildflysch eine Leimernkalklinse.

— Wangschichten bilden den mittleren und den nördlichsten Gipfel des Metschstandes. Sie umhüllen muldenartig geringmächtige Rauhwacke und Malmkalke (Einsenkung zwischen den eben erwähnten Gipfeln). Auch wenn für die Wangschichten Verfaltungserscheinungen angenommen werden müssen, so überrascht dennoch ihre grosse Mächtigkeit, die wahrscheinlich nahezu 100 m erreicht.

d) Blattihorn-Schalmigrat (Fig. 10)

Vom Metschstand springt die Wasserscheide zwischen Engstligen- und Simmental auf den rund 600 m nördlicher gelegenen Kamm von Blattihorn (P. 2014) und Schalmigrat über, der aus den

gleichen Gesteinen wie der Metschstand besteht, dank seiner vorzüglichen Aufschlüsse aber doch der Erwähnung verdient.

Ein Profil Geilskumme-Blattihorn (Fig. 10):

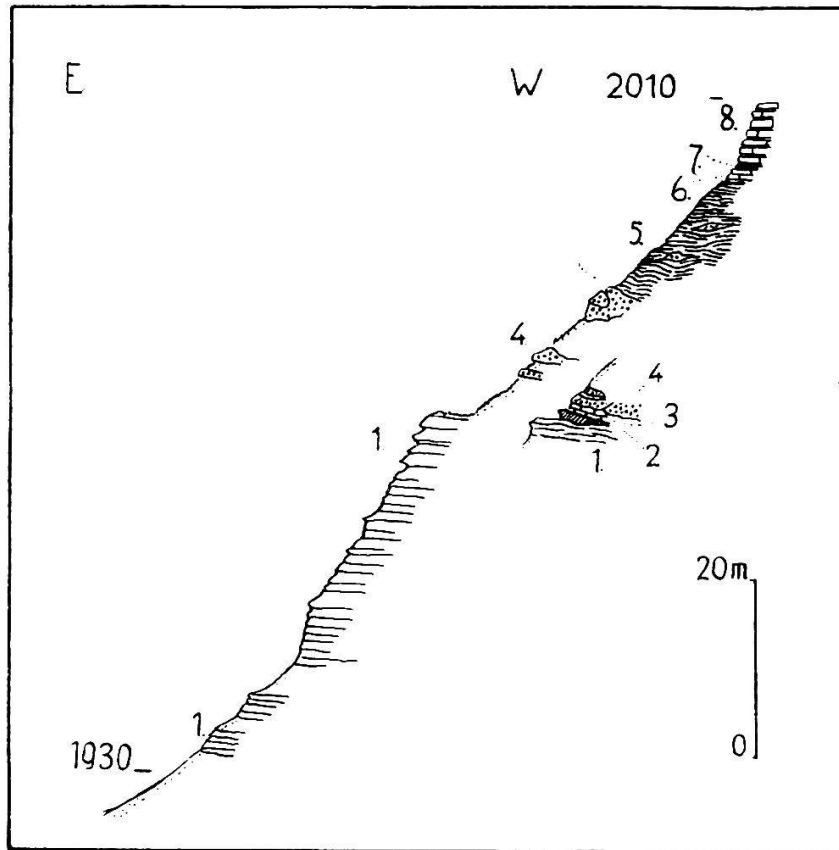


Fig. 10

1. (1930). Grüngelblicher, weiss, fast mehlig anwitternder turoner Foraminiferenkalk, selten einmal auch rot („couches rouges“). Fossilien: Massenhaft Foraminiferen und Bruchstücke von Inoceramen (bis 10 cm). Die Kalke zeigen ausgeprägtes, mit zirka 30° südöstlich fallendes Clivage. Grösste aufgeschlossene Mächtigkeit 50 m.
2. (1975). Transgressiver, feinkörniger Glauconitsandstein enthält einzelne finger-grosse Brocken von Aplitgranit. Mächtigkeit 0,8 m.
3. Heller, glatter Kalk nimmt gegen oben Schmitzen grünlichen Granitsandsteins auf. Er unterscheidet sich leicht von Leimernkalk durch grössere Kantenschärfe der Bruchstücke und durch den gänzlichen Mangel an Foraminiferen. 0,5 bis 0,9 m.
4. Sandsteinbänke und Konglomerate aus sauren, grünen Graniten. Das beigelegte Profil (Fig. 10) schneidet die Schicht 4 schief, so dass die Mächtigkeit zu gross erscheint.

5. (1990). Wildflysch: Graue, braune oder gelbliche Mergelschiefer und schwarze, harnischdurchzogene Schiefer führen neben Disc.-Lith.breccien auch Blöcke von Quarzit und granitischem Sandstein, deren Oberfläche oft Rutschstreifen zeigt. Mächtigkeit zirka 15 m.
6. Wangkalk. 1 m.
7. Graugelbe, leicht grünliche Mergel. Amdenerschichten? 0,6 m.
8. Gebankte Wangkalke (Jereminellen) stehen an bis zum Gipfel, P. 2014. (8. entspricht den mächtigen Wangschichten des Metschstandes.)

Das Verfolgen der Grenzflächen zeigt, dass die Schichten nicht eine starre Platte darstellen, sondern miteinander verfault sind (vergl. Fig. 9). Der Block von Riesengranitbreccie, welchen ARN. HEIM beschrieb (53, S. 357), ist sehr wahrscheinlich ein Stück einer Teilantiklinale der Schicht 4., wurde aber losgerissen, abgeschürft und in die Flyschschiefer verschleppt.

Gegen Norden taucht der Turonkalk sehr bald unter den Gehängeschutt, ebenso die hangenden Flyschbildungen (2. bis 5.). Die Wangschichten, gleichfalls abgesenkt, streichen auch weiterhin aufgeschlossen nordwärts, meist den Kamm des Schalmigrates bildend. Einzig auf einer Strecke von 250 m überlagern Wildflysch und eine Leimernkalklinse nochmals die Wangkalke.

Im nördlichen Teile des Schalmigrates tritt auch wieder das Liegende des Wangkalkes zu Tage. Ein Schnitt E-W zeigt folgendes (unten beginnend):

- | | | |
|---|-----------|---|
| 1. Wildflysch, bis | | |
| 2. 1875. Wangschichten. Einige m. | | |
| 3. Schutt. | | |
| 4. Gebankte Wangkalke. Jereminellen. | 0,5 + x m | } Infolge unklarer Lagerung der Schichten in der Richtung des Gefälls gemessen. |
| 5. Wildflysch. Graugrüne, gelblich anwitternde, fein-sandig glimmerige Globigerinenmergel | 2,5 m | |
| 6. Wangkalke, wie 4. Jereminellen. | 2,0 m | |
| 7. 1905. Glauconitführende, sandige Lithothamnien-Discocyclusbreccie, enthaltend grosse Nummuliten (<i>N. millecaput</i> BOUBEE u. a.) | 0,3 m | |
| 8. Wangkalke, wie 4. und 6. | 2,0 m | |
| 9. Wildflysch, wie 5. Wenige m. | | |

10. Schutt.
 11. Wildflysch. Wenige m.
 12. 1910—1930. Gebankte Wangkalke. (= 8. des vorigen Profils.)

Ausser einem ähnlichen Vorkommen einen halben Kilometer gegen N stellt die Schicht 7. das einzige Gestein dar, das Grossformen aus dem Genus *Nummulites* lieferte. Es ist nicht daran zu zweifeln, dass die Disc.-Lith.breccie tektonischer Vermengung ihre Stellung zwischen Wangschichten (6. und 8.) verdankt. Sie bildet also nicht etwa eine stratigraphische Einlagerung. So weitgehende Verschuppungen, wie sie der Schnitt durch den Schalmigrat aufweist, verlassen übrigens den Rahmen des in der Sattelzone Gewohnten durchaus nicht.

e) H a h n e n m o o s .

Zwischen Metschstand und Niesenflysch fand ARN. HEIM (53, S. 463): Dogger, Wildflysch, Lias, Rauhwaacke, Flysch, Rauhwaacke und Gips der Niesendecke.

Es gelang nicht, alle die aufgeführten Schichten wieder zu finden. Den Weideboden durchbrechende Wegspuren und einige aus dem Rasen herausragende Blöcke ergaben folgende Gliederung (von SE nach NW):

— Rauhwaacke. 40—50 m. Fallen mässig geneigt gegen NW. Schutt verdeckt den Kontakt zum Liegenden und Hangenden. Nach N ist die Trias an Einsturztrichtern verfolgbar bis zu den Hütten P. 1901, gegen W über einige Aufschlüsse der Alp Brenkenmäder nach Sadel.

— Blaugraue, sandige, eisenschüssige Schiefer (rund 50 m) ähneln sehr dem aalénischen Eisensandstein. An Stelle der Tonflasern treten serizitische Häute. Nördlich des Hahnenmoos fehlt diese Zone. Westlich davon wird sie breiter und nimmt schwarze, glatte Tonschiefer auf (Opalinushorizont?), welche mit der liegenden Trias in Berührung stehen. Nach einer schmalen Schuttzone folgen (Hahnenmooshotel):

— Sandige Schiefer und Sandstein. Tertiär? Das Vorkommen einer Kalkbreccie zirka 100 m nördlich des Hahnenmoospasses (s. Stratigr. Abschn. 15, B, 1.) fällt wahrscheinlich dieser Schuppe zu, deren Verbreitung auf die engere Umgebung des Hahnenmoospasses beschränkt bleibt.

— Mächtige Rauhwaacke an der Basis des Niesenflyschs.

III. Stratigraphie

1. Trias

Trias ist das älteste Schichtglied, welches in der Sattelzone zwischen Achseten und Hahnenmoos festgestellt werden kann. Die Ausbildungsformen sind Dolomit, Rauhacke, bunte Tonschiefer, Gips und endlich grünliche, feinkörnige Sandsteine, deren triasisches Alter infolge ihrer Vergesellschaftung mit andern Triasgesteinen wahrscheinlich wird. (RÖSSINGER erwähnt ebenfalls grünliche Sandsteine, die mit bunten Schiefen zusammen auftreten; 92).

Ueber die Fazies im Vergleich mit anderen Regionen lässt sich wenig aussagen, weil so selten ein stratigraphisch normales Profil auftritt, und weil die lithologischen Kennzeichen der in der Sattelzone vorkommenden Triasgesteine im Gebiete der Alpen ja ausserordentlich gleichartig sind (Rauhacke, Dolomit usw.). Einzig die grossen Gipsanhäufungen haben Aufmerksamkeit erregt (51).

Trias tritt zusammen mit sehr verschiedenen Schichten auf. Die einzelnen Vorkommen mögen daher kurz erwähnt werden.

a) Miteinander verknüpfte Oxford- und Flyschschiefer enthalten oft Gesteine, die wir der Trias zuteilen müssen. LUGEON hat schon darauf aufmerksam gemacht (79, S. 98). So ist es der Fall am Metschhorn, in der Engstlignenschlucht beim Hohen Steg, im Lochbach bei 1385 und 1770 m ü. M. und an andern Orten (vergl. die entsprechenden, im Lokalteil aufgeführten Profile). Rauhacke, Gips usw. bilden Linsen und Lagen, meist in Flyschschiefer eingeschlossen, so dass häufig die Frage entsteht, wie weit eigentliche Schuppen und wie weit ausgewalzte Triasexoten vorliegen. Rauhackeblöcke gehören ja auch an der Rengg (LIECHTI 61) und andern Orten als Wildflyscheinschlüsse durchaus nicht zu Seltenheiten.

b) Den Lias am Lochbach unterlagern rote und grüne Schiefer, die Linsen von Dolomit und grünlichem Sandstein enthalten (vergl. Profil Lochbach). Nach der lithologischen Ausbildung beurteilt, entsprechen diese Schichten wahrscheinlich der oberen Trias (Keuper).

c) Rauhacke und heller Dolomit bilden die Basis von Rhät und Lias am Metschstand. Genaue Mächtigkeiten lassen sich nicht

leicht angeben, da die Schichtgrenzen ungenügend aufgeschlossen sind. Schätzungsweise misst die Rauhwanke 8—10 m, der hangende Dolomit 30—40 m. Da Rhät unmittelbar auf die Triasschichten folgt, kann man vermuten, dass der Dolomit als Obertrias anzusehen ist.

d) Eine 40—50 m mächtige Rauhwanke behauptet die tiefste Einsattelung am Hahnenmoospass (vergl. Profil Hahnenmoos).

e) Triasschichten trennen den Niesenflysch von der Sattelzone. BORNHAUSER (19), der näher ausführte, dass die Trias einen Teil der Niesendecke bildet, hat eine genauere Beschreibung davon geliefert.

Zusammenfassung. Triasschichten kommen bald als stratigraphisch Liegendes von Rhät und Lias vor (b, c), bald aber auch als selbständige Schuppen (a, d). Obschon Trias in über das ganze Gebiet zerstreuten Aufschlüssen ansteht, nimmt sie doch an der Zusammensetzung und am Aufbau der Sattelzone zwischen Achseten und Hahnenmoos nur in geringem Masse teil.

2. Rhät

Rhät tritt in der Sattelzone zwischen Simme und Kander nur in der Gegend des Metschstandes auf. Was BERNET als Rhät von der Brandegg beschrieb, gehört nicht dieser Stufe an, sondern dem Dogger (vergl. LUGEON, 72, S. 356).

Einige aus dem Weideboden herausragende Schichtköpfe im

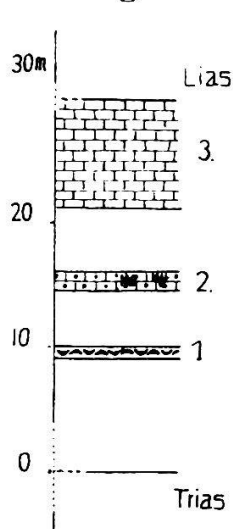


Fig. 11. Gliederung des Rhät am Metschstand

SE-Hang des Metschstandes, dann die Aufschlüsse längs des S-Grates und endlich die Felsen auf der W-Abdachung ergeben bei ihrer Vereinigung folgendes Schichtprofil (Fig. 11):

Lias. Metschhorn bis 2085 auf dem W-Grat.

3 b. Feine, dunkel blaugraue, braun anwitternde Lumachelle, enthaltend Crinoidenstielglieder. W-Grat 2085—2105.

3 a. Grauer, gelblich anwitternder, dolomitischer, fossilreicher Kalk. SE-Hang 1940, wenige m unter den tiefsten Liasschichten.

Folgende Fossilbestimmungen verdanke ich der Freundlichkeit von Herrn Prof. A. JEANNET: *Alectryonia (Ostrea) Haidingeriana* EMM., *Spiriferina uncinata* SCHAFH., *Waldheimia austriaca* ZUGM., *Cidaris verticillata* STOPP., *Cidaris* sp. (Schalenstück!).

2. Bänke (30—40 cm) eines dunkelgrauen Oolithes. U. d. M. erkennt man vereinzelte Echinodermensplitter und Bivalvenfragmente. SE-Hang, nahe dem Gipfel. Auf dem Metschberg fand ich bei 1990 in den Oolithen *Calamophyllia rhätiana* KOPY.
1. Bank dunklen, leicht spätigen, gelbbraunlich anwitternden Kalkes. SE-Hang 2050, wenige m von den letzten Triasblöcken entfernt. *Dimyopsis (Plicatula) Archiaci* STOPP. tritt geradezu gesteinsbildend auf.

Trias. Gebankter Dolomit. S-Gipfel des Metschhorns.

Die Mächtigkeit und die Abstände der aufgeschlossenen Schichten mögen der beigelegten Figur entnommen werden.

Ueber die Schichten in der westlichen Fortsetzung des Rhät wissen wir noch wenig (Oberlaubhorn usw.). Es ist wohl möglich, dass die Aufschlüsse jener Regionen eine eingehendere Gliederung erlaubten. Auch die Fossilfunde könnten vermehrt werden. Das naturhistorische Museum in Bern besitzt eine Anzahl Muscheln aus der Gegend des Oberlaubhorns, die, wie mir Herr Museumsdirektor GERBER mitteilte, von Pfarrer ISCHER gesammelt worden sind: *Plicatula intusstriata* EMM., *Anomia Talegii* STOPP., *A. Schafhäutli* STOPP. (?), *Pecten valoniensis* LEYM., *Mytilus minutus* GF., *Cardita austriaca* v. HAUER. Leider fehlen überall genaue Angaben über den Fundort.

Unter Berücksichtigung dieser Fossilien ist über die Fazies des Rhät folgendes zu bemerken (vergl. die Fazies, die JEANNET mit SUESS und MOJSISOVICS im Rhät unterscheidet, 57, S. 318 ff): Im Gebiet des Metschstandes konnten weder Gesteine (z. B. Bone-bed) noch Vertreter der Fauna schwäbischer Fazies gefunden werden. Mangelnde Aufgeschlossenheit kann hierfür der Grund sein. Gerade die Basis des Rhät entzieht sich, wie gezeigt, der Beobachtung. Dass Rhät in schwäbischer Fazies der zone interne nicht fremd ist, lassen die Funde ISCHERs vermuten. JEANNET erwähnt *Pecten valoniensis* LEYM. und *Anomia Talegii* STOPP. als Vertreter der schwäbischen Fauna. Die Ent-

scheidung, ob die Schichten am Metschstand der Kössener- oder der Karpathischen Fazies angehören, gestattet die kleine Anzahl der bis jetzt gefundenen Fossilien nicht.

3. Lias

Der Lias im Einschnitt des Lochbaches und der am Metschstand sind die einzigen Liasvorkommnisse zwischen Achseten und Hahnenmoos. Ihre Fazies zeigen solche Verschiedenheiten, dass sie zu einer getrennten Beschreibung nötigen.

a) Der Lias am Lochbach. (Verbreitung s. voriges Kap., Abschn. 1 a.)

I. Lotharingien. Unmittelbar auf Trias folgt eine Wechsellagerung von vollständig verwitterten, glimmerigen, braunen Schiefeln (zirka 10 cm) mit dunklen Kalkbänken, die unbestimmbare Muscheln und Stielglieder von *Pentacrinus* und andern Crinoiden enthalten. Die Kalkbänke sind in Linsen auseinander gerissen. Die aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit misst 4 m. In den Schieferzwischenlagen fand ich *Aegoceras Sauzeanus* D'ORB.; REYNÈS, Amm., Pl. XXVII, 1—2.

REYNÈS weist diesen Ammoniten in die Zone des *A. obtusus*, d. h. in das untere Lotharingien. Ohne sichtbaren Kontakt folgt

II. Pliensbachien. Massiger oder sehr grobbankiger, hell blaugrauer spätiger Kalk geht stellenweise über in reine Echinodermenbreccie. In den dichten kalzitischen Partien erkennt man u. d. M. reichlich Kieselschwammnadeln. Ferner fallen im Schiff vollkommen ungerollte Quarzsplitter (bis 1 mm) auf. Fossilinhalt:

Gryphaea cymbium GF. var. *lata*, GOLDFUSS, Petrefacta Germ., Pl. 84, Fig. 3—5, Pl. 85, Fig. 1; ausserdem *Inoceramus* sp., *Rhynchonella* sp., *Pentacrinus* sp. und *Belemnites* sp. (mehrere Spezies).

Gryphaea cymbium bestimmt das Alter des Spatkalkes als Pliensbachien.

Es verbleibt noch, auf eine gewisse Aehnlichkeit des Pliensbachien-Spatkalkes mit der Schicht Nr. 5 des Profiles vom äussern Seitenbach hinzuweisen, das ARN. HEIM aufgenommen hat (53, S. 504), ohne dass daraus die Zugehörigkeit zu einem gleichen tektonischen Element abgeleitet werden soll.

b) Der *Metschstandlias* bildet das Hangende des im vorigen Abschnitt beschriebenen Rhät.

I. Lotharingien. Die Basis nehmen hellgraue, bräunlich anwitternde Spatkalke ein, die in grosser Menge Quarz- und Dolomit-sand führen. Die Korngrösse beträgt 1—2 mm. Gegen oben nimmt der Sandgehalt langsam ab. Aus dieser Zone stammt *Gryphaea obliqua* SOW.

Nun erfolgt ein Uebergang in dunkelblauen, braun anwitternden, feinkörnigen, reinen Spatkalk. Fossilien sind stellenweise sehr häufig (Mäuerchen längs des Grates Metschstand-Metschhorn):

Aegoceras bispinatum GEYER, Hierlatz, Taf. IV, 5.

Aegoceras praecursor GEYER, ibid., Taf. III, 27.

Ausserdem *Belemnites* sp., *Zeilleria* cf. *numismalis* LAM., *Pezzen* sp., *Pentacrinus* sp.

Die beiden Ammoniten im Verein mit *Gryphaea obliqua* SOW. bestimmten das Alter der Spatkalke als Lotharingien. Somit fehlen Hettangien und Sinémurien stratigraphisch. Die Grenze Rhät-Lias ist allerdings am Metschstand nirgends aufgeschlossen, so dass eine Transgression des Lotharingien nicht beobachtet werden kann.

SARASIN und COLLET melden aus dem Lias folgende Fossilien: *Pentacrinus* sp., *Belemnites niger*, *B. elongatus*, *B. acutus* MILLER, *Arietites raricostatus* ZIET., *Aegoceras centauroide* SAVI et MENEG., *Ae. Listeri* SOW., *Gryphaea obliqua* SOW. und *Zeilleria numismalis* LAM. Als Fundstelle kommt wohl nur der Metschstand in Betracht. Die beiden Autoren lassen den Lias mit dem obersten Sinémurien beginnen.

LUGEON (80) schrieb: „Sur le Trias repose le Rhétien qui paraît recouvert directement par le Lotharingien.“ Ich kann mich der Ansicht LUGEONS nur anschliessen.

Mikroskopisches. An den Dünnschliffen des dunklen Spatkalke fallen auf: Die starke Braunfärbung des Gesteins, vereinzelte kalkschalige Foraminiferen und ein mässiger Gehalt an blassgrünem Glauconit.

II. Oberer Lias. Das Hangende des Lotharingiens am Metschstand tritt erst W der Wasserscheide zwischen Engstligen und Simme in der Umgebung des Metschhorns auf. Feinsandige Schiefer wechsellagern mit dunklen kieseligen Kalken, die Silexknollen und -lagen einschliessen. Es gelang mir bisher nicht, in

diesen Schichten Fossilien zu finden, so dass die nähere Altersbestimmung unterbleiben musste. Auf jeden Fall ist der ganze Komplex ziemlich mächtig.

Cancellophycusschichten, aufgeschlossen in der Sumpffluh, stellen das Hangende des oberen Lias dar.

4. Aalénien

Die Aalénienvorkommen liegen fast alle in einer einzigen Zone, die im N bei einem kleinen Aufschluss an der Brandegg beginnt und sich über Kuenisbergli, Wildi, Hangilaub und Bütschi gegen den Pommergrat hinzieht. Etwas gegen NW vorgeschoben liegen die Vorkommnisse in der Allenbachschlucht S Adelboden und am Sattel zwischen Regenbolshorn und Metschstand (vergl. voriges Kap., Abschn. 7, 9, 10, 11, 15).

Die Fazies des Aalénien ist die des sogenannten Eisensandsteins, wie er z. B. aus den Gebieten des Schilthorns, Faulhorns und Hochstollens bekannt und genugsam beschrieben wurde (7, 37, 114), mit dem einzigen Unterschiede, dass er in der Sattelzone vielleicht ein wenig schiefriger ausgebildet erscheint. Den Opalinushorizont vom oberen Aalénien zu unterscheiden, ist in der Sattelzone meist nicht möglich; es kann sein, dass ihn der Eisensandstein ganz oder zum Teil enthält. Einzig auf den Alpen Sedel und Brenkenmäder stehen schwarze, glatte, feinglimmerige Tonschiefer an, die den Opalinusschiefern an der kleinen Scheidegg z. B. sehr ähneln (vergl. Profil Hahnenmoos). Fossilien haben sie keine geliefert.

Fragliches Aalénien findet sich am Hahnenmoos 100 m SE des Hotels (vergl. Profil Hahnenmoos). Das Gestein gleicht strukturell dem Eisensandstein stark, zeigt aber an Stelle der dunkelbraunen Farbe mehr blaugraue Töne. Glimmerige Häute ersetzen die schwarzen Tonfasern. Dafür kann der erhöhte Stress verantwortlich gemacht werden. Wir nähern uns ja der Niesenbasis. Wie der Eisensandstein, so enthalten auch hier die Schiefer eisen-schüssige, sandige Putzen und kreuz und quer über die Schichtflächen verlaufende eigentümliche, gequetschte Röhrchen.

Während die stratigraphisch untere Grenze des Aalénien stets eine tektonische Scherfläche bildet, kann ein Uebergang zu jüngern Schichten an einigen Stellen beobachtet werden:

1. Kuenisbergli-E, 1500 m ü. M. } vergl. voriges Kap.,
2. Wasserfälle des Bütschibaches } Abschnitte 9 und 11.
3. Pommerngrat

Am klarsten liegen die Verhältnisse am Pommerngrat. Zwischen schieferigen Eisensandstein und glimmerige, sandige, dunkle Schiefer des unteren Bajociens schaltet sich eine Bank grauen, spätigen Mergelkalkes ein (knapp 1 m). Sie enthält neben andern Fossilien *Hyperlioceras Desori* MOESCH und *Ceromya aalensis* QU., die beide das oberste Aalénien kennzeichnen. Bajocienfossilien dagegen fehlen. Der Eisensandstein schliesst daher mit dem obersten Aalénien ab. Darin stehen die Verhältnisse der Sattelzone im Gegensatz zu denen der Gegend des Schilthorns und E anschliessender Regionen.

Der Eisensandstein tritt zwischen Adelboden und Hahnenmoos an einigen Stellen fossilführend auf. Die Fossilien gehören nicht alle demselben Horizonte an, wohl aber alle dem oberen Aalénien.

Fundstellen:

- A. Zirka 150 m nordwestlich des Passes zwischen Bütschi und Pommernalp fossilhaltige, dunkelspätige Kalklinse im Eisensandstein (0,4 mal 1 m). Murchisonaehorizont.
- B. Der Aufschluss Hangilaub enthält bei 1900 m ü. M. im Eisensandstein eine weiche, kehlenbildende Schieferzone. Grössere Ammoniten liegen direkt in den Schiefen, kleinere treten beim Zerschlagen der Konkretionen zutage. Concavushorizont.
- C. Grauer, spätiger Mergelkalk am Pommerngrat, südöstlich des Sattels. Disciteshorizont.
- D. Spatkalkbank an den Wasserfällen des Bütschibaches. Disciteshorizont?
- E. Grenzspatkalk im Hangilaub. Disciteshorizont?

Fossilliste:

- A *Ludwigia Murchisonae* SOW.; BUCKMAN, Monograph Inf. Ool., Pl. II., 1—5.
- A *Rhaeboceras tortum* BUCKM., Suppl., Pl. XI, 1—3.
= *Ludwigia Murchisonae* SOW. in HORN, Donau-Rheinzug.
- A *Ludwigella flexilis* BUCKM., Suppl., Pl. XIX, 28.
= Jugendform von *Ludw. Murchisonae* SOW. in HORN.
- A *Ludwigia Murchisonae-bradfordensis* HORN, Taf. XIV, 5, XV, 1.
- B *Leioceras bradfordense* BUCKM., Monogr., Pl. IV, 7.
= *Ludw. bradfordensis* BUCKM. in HORN.
= *Ludw. concava* (SOW.) BUCKM. in HOFFMANN, Sehnde.
- B *Ludwigia concava* SOW.; HOFFM., Taf. XV, 8.

- B *Leioceras concavum* SOW.; BUCKM., Monogr. II, 6—7. Anomales Exemplar, ungleiche Skulptur auf beiden Seiten.
- B *Reynesella lineata* BUCKM., Suppl., Pl. XVIII, 25.
= *Ludw. similis* BUCKM. in HORN.
- C *Hyperlioceras Desori* MOESCH.; BUCKM., Monogr., Pl. XVII, 6—7.
= *Ludw. discites* WAAG., in HOFFM.
- C *Hyperlioceras Walkeri* BUCKM., Monogr., Pl. XVI, 7—8.
= *Reynesella poides* BUCKM., Suppl.
- D *Ludwigia* sp. glatte Form, Sichelrippen auf dem Steinkern nur angedeutet.
- A *Lytoceras* sp.
- AE *Astarte* sp., aff. *Voltzi* ZIET.
- A ? *Pecten* sp.
- C *Ceromya aalensis* QU.
nach BENECKE identisch mit *Isocardia concentrica* QU., Jura, Taf. 49, Fig. 1—2.
- E *Ostrea calceola* ZIET.; BENECKE, Taf. XII, 3—10, p. 156.
- A *Terebratula* sp.
- A ? *Pleurotomaria* sp., Steinkern.
- D ? *Pentacrinus* sp.
- C Verkieseltes Holz. Nach einer verdankenswerten Mitteilung von Herrn Prof. W. RYTZ dürfte es sich um ein Coniferenholz handeln.

5. Bajocien

Die Verbreitung des Bajocien fällt mit der Hauptzone des Aaléniens zusammen. An der Brandegg besitzt es eine bedeutende Ausdehnung. Weiterhin steht es auch bei der gedeckten Brücke der Talstrasse S P. 1159 an. Die Gräben auf der W-Seite von Wenig schliessen Bajocien auf, ebenso die W-Hänge des Kuenisbergli, von wo es über Hangilaub und Bütschi gegen den Pommerngrat zu verfolgen ist.

Meist tritt das Bajocien in normalem Verbands mit Aalénien auf. Wie sich der Uebergang verhält, wurde bereits geschildert. Die obere Grenze scheint stets eine tektonische Scherfläche zu sein. Nie konnte ich einen stratigraphischen Kontakt gegen Callovooxfordien (Bathonien und unt. Callovien fehlen) feststellen.

Das Bajocien besitzt die aus dem Südhelvetikum bekannte Fazies der Cancellophycusschichten. Am Pommerngrat ist es wie folgt zu gliedern (vergl. Profil Pommerngrat):

I. Unmittelbar auf das Aalénien folgen dunkle, sandige Tonschiefer mit groben Muscovitschüppchen (1 mm) auf den Schichtflächen. Ganz grobe Cancellophycusfiguren verzieren sie. Wenige m über der Basis treten zuerst vereinzelt, dann immer häufiger harte Kieselkalkbänke (20—50 cm) auf, die Belemniten enthalten.

II. Im mittlern Bajocien werden die wechsellagernden Schichten heller. Die Bänke bestehen aus blaugrauem, fleckigem, zum Teil glimmerigem Mergelkalk, die Schieferzwischenlagen aus graubraunen glimmerführenden Mergeln. Vorerst dominieren die Kalke, gegen oben treten sie zurück und verschwinden schliesslich ganz. Gleichzeitig werden die Mergel immer feiner und verlieren ihre Schichtung, so dass sie an der Verwitterung in ellipsoidische Stücke zerfallen. Schöne *Cancellophycus*, Fucoiden, Belemniten und Ammoniten sind hier ziemlich häufig.

Im Hangilaub fällt zirka 40 m unter dem Grenzspatkalk (hier 0,8 m) eine etwa 1 m mächtige glimmerig-sandige Echinodermenbreccie mit Rhynchonellen und Bryozoen auf. Darunter (die Serie liegt verkehrt) folgt wiederum gewöhnlicher Dogger, der aber mehr und mehr Sand aufnimmt, um schliesslich, zirka 60 m vom Grenzspatkalk entfernt, in massige, orographisch hervortretende Sandsteinbänke überzugehen (15—20 m). Wenn diese verkehrt liegende Serie einheitlich ist, was der Fall zu sein scheint, dann entspricht der Sandstein dem oberen *Cancellophycus*dogger. Grosse Bedeutung gewinnt die sandige Fazies namentlich an der Brandegg (vergl. LUGEON, 72, III, S. 356).

Fossilinhalt des Bajociens.

Fundstellen:

- A. Pommerngrat. Graubraune Wechsellagerungen S der Einsattelung (Abteilung II, s. oben).
- B. Wenige m, bevor der Weg von Fahrni den Talboden des Bütschi erreicht, schneidet er graue, homogene Glimmermergel an (oberer Teil der Abteilung II).
- C. Hangilaub.
- D. Graben in den Wäldern westlich Wenig bei 1440 m ü. M.

Fossilien:

- A *Phylloceras mediterraneum* NEUM.
G. PRINTZ, Bakony, 1904, Taf. VII, 2a—c.
NEUMAYR, Genus Phylloc., Jahrb. k. k. Reichsanst. 1871.
- A *Lytoceras adeloides* KUD. (mit erhaltenem Mundrand).
KUDERNATSCH, Swinitza, Abh. k. k. Reichsanst. Bd. I, Taf. II, 14—15.
- CD *Lytoceras* sp.
- A *Cadomites pyritosus* QU.
QUENSTEDT, Ammoniten, Taf. 66, Fig. 4.

- A *Cadomites Brodiaei* SOW.
FALLOT & BLANCHET, Treballs Barcelona, 1921—22, Pl. IV, 2
und Pl. XIII, 2.
- B *Cadomites cosmopoliticum* MOERIKE = *Amm. Humphriesi* (SOW.) D'ORB
nach FALLOT & BLANCHET. D'ORB. Pal. franç., Pl. 134.
- A *Normannites (Otoites) Braikenridgii* SOW.
D'ORB. Pal. franç., Pl. 135, Fig. 2—3.
Belemnites sp. überall verbreitet.
- A *Millericrinus* sp.
- C *Rhynchonella* sp.
Cancellophycus scoparius THIOLL. überall verbreitet.

Aus den Ammoniten geht hervor, dass die fossilführende Zone die des *Ammonites Humphriesi* SOW. darstellt und mithin in das mittlere Bajocien fällt. Ob die *Cancellophycus*-Schichten noch ins Bathonien hineinreichen, ist unsicher, da *Cancellophycus scop.* THIOLL. ja vom oberen Aalénien bis in das Bathonien vorkommt. Aus Gründen der Analogie mit andern Gebieten muss aber angenommen werden, dass sie mit dem Bajocien abschliessen.

In den Schliffen sowohl sandiger Kalke, als auch eigentlicher Sandsteine findet man an organischen Trümmern nur Echinodermensplitter, Bryozoen, Textulariden und andere arenazische Foraminiferen (spärlich), fragliche Milioliden (Doggersandstein bei Hirzboden) und Bruchstücke von Muscheln und Brachiopoden. Die Sandsteine enthalten reichlich eckige Quarzsplitter (0,1 bis 2 mm) und Feldspatkörner (häufig Plagioklas und Mikroklin). Die Frische der Feldspäte und vereinzelt eingelagerte Kalkooide unterscheiden für das geübte Auge die Doggersandsteine sehr deutlich von ähnlichen tertiären.

Vergleich mit südhelvetischem Bajocien:

Gegenüber den mächtigen, monotonen Massen von *Cancellophycus*-Schichten, wie sie z. B. STAUFFER (115) beschrieben hat, erscheinen zwei Eigenschaften des Sattelzonendoggers bemerkenswert:

1. Die mittleren Lagen weisen einen bedeutenden Kalkgehalt auf. Es sind das die fossilreichen, fleckigen Kalkmergelwechsellagerungen am Pommerngrat.

2. Die oberen Schichten des Bajociens bestehen aus mächtigen Sandsteinkomplexen.

STAUFFER hat gezeigt, dass wir umso küstenfernere Sedimente antreffen, je weiter wir in der Wildhorndecke nach S ge-

langen (S. 39). Auffallenderweise entwickeln sich nun die ultrahelvetischen Schichten nicht im gleichen Sinne weiter, sondern lassen infolge der Häufigkeit von eingeschwemmtem Quarz- und Feldspatsand die Nähe einer kristallinen Insel vermuten.

Die Stratigraphie des Doggers deckt uns hier eine allgemeine Gesetzmässigkeit auf: Der Sedimentationsraum des Ultrahelvetikums bildete nicht einfach die Fortsetzung dessen des Helvetikums, sondern wird für einige Stufen gekennzeichnet durch eine Abnahme der Meerestiefe, ja zum Teil sogar durch Festlandbildung.

In diesem Zusammenhange möchte ich vorgreifend darauf hinweisen, dass Einstreuungen von Kristallin im obern Malm zu finden sind, das Berrias (?) als Oehrlischichten entwickelt ist und dass das Barrémien (und Aptien?) nicht die Schieferfazies der südlichen Wildhorndecke zeigt, sondern einen mächtigen Urgonolith enthält.

Anmerkung. Der Dogger am Pillon (McCONNEL, 82, S. 100) gleicht dem Pommerngratdogger ausserordentlich. Davon konnte ich mich bei der Durchsicht der Belegmaterialien McCONNELs überzeugen. Ich möchte nicht verfehlen, auch an dieser Stelle den Herren Prof. LUGEON und Dr. GAGNEBIN für die Bereitwilligkeit zu danken, mit der sie mir Zutritt zu den genannten Sammlungen gestatteten.

6. Oberer Dogger

Bathonien und unteres Callovien fehlen in der Sattelzone zwischen Achseten und Hahnenmoos. Weder Fossilien noch besondere lithologische Merkmale lassen ihre Anwesenheit vermuten. Das obere Callovien geht in die Oxfordschiefer über und soll daher mit jenen zusammen besprochen werden.

7. Callovoxfordien

Obschon die Oxfordschiefer recht fossilreich sind, fällt ihre genaue stratigraphische Beurteilung doch schwer, weil sie aus weichen, sehr gleitfähigen Schiefnern bestehen, so dass die tektonische Verknetung und Verschuppung hier ein Maximum erreicht. Völlig ungestörte Profile von nur wenigen m kommen kaum vor.

Die Verbreitung des Callovoxfordiens ist sehr gross. Mit Ausnahme der Gebiete Wildi-Bütschi, Geilskumme-Hahnenmoos und

Vorder Sillern tritt es allenthalben im Talgehänge rechts und links der Engstligen zutage. Orte, an denen es sich mit Vorteil beobachten lässt, sind die Umgebung des Metschhornes (oberhalb Achseten), die Losegg und der SE-Fuss des Regenbolshorns.

Unter Berücksichtigung aller Aufschlüsse und ihres Fossilbestandes gelangt man zu folgender Gliederung der Oxford-schiefer:

I. Graubraune, glimmerige Tonkalkbänke wechsellagern mit Schiefen ähnlicher Beschaffenheit von etwas dunkler Farbe. Zuweilen macht sich ein geringer Sandgehalt bemerkbar. Die Fossilien *Hecticoceras hecticum* REIN. (Läger 1520, im Bunderlentälchen) und *Cardioceras cordatum* SOW. var. *D.* DE LOR. (W Wenig 1500) besagen, dass diese Schichten im oberen Callovien beginnen und bis ins Oxford hinein reichen.

II. Schwarze, feinglimmerige Tonschiefer enthalten Bänke eines zähen, blauen, braun bis olivgrün anwitternden, kieseligen Tonkalkes. SE des Metschhornes fand sich in einer der eingelagerten Bänke *Peltoceras annulare* REIN.

III. (Entspr. BERNETS γ , 17, S. 234). Die Schiefer von II. setzen sich fort, die Kalkbänke verschwinden. Verwittert zerfallen die Schiefer kennzeichnend in feine Scherben. Fossilien sind häufig: *Sowerbyceras tortisulcatum* D'ORB., *Perisphinctes bernensis* DE LOR., *P. (Grossouvria) czenstochovensis* SIEM., *Phylloceras Riasi* DE LOR., *Ph. Zignoi* D'ORB., *Taramelliceras Richei* DE LOR., *Cardioceras cordatum* SOW. var. *F* DE LOR.

Sehr reichlich in den Schiefen enthaltene Konkretionen liefern beim Zerschlagen fast stets Ammoniten. Da aber unsicher ist, wie weit sie auf primärer Lagerstätte liegen, sind sie für eine Altersbestimmung nur von bedingtem Wert.

Die Schichten III. stellen die eigentlichen Oxford-schiefer dar, wie sie auch aus den südhelvetischen Gebieten (Faulhorn usw.) bekannt wurden. Sie gehen ohne scharfe Grenze über in

IV. (Entspr. BERNETS α) Graue, gelblich anwitternde Mergel, zuweilen wechsellagernd mit blaugrauen, gelbbraun bis rostig anwitternden Kalkbänken. Die Mergel enthalten u. a. *Trimarginites (Ochetoceras) Eucharis* D'ORB., *Hemicidaris* sp. und einen Fischzahn. Wie die Fossilien beweisen, müssen diese Mergel bis in das Argovien hinein reichen.

Zusammenfassende Fossiliste

o bedeutet: leitend für Callovien, + bedeutet: leitend für Argovien)

Fossilien	(Pl.	Fig.)	Fundstellen
o <i>Hecticoceras hecticum</i> REIN. D'ORB. Pal. franç.	152	4—5	Bunderlen, oberhalb Läger, 1520 m ü. M.
<i>Hecticoceras suevum</i> PAR. et BONAR. TSYTTOVITSCH, Chézery	V	7	Losegg, Nordhang 1880
QUENSTEDT, Amm.	82	3—5, 47	
<i>Hecticoceras rossiense</i> TEISS. var. <i>evoluta</i> TSYT.			Losegg, 1980
TSYT., Chézery, p. 40, 42	III	9	
<i>Hecticoceras pseudopunctatum</i> LAH. TSYT., Chézery, p. 48	IV	2	Losegg, 1880
<i>Sowerbyceras (Phylloceras) tortisulcatum</i> D'ORB.			sehr häufig
<i>Phylloceras Zignoi</i> D'ORB. P. DE LORIO, Jur. léd.	II	10—11	unterh. Tal 1700 und Alp Metsch 1940.
<i>Phylloceras Riazii</i> DE LOR. ibid.	I	3	Metschh. N. 2190 und Losegg N. 1880
<i>Cardioceras cordatum</i> SOW. var. <i>D</i> DE LOR. DE LOR., Oxf. inf., p. 17	II	8, 8a	westl. Wenig 1500
<i>Cardioceras cordatum</i> SOW. var. <i>F</i> DE LOR. ibid., p. 17	II	11	Marchgr. S-zweig 1520
<i>Cardioceras cordatum</i> SOW.			unterh. Tal 1700
<i>Cardioceras cordatum</i> SOW. Jugendexemplar			Losegg 1980
<i>Quenstedticeras cf. Lamberti</i> SOW. nur innerste Umgänge deutlich.			Losegg 1980
<i>Peltoceras annulare</i> REIN. DE LOR., Oxf. inf.	VII	12	südöstl. Metschh. u. Losegg 1980
<i>Peltoceras arduennense</i> D'ORB. ibid.	VII	1	Losegg 1980, 1880
<i>Perisphinctes (Grossouvria) czenstochovensis</i> SIEM. SIEMIRADSKI, Gen, Periph. p. 85 = <i>Per. Moeschi</i> , BUK. BUKOWSKI, Czenstochau p. 144.	VI	10	Cholerenschlucht unterh. d. W'fällen Pommerngrat, süd des Passes
<i>Perisphinctes Bernensis</i> DE LOR. verschiedene Varietäten mit kleinen Un- terschieden			Losegg 1820 P. 2142 N Metschh. Marchgr. N-zweig 1720. Cholerenschl. Engstligenschlucht b. hohen Steg u.ä.O

<i>Perisphinctes sp.</i>			Senggi 1650
Angehörige verschiedener Species			Marchgr. N-zweig 1360, S-zweig 1430 Metschegg 2010 Choleren über dem Malm der Schlucht u. a. O. Losegg 1980
○ <i>Distichoceras bipartitum</i> ZIET.			
D'ORB. Pal. franç.	158	1—2	
<i>Haploceras Erato</i> D'ORB.			Senggi 1560
ibid.	201	3—6	
= <i>Amm. lingulatus</i> QU. WEPFER			
<i>Taramelliceras Richei</i> DE LOR.			Regenbolshorn-
DE LOR., Oxf. inf.	IV	13—16	Ostfuss
<i>Oppelia Rollieri</i> DE LOR.			Tannen 1360
DE LOR. Oxf. inf. p. 65	IV	24	
+ <i>Trimarginites (Ochetoceras) Eucharis</i> D'ORB.			Hinter Bunder 2040
D'ORB. Pal. franç.	198	3—4	u. Metschh.-W 2140
<i>Oppelia sp.</i>			
<i>Aptychus sp.</i>			Metschh. Fluhband
<i>Terebratula sp.</i>			" "
<i>Hemicidaris sp.</i>			Hinter Bunder 2040
Fischzahn, Bruchstück			" "

Zusammenfassung. Die Mächtigkeit der unter „Callovooxfordien“ zusammengefassten Schiefer zu beurteilen, bereitet Schwierigkeiten. In den einzelnen Aufschlüssen schwankt sie zwischen ein paar dm und Hunderten von m. 100 m werden ein rundes Mittelmaß darstellen. Wie gezeigt, beginnen die Schiefer im obern Callovien und reichen bis ins Argovien. Dass die Sedimentation keine andauernde war, darauf weisen die erwähnten, oft gerollt erscheinenden Konkretionen hin. Liefern sie doch nebeneinander *Distichoceras bipartitum* ZIET. und *Cardioceras cordatum* SOW. Bei den tektonischen Komplikationen war es aber ganz unmöglich, eine Grenze, eine Schichtlücke zwischen den Abteilungen der Schiefer zu finden oder gar auf der Karte einzuzichnen. Gegenüber den hangenden Argovien-Knollenkalken dagegen fällt die Unterscheidung immer leicht, so dass diese Grenze bei der Kartierung massgebend wurde.

8. Malm

Die hellen, meist orographisch hervortretenden Kalke des Malm umfassen die Stufen Argovien, Sequanien, möglicherweise Kimeridgien und Portlandien. Sie kommen stets mit Oxfordien zusammen vor.

I. *Argovien*. Knollige, gebankte (3—15 cm) Kalke können einander entweder direkt berühren, oder es trennen sie eingeschaltete, feinknollige Kalkmergelzonen. Der helle, weisslich anwitternde Kalk unterscheidet sich sehr leicht von den rostigen, innen viel dunklern Kalkbänken des Liegenden. Tonhäute, die ihn zuweilen durchziehen, sind bei starker tektonischer Beanspruchung des Gesteins sericitisiert (Malm an der Niesenbasis N Stein). Die grösste aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 30 m (Graben N Märzenegg), ist aber vielleicht tektonisch bedingt. Beim näheren Zusehen erweisen sich viele der Knollen der Kalkbänke als vollständig zerdrückte Ammoniten. Bestimmbare Stücke sind selten. Einzig am Südfuss des Regenbolshorns fand ich welche.

Perisphinctes biplex SOW., in SIEMIRADZKI, Genus *Perisphinctes*

Taf. XXV, 41, S. 265.

Perisphinctes (Ataxioceras) cf. Schilli OPP., ibid. Taf. XXII, 57.

Perisphinctes sp., an mehreren Fundstellen.

Phylloceras sp., Regenbolshorn.

Aptychus sp., mehrere Species an verschiedenen Fundstellen.

Belemnites sp., verbreitet.

ARN. HEIM glaubte, im Gegensatz zu westschweizerischen Autoren, in den Knollenkalken am Regenbolshorn das Sequanien wiederzufinden (51, S. 475—476). Beweisende Fossilien erwähnt er nicht, nur *Belemnites sp.* und *Lytoceras sp.* werden zitiert.

Mit Vorbehalt stelle ich graue, hell anwitternde Kalkmergelschiefer, die Pyritkugeln (bis 1 cm Dm) und Aptychen enthalten, ins Argovien. Sie treten ziemlich selten auf, z. B. unter dem Liegendschenkel des Malms N Fleckli.

II. *Sequanien*. Ebenflächig begrenzte Kalkbänke (2—20 cm) lösen die Knollenkalke ab, bestehen aber aus dem gleichen hellen, dichten Kalke. Schalig gebaute Silexknollen und -lagen kennzeichnen diese Zone, die ganz fossilleer erscheint. Da sie das Hangende des Argoviens bildet, kann sie dem Sequanien entsprechen.

III. Kimeridgien. Das Sequanien geht gegen oben in kompakten Kalk gleicher Beschaffenheit über, dem aber der Silex fehlt. Auch diese Zone hat keine Fossilien geliefert. Sehr vage nur kann daher vermutet werden, dass sie das Kimeridge darstellt. Es ist kennzeichnend, dass der kompakte obere Malm nur an grösseren Malmkomplexen teilnimmt. Die einzelnen Malm-linsen, die allenthalben in Oxford und Flysch eingeschlossen sind, bestehen durchwegs aus knolligem oder gebanktem unterem Malmkalk.

IV. Tithon konnte ich nie in sicher stratigraphischem Kontakt mit Malm beobachten. Es lässt sich am besten untersuchen in einem Steinbruch an der Talstrasse 500 m talwärts der gedeckten Brücke beim Hirzboden. Wie ein mächtiger Block ragt aus den Matten ein Felsen empor, der, durch und durch gleichartig, aus einem dunklen brecciösen Kalk besteht (Grösse der Komponenten wenige mm bis einige cm). Im Schliff kommt die brecciöse Natur des Gesteins durch wechselnden Tongehalt zum Ausdruck. Das tonreichere Bindemittel ist auch reicher an Foraminiferen: *Calpionella alpina* LOR., seltener *Robulus* sp. und *Nodosaria*? Vereinzelt kommen Radiolarien, Spongiennadeln und Echinoder-mensplitter vor.

Einen stratigraphischen Uebergang Malm-Neokom konnte ich nie feststellen. Stets ist entweder eine tektonische Scherfläche oder eine Transgressionsfläche jüngerer Schichten die obere Grenze. Auf den zweiten Fall muss kurz eingetreten werden.

a) Wangschichten transgredieren auf den Malm der untern Regenbolshornschuppe, wahrscheinlich aber auch auf den Malm der oberen (vergl. die Beschreibung des Regenbolshorns). Die Wangtransgression, die in südhelvetischen Gebieten bis ins Barrémien hinabreicht, erfasst in ursprünglich noch südlicheren Regionen sogar den Malm.

b) LUGEON (73, S. 347) hat gezeigt, dass in den Relikten der ultrahelvetischen Wurzeln auf dem Rücken der Wildhorndecke der Malmkalk von einer feinen nummulitenführenden Kalkbreccie überlagert wird. In der Sattelzone sucht man eine entsprechende Erscheinung vergeblich. Einige Indizien weisen aber doch darauf hin. An der Losegg und Brandegg treten tertiäre grobe Kalkbreccien auf, die als Komponenten auch Malmkalke enthalten.

Auf der Metschalp fand ich im Schutt eine Malmkalkbreccie, die in tertiären Flyschquarzit übergeht (*Nummulites distans* DESH.). Diese Breccien sind nicht zu verwechseln mit den ab und zu vorkommenden tektonischen Malmbreccien (Alp Wenig und Höchstfluh-E).

Die Transgression von Wangschichten und Tertiär auf Malm erklären nun sehr leicht einerseits das Zusammenauftreten von Oxfordien, Malm, Wangschichten und Flysch, worauf wiederholt aufmerksam gemacht wurde, andererseits aber auch, dass der Malm, und zwar meist nur seine tiefern Stufen als Blöcke und Linsen in den Schiefen vorkommen. Der Malm bildete eben schon vor der Ueberschiebung keine zusammenhängende Schichtplatte mehr, so dass die tektonischen Kräfte leichtes Spiel hatten, ihn vollends auseinander zu reissen und in die Schiefer einzuwickeln.

Recht seltsam sind die Schichten, die bei Wildenschwand, auf dem rechten Engstligenufer hinter den Häusern von Boden anstehen. Dort konnte ich zwischen 1420 und 1430 m folgendes Profil aufnehmen (Fig. 12):

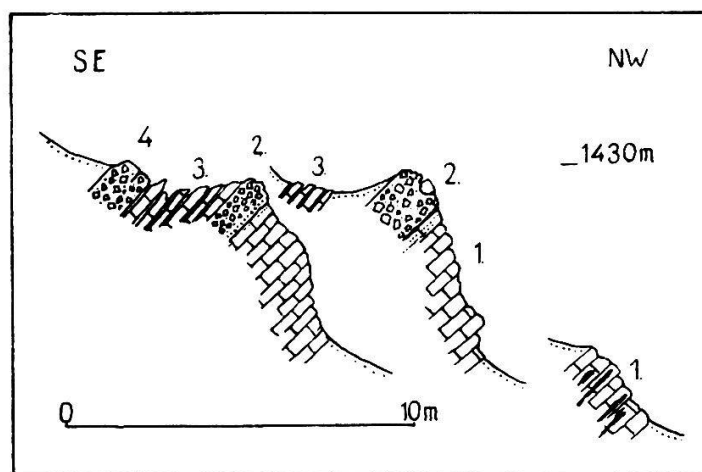


Fig. 12. Wildenschwand

1. Heilgrauer, dichter Kalk, weisslich anwitternd, an Turon erinnernd, aber scharfkantiger brechend, gebankt (20—30 cm), stellenweise Silex enthaltend. U. d. M. Radiolarien und Calpionellen. Globigerinen dagegen fehlen ganz.

Wenige cm vor dem Uebergange zu 2. treten sandige Horizonte auf.

2. 0,5—2 m Granitkonglomerat. Gerölle: 2—10 cm, saure, grüne Granite, seltener kristalline Schiefer, an der Basis auch Bruchstücke von 1. Rascher Uebergang zu

3. 2—3 m Wechsellagerung von Kalkbänken (10 cm) mit Kalkmergelschiefern. Einstreuung von Kristallin- und Kalkgeröllchen (bis 1 cm; Granit, Quarz- und Feldspatbruchstücke, Radiolarienkalk, Kalk mit Spongienadeln, Sandkalk). Organische Ueberreste: Echinodermensplitter, Radiolarien und Calpionellen (der Kragen ist jedoch sehr selten deutlich entwickelt), *Aptychus sp.*
4. 1 $\frac{1}{2}$ x m Granitbreccie wie 2.

Der Aufschluss ist ringsherum von Quartärablagerungen umgeben, ein Kontakt zum Nebengestein gelangt nicht zur Beobachtung.

Aehnliche Gesteine treten am Kuenisbergli auf, dort als ein paar m mächtige, reihenartig angeordnete Linsen (NE-SW) zwischen tertiären Globigerinenmergeln. Dazu gesellen sich blaugraue Fleckenkalke und sandige, spätige Kalkbreccien (1—30 mm; Radiolarienkalke, Spongienkalke u. a. als Komponenten).

Die gefundenen Tatsachen genügen nicht zur sichern Altersbestimmung der beschriebenen Gesteine. Die Anwesenheit von Calpionellen macht Tithon oder Infravalaginien wahrscheinlich. Sonderbar berührt dann allerdings das eingelagerte Kristallin, so dass man Vergleiche und Beziehungen zum Falknisalm sucht. Ob mit Recht?

Es ist von Interesse, dass BECK (16) genau die selben Gesteine oberhalb Scharnathal (Hanselen und Kienschlucht) aufgefunden hat, wovon ich mich auf einer gemeinsamen Exkursion überzeugen konnte. Er fand in diesen „Schattwaldschichten“ nur spezifisch unbestimmbare Ammoniten, Belemniten und Aptychen. Auch dort ist somit eine genaue Altersbestimmung bisher nicht möglich geworden.

9. Unterkreide

a) Berriasien?

Die Schichten des Fluhbandes am Metschhorn (vergl. Fig. 2) bestehen aus dunklen, matten, oolithischen Mergelschiefern, die härtere Bänke von gleicher Beschaffenheit einschliessen. Sie liefern nur unbestimmbare Fossilien: Aptychen, Terebrateln und Rhynchonellen. U. d. M. erkennt man in einer bräunlichen, kalzitischen Grundmasse Kalkooide (0,5 mm), deren Kerne meist aus Foraminiferen und Echinodermensplittern gebildet werden. Organische Einschlüsse: Echinodermensplitter, Milioliden, Cristel-

larien? und arenazische Foraminiferen (Baumaterial häufig kleine Ooide).

ARN. HEIM hat gefunden (52), dass die oolithischen Fazies des Berrias, die in einer nördlichen Region der helvetischen Decken zum ersten Male festgestellt wurde (Oehrlschichten), in der ultrahelvetischen Schichtfolge am Mt. Bifé wiederkehrt. O. BUECHI (22) bestätigt die Angaben HEIMs und belegt mit Fossilien. Man kann nun vermuten, dass die oolithischen Schichten am Metschhorn den Berriasschichten den Mt. Bifé entsprechen und das stratigraphisch Hangende der liegenden Malmschichten darstellen. Diese Annahme steht nicht im Widerspruch mit den Ausführungen über die obere Grenze des Malms, da wie schon angedeutet die Tertiärtransgression sehr wechselnd tief hinabgreift. Am Metschhorn hätte sie dann die Malm-Kreidegrenze nicht ganz erreicht.

b) Valanginien - Urgon.

Valanginien kommt in der Sattelzone vor als Linsen in den Wangschichten am Pommerngrat und zusammen mit Flysch, Malm usw. am Hörnli, auf dem linken Engstligenufer beim Hohen Steg u. a. a. O. Bestimmbare Fossilien fehlen, ebenso ein eindeutiger Kontakt mit älteren oder jüngeren Schichten. Die Annahme, dass die Kalke, die im folgenden als Valanginien beschrieben werden, tatsächlich dieser Stufe angehören, stützt sich ausschliesslich auf vergleichend lithologische Momente. Sie sind helvetischem Diphyoidekalk tatsächlich oft sehr ähnlich.

Das Gestein besteht aus hellem, graubraunem, dichtem, tonhäutedurchzogenem Kalk, dessen frische Bruchfläche feine Pünktchen und Flecken überstreuen. Von Turonkalk, mit welchem es schon verwechselt wurde, ist es zu unterscheiden durch seine rauhere Anwitterung und durch grössere Zähigkeit, hauptsächlich aber durch den gänzlichen Mangel an Globigeriniden.

Namentlich das Schliffbild bringt die Aehnlichkeit mit helvetischem Diphyoidekalk gut zum Ausdruck (z. B. Valanginien vom Pommerngrat). Kryptokristalliner Kalzit erweist sich durchsetzt von kalzitisierten Radiolarien und Silicispongiennadeln, deren Kieselsäure teilweise sekundär wieder zum Absatz gelangte. Daneben kommen einige vereinzelte Textularien vor. Ein Schliff des Valanginiens am Hörnli bietet im allgemeinen dasselbe

Bild. Neu treten spärlich vorhandene Echinodermensplitter und unbestimmbare kalkschalige Foraminiferen mit glauconitischer Kammerfüllung dazu.

Zum Neokom sind ferner die Schichten 1. bis 7. des Grabens S Hotel Bellevue, oberhalb Adelboden zu rechnen (vergl. Nr. 12 voriger Abschn.). Neben Diphyoideskalk tritt dunkler, gebankter, bituminöser Kieselkalk auf (1., 3., 7.), der helvetischem Hauterivien, aber auch Wangschichten sehr ähnlich ist, von diesen jedoch durch sein gröberes Korn und durch das Fehlen von Jereminellen unterschieden werden kann (die Wangschichten der Sattelzone lassen sich bei einigem Suchen fast ausnahmslos durch Jereminellenfunde belegen). Die Schichten 6. zeigen durchaus die Fazies helvetischer Drusbergschichten. Ein Anschliff eines Stückes einer Oolithbank lässt neben den Ooiden Milioliden und Orbitolinen als wesentliche Bestandteile des Gesteins sehr deutlich erkennen. Schwerer fällt die Beurteilung des Glauconitsandsteins 2., da ja die zyklische Sedimentation der Unterkreide wiederholt Glauconithorizonte entwickelt (6). Ein Schliff erlaubt keine Präzisierung: Quarzsplitter (0,2 mm), seltener auch Feldspatdruchstücke und Pyrithexaederchen liegen eingebettet in einer Grundmasse von Glauconit, Phosphorit und Kalzit. An organischen Trümmern finden sich nur Echinodermensplitter. Unter Berücksichtigung seiner Vergesellschaftung mit zum Teil glauconitischem Kieselkalk und mit Drusbergschichten kann man in dem Glauconitsandstein die Altmanschicht vermuten.

Zusammenfassung. Der Graben S Hotel Bellevue schliesst Gesteine folgender Stufen auf:

Valanginien: Diphyoideskalk.

Hauterivien: Kieselkalk, zum Teil (gegen oben) glauconit-haltig.

Barrémien: { Altmanschicht. Glauconitsandstein.
Drusbergschichten. Wechsellagerungen urgong-artiger Bänke mit dunklen Schiefen.

Die ganze Eigenart dieser Bildungen soll aber noch deutlicher zum Ausdruck kommen! Dem erwähnten Profil fehlt das obere Barrémien, das Urgon. Wir finden es SW Adelboden, an der Gilbachegg (vergl. Einzelprofile, 13.). Das Gestein besteht aus einem grauen, leicht bräunlichen, hell anwitternden, etwas spätigen Oolith, dessen Oberfläche Querschnitte von Requienien-

schalen zeigt. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 50—60 m. Im Schliff sind neben den Ooiden Milioliden, Orbitolinen, Textulariden, Echinodermensplitter, Bryozoen und Bivalvenfragmente zu erkennen. Die für den Schrattenkalk so typische *Diplopora Mühlbergi* LOR. scheint ebenfalls vorhanden zu sein. Starke Sammelkristallisation ist bei der Beobachtung sehr hinderlich. Immerhin genügen die aufgezählten Kennzeichen, um den Oolith der Gilbachegg als Schrattenkalk, als Urgon zu bestimmen.

Bei einem Vergleich der Fazies der Kreideschuppen bei Adelboden mit dem Neokom der Préalpes bordières, wie es z. B. GAGNEBIN beschrieb (30), springen die Unterschiede in die Augen. Hier Urgonkalke und glauconitische Bildungen, dort mergelige Cephalopodenfazies. Dagegen musste wiederholt auf fazielle Ähnlichkeit mit helvetischer Kreide, und zwar nicht mit der Südfazies des Lohner, sondern mit einer nördlicheren hingewiesen werden.

10. Mittlere Kreide

Wie auch vom obern Dogger, fehlt von der mittleren Kreide jede Spur. Stellenweise ist das Fehlen sicher stratigraphisch bedingt, indem Wangschichten und Tertiär bis auf Malm transgredieren. Auch der Urgonkalk der Gilbachegg scheint gegen oben durch eine Transgressionsfläche begrenzt zu sein. Der Kontakt zu den hangenden tertiären Quarzsandsteinen ist jedoch ungenügend aufgeschlossen, so dass nichts bestimmtes darüber ausgesagt werden kann. Unklarer liegen die Verhältnisse zwischen den Valangienkalken und den Wangschichten am Pommerngrat. In der westlichen Fortsetzung dieser Kreidezone (Plaine-morte-Decke, LU-GEON) sind die hangenden Schichten des Valanginiens bekannt. Ihr Fehlen im Gebiet von Adelboden muss daher vielleicht in tektonischen Verumständen gesucht werden.

11. Turonien

Der Flysch der Préalpes externes und internes, wie auch der Flysch der Habkernzone besitzen Einlagerungen von hellen dichten Foraminiferenkalken, die schon alle möglichen Namen bekommen haben, so Seewerkalk, seewerähnlicher Kalk, Fleckenkalk, couches rouges, calcaires à roselines usw. Da diese Leimernschichten, wie KAUFMANN sie nannte (60, S. 310), oftmals aus ihrem

stratigraphischen Verbände herausgelöst erscheinen, war ihr Alter durch viele Jahre hindurch Gegenstand der Diskussion. KAUFMANN schrieb sie dem Tertiär zu. In der Folge wurde bald turones, bald wieder tertiäres Alter angenommen. GAGNEBIN gab 1917 eine kurze Zusammenstellung der verschiedenen Ansichten (28). Er kam in Uebereinstimmung mit LUGEON (75) zum Schluss, dass die Fazies der Leimernschichten sowohl in der Oberkreide als auch im Tertiär auftreten kann.

Ueber den Leitwert der bekannten Mikrofauna dieser Kalke sind die Meinungen noch geteilt. GAGNEBIN (28), TERCIER (125) und LIECHTI (61) verneinen ihn, während VONDER-SCHMITT (126) betont, in tertiären Leimernschichten nie die *Globotruncana canaliculata* REUSS gefunden zu haben. (Ueber die Synonymie dieses Foraminifers vergl. LIECHTI, 61, Fussnote S. 125.) Da demnach die Eignung dieser Mikrofauna zur Altersunterscheidung gegenwärtig noch fraglich ist, beschränke ich mich auf folgende lithologische Gliederung des ganzen Leimernkomplexes:

1. Helle, grünlichgraue, dichte Kalke, enthaltend Inoceramen und *Globotruncana*. Sand fehlt, Glauconit ist sehr selten.
2. Graue, fleckige Kalke, enthaltend *Globotruncana*. Inoceramen fehlen, Sand und Glauconit spärlich.
3. Sandige, glimmerige, glauconitführende Fleckenschiefer, anscheinend mit 2. durch Uebergänge verbunden. *Globotruncana* und Inoceramen fehlen. Nicht selten sind Bänke und Blöcke einer discocyclinenführenden Kalkbreccie eingeschlossen.

Grosse Inoceramen (wie in 1.) kommen nach der herrschenden Ansicht im Tertiär nicht mehr vor. Die Schichten Nr. 1 müssen also als Vertreter kretazischer „Leimernschichten“ angesehen werden. Die Schiefer Nr. 3 aber gehören unzweifelhaft dem Tertiär an. Zwischen Nr. 2 und 3 bestehen alle lithologischen Uebergangstypen, die im Terrain nicht mit Sicherheit der einen oder andern dieser Abteilungen zugeteilt werden können. Daher bespreche ich den Komplex 2, ohne damit die noch stets schwebende Frage nach seinem Alter entscheiden zu wollen, zusammen mit den Schiefeln 3 im Abschnitt Tertiär.

LIECHTI (61) schlägt eine ähnliche Unterteilung der Leimernschichten vor. Seine „Fraglichen Oberkreidekalke“ dürften der Nr. 1 (oben) entsprechen (S. 124). Nrn. 2 und 3 sind mit seinen Mergelkalken und Mergelschiefeln identisch (S. 128). LIECHTI betont ausdrücklich, dass echte Fo-

raminiferen k a l k e in stratigraphischem Verbande mit Wildflysch auftreten, somit zum Teil sicher dem Tertiär angehören.

Im folgenden werden die kretazischen Foraminiferenkalke besprochen. Die wichtigeren Vorkommen sind:

1. Metschegg, 1860, 1—2 m } (vergl. Profil Metschegg, 4. und 12.)
Metschegg, 1880, 5 m }
- Keine der beiden Bänke enthält Inoceramen.
2. Metschegg; wenige m unter dem P. 2142 steckt eine geringmächtige Linse im Flysch (0,3—0,5 m). Sie führt Inoceramenschalenfragmente (Profil Metschegg 33.).
3. Grat Metschhorn-Allmengrat. Mächtige Linse im Flysch.
4. Marchgraben, Nordzweig, 1490. Maximal 3 m mächtige Linse im Wildflysch. Inoceramenbruchstücke bis 16 cm Durchmesser.
5. Losegg, 2100. Leimernkalklinsen im Wildflysch. Ein kleiner Graben südlich der Gratkante ergab bei 2060 reichlich Inoceramenbruchstücke. Mächtigkeit bis 5 m (Profil Losegg, Fig. 6).
6. Anriss nördlich Wenig.
Westlich Wenig, bei 1500. Inoceramenbruchstücke
7. Mächtige Anhäufung auf der Alp Fleckli
8. Otternbach, Südhang 1180.
9. Kuenisbergli. Häufig Blöcke im Gehängeschutt.
10. Gilbachegg, bei zirka 1690 (Profil Gilbachegg).
11. Metschberg-Metschstand-Blattihorn. Am Blattihorn beträgt die Mächtigkeit 45 m. Inoceramenbruchstücke erreichen Durchmesser bis 10 cm (Profil Hahnenmoos, insbesondere Profil Blattihorn).

Z u s a m m e n f a s s u n g. Die turonen Foraminiferenkalke können als mächtige Anhäufungen, aber auch als schmale Linsen im Flysch auftreten. Ihre Mächtigkeit liefert, wie die Inoceramenfunde zeigen, jedenfalls kein Kriterium für die Unterscheidung Oberkreide-Flysch.

Der kretazische Foraminiferenkalk ist sehr dicht. Gegenüber ähnlichen tertiären Kalken fällt sein viel geringerer Sandgehalt auf, sowie das Fehlen von Flecken und eine hellere Farbe (grünlichgrau, blaugrünlich, selten rot). Von Valanginienkalk, mit welchem er schon verwechselt wurde, unterscheidet ihn leicht sein muscheliger Bruch und die sehr geringe Kohäsion unter dem Hammer.

Im Schriff ist in der kalzitischen, feinkörnigen Grundmasse Quarz und Feldspat nur als sekundäre Ausscheidung zu erkennen, Glaukonit äusserst selten. Die Fauna umfasst die Genera *Globotruncana* (*G. canaliculata* REUSS), *Globigerina*, *Globigerinella*, *Nodosaria*, *Orbulina* und andere. Stellenweise durchsetzen

Kalzitprismen von Inoceramenschalen den Kalk in sehr grosser Menge.

Stratigraphische Stellung und Begrenzung. Die Oberkreidekalke haben keine spezifisch bestimmbareren Makrofossilien geliefert. Die Anwesenheit grosser Inoceramen besagt, dass sie nicht tertiär sein können. Die Mikrofauna kann zur Altersbestimmung beim gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse nicht mit Sicherheit herangezogen werden. Auch der stratigraphische Verband bietet keine diesbezüglichen Anhaltspunkte. Wie in den Préalpes externes ist die stratigraphisch untere Begrenzungsfläche stets eine tektonische Scherfläche. Einen normalen Verband mit jüngeren Schichten zeigt eine einzige Stelle: Am Blattihorn (vergl. das angeführte Profil) transgredieren über die Foraminiferenkalke Glauconitsandsteine und Granitbreccien, an deren tertiärem Alter wohl kaum zu zweifeln ist.

12. Senonien

ARN. HEIM hat als erster in der Sattelzone bei Adelboden senone Mergel festgestellt (53, S. 357, Fig. 99; S. 463).

Fundstellen: Gilbachtobel hinter der Brücke des Hahnenmoosweges, Blattihorn (vergl. Fig. 10), Metschstand (zw. den Wangsch. im N-Hang).

Die senonen Mergel treten immer mit Wangschichten zusammen auf. Es sind hellgrünliche schiefrige Mergel mit feinsten Glimmerschüppchen, teilweise etwas rostig anwitternd. Sie lieferten keine bestimmbareren Fossilien. Auch der stratigraphische Verband ist nie eindeutig erhalten, so dass daraus keine Anhaltspunkte für ihr Alter gewonnen werden können. U. d. M. fällt neben den spärlich vorhandenen Globigerinen eine mehrere mm lange, von Poren durchbohrte, arenazische Röhre auf, deren Lumen feinkörniger Kalzit oder Pyrit erfüllt (vergl. Taf. I, 8.). Weder makroskopische, noch mikroskopische Eigenschaften liefern den Beweis für das senone Alter der in Frage stehenden Schichten. Die Bezeichnung „Senone Mergel“ muss sich daher ausschliesslich auf die fazielle Aehnlichkeit mit den Senonschichten (Amdenerschichten) der Ostschweiz stützen.

Auf der Karte wurden die senonen Mergel mit dem Wildflyschn zusammengefasst, denn dieser enthält graugrüne Fleckenmergel, die von den Senonschichten kaum zu unterscheiden sind, was bei dem

verwickelten Bau der Sattelzone eine eindeutige Trennung und Abgrenzung oft verunmöglicht.

13. Maestrichtien (Wangschichten)

Die Wangschichten besitzen in der Sattelzone eine grosse Verbreitung und eine sehr typische Ausbildung. Es verwundert, dass sie so lange nicht beachtet wurden. BERNET (17) kennt sie gar nicht, SARASIN und COLLET erwähnen bei Wildi „une mince couche de calc. gris marneux, un peu micacés, probablement supracrétaciques“ (103, S. 24). Erst LUGEON und HEIM haben sie an mehreren Orten entdeckt (51, 77).

Bald treten die Wangschichten als mächtige Anhäufungen auf (Pommerngrat, Bütschi, Wildi, Metschstand), bald als schmale Linsen im Flysch oder zwischen Flysch und Mesozoikum (Anriss E. Wenig, beim Hohen Steg usw.). Sie bestehen aus Schiefen oder gebankten Kalken oder einer Wechsellagerung beider. Ein Bild der Gliederung vermittelt das Profil II aus dem Gilbachgraben (vergl. S. 52, Fig. 8).

Die Wangschichten zeichnen sich durch einen starken Bitumengehalt aus (namentlich auf Kalzitadern). Er erzeugt ihre dunkle Farbe. Die Anwitterungsfläche ist aschgrau, bei kalkigen Varitäten mehr blaugrau, bei sandigen mehr bräunlich. Kalk und Ton wiegen bei der Zusammensetzung vor, seltener ist ein bedeutender Sandgehalt festzustellen.

Nirgends stehen die Wangschichten in sicher stratigraphischem Kontakt mit jüngern Sedimenten, und nur an einer einzigen Stelle mit älteren: Am Regenbolshorn transgredieren sie auf Malm. ARN. HEIM glaubte auch, dass am Blattihorn (vergl. Fig. 10) die Wangschichten auf senone Mergel transgredieren. Die Erscheinungen sind jedoch zu wenig klar, als dass ich Schlüsse daraus ziehen wollte. Der stratigraphische Verband bietet somit keine Anhaltspunkte zur genauen Festlegung des Alters der Wangschichten.

Fossilien: *Jereminella Pfenderae* LUG., häufiger in kalkiger als in sandiger Fazies. *Pachydiscus* sp., gefunden von meinem Kollegen Zimmermann bei einer gemeinsamen Begehung zuhinterst im Gilbachgraben. Der spezifisch nicht bestimmbare Ammonit besagt, dass die Wangschichten, wenigstens an der genannten Stelle, sicher älter als Danien sind.

Schliffbild (Regenbolshorn, Foraminiferenbank): Grundmasse: Tonig und bituminös getrübt Kalzit. Einschlüsse: Quarzsand (zwei Generationen, 0,05 und 0,5 mm), Glauconit, Phosphorit, Pyrit und Geröllchen anderer Gesteine (Malmkalk mit Calpionellen, Turonkalk mit *Globotruncana canaliculata* REUSS usw.). Foraminiferen aus den Familien Rotaliidae, Lagenidae (*Cristellaria*), Globigerinidae, Lituolidae (*Haplophragmoides*), Textularidae, (*Textularia*, *Bigenerina*) u. a., Rheophaeidae. An organogenen Trümmern ferner Bivalvenbruchstücke und Echinodermensplitter.

Die Foraminifere aus dem Genus *Haplophragmoides* zitiert ARN. HEIM unter dem Namen *Lituola nautiloidea* (51, S. 476). Er schreibt dazu: „Nach freundlicher Untersuchung durch Prof. H. DOUVILLE entspricht die bis 4 mm grosse, kugelig spiralige, megasphaerische Form der in der Oberkreide von Meudon bekannten *Lituola nautiloidea*.“ Das Geologische Institut Bern besitzt diese Foraminifere von Meudon, die aber mit jener grossen vom Regenbolshorn durchaus nicht identisch ist. Nähere Untersuchungen der letztern, veranlasst durch Herrn Dr. W. LEUPOLD, führten nach CUSHMAN (128) mit grosser Wahrscheinlichkeit zum Genus *Haplophragmoides*.

Ein Schliff aus den Wangschichten des Bütschi, wesentlich weniger foraminiferenreich, ist voll von kalzitisierten Silicispongiennadeln.

Die sandig-kieseligen Kalke, die auf die obere Malmschuppe des Regenbolshorns transgredieren, müssen mit Vorbehalt zu den Wangschichten gezählt werden (vergl. Beschreibung des Regenbolshorns).

14. Fragliche Oberkreide

BORNHAUSER gibt ein Profil der Niesenbasis auf der Lavelyalp (19, S. 47—48, Fig. 3). Nach diesem Autor würden unter der Niesentrias folgen (Nr. 3): „Hellanwitternde, gutgeschichtete Schiefer in Wechsellagerung mit Kalken; Neocomien? Es handelt sich vielleicht auch um Wildflysch, der etwas weiter nördlich ansteht.“

Nach sorgfältigem Suchen fand ich in diesen Schiefeln einige unregelmässig polygonale Plättchen eines vollständig zusammengedrückten Seeigels (5 mal 8 cm Gesamtdurchmesser, Granula-

tioner: sehr deutlich). Rings um die Plättchen ordnen sich feine Stacheln an, die auch sonst stellenweise das Gestein massenhaft durchsetzen. Der Seeigel kommt, soweit ersichtlich, oberkre-tazischen Formen am nächsten; die hellen Kalkschiefer wären somit der Oberkreide zuzuweisen, bis eindeutige Fossilfunde gemacht werden können.

15. Tertiär

Weitaus das vielgestaltigste Sediment der Sattelzone bildet der Flysch. Er wiederholt viele Fazies des Mesozoikums. Bunte Mergel, eisenschüssige, dunkle Schiefer, doggerähnliche Sandsteine, graue Kalkmergel und schwarze Tonschiefer, Fleckenkalke mit Radiolarien, Globigerinenkalke und -mergel sind oft, wenn aus dem stratigraphischen Verbände herausgelöst, recht schwierig zu unterscheiden von den entsprechenden mesozoischen Ablagerungen. Ausserdem besitzt der Flysch aber auch eine Anzahl typischer, nur ihm eigener Ausbildungsmöglichkeiten, so namentlich die Kalkbreccien und den Blockflysch. Die „wilde“ Lagerung darf gar nicht immer als Kriterium herangezogen werden und auch mesozoische Schichten können zuweilen tektonische Schürflinge einschliessen.

Im folgenden soll der Versuch gemacht werden, die wichtigsten Typen der Flyschsedimentation zu charakterisieren.

A. Chemisch-organogene Sedimente

1. Leimernkalke.

Im folgenden werden die Leimernkalke der Gruppe 2 (S. 83) beschrieben. Die noch offene Frage nach deren stratigraphischer Eingliederung wurde bereits berührt.

Verbreitung: Im Bachgraben, der die Alp Nassberg gegen Süden begrenzt, stehen bei 1730 m ü. M. weiche, braun anwitternde Mergel des Wildflyschs an. Sie enthalten neben Discocyclinenbreccienbänken und -blöcken auch Bänke von Leimernkalk, der sich lithologisch in keiner Beziehung von turonem Foraminiferenkalk unterscheidet. Inoceramenschalen fehlen allerdings. Die Art der Einlagerung der Bänke verlangt die kontemporäre Bildung mit dem Flysch, dessen tertiäres Alter durch die Anwesenheit von Orthophragminen bewiesen ist. Fraglicher liegen die Ver-

hältnisse bei der Leimernkalklamelle im Wildflysch, der das Hangende der Wangschichten am Schalmigrat bildet. Inoceramen fehlen auch hier, aber die Beziehungen zum einschliessenden Flysch sind zu wenig deutlich, um die Frage nach dem Alter sicher zu entscheiden. Auf der Metschalp stehen an einigen Stellen tertiäre Foraminiferenkalke an. Nicht die Lagerungsverhältnisse, sondern ihre Fazies gestattet dort die Abtrennung von turonen Kalken.

Tertiärer Leimernkalk ist meist dunkler als kretazischer. Seine Farbe variiert zwischen grauen und graublauen Tönen. Häufig zeigt er Flecken, die von Fucoiden herrühren. Leimernkalk kann dicht und splittrig sein, oft aber weist er Uebergänge zu Kalkschiefern auf. Immer macht sich ein grösserer oder kleinerer Sandgehalt bemerkbar. Glauconit ist selten. An organogenen Einschlüssen kommen nur Foraminiferen vor, hauptsächlich Globigeriniden.

2. Leimernschiefer.

Die Leimernschiefer bilden einen Bestandteil des Wildflyschs. Sie stellen einen Uebergangstypus zwischen den dichten Foraminiferenkalcken und rein detritischen Globigerinenmergeln dar. Zugleich mit dem Schieferigwerden nimmt auch ihr Gehalt an Sand, Glimmer und Glauconit zu. Innen grau, wittern sie sehr hell an. Feine Pünktchen auf der Oberfläche des Gesteins rühren von Globigerinen her, Flecken von Fucoiden (Gilbachgraben), die grosse Aehnlichkeit besitzen mit *Chondrites intricatus* STBG. und *Ch. jurcatus* STBG. (beide best. n. FISCHER-OOSTER).

Das Schliffbild unterscheidet sich von dem des Leimernkalkes durch grössern Sandgehalt, mehr Glauconit und Pyrit, stärkere tonige Trübung. Der Foraminifereninhalt ist der gleiche, nur *Globotruncana canaliculata* REUSS fehlt.

Die Leimernschiefer gehören sicher dem Tertiär an. Das beweisen nicht allzu selten eingeschlossene Bänke und Blöcke einer feinen Disc.-Lith.breccie. Da aber zwischen diesen Fleckenschiefern, wie sie auch schon genannt wurden, und den oben beschriebenen Leimernkalcken alle Uebergänge bestehen, muss auch für jene wenigstens teilweise tertiäres Alter angenommen werden.

B. Detritische Sedimente

1. Kalkbreccien.

Das Gebiet Metschalp-Losegg-Brandegg zeigt in einigen Aufschlüssen sehr seltsame Kalkbreccien. Die Bestandteile sind Kalke verschiedenster Art, kristallines Material dagegen tritt nur in kleinen Körnern im Bindemittel auf. Nie kommen die Kalkbreccien zusammen mit Granitbreccien vor. Einige Beispiele:

1. *Metschalp*. Zirka 10 m mächtige Bank, einen Felsabsatz in den Hängen südlich des Metschhorns bildend. Komponenten etwas gerundet, faust- bis kopfgross, meist aus hellgraugrünem Foraminiferenkalk, seltener aus dunklen Kalken unbekanntes Alters. Der Zement der Breccie besteht aus feinen Bruchstücken des selben Materials, vereinzelt Sandkörnern und organischen Trümmern, Discocyclinen und Inoceramenschalenfragmenten.

2. *Fuss der Losegg*. Mehrere verschieden mächtige Bänke. Vergleiche Profil Losegg. Bestandteile: Turonkalke (Inoceramen), dunkle Foraminiferenkalke, oxfordähnliche Kalke, spätig-organo-gene Kalke (Urgon? U. d. M. Echinodermensplitter, Bryozoen, Textulariden, Muscheltrümmer, Glauconit). Grösse der Komponenten bis weit mehr als 1 m³. Bindemittel aus gleichem Material wie die Gerölle und organogenen Teilchen: Belemniten, Inoceramentrümmern, Echinodermensplittern und wiederum Discocyclinen, die auch hier das tertiäre Alter der Breccie beweisen.

3. *Brandegg* (bei den Hütten N des „V“ von Vorder-Bonder und am N-Rand des kleinen Wäldchens auf der Brandegg). Bestandteile: Malm- und oxfordähnliche Kalke, dunkle, urgonartige Kalke (Milioliden) und selten kleine Kristallingerölle. Komponenten nicht über faustgross. Die Gerölle schliessen entweder sehr dicht aneinander, nur einzelne Belemniten schalten sich dazwischen; oder aber es zementiert sie ein feinkörniges, discocyclinen-führendes Bindemittel. Wiederum: Sicheres Tertiär!

4. *Metschalp, 1870*. Autochthoner Schutt. Malmartige Gerölle (wenige cm gross) sind verkittet durch eine sandig-kieselige Grundmasse, die Lithothamnien und Nummuliten enthält. Das Kalkkonglomerat geht in feinkörnigen, glimmerigen Flyschquarzit über. An der Grenzfläche *Nummulites distans* DESH. Das Kalkkonglomerat ist somit Lutetien.

Zusammenfassung. Es ist kaum zweifelhaft, dass die beschriebenen Kalkbreccien nicht nur gleichzeitige Bildungen darstellen, sondern auch dem gleichen tektonischen Elemente angehören (Komplex IV), trotz ihrer verschiedenen Zusammensetzung. Gerade die grosse Variabilität ist ihr hervorragendes Merkmal.

Die ungewöhnlich grossen Durchmesser einzelner Gerölle, sowie die mangelnde Grössenorientierung lässt auf geringen Transport des Materials schliessen. Da das Bindemittel marine Foraminiferen enthält, kann an eine küstennahe Bildung der Breccie gedacht werden. Der stratigraphisch verschiedene Aufbau des Hinterlandes erklärt die von Ort zu Ort wechselnde Zusammensetzung. Da aber Sedimente des Malms, der untern und obern Kreide, vielleicht sogar des Tertiärs (Foraminiferenkalke) gleichzeitig zur Abtragung gelangten, muss auf ziemlich bedeutende, gebirgsbildende Vorgänge vor dem Lutetien geschlossen werden (vergl. die Transgression von Tertiär auf Malm, die LUGEON am Sex-Mort entdeckte).

Anschliessend an die sicher tertiären Kalkbreccien sei noch die Kalkbreccie 100 m N des Hahnenmooshotels erwähnt, deren Alter bis heute ein Rätsel bleibt. ROESSINGER (94) hielt sie für liasisch, BORNHAUSER (19) ist im Zweifel, zeichnet jedoch auf seiner Karte Malm ein. Entscheidende Beobachtungen gelangen bisher auch mir nicht.

Die Bestandteile der Breccie sind eckig bis schwach gerundet. Durchmesser zirka 0,5 bis 10 cm. Die Komponenten bestehen aus grauen, hellern oder dunklern, dichten, dolomitischen Kalken, hellen, kieseligen, körnigen Kalken und dunklen Oolithen. Das feinsandige Bindemittel ist reich an Echinodermensplittern. An Foraminiferen findet sich nur eine fragliche *Cristellaria*.

2. Granitbreccien und -konglomerate.

I. Bei Fleckli (Bunderlen) flankieren Granitkonglomerate gegen NW die turonen Foraminiferenkalke. Auf 1600 bilden sie eine 30—40 m breite Geländerippe. Die Gerölle (2—10 cm) bestehen vorwiegend aus sauren, grünen Graniten, selten aus basischeren Kristallinstücken. Kalke fehlen. Kennzeichnend ist der hohe Verwitterungsgrad des Gesteins, der es von den Granitbreccien unterscheidet.

Aehnliche Konglomerate stehen auch bei *Laueli* an.

II. **Granitbreccien.** Niesenbreccienartige Sandsteine und Disc.-Lith.breccien (s. nächster Abschn.) zeigen oft Uebergänge in Granitbreccien. Dabei kann die Grösse der Kristallinbestandteile rasch und unvermittelt bis auf 1 m³ ansteigen. Stets aber, auch bei feinen Breccien, übertrifft sie die der kalkigen Komponenten. In der Regel sind die kristallinen Komponenten ein und derselben Bank recht gleichartig. Von den noch zu beschreibenden Schlierensandsteinen unterscheiden die Granitbreccien immer ihre helle, nie limonitisch braungefärbte Anwitterungsfläche und die geringe kalzitische Zersetzung der oft stark sericitisierten Feldspäte. Einige Beispiele:

Lochbach, 1450. Glimmeriger Sandstein (Granit- und Dolomitsand) enthält lagenweise grössere Blöcke von Aplitgranit.

Wenige m tiefer enthält eine Disc.-Lith.breccie neben Kalk- und Dolomitgeröllchen Bruchstücke eines sauren Granites (einschlussreicher Quarz, perthitischer Kalifeldspat, saurer Plagioklas, Sericit und Chlorit).

Lochbach, 1650. Bunte Mergel wechsellagern mit Disc.-Lith.breccien, die zonenweise Einstreuung kristallinen Materials aufweisen. Weisser Quarz, roter Feldspat und grüner Glauconit verleihen dem Gestein ein recht farbenfreudiges Aussehen. Auf gleicher Höhe liegt im Bachbett ein Block (zirka 1 m³) aus orthoklasreichem aber quarzarmem, leicht porphyrischem Granit, der zweifellos aus den anstehenden Granitbreccien stammt.

Aehnliche Granitbreccien schliesst auch der Bachgraben auf, der die *Alp Nassberg* durchfurcht.

Bei 1705 findet sich eine Breccie aus sauren, grünen Graniten, die inmitten rein granitischen Materials Schmitzen von feinem Glauconitsandstein enthält.

Ein Bild der Verknüpfung von Granitbreccien mit den übrigen Flyschgesteinen kann ein Profil bei 1795 geben:

1. Helle, kalkige Globigerinenschiefer (Leimern)	1 m
2. Foraminiferenkalk (Leimernkalk)	0,5 m
3. Wie 1.	1 m
4. Dunkle, unruhige Tonschiefer (Wildflysch)	0,4 m
5. Granitbreccie	1,5—2 m
6. Wie 4.	0,2 m
7. Wie 1. und 3.	0,15 m
8. Dunkle Mergel mit kieseligen Kalkbänken	2 m

9. Granitbreccie, gegen oben feiner werdend und in Disc.-
Lith.breccie übergehend zirka 4 m

III. Zum Schluss sei noch ein Gestein erwähnt, das auf ein einziges Vorkommen beschränkt ist und sonst kein Analogon besitzt: Der auf Turonkalk transgredierende *Glaucopit*sandstein am Blattihorn (voriges Kap., Abschn. 15, Profil Blattihorn Nr. 2).

Die Grundmasse besteht aus zähem, grünem, feinkörnigem Sandstein. Kalzit und *Glaucopit* wirken als Zement der feinen Quarzsplitter (0,1 mm), selten auch Pyrit. Darin sind finger-grosse Brocken von Aplitgranit eingelagert.

3. Feinkörnige

Discocyclinen-Lithothamnienbreccie.

Die Wildflyschschiefer aller Ausbildungen, seien es nun schwarze, „wilde“ Tonschiefer, Leimernschiefer, graue, glimmerige oder bunte Mergel, enthalten Bänke und Blöcke einer feinen, organogenen Kalkbreccie. Schon die Prüfung mit der Lupe zeigt, das Kalkalgenbruchstücke, Orthophragminen und nummulitenähnliche Schalen den Hauptanteil des Gesteins bilden. Einzelne Proben sind spätig. Von Muscheln oder Schnecken usw. konnte ich dagegen nie die Spur entdecken.

Die detritische Komponente umfasst im typischen Gestein fast nur Kalkgeröllchen, in Uebergängen zu Granitbreccien und Sandsteinen auch Granit- und Quarzkörner, Glimmerschüppchen und Dolomitfragmente. Die Korngrösse wechselt. Meist klein, kann sie aber auch 1 cm übersteigen. Sie steht in keiner Beziehung zum Verhältnis zwischen Kalk- und Kristallinanteil des Gesteins. Die Anwitterungsformen der Breccie sind sehr kennzeichnend, so dass sich deren Auftreten oft schon aus einiger Entfernung verrät. Bei sandigen Bänken wird man sein Augenmerk namentlich auf Kehlen im Schichtprofil richten, die eine Zunahme des Kalkgehaltes und damit die Anwesenheit von Foraminiferen anzeigen.

Charakteristisch ist vor allem das mikroskopische Bild. Es wurden etwa 20 Schliffe verschiedener Fundorte untersucht.

Als Zement der Einschlüsse wirkt entweder klarer kristalliner Kalzit, die organischen und anorganischen Trümmer umsäumend (Blattihorn, Pommerngrat), oder toniger und bituminöser, der

ziemlich reichlich neugebildeten Quarz enthält und gegenüber den Einschlüssen sehr stark zurücktritt.

Die anorganogen-detritische Komponente besteht aus: Quarz (0,02 bis 1, selten bis 2 mm), Feldspat (mässig zersetzt; Plagioklas, weniger häufig Orthoklas, selten Mikroklin [Schalmigrat]), Glauconit (Körner zum Teil durch Kalzit angefressen), Pyrit, Glimmer (Muscovit, Biotit) und Hornblende sporadisch. Endlich sind Gerölle anderer Gesteine zu nennen:

1. Aplite. Quarz-Plagioklas und Plagioklas-Chlorit.
2. Zackige Bruchstücke (0,1—1 cm) von wangähnlichem Kalk, enthaltend Textulariden, Rheopaciden, Spongiennadeln und Glauconitkörner.
3. Sehr dichte, Spongiennadeln führende Kalke.
4. Leimernkalke und Leimernschiefer.
5. Dichter Kalk mit fraglichen Crustaceenschalen.

Die organogenen Trümmer sind sehr mannigfaltig:

- a) *Lithothamnium* und *Lithophyllum* (Unterscheidung nach P. LEMOINE und L. M. CAYEUX). Stets nur Bruchstücke von 0,5 bis 2, selten bis 4 mm Durchmesser; häufig Sporangien.
- b) Bryozoen. Bruchstücke in allen Schliffen, selten ein ganzes Aestchen.
- c) Echinodermensplitter.
- d) Foraminiferen.
 1. Discocyclinen, Actinocyclinen und Asterodiscen sind sehr häufig, geradezu gesteinsbildend. Die Durchmesser überschreiten selten wenige mm. Die spezifische Bestimmung fällt nicht leicht, da die Schalen meist nur als Bruchstücke vorliegen, und weil weder durch die Verwitterung, noch auf der Bruchfläche des Gesteins ihre Oberfläche zutage tritt. Immerhin glaube ich doch folgende Spezies nennen zu dürfen:
 - Discocyclina Chudeaui* SCHLUMB.
 - *varians* KAUFM.
 - *dispansa* SOW.
 - Asterodiscus stellatus* D'ARCH.
 - *lanceolatus* SCHLUMB.
 2. Heterosteginen. Häufig.
 3. Spiroclypeen? Selten.
 4. Grosse Nummuliten sind selten. Mit einiger Sicherheit konnte bestimmt werden:

Nummulites perforatus MONTF.

5. *Assilina*. Ein Exemplar aus dem westlichen Teile des Geilberges (Durchmesser der Scheibe = 8 mm, Zahl der Umgänge = 5).
6. Zwergformen von Nummuliten und Assilinen, reichlich vorhanden (dicke Schalen, wenige Umgänge (2—3), oft riesige Embryonalkammern). Sie besitzen oft gewisse Aehnlichkeiten mit *Nummulina gallensis* HEIM und *Assilina granulosa* D'ARCH.
7. Rotaliidae.
8. Lagenidae (z. B. *Nodosaria*).
9. Globigerinidae (*Globigerina*, *Globigerinoides*).
10. Textularidae (das arenazische Schalenmaterial ersetzt durch Kalzit).
11. Ueberkrustende Foraminiferen: *Gypsina inhaerens* SCHULTZE ist häufig, ebenso *Eorupertia* (= *Uhligina*) sp.

Im Nordhang des Schalmigrates stehen an zwei Stellen Kalkbreccien an, die den eben beschriebenen ähnlich sind, sich aber durch die Anwesenheit grosser Nummuliten und Discocyclinen davon unterscheiden (vergl. Detailprofil des Schalmigrates Nr. 7).

Makroskopisch fallen schon Grossformen von Nummuliten auf, da sie die Verwitterung herauspräpariert. Reichliche Glauconitkörner übersähen die Anwitterungsfläche.

Der näheren Untersuchung dienten drei Dünnschliffe und einige Anschliffe. Folgende Spezies konnten bestimmt werden:

Nummulites millecaput BOUBEE (bis mehrere cm gross).

Nummulites distans DESH.

Nummulites perforata MONTF.

Discocyclina discus RUETIM.

N. millecaput tritt mit *D. discus* am gleichen Fundort auf, *N. distans* zusammen mit *N. perforata* zirka 500 m N davon, auf gleicher Höhe. Beide Vorkommen weisen ausserdem kleine megasphärische Formen auf, die vielleicht die entsprechenden A-Formen darstellen. Sie spezifisch zu bestimmen gelang nicht.

Die übrigen organogenen Einschlüsse dieser Kalkbreccien sind dieselben, wie bei den gewöhnlichen Disc.-Lith.breccien.

Die Schichten am Grat der Losegg wurden bisher (BERNET 17, LUGEON 71) als Oxfordien kartiert. Sie enthalten aber neben

rossilführenden Oxfordschiefern auch graue Mergel und glimmerige Sandsteine, die stellenweise in richtige Disc.-Lith.breccien übergehen und dann ihr tertiäres Alter kundgeben durch Führung von Discocyclusen, Asterodiscen, Heterosteginen, Bryozoen und Lithothamnien. Dieses Vorkommen liefert ein Beispiel für einen Uebergang von ziemlich reinem Quarzsandstein in Disc.-Lith.-breccie.

4. Quarzsandsteine.

I. Die Sattelzone enthält Sandsteine, die KAUFMANNs Definition der Schlierensandsteine entsprechen. Ihre Verbreitung erstreckt sich auf Brandegg, Höchstfluh und den Grat zwischen Geilskummi und Bütschi.

Ohne die vielen Beschreibungen des Schlierensandsteins wiederholen zu wollen (KAUFMANN, SCHARDT, BUXTORF, SCHIDER, MOLLET, VONDERSCHMITT, GERBER, und TERCIER), möchte ich doch einige kennzeichnende Eigenschaften hervorheben, welche die Gleichsetzung der grossen Sandsteinkomplexe der Sattelzone mit Gurnigel- und Schlierensandstein berechtigen. Die Schlierensandsteine müssen von einem andern Flyschkomplex, bestehend aus Leimernschichten, Globigerinenmergel und groben und feinen Granitbreccien, wie er z. B. an der Metschegg auftritt, wohl unterschieden werden.

Der Schlierensandstein bildet stets grosse, zusammenhängende Massen gebankter Sandsteine. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke wechselt von Ort zu Ort. Selbst für benachbarte ist sie oft sehr ungleich. Im Maximum messen die Bänke über ein Meter; sie schliessen dann unmittelbar aneinander. Sie können aber auch sehr schmal und durch Mergeleinschaltungen und Tonschieferzwischenlagen voneinander getrennt sein. Im ersten Falle ist der Sandstein meist grobkörnig (Signal Höchstfluh), im zweiten dagegen feinkörnig.

Besondere Ausbildung der Schichtflächen kennzeichnet den Schlierensandstein (Unterscheidungsmerkmale gegen ähnliche Doggersandsteine). Immer sind die Grenzflächen zwischen Sandsteinbänken und weichern Zwischenlagen sehr scharf und klar. Sie können glatt und dann häufig mit Glimmerschüppchen und allerhand Krümeln besetzt sein, oder es verzieren sie verschiedene

Skulpturen, wie kreuz und quer angelegte, stengelartige Gebilde (auch *Helminthopsis* genannt), Wellenfurchen und Fließwülste.

Der Schlierensandstein zeigt makroskopisch folgende Komponenten: Quarzkörner (sehr klein bis wenige mm), Quarzgeröllchen (bis 1 cm), Muscovitschüppchen (bis 2 mm), Dolomit- und Kalkbruchstücke (bis über 1 cm). Die beigefügten Grössen werden nur in dickern Bänken überschritten. Das Gestein zeichnet sich durch sehr grosse Zähigkeit aus. Im Innern grau, wittert es braun an.

Der Fossilinhalt ist fast nur auf Foraminiferen beschränkt. Trotz eifrigem Suchen wurden weder Schnecken noch Muscheln gefunden.

U. d. M. fällt namentlich die stark fortgeschrittene Zersetzung der Plagioklase auf. Besser erhalten ist der selten vorkommende Mikroklin. Unter den organogenen Bestandteilen sind neben spärlichen Echinodermensplittern hauptsächlich Foraminiferen hervorzuheben: Kleine, granulierte Nummuliten (oft sehr reichlich; Geilskumme), Zwergformen megasphärer Nummuliten, Operculinen? (Tafel I, 7), Discocyclinen, Globigeriniden, Textulariden, Milioliden und Alveolinen.

TOBLER hat 1929 (130) die eozänen Alveolinvorkommen der nördlichen Kalkalpen zusammengestellt. Wir können seiner Reihe ein neues Glied anfügen. Das Foraminifer tritt im Sandstein bei P. 2030 (Ludnungseggen) immer nur als Bruchstück auf. Länge der ergänzt gedachten Schale 1 mm, Durchmesser 0,7 mm, 5 Umgänge. Nach der Zusammenstellung TOBLERs kommt Alveolinen im Lutetien und Auversien der nördlichen Kalkalpen vor.

II. Anschliessend seien noch Flyschsandsteine erwähnt, die nicht zur Gruppe der Schlierensandsteine gehören.

An der Gilbachegg folgt auf das Urgon ein zäher, graugrüner, grobkörniger Quarzsandstein. Von allen übrigen Flyschbildungen der Sattelzone unterscheidet ihn das Auftreten einer Muschel (*Pecten?*). Gegenüber dem Schlierensandstein fällt ausserdem das Fehlen von Dolomitgeröllchen und die dunklere Farbe auf. U. d. M.: *Discocyclina discus* RUETIM., *D. Chudeaui* SCHLUMB., mikrophäre Nummuliten (mit bis zu 5 Umgängen), Milioliden, Rotaliiden, Globigeriniden und ein fragliches Stück eines *Spiroclypeus*. Lithothamnienfragmente.

5. Mergel und Tonschiefer.

I. Globigerinenmergel ähnlich den Stadschiefern sind im Flysch gewöhnlich (Metschegg, grosser Anriss südlich Bunderlen usw.). Sie unterscheiden sich von den Leimernschiefern nur durch starkes Zurücktreten des Kalkgehaltes. Zuweilen erinnern sie auch an Amdenerschichten. Ihre Farbe wechselt zwischen grünlichen, gelblichen, hellbraunen und grauen Tönen. Flecken können vorhanden sein. Feiner Glimmer fehlt fast nie. Häufig enthalten die Mergel Pyritknollen. Meist sind sie geschiefert, zuweilen aber auch homogen. Foraminiferen kommen darin im allgemeinen selten vor.

Die Mergel enthalten manchmal Horizonte (z. B. Profil Metschegg, Nr. 15), auf denen sich der sonst geringe Sandgehalt anreichert und zugleich werden die Foraminiferen häufiger. Diese Horizonte sind infolge ihrer härteren Beschaffenheit leicht aufzufinden. Ein Schliff daraus (Metschegg, 15) zeigt an organogenen Einschlüssen Echinodermensplitter, Bruchstücke von Lithothamnien, Discocylinen und Heterosteginen (?), daneben Globigeriniden, Rotaliiden, Heteroheliciden, Planorbuliniden (*Gypsina sp.*), Textulariden und Verneulliniden?

Wie diese Fauna beweist, gehören die Fossilhorizonte und mit ihnen auch die umhüllenden Mergel dem Tertiär an.

II. Flyschsandsteine enthalten an einigen Orten (Flyschmulde am Metschhorn, Losegg 1850, 2010 usw.) schmale Lagen blaugrauer, kennzeichnend bläulichweiss anwitternde Kalkmergel, die an Fossilien nur *Chondrites arbuscula* F.-O. und *Chondrites intricatus* STBG. lieferten. Die Annahme, dass die Kalkmergel tertiär seien, stützt sich nur auf deren anscheinend stratigraphische Einlagerung zwischen tertiäre Sandsteine.

III. Bunte Mergel stehen einzig längs des Lochbaches zwischen 1630 und 1770 m und am Fusse der Metschegg (Nr. 1) an. Sie wechsellagern mit Bänken von Disc.-Lith.breccie, die oft reichlich granitisches Material aufnehmen. Ihre Farbe spielt zwischen rotviolett und dunkelgrün. Von Quartenschiefern unterscheidet sie ihr kleinerer Tongehalt, ihre matte Bruchfläche und ihre nie schiefrieger, sondern scherbiger Zerfall. Auch erreichen sie nie so leuchtende Farben wie jene.

IV. Der Wildflysch besteht bald aus schwarzen, glimme-

rigen, vollständig verharnischten Tonschiefern, bald mehr aus braunen, ebenflächig spaltenden Sandschiefern, deren Schichtflächen zuweilen Fucoiden verzierern (*Chondrites arbuscula* F.-O.). Er erscheint nie in der typischen Fazies der Originallokalität Habkern. Selten nur verdient die Struktur mit vollem Rechte die Bezeichnung „wild“. Vor allem aber fehlen die roten Habkerngranite, wie überhaupt kristalline Exoten nur ausnahmsweise vorkommen.

Gelegentlich kann die Unterscheidung vom Eisensandstein Schwierigkeiten bereiten, da sowohl Wildflysch wie auch Aalénien Eisentonkonkretionen führen (Pommerngrat). Dafür ist aber der aalénienähnliche Wildflysch nie ganz blockfrei.

6. Die Blöcke im Wildflysch.

A. Kristallin.

1. Aplitischer Granit. Ueber 1 m³. Fundort: Schwarze Wildflyschschiefer nördlich des Regenbolshornes.

Das Gestein ist mittelgrobkörnig und stark verzahnt struiert. Gemengteile: Grosse Quarze, Kalifeldspat, etwas epidotisierte Plagioklase und mässig ausgebleichter Biotit.

2. Aplitischer Granitgneis. Ueber 1 m³. Südweig des Marchgrabens, 1525 m ü. M.

Gemengteile: Quarz, Kalifeldspat, epidotisierter Plagioklas und chloritisierte, nesterweise angeordnete Biotite.

3. Metamorpher Quarz • Chlorit - Sericitschiefer (metamorphes Sediment mit SiO₂-Zufuhr?). Wenige dm³. Fundort: Fleckige Leimernschiefer im Gilbachgraben.

Gemengteile: Hauptsächlich einschlussreicher, undulöser, pflasterstruierter Quarz. Daneben verfilzter Chlorit und Serizit, körniger Kalzit und sporadisch Pyrit.

B. Sedimente.

1. Rauh wacke. Häufig. Blöcke teilweise zu Linsen ausgewalzt.

2. Spat kalk. 1 m³. Fundort: Dunkle, sandige Schiefer des Gilbachgrabens, 1980 m ü. M. Lias? Das Gestein zeigt neben Pentacrinussternen einzelne Belemniten.

3. Cancellophycusschichten. Viele m³ fassender Block. Tektonischer Schürfling? Fundort: Schwarze Wildflyschschiefer im Gilbachgraben. Das Gestein entspricht lithologisch vollstän-

dig dem unteren Bajocien der Sattelzone. *Belemnites* und *Cancellophycus scoparius* THIOLL. treten auf.

4. Heller, dichter, kalzitisch durchaderter Kalk, von Silexknauern und -lagen durchsetzt. Mehrere m³. Fundort: Dunkler Wildflysch auf der Pommernalp. U. d. M. erkennt man Radiolarien und Calcionellen. Wahrscheinlich Malm.

4a. Aehnlicher Kalk, jedoch ohne Silexlagen bildet im Wildflysch des Gilbachgrabens Blöcke von mehreren m³.

5. Bräunlichgrauer, muschelrig brechender Kalk, sehr spröde, auch im Schliff völlig fossilfrei. ½ m³. Fundort: Sandige Schiefer am Pommerngrat.

6. Spätig-sandiger, grauer, mürber Oolith. ½ m³. Fundort: Sandige Schiefer am Pommerngrat. U. d. M. neben den Ooiden (0,2 bis 0,4 mm), deren Kerne aus Quarzkriställchen und Feldspatkörnern bestehen, Milioliden, Echinodermensplitter und *Diplopora cf. Mühlbergi* LOR., daher wahrscheinlich Urgon.

7. Kristallin - Kalkbreccie. 1 m³. Fundort: Sandige Schiefer am Pommerngrat. Graue, ineinander verzahnte Kalkbruchstücke bilden den Hauptteil des Gesteins. Eingelagert finden sich gerundete Brocken von Granit und Glimmerschiefer (wenige mm bis 10 cm). Organische Ueberreste: Echinodermensplitter und *Belemnites sp.*

8. Kalkkonglomerat. Aehnlich 7., aber Komponenten gerundet. An Stelle der Kristallinbrocken Hornsteingerölle.

9. Glauconithaltige Quarzite kommen häufig als Blöcke vor, seltener eigentliche Oelquarzite (Lochbach, Sillern, Schalmigrat).

10. Schlierenähnliche Sandsteine, 11. Granitbreccien und 12. Disc.-Lith. breccien zählen zu den gewöhnlichsten Blöcken im Wildflysch. Sie unterscheiden sich in keiner Weise von den unter diesen Bezeichnungen beschriebenen schichtförmigen Einlagerungen.

Zusammenfassung. Kristallinblöcke im Wildflysch sind aus vielen Regionen bekannt. Die wenigen, die im Gebiet von Adelboden gefunden werden konnten, erlauben infolge ihrer fortgeschrittenen Verwitterung keinen nähern Vergleich.

Von den sedimentaren Blöcken sind in der Sattelzone die mesozoischen ebenfalls recht selten gegenüber den Verhältnissen, wie sie z. B. aus den Préalpes bordières bekannt wurden (TERCIER,

125). Wie in der Sattelzone enthält der Wildflysch auch an der Berra als Blöcke Spatkalke, wahrscheinlich liasischen Alters, ferner sandige Schiefer des Doggers und dichte, helle Kalke mit Calpionellen. Von besonderem Interesse erscheint, dass dort dem Block Nr. 7 (oben) ähnliche, malmartige Kalke mit Einstreuung kristallinen Materials auftreten. TERCIER (S. 33) sucht ihre lithologischen Analoga im Malm des Stanserhorns und der Grabserklippe, hauptsächlich aber im Malm der Falknisdecke. Derselbe Autor erwähnt noch ein anderes merkwürdiges Gestein, das bei Adelboden wieder vorkommt: einen sandigen Barrémien-Oolith. Im Gegensatz zu den Préalpes externes fehlen jedoch in der Sattelzone die Orbitolinen vollständig, Diploporen und Mioliten sind selten.

Die tertiären Blöcke müssen nach ihrer Herkunft untersucht werden, falls sie zur Bestimmung der untern Altersgrenze des einhüllenden Flysches dienen sollen. 1. Richtige Exoten und 2. zu Blöcken zerrissene (gleichzeitig sedimentierte) Bänke gestatten diesbezügliche Schlüsse, 3. tektonische Schürflinge dagegen nicht. So ist es wichtig, hervorzuheben, dass die früher erwähnten Blöcke von Disc.-Lith.breccie in den als „Leimernschiefer“ bezeichneten, hellen Globigerinenmergeln sehr wahrscheinlich der Gruppe 2 angehören und somit tertiäres Alter für die Leimernschiefer andeuten.

C. Die Altersfrage der Flyschbildungen

1. Fast alle Sedimente des Flysches enthalten Nummuliten, Discocyclinen und Asterodiscen oder sie schliessen Bänke und Blöcke von Gesteinen ein, die diese Foraminiferen führen. Somit lässt sich in den meisten Fällen das alttertiäre Alter direkt durch Fossilien belegen. Einzig bei den Leimernkalken gelang der Fossilbeweis nicht, und es mussten Lagerungsverhältnisse und lithologische Uebergänge zu den sicher tertiären Leimernschiefern zur Feststellung des Alters beigezogen werden.

Da die stratigraphische Verbreitung der Discocyclinen und Asterodiscen noch nicht bis ins einzelne abgeklärt ist, da anderseits auch die häufigen kleinen Nummuliten spezifisch keine sichere Bestimmung zulassen, fehlt meist die Möglichkeit, innerhalb des Alttertiärs die genaue Stufe festzulegen. Einzig zwei Vorkommen feiner Kalkbreccie lieferten altersbestimmende Grossformen von Foraminiferen, nämlich

Nummulites millecaput BOUBEE.

— *distans* DESH.

— *perforatus* MONTF.

Discocyclina discus RUETIM.

Für die Kalkbreccie darf somit Lutétien-Alter angenommen werden.

Allgemeine Verbreitung besitzen folgende Arten:

Discocyclina dispansa SOW.

— *varians* KAUFMANN

— *Chudeaui* SCHLUMB.

Asterodiscus stellata D'ARCH.

— *lanceolata* SCHLUMB.

2. Ähnlichkeit der Formen verunmöglicht auf Grund von Fossilien innerhalb der tertiären Sedimente eine stratigraphische Sukzession aufzustellen. Bekanntlich gelang es im Schlierengebiet nachzuweisen, dass auf Wildflysch erst Schlierenmergel, dann Schlierensandsteine folgen (SCHIDER und andere Autoren). Es wurde daher versucht, die gleiche Gesetzmässigkeit auf die Sattelzone bei Adelboden zu übertragen, Beziehungen zwischen den Schlierensandsteinen des Höchst usw. mit dem Wildflysch zu ermitteln. Mangels geeigneter Fossilien sollten Schichtflächenskulpturen die Lösung herbeiführen (man weiss z. B., dass die Rippelmarken mit ihren scharfen Gräten stets gegen die jüngern Schichten weisen). Der Versuch scheiterte aber bis jetzt an der verworrenen Lagerung der Schlierensandsteinbänke, an der innern Verfallung des Schlierensandsteinkomplexes. Auch bleibt es zweifelhaft, dass die Sandsteine tatsächlich noch in stratigraphischem Kontakt mit dem Wildflysch stehen.

3. Die enge Vergesellschaftung von Wildflysch mit Wangschichten, seltener auch mit senonen Mergeln lässt den Gedanken aufkommen, dass die Wangschichten zum Teil in Wildflyschfazies ausgebildet seien, vielleicht sogar, dass zwischen oberster Kreide und Eozän ununterbrochene Sedimentation stattfand. Namentlich die Aufschlüsse zu hinterst im Gilbachgraben und am Schalmigrat bieten solche Aussichten.

Uebergänge von Wangschichten zu Wildflysch wurden aus verschiedenen Gebieten bekannt. So gliedert z. B. ARN. HEIM am Mt. Bifé (52) das Senon wie folgt:

- a) Mergel vom Aussehen der Leibodenmergel, bröckelig, griffelig, grünlich.
- b) Leistmergel, grau, weich, schiefrig, mächtig im oberen Javreux.
- c) Grünliche, dünnschiefrige Fleckenmergel...
- d) Wildflyschartige Senonmergel, bei Pessot aus c ohne erkennbare Grenze hervorgehend: 5—20 m dunkelgraue, feinst glimmersandige Mergel voller zerrissener Linsenstücke und kleinerer Blöcke von glauconitischem Sandstein (Niveau der Hachauerschichten).

Es ist kaum nötig, auf die Aehnlichkeit der Gesteine mit Flyschbildungen der Sattelzone hinzuweisen. Nach HEIMs Beschreibung stimmt, um ein Beispiel herauszugreifen, der Horizont c mit den Leimernschiefern der Sattelzone vollständig überein, die aber sicher tertiären Alters sind.

RICHTER und SCHAAD berichten von kretazischem Wildflysch aus der helvetischen Zone östlich des Rheins (88, 89, 108). Das Senon tritt zum Teil in Wildflyschfazies auf. Die Wangschichten sind in einer nördlichen Zone als Hachauerschichten ausgebildet (dichte Kalke, glimmerige Sandsteine). Die mittlere Zone zeigt die normale Ausbildung der Wangschichten, welche in einer südlichen Zone endlich vollständig durch Wildflysch ersetzt sind.

SCHAAD erwähnt auch die Möglichkeit einer kontinuierlichen Sedimentation zwischen Oberkreide und Eozän.

1923 hält JEANNET für möglich, dass in der Gegend des Drusberges Wildflysch die Wangschichten ersetzt.

So verlockend es nun schiene, diese Gesichtspunkte auf die Schichten der Sattelzone bei Adelboden zu übertragen, muss doch zur Zeit unbedingt davon abgesehen werden. Eine Region solcher tektonischer Komplikation darf weder als Ausgangspunkt, noch als Stütze von Hypothesen dienen. Die Stratigraphie soll so viel wie möglich auf Fossilfunde abstellen. An Mikrofaunen fehlt es nun zwar im Wildflysch nicht; jedoch muss erst die weitere Erforschung ihrer zeitlichen Verbreitung in tektonisch ruhigeren Gebieten abgewartet werden. Die anscheinend stratigraphischen Wechsellagerungen von Wangschichten mit Wildflysch, im besondern häufig mit Leimernschichten, sind oft als tektonische Wiederholungen, als Verschuppungen zu deuten. Wie weit diese gehen können, zeigt gerade der Schalmigratnordhang, wo Wangschichten eine 0,3 m mächtige Schuppe von Lutétien, bewiesen durch grosse Nummuliten, einschliessen.

IV. Die tektonische Gliederung

1. Die helvetische Wildhorndecke im Kontakt mit der Sattelzone

Die Wildhorndecke, die südöstlich an die Schichten der Sattelzone anschliesst und sie unterlagert, gliedert sich im Bereiche der gegenseitigen Berührung wie folgt:

Lohnerantiklinale, Gollitschenmulde, Hochwangantiklinale, Kirchhornmulde, Elsighornantiklinale.

Zwischen Hahnenmoos und First vermittelt die Lohnerantiklinale, und zwar immer ihr liegender Schenkel den Kontakt. Die Stirn der Lohnerantiklinale ist im Grat Fizer-Rotstock-Ammerten-grat eben gerade noch erhalten geblieben, nördlich davon aber der Verwitterung anheimgefallen. Die Schichtflächen des Muldenschenkels fallen ziemlich regelmässig mit zirka 30 Grad gegen SO. Zahlreiche, mehr oder weniger steil nordwestfallende Brüche nähern den Verlauf des Muldenschenkels der Horizontalen (Fizer-nordhang). Sie tragen aber auch dazu bei, dass die Stirn der Lohnerantiklinale relativ weit gegen N vordringt. Beträgt doch der Horizontalabstand zwischen ihr und der Niesenbasis nur zirka 2,5 km (Hahnenmoos).

Die nächst nördlichere Antiklinale, die des Hochwang, prachtvoll aufgeschlossen in der Westflanke des Hochwang selbst, taucht gegen SW rasch unter die Quartärablagerungen der Elsigalp und am Metschhorn unter die Schichten der Sattelzone. Ihr Tertiär erreicht noch einmal die Oberfläche bei Läger (Bunderlen), um dann verborgen zu bleiben bis ins obere Simmental. Zwischen Hochwang und Bunderlen ergibt sich für die Hochwangantiklinale ein Axialgefälle von rund 20 Grad.

Die Synklinale, die Lohnerantiklinale und Hochwangantiklinale verbindet, die Gollitschenmulde ist im Gebiete der Elsigalp vollständig erfüllt von helvetischen Stadschiefern. Bei Fleckli dagegen umschliesst sie Flysch- und Oberkreidgesteine der Sattelzone.

Die Kirchhornsynklinale liegt zwischen Hochwangantiklinale und Elsighornantiklinale. Sie ist nur unmittelbar nördlich des Kirchhorns entblösst und taucht gegen SW infolge des erwähnten Axialgefälles sehr rasch unter. Sie erreicht erst wieder im Simmental die Oberfläche.

Die Elsighornantiklinale rückt von den aufgeschlossenen Teil-falten der Wildhorndecke am weitesten gegen NW vor. Im Engst-

ligentale gelangt nur ihre Rückenplatte und ihre tauchende Stirn-
biegung, nicht aber ihre Verkehrschenkel zur Beobachtung.

Die Rückenplatte bildet das Elsighorn, dessen Südflanke der
Transgressionsfläche von Tertiär auf Urgon nahezu entspricht.
Auch hier stellen wir das starke Axialgefälle gegen SW fest.
An der Metschegg überlagern die Schichten der Sattelzone die
Elsighornantiklinale. Die ausgedehnten Schutt- und Moränenab-
lagerungen der Elsigalp lassen uns den Kontakt leider nicht beob-
achten.

War bisher, abgesehen von geringwertigen Mächtigkeitsschwan-
kungen der Stadschiefer, die helvetische Schichtserie unversehrt,
so tritt in dieser Hinsicht eine Aenderung ein im NW-Teile
der Elsighornantiklinale. Vom Rücken des Elsighorns fallen die
helvetischen Schichten gegen W, ein sanft gefaltetes, von Brüchen
zerhacktes Gewölbe bildend. Bei den Brüchen, die scheinbar
regellos angeordnet sind, wurde stets die südwestliche Scholle
gehoben; sie arbeiten dem Axialgefälle entgegen.

In der Schnittenfluh fallen die helvetischen Schichten nahezu
dem Talgehänge parallel. An ihrem obern Ende (Profil Metsch-
egg Nr. 1.) überlagern Flyschbildungen der Sattelzone, Urgon
und Tertiär, welche beide hier unverminderte Mächtigkeit
aufweisen. Bei den Quellen des Lochbachnordzweiges je-
doch, am untern Ende der Schnittenfluh, sind Hohgantsandstein
und Lithothamnienkalk schon sehr stark reduziert. Im Südweig
des Lochbaches besitzen die Drusbergschichten ihre übliche Mäch-
tigkeit, Urgon, Hohgantsandstein, Lithothamnienkalk und Stad-
schiefer messen zusammen nurmehr noch wenige Meter (Profil
Lochbach).

Noch weiter geht die Ausquetschung und Abschürfung im
Rohnigraben (zwischen Lochbach und Marchgraben). Urgon und
Tertiär fehlen hier völlig. Wildflysch und Wangschichten der Sat-
telzone berühren direkt die helvetischen Drusbergschichten.

Und endlich zeigt der Marchgraben, wie Malm, Oxford und
Wildflysch beinahe auf helvetischem Kieselkalk aufliegen. Wenn
Drusbergschichten hier überhaupt noch vorkommen, so sind sie
sicher sehr geringmächtig. Schutt verdeckt leider die Kontakt-
fläche.

Die Stirn der Elsighornantiklinale, welche in der Umgebung
des Pochtenkessels aufgeschlossen ist, besteht wiederum aus der

vollständig erhaltenen Schichtreihe. Steil nordwestlich einfallende Brüche, deren NW-Flügel Senkung erlitt, trüben das Bild einer glatten Umbiegung. Sie verursachen, dass das Urgon des Gewölbeschenkels an den Kieselkalk des Kernes anstösst, ja sogar, dass Schichten der Sattelzone den Kieselkalkkern berühren.

Zusammenfassung.

1. Elsinhornantiklinale und Lohnerantiklinale nähern sich von den Falten, die den Kontakt zur Sattelzone vermitteln, am meisten der Ueberschiebungsfläche der Niesendecke. Die zwischen ihnen liegenden Mulden und Gewölbe bilden gewissermassen einen einzigen grossen, gegen SO in die Tiefe ausholenden Sack, worin die Hochwangantiklinale nur eine Sekundärfalte darstellt.

2. In diesem „Sack“ ist die helvetische Schichtserie unversehrt.

3. Je mehr sich die Elsinhornantiklinale der Niesenbasis nähert, um so mehr haben ihre obern Schichten Ausquetschung und Abscherung erfahren. Dort, wo sie parallel der Niesenüberschiebungsfläche verlaufen, d. h. wo der Normalbestand zwischen Elsinhornantiklinale und Niesenbasis am geringsten ist, erreicht die Beanspruchung der helvetischen Schichten ein Maximum (Marchgraben, vergl. auch BERNET 17, Pl. 9, Profil III).

4. Die tauchende Stirn der Elsinhornantiklinale weist wieder die intakte Schichtserie auf.

5. Brüche im Muldenschenkel der Lohnerantiklinale und in der Stirnbiegung der Elsinhornantiklinale fallen steil gegen NW. Sie senken ihren nordwestlichen Flügel ab.

Aus den eben erwähnten Erscheinungen lassen sich zwei tektonische Phasen ableiten:

I. Anlage der Falten der Wildhorndecke.

II. Ueberschiebung einer höhern Masse, die die exponierten Stellen der helvetischen Schichten beschädigte.

Diese höhere Ueberschiebungsmasse werden wir nicht in der Sattelzone suchen, sondern in der Niesendecke. Die Schichten der zone des cols dienten nur der Druckübertragung, und wurden selbst dabei am stärksten verknetet und verschuppt.

2. Die Schuppen der Sattelzone

Während sich beispielsweise die Schichtkomplexe der S anschließenden Wildhorndecke viele km weit verfolgen lassen, während durch ganze Formationen hindurch gehende stratigraphische Beständigkeit geradezu die Regel ist, beträgt in der Sattelzone ihre Ausdehnung oft nur ein paar hundert m; die Zusammensetzung aber ist auf wenige Stufen oder sogar nur Bruchteile davon beschränkt.

SARASIN und COLLET (103) fassten die Sattelzone bei Adelboden als Faltenwurf einer einzigen Schichtserie auf, deren Wurzeln im NW liegen sollten. Diese Hypothese wurde aber alsbald widerlegt (LUGEON 65, ROESSINGER 93).

BERNET (17) konstruierte aus seinen sorgfältigen und häufig richtigen Beobachtungen eine einheitliche, im SE wurzelnde Decke. Den Wildflysch, auf dem das Mesozoikum der Sattelzone meist aufruht, fasste er als höchste Schichten des helvetischen Tertiärs auf.

Die erste vollständige und mit den Tatsachen übereinstimmende Gliederung gab LUGEON (79) 1920. Abgesehen von kleinen Aenderungen lässt sich seine Einteilung sehr wohl beibehalten.

Die Schuppen der Sattelzone sind tektonische Gebilde, deren Inhalt und räumliche Abgrenzung im allgemeinen morphologisch nicht hervortritt. Sie bestehen oft nicht aus einer einfachen Schichtreihe, sondern aus einem innerlich verfalteten und verschuppten Schichtpaket, das vortäuscht, es setze sich aus mehreren tektonischen Einheiten zusammen.

Der Einblick in die Tektonik der Sattelzone muss daher auf einem vom üblichen abweichenden Wege gewonnen werden. Zunächst stellen wir bei der Begehung des Geländes fest, dass gewisse Schichten immer zusammen vorkommen. Tabelle I zeigt den Bestand der einzelnen Schichtgruppen. Danach sind die verschiedenen Aufschlüsse diesen Gruppen zuzuordnen. Die so gewonnenen Schichtkomplexe bilden unsere Schuppen, ganz unbeachtet ihrer Innentektonik.

Schuppe I besteht aus kretazischem Leimernkalk und Flysch. Der tertiäre Bestandteil umfasst schlierenähnliche Sandsteine mit Einlagerungen von Leimernschiefern (z. B. Metschegg Nr. 30.), Granitkonglomerate (Fleckli), graue glimmerige Globigerinenmergel (Metschegg Nr. 15.), schwarze Schiefer mit Rauhwackeblöcken (Losegg 2110) usw. Echter Wildflysch dagegen scheint zu fehlen.

Schuppe I ist tektonisch das tiefste Element. Sie ruht überall unmittelbar auf den helvetischen Schichten. Ihre Verbreitung fällt

mit dem Gebiete der Gollitschenmulde, der Hochwangantiklinale und der Kirchhornmulde zusammen. Sie erfüllt also, soweit dies nicht durch die Stadschiefer geschieht, den grossen Sack zwischen Lohner- und Elsighornantiklinale.

Den südwestlichsten, sicher der Schuppe I angehörenden Aufschluss bilden die von Flysch und Granitkonglomeraten eingefassten Leimernschichten bei Fleckli, die tief in die Gollitschenmulde eindringen. Möglicherweise sind grünliche, glimmerige Globigerinenmergel zwischen den helvetischen Stadschiefern und den Wangschichten bei Wildi zum gleichen tiefsten Komplex zu rechnen. An der Losegg schliesst Schuppe I mit Flysch, der Leimernlinsen und Rauhwackeblöcke enthält, an die Stadschiefer des Muldenschenkels der Lohnerantiklinale an (vergl. Fig. 6, f und C₉). Im Grate südöstlich des Metschhorns besteht sie aus Sandsteinen und grauen Globigerinenmergeln mit Leimernkalklinsen. Die erwähnten Aufschlüsse sind dadurch charakterisiert, dass sich die Schichten der Sattelzone konkordant den helvetischen und zwar immer den Stadschiefern anlagern.

Im Gebiet der Elsigalp ist die Ueberschiebungsfläche nicht entblösst. Schuppe I dringt hier jedenfalls nicht mehr in die Gollitschenmulde ein, welche zwischen Hochwang und Stand vollständig von helvetischem Tertiär erfüllt ist.

Fast der ganze Grat Metschegg und viele Tertiäraufschlüsse der Alpen Egg und Metsch gehören ebenfalls der Schuppe I an. Wie auch die Losegg lässt diese Region einen Eindruck des innern Baues und der Oberfläche gewinnen. Zwischen Lohnerantiklinale und Elsighornantiklinale sind die Schichten der tiefsten Schuppe harmonikaähnlich zusammengeschoben und mit einer höheren verfaltet. Diese, an der Metschegg nur noch in Form schmaler Oxfordzwickel vorhanden, weiten sich gegen SW. da die Falten der Sattelzone ebenso wie die helvetischen südwestliches Axialgefälle aufweisen, während der Talhang die gleiche Höhe innehält. An der Losegg hat die höhere Schuppe die tiefere schon mehr als zur Hälfte verdrängt (Fig. 6). Diese Faltungerscheinungen besitzen keinen näheren Zusammenhang mit den Falten der liegenden Wildhorndecke. Sie helfen aber mit, den Schichten der Sattelzone ihre tektonische Funktion zu ermöglichen: Die Schaffung eines Ausgleichs zwischen der Ober-

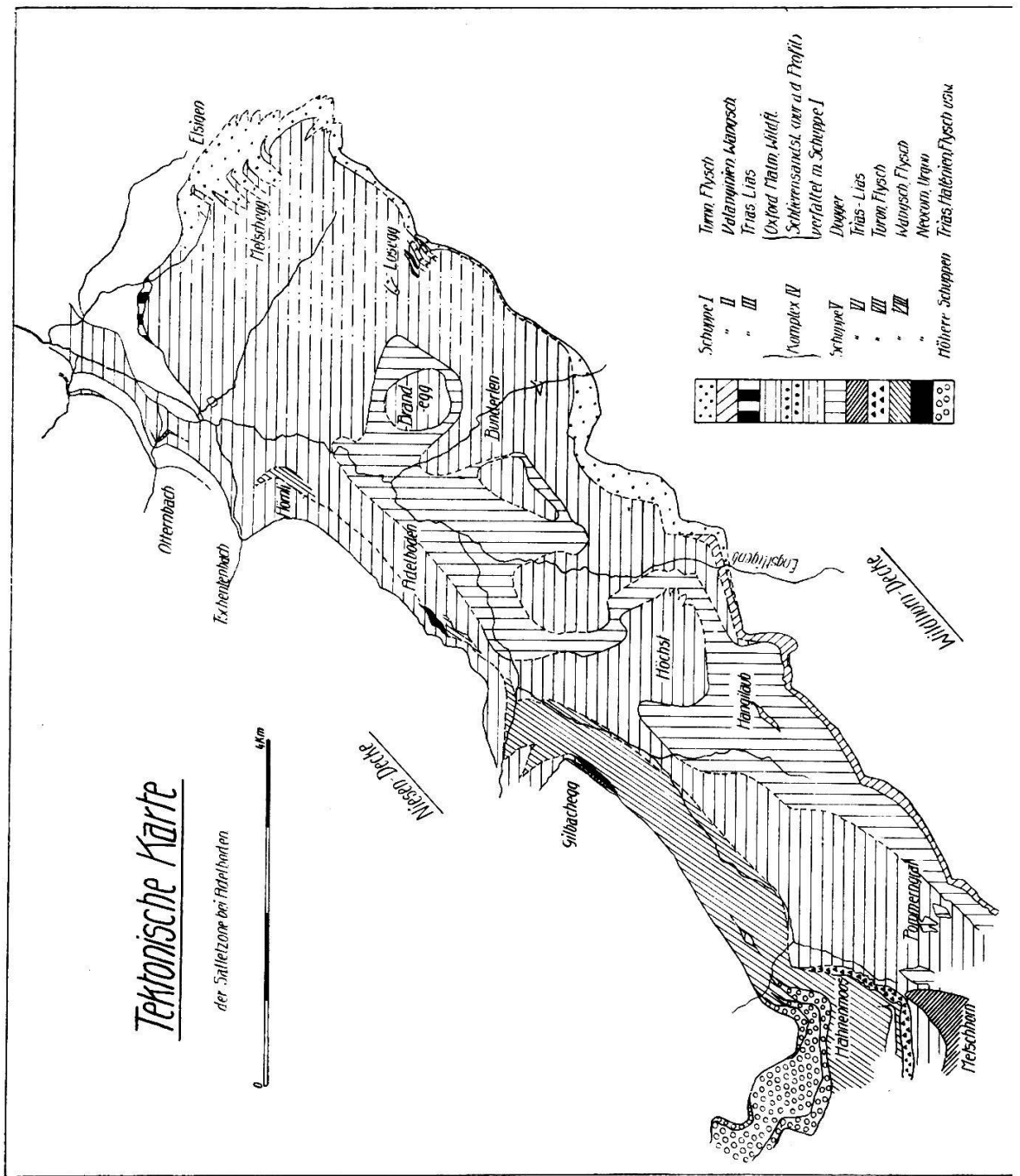


Fig. 13

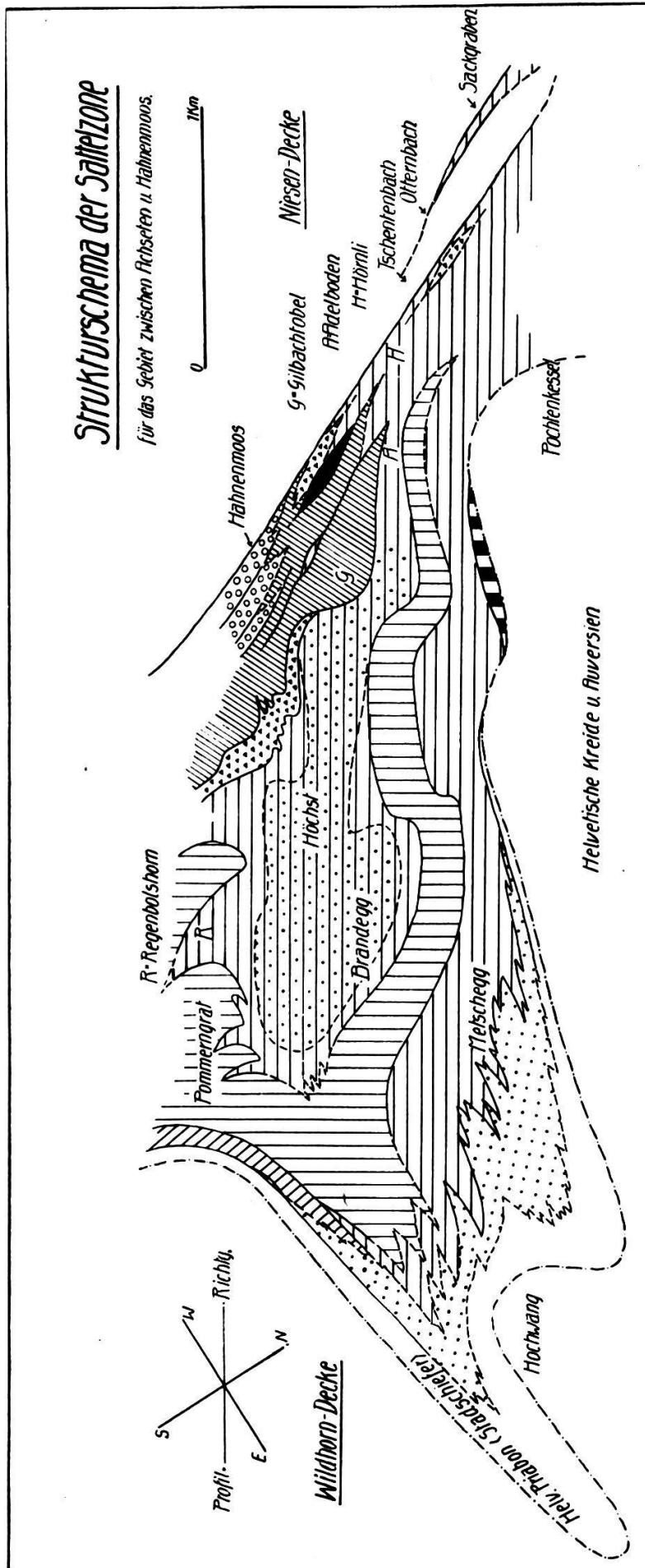


Fig. 14 (Legende siehe Fig. 13.)

fläche der Wildhorndecke und der Ueberschiebungsfläche des Niesenflyschs.

Infolge der unübersichtlichen Aufschlüsse fällt es schwer, die Abgrenzung der Schuppe I im untern Teile der Metschegg und längs des Lochbaches vorzunehmen, da sich gerade die Flyschbildungen der einzelnen tektonischen Elemente sehr wenig voneinander unterscheiden und eindeutig nur durch die begleitenden mesozoischen Gesteine getrennt werden können. Immerhin scheint der Flysch des Lochbaches dem der Metschegg doch ziemlich fremd. An der Basis der Metschegg gehören wahrscheinlich die Schichten Schichten 4, 5?, 7, 8, 10, 12, 13, 14, ... (vergl. Fig. 1) zur Schuppe I.

Der untere Teil des Lochbaches, der Rohnigraben, der Marchgraben und die Umgebung des Pochtenkessels schliessen keine zur tiefsten Schuppe gehörenden Gesteine mehr auf. Diese fehlt also dort, wo die helvetischen Schichten der Niesenbasis am meisten angenähert sind. Für das Fehlen müssen dieselben Schubkräfte, die Urgon und Tertiär von der Elsinhornantiklinale abscherten, verantwortlich gemacht werden.

Schuppe II ersetzt gegen Südwesten die Schuppe I. Sie besteht fast nur aus Wangschichten. Einzig am Pommerngrat schalten sich Linsen von Valanginienkalk ein. Im untersuchten Gebiet stehen die Schichten der Schuppe II am Pommerngrat, im Bütschi und bei Wildi an. Meist liegen sie konkordant direkt auf den Stadschiefern der helvetischen Lohnerantiklinale, deren Biegungen sie sich anschmiegen. Nur im Ostabhang von Wildi trennen die schon erwähnten grünlichen Globigerinenmergel die Wangschichten von den Stadschiefern.

Die Wangschichten, die die grossen Doggermassen des Hangilaubs durchbrechen (vergl. Profil p. 28), müssen einer ähnlichen Hülle um die in der Tiefe verborgenen Hochwangantiklinale entsprechen, wurden aber losgerissen und nordwärts verschleppt.

Als nordöstliches Relikt der Schuppe II können die Wangschichten bei Hübi (Inner Achseten) betrachtet werden. Hier ist deutlich erkennbar, dass sie den zu Schuppe I gehörigen Flysch überlagern.

LUGEON hat Schuppe I und II unter dem Namen „Plaine-Morte-Decke“ zusammengefasst. Es wird an geeigneterer Stelle

auf die Gründe, die zur Trennung veranlassten, zurückzukommen sein.

Schuppe III besteht aus einer einfachen, aufrecht gelagerten Schichtreihe, die (obere?) Trias und mittleren Lias umfasst. Die Verbreitung bleibt auf die engste Umgebung des Hübigrinds beschränkt. Sie wurde bei der Besprechung der Stratigraphie kurz umrissen (1 b, 3 a).

Die Schuppe III liegt im Lochbach und westlich davon, an der alten Strasse unmittelbar auf den hier schon stark ausgequetschten Schichten der Elsighornantiklinale. In einem kleinen Graben südlich des Hübigrinds (beim zweiten „n“ des Wortes Inzer-Achseten) scheint sich eine schmale Lage Flysch zwischenschalten, der ausgewalzte Rauhwackeblöcke enthält.

Das Schichtfallen neigt am Hübigrind, einer flachen Falte der helvetischen Unterlage entsprechend, leicht gegen SO.

Der Kontakt zum Hangenden ist nirgends aufgeschlossen. Es muss, wie einige von Schutt entblösste Stellen der Umgebung zeigen, aus Wildflysch, Wangschichten, Malm und Oxford bestehen.

Schuppe IV stellt sowohl stratigraphisch wie auch tektonisch weitaus das komplizierteste Gebilde dar. Ihre Schichtreihe umfasst folgende Stufen:

Oxfordien	} (Alle Vorkommen zwischen Achseten und Hahnenmoos. Andere Schuppen führen weder Oxford noch Malm.)
Malm	

Wangschichten, transgressiv auf Malm (Regenbolshorn).

Tertiär, transgressiv auf Malm (vergl. die Ausführungen zur obern Begrenzung des Malms).

Der tertiäre Anteil besteht aus allen möglichen Facies: Echter Wildflysch, dunkle Schiefer, mehr oder weniger „wild“ gelagert, mit kristallinen und sedimentären Exoten aller Art; sandige Leimernkalke, keine Inoceramen enthaltend; Leimernschiefer; Globigerinenmergel; bunte Mergel, wechsellagernd mit glauconitischen Granitbreccien; Grobe Kalkbreccien (wohl alle Vorkommen); schlierenähnliche Sandsteine.

Die Transgressionsverhältnisse erklären leicht die stratigraphische Kombination der Schichten (vergl. voriges Kap., Abschn. 8). Die Turonkalke im Verbreitungsgebiet der Schuppe IV müssen

als eingeschuppte Fetzen eines andern tektonischen Elementes gedeutet werden (Wenig, Otternbach).

Unklar ist die Herkunft der Triaslinen, die oft zusammen mit diesem Komplex auftreten (vergl. Stratigr. 1 a). Zum Teil können sie wohl ausgewalzte Exoten darstellen, zu einem andern sind sie wahrscheinlich als tektonische Schürflinge zu betrachten (Gips, Marchgraben und Engstligenschlucht beim hohen Steg).

Von der stratigraphischen Zusammensetzung hängt der innere Bau der Schuppe IV ab. Oxford und Flysch bilden sehr gleitfähige Schichten. Der Malm, der gewissermassen das Rückgrat der Schuppe hätte darstellen können, wurde durch das transgredierende Tertiär in einzelne Schollen aufgelöst. Daher berührt Oxford den Flysch so vielfach, der Malm tritt stets als mehr oder weniger grosse Linen auf. So ist es denn nicht verwunderlich, dass die Schichten des Komplexes IV miteinander verfaltet und durchknetet sind, und ihre Struktur und Anordnung im einzelnen kaum mehr entwirrt werden kann.

Der Komplex der Schuppe IV gliedert sich in einen höhern und einen tiefern Lappen, welche durch die Doggermassen unserer Schuppe V voneinander getrennt sind.

Zum untern Lappen gehören die Oxfordzwickel der Metschegg, einige verstreute Vorkommen auf den Alpen Egg und Metsch, grosse Teile der Losegg (vergl. Fig. 6), Bunderlen-Läger (vergl. Stratigr. 7), der Aufschluss östlich Wenig und die Gräben oberhalb Raufmatten. Bei Käli (vergl. Einzelprofil 10., Nr. 4) beträgt die Mächtigkeit des untern Lappens nur noch wenige Meter. In der Anhöhe von Wildi und westlich davon bis zum Pommerngrat fehlt er ganz. Die Auflagerungsfläche wurde bei der Beschreibung der Schuppe I schon teilweise skizziert. Die Schichten der Schuppe IV scheinen sich insofern der helvetischen Unterlage noch anzupassen, als sie eine liegende gegen NW geöffnete Mulde bilden, was namentlich für den Malm am Metschhorn und im grossen Anriss östlich Wenig deutlich wird.

Von grossem Interesse ist der Aufschluss des Marchgrabens. Die Schuppe IV liegt unmittelbar auf dem stärkst beanspruchten Teile der Elsighornantiklinale, deren Kieselkalk sie sehr angenähert erscheint. Wir erkennen eine gewisse Symmetrie der tektonischen Beanspruchung bei den helvetischen Schichten und den Sattelzoneschuppen.

	Gebiet der Gollitschen- mulde, Hochwangantikt. u. Kirchhornmulde	Lochbach, Annähe- rung der Elsigh. A. an die Niesenbasis	Marchgraben, kleinster Abstand zur Niesenbasis
Sattelzone	Schuppe IV		Schuppe IV
	Schuppe I	Schuppe III Sch. I stark reduz.	(Schuppe III } (Schuppe I } fehlen)
Helveticum	Tertiär	Tertiär } sehr reduz.	(Tertiär } fehlen)
	Schrattenkalk	Schr. k. }	(Schr. k. }
	Drusbergschichten	Drusbergsch.	Drusbergsch. stark red.
	Kieselkalk	Kieselkalk	Kieselkalk

Wie die kleine Tabelle zeigt, geht das Fehlen der tiefern Sattelzonestruppen mit dem der höhern Schichten der Wildhorndecke parallel. Es liegt daher nahe, für beide dieselbe Ursache verantwortlich zu machen. Aus rein mechanischen Gründen lässt sich dem Schichtkomplex der Schuppe IV, die ja vorwiegend aus Flysch und Oxford besteht, kaum eine aktive Rolle zuerteilen beim Abschürfen viel härterer Gesteine, wie Urgon, Hohgantsandstein usw. Die Schuppe IV muss vielmehr wie eine Raspel in der Hand einer höhern Ueberschiebungsmasse gewirkt haben, selbst dabei die ärgste Beanspruchung erleidend. Andererseits weiss man ja, dass die Ueberschiebung der sogenannten ultrahelvetischen Decken vor der Bildung der helvetischen erfolgte (Neoc. à céphalop., Glarnerflysch). Zu diesem Punkte seien noch einige kleine Beobachtungen beigefügt. Für die bisher betrachteten Schuppen, am meisten für II, ist es charakteristisch, dass sie die helvetischen Schichten mehr oder weniger konkordant überlagern und sich ihren Biegungen anschmiegen. Daraus folgt, dass die helvetische Schichtplatte und ihr Hangendes miteinander veraltet wurden, dass also die Sattelzonestruppen schon vor der letzten Faltung ihre relative Stellung zu der liegenden Wildhorndecke innehatten. Das Eindringen der fertig entwickelten Wildhorndecke in die tektonisch höheren Schuppen hätte die erwähnte Struktur nie erzeugen können. Unter Berücksichtigung der bekannten Einwicklungserscheinungen ergeben sich folgende zwei Möglichkeiten.

1. Die Wildhorndecke unterfuhr als ebene Schichtplatte die sogenannten ultrahelvetischen Decken und erlitt erst darnach die endgültige Faltung.

2. Einzelne Fetzen der ultrahelvetischen Decken blieben auf dem Areal der Wildhorndecke zurück, wanderten dann auf ihrem Rücken nordwärts, worauf die Schichtkomplexe als ganzes zur heutigen Form gestaltet wurde.

Das Hangende des tiefern Lappens der Schuppe IV stellen die grossen Doggermassen dar. Die Auflagerungsfläche ist leicht konkav und gegen W geneigt (Brandegg, Wenig). Während sie an der Brandegg bis 1750 m hoch liegt, reicht sie östlich Kuenisbergli nicht mehr aus dem Schuttmantel des Talgehänges heraus. Bei Käli hält sie die Höhe von zirka 1660 m. Hierin kommt wiederum das allgemeine axiale Fallen zwischen Elsighorn und Hahnenmoos zum Ausdruck.

Ueber die Aufschlüsse Marchgraben, Engstligenschlucht beim Hohen Steg, Tschentenbach und Hörnli hängt der tiefere Lappen der Schuppe IV mit dem höheren zusammen. Somit erscheinen die trennenden Doggerschichten gegen NW durch Oxford, Malm, Wangschichten und Wildflisch umschlossen, allerdings ohne dass an eine einfache Antiklinale gedacht werden darf, wie man sie z. B. in den helvetischen Gebirgen kennt.

Der höhere Lappen der Schuppe IV ist etwas verwickelter gebaut als der tiefere. Seine Basis nehmen Oxford, Malm, Wangschichten, Leimernschiefer und Wildflisch ein. Im Gebiete der Brandegg, bei Wenig und im Ostabhang des Kuenisbergli ist die Berührungsfläche gegen das Liegende nirgends aufgeschlossen. Sie muss aber ähnlich der untern Begrenzung des Doggers verlaufen, d. h. flach und westwärts geneigt. E Kuenisbergli zeigt sich eine kleine Komplikation. Die nahezu horizontal liegenden Doggerschichten scheinen gegen S an Wang- und tertiäres Gestein des höhern Lappens der Schuppe IV anzustossen. Der Grund mag in einer ungefähr W-O-streichenden Verwerfung, die den südlichen Teil absenkte, gesucht werden.

Südlich der Höchstfluh und am Pommergrat schliesst Wildflisch (IV) an Aalénien und Bajocien (V) an. Die Berührungsfläche fällt steil gegen Norden bis Nordwesten.

Der Komplex IV enthält gewaltige Massen von Schlierensandstein (Höchstfluh, Grat zwischen Bütschi und Geils; Mächtigkeit über 200 m). Die nördlichsten Relikte dieses Sandsteins liegen auf der Höhe von Brandegg und der Alp Wenig. Es ist von grösstem Interesse, dass Wildflisch, Malm und Oxford die Sand-

steinmassen wiederum bedecken; die vollständige Ueberbrückung blieb allerdings nur am Pommergrat erhalten, da sämtliche tektonischen Elemente gegen NE axial ansteigen. Das genügt aber, um zu beweisen, dass der Schlierensandstein keine eigene, selbständige Wurzel besitzt, er also trotz gewisser fazieller Aehnlichkeit zum Niesenflysch nicht eine untere Digitation der Niesendecke im Sinne McCONNELs und DE RAAF's bildet (82).

Auf der linken Seite des Talzuges Gilbach-Allenbach-Engstligen gehören die folgenden Aufschlüsse dem Komplex IV an: Otternbach, Tschentenbach, Hörnli und endlich die Schichten oberhalb Adelboden mit Ausnahme der Unterkreide. Wie der Malm des unteren Lappens durch eine liegende, gegen NW geöffnete Muldenbildung charakterisiert ist, kennzeichnet eine mehrmalige Repetition derselben Stufe den obern.

Südlich des Allenbaches sind Malm und Oxford verschwunden. Nur eine schmale Lage tertiärer Sandstein, Leimernkalk und Wangschichten trennt das Urgon, das der Unterkreide oberhalb Adelboden entspricht, noch von der Trias der Niesenbasis. Erst auf der Alp Nassenberg erscheint der Malm ganz unvermittelt wieder (kleiner bewaldeter Felsen südlich des Bachgrabens). Der Malm der Alp Lavey weicht von der üblichen Fazies etwas ab, indem er gröberes Korn aufweist. Dafür kann allerdings der Stress der Niesenüberschiebung verantwortlich gemacht werden.

Nördlich des Otternbaches findet sich Malm auf 1160 m ü. M. bei Stein, eingeschuppt zwischen Niesenflysch und Niesentrias. Das genaue Profil wird noch aufgeführt werden.

Schuppe V umfasst alle Doggersteine der Sattelzone, ausgenommen die Aalénienschiefer am Hahnenmoospass. Die Schichtserie beginnt mit Eisensandstein und endigt mit oberem (?) Bajocien. Die tektonische Stellung und Abgrenzung wurde schon grossenteils im Zusammenhang mit der Schuppe IV beschrieben, so dass nur noch wenig beizufügen bleibt.

An der Brandegg liegt eine einfache, zirka 100 m mächtige Doggerplatte vor. Die Bajocienaufschlüsse zwischen Lischen und Niedersten gehören zweifellos derselben an. Wahrscheinlich sind sie aber nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage, sondern abgesackt; das stark gelockerte Schichtgefüge spricht dafür. Ueber die Doggeraufschlüsse der Anhöhe von Wenig setzt sich die

Platte gegen Kuenisbergli und Höchst fort. Während bisher das Aalénien nur geringmächtig auftrat, schwillt es hier gewaltig an. Das Aalénienvorkommen am Allenbach, südlich Adelboden, leider durch Schuttablagerungen ganz isoliert, gehört sicher der Schuppe V an.

Bei Wildi und im Anriss des Hangilaubes ist die Schichtreihe der Schuppe V nicht mehr einfach, sondern wiederholt sich, immer aber die ruhige, relativ ungestörte Lagerung beibehaltend. Sie liegt hier, wie auch im Bütschi und am Pommerngrat direkt auf den Wangschichten der Schuppe II. Der untere Lappen von IV fehlt somit in diesem Gebiet.

An der Wasserscheide des Hahnenmoospasses überschlagen sich die Doggerschichten auf den Wildflysch des obern Lappens der Schuppe IV (Aalénien und Bajocien des Pommerngrates und Eisensandstein im Sattel zwischen Regenbolshorn und Metschstand, siehe Profil Hahnenmoos). Im Pommerngrat sind sie mehr oder weniger isoklinal in den Wildflysch eingefaltet.

Frühere Beschreibungen haben die Schichten der Schuppe IV und V vereinigt. Die Gründe, die mich zur Trennung veranlassten, sind sowohl stratigraphischer, wie auch tektonischer Natur.

1. Nirgends existiert in der Sattelzone zwischen Achseten und Hahnenmoos ein stratigraphischer Uebergang Dogger/Malm, speziell von Cancellophycusschichten des Bajocien zu den dunklen Tonschiefern des Callovoxfordiens. Die untere Begrenzung dieser und die obere jener ist stets eine tektonische Scherfläche. Da nun aber die Schuppe V die Doggerschichten umfasst, die Schuppe IV die des Malms, so heisst das, dass die beiden tektonisch verschiedene Einheiten darstellen.

2. Der Bau der beiden Schuppen unterscheidet sie leicht voneinander. Hier Verfaltung und Verschuppung oft bis in die letzten Einzelheiten, dort relativ ruhige Lagerung und Anordnung einer einfachen oder wenige Male repetierten Schichtserie.

Für den einfachen Bau der Schuppe V kann das Bajocien verantwortlich gemacht werden, ein Schichtpaket von gebankten Kalken und Sandsteinen, das sich tektonischen Einflüssen gegenüber ziemlich starr verhalten musste.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Schichten der Schuppen IV und V sich vor der Ueberschiebung direkt überlagerten, das Oxford also das Hangende der Cancellophycusschichten bildete.

Die tonigen Schiefer an der Grenze Dogger/Malm hätten dann einen trennenden Gleithorizont abgegeben, ähnlich wie die Trias z. B. des Juras oder der Préalpes médiannes.

VI. Die Laubhorndecke berührt das untersuchte Gebiet gerade nur noch im SW, so dass die folgende Beschreibung keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben kann.

In der Region des Metschstandes umfasst sie Trias (Rauhwacke, Dolomit), Rhät (Lumachellen, Oolithe usw.) und Lias (Spatkalke).

Die Trias der Laubhorndecke nimmt den Südgipfel des Metschstandes ein. Sie zieht sich in zwei Zonen gegen Westen hin.

Die südliche steigt durch die Südflanke des Metschstandes gegen den Bachgraben ab, der die Alp Wängi entwässert. Die nördliche verläuft vorerst entlang dem Südwestgrat desselben Gipfels, um dann nördlich des Metschhorns gegen Westen umzubiegen (einzelne Aufschlüsse auf dem Metschberg).

Zwischen den beiden Triaszonen erscheint beidseitig zuerst Rhät, darauf folgen Lias. E des Metschstandes fehlt eigentümlicherweise von der Laubhorndecke jede Spur. Gegen W aber schwillt sie mächtig an, grosse Massen des Oberlaubhorns bildend.

Während westlich der Simme die Struktur der Laubhorndecke sehr klar zu Tage tritt (vergl. LUGEON 72, planche VIII, coupe 9), bereitet ihre tektonische Deutung östlich davon einige Schwierigkeiten. Auf die diesbezüglichen Ausführungen SARA-SIN et COLLETs und ROTHPLETZs einzutreten, erübrigt sich. Die erste mögliche Vorstellung stammt von LUGEON (73, planche 7, coupe 7; 80, S. 99). Er schreibt: „La nappe présente des oscillations curieuses dans la direction de la charnière, laquelle est SW-NE dans l'Oberlaubhorn, pour être SE-NW sous la Metschstand. C'est la raison pour laquelle la nappe ne franchit pas l'arête qui sépare la vallée de la Lenk de celle d'Adelboden.“

Ohne die so heikle Frage nach der räumlichen Gestaltung der Laubhorndecke zu entscheiden, sei hier noch eine andere Möglichkeit erwogen.

In der Südflanke des Metschstandes lässt sich an einzelnen Stellen Schichtfallen gegen NW beobachten, nördlich des Grates Metschhorn-Metschstand aber gegen SE. Es erscheint daher wahrscheinlich, dass die Schichten im Innern der Anhöhe zwischen Metschstand und Metschhorn synklinal geschlossen sind, die Laub-

horndecke hier also eine gegen oben geöffnete, leicht nach NW überliegende Synklinale bildet. Die Tatsache, dass sich die Laubhorndecke gegen SW mächtig weitet, findet ihre Erklärung in dem wechselnden Axialgefälle, das östlich der Simme steiler als der Talhang verläuft, aber gegen Westen rasch flacher wird. Brüche, welche die Schichten im selben Sinne absenken, wie das axiale Fallen, verstärken übrigens das Absteigen nach Westen; sie sind im Südabhang des Metschstandes, wie auch auf den Höhen des Metschberges, festzustellen.

Das Axialfallen erklärt in zwangloser Weise das Aussetzen der Laubhorndecke östlich der Hahnenmooswasserscheide; die Schichten lagen eben so hoch, dass sie heute der Erosion anheimgefallen sind.

Schuppe VII setzt sich aus Turonkalk mit Inoceramen und Wildflysch zusammen (vergl. Blattihorn). Verbreitung: Metschberg, Metschstand (vergl. Profil Hahnenmoos), N-Hänge von Blattihorn (Nrn. 1—5, 7) und Schalmigrat. Nördlich der Region des Hahnenmooses können die Foraminiferenkalke folgender Aufschlüsse mit einiger Sicherheit dazu gerechnet werden: Aus dem Profil Gilbachegg Nrn. 3 und 5 (z. T.), Leimernkalke auf dem Kuenisbergli und im Südabhang des Otternbachgrabens.

Problematisch bleibt die Stellung der Turonkalklamelle nördlich Wenig. LUGEON verband sie mit den Kalken von Fleckli, d. h. mit unserer Schuppe I (72, planche V, coupe 4). Die Aufschlüsse des grossen Anrisses im Südhang des Bunderlen lassen aber eine derartige Verbindung nicht zu, da sich Oxfordien und Wildflysch, ziemlich ununterbrochen anstehend, zwischenschalten. Ob nun aber die Schichten nördlich Fleckli einen losgelösten Zweig der Schuppe I darstellen oder ob sie zu VII gehören, bleibt, tektonisch gesprochen, wahrscheinlich gleich, wie noch zu zeigen ist. Sehr unklar liegen die Verhältnisse der Foraminiferenkalke der Brandegg und bei Zwischenbäch; vielleicht entsprechen sie von der helvetischen Standantiklinale losgerissenen Teilen der Schuppe I, vielleicht auch tieferen Zweigen der Schuppe VII.

Aus dem Gesagten geht die stratigraphische Aehnlichkeit der Schuppen I und VII leicht hervor. Beide enthalten turone Foraminiferenkalke mit Inoceramen, beide Granitkonglomerate und -breccien. Während aber die tiefere Schuppe stets auf helveti-

schen Schichten aufrucht, bilden Sattelzoneschuppen das Liegende der höhern, meist der Oxford-Malm-Wildflyschkomplex, am Hahnenmoos ausnahmsweise die Laubhorndecke, an der Gilbachegg die Unterkreideschuppen. Obschon nun nirgends ein direkter Zusammenhang mehr erhalten ist, scheint die Annahme doch berechtigt, dass beide ein und demselben tektonischen Elemente angehören. Es läge somit eine ähnliche Zweiteilung in einen höhern und einen tiefern Lappen vor wie bei dem Komplex IV.

Schuppe VIII umfasst senone Mergel (alle Vorkommen), Wangschichten und Flysch.

Mächtig angehäuft im nördlichen Gipfel des Metschstandes, bildet sie das oberste Köpfchen des Blattihornes (Nr. 8 des Profils) und fällt im Schalmigrat sanft gegen Norden. Wangschichten und Flysch der Alpen Nassenberg und Vorder-Sillern gehören ihr an, ebenso die Aufschlüsse des Gilbachgrabens, vielleicht auch die Wangschichten in der Basis des Hörnli (z. T.?).

Aehnlich wie beim Komplex IV ist die Innenstruktur der Schuppe VIII oftmals unglaublich verwickelt. Eine Kostprobe davon vermitteln die Aufschlüsse des Gilbachgrabens und des Schalmigratnordhanges. Wanglinsen von häufig nur wenigen Dezimetern oder gar nur Zentimetern wechseln mit Globigerinenschiefen und nummulitenführenden Kalkbreccien ab, so dass man oft versucht sein könnte, darin eine stratigraphische Sukzession zu sehen.

LUGEON hat die Schichten, die hier in die Schuppe I, II, VII und VIII aufgeteilt wurden, zusammengefasst unter dem Namen *Plaine-Morte-Decke*. Die Beziehungen zwischen I und VII wurden bereits erläutert. Fernerhin sind II und VIII durch grosse Anhäufungen von Wangschichten gekennzeichnet; auch sie können höhern und tiefern Lappen eines einzigen tektonischen Elementes darstellen. Die Schuppen I und VII müssen jedoch von II und VIII getrennt werden, da in der Schuppe VII am Blattihorn Tertiär (Granitbreccien und Wildflysch) auf turone Kalken transgrediert, Wangschichten also stratigraphisch fehlen.

Die Unterkreideschuppen IX. Ueber die Verbreitung orientieren die Abschnitte über die Aufschlüsse oberhalb Adelboden und an der Gilbachegg, über die stratigraphischen Verhältnisse der Abschnitt Unterkreide. Wahrscheinlich gehört der das Urgon

an der Gilbachegg überlagernde tertiäre Quarzsandstein ebenfalls zu IX. Die vollständige Schichtreihe stellt sich dann wie folgt dar: Diphyoideskalk, Kieselkalk, Altmannschicht, Drusbergschichten, Urgon und tertiärer Quarzsandstein.

Tektonische Stellung: Das unmittelbar Liegende der Kreideschuppen ist nirgends aufgeschlossen, das Hangende besteht aus Schichten des Komplexes IV oder der Schuppen VII und VIII. Die Aehnlichkeit der Valanginienkalke von II und IX fällt auf, dagegen scheint IX der grossen Anhäufungen von Wangschichten zu entbehren. Die Unterkreideschuppen müssen als tektonisch selbständiges Element aufgefasst werden.

Die Urgonfazies könnte man so erklären, dass die Schuppe IX beim Eindringen der helvetischen Decken in die ultrahelvetischen losgerissene Fetzen darstellt. Merkwürdig erscheint dann ihre tektonisch hohe Lage. Wahrscheinlicher aber wurzelt sie S der Wildhorndecke. Die neritische Fazies ist bedingt durch eine Schwelle im Südabfall des helvetischen Schelfmeeres, durch eine „ultrahelvetische Geantiklinale“.

Die höhern Schuppen stehen im untersuchten Gebiet einzig und allein beim Hahnenmoospass an (vergl. Profil Hahnenmoos).

Längs der Wasserscheide folgen auf die Schuppe VIII:

1. Trias (Rauhwacke).
2. Aalénien (Eisensandstein).
3. Flysch. (Sandige Schiefer und feine Sandsteine. Das tertiäre Alter dieser Schichten konnte noch nicht durch entsprechende Foraminiferenfunde bewiesen werden, auch in Dünnschliffen nicht. Für die Beurteilung waren nur lithologische Merkmale ausschlaggebend. Die bekannte Kalkbreccie, aufgeschlossen zirka 100 m nördlich des Hahnenmooshotels, gehört dieser Zone an.)
4. Trias der Niesenbasis.

Die Aufschlüsse auf den Alpen Sedel und Lavey ergeben folgendes zusammenfassende Profil (unten beginnend):

- a) Schwarze, glatte, oft kleingefaltete Tonschiefer. Das Alter ist ungewiss. Die Schiefer könnten das Toarcien oder den Opalinushorizont darstellen. Dass sie nicht dem Tertiär angehören, wird durch die grosse Gleichmässigkeit und das gänzliche Fehlen von Sand wahrscheinlich.
- b) Trias (wie oben 1.).
- c) Aalénien (wie oben 2.).
- d) Malm. Stark tektonisch beansprucht, rekristallisiert und serizitisiert.

- e) Obere (?) Kreide. Aeusserst ausgewalzte, dunkle Kalkschiefer.
- f) Trias der Niesenbasis (wie oben 4.).

Ein Vergleich dieser Profile mit dem des äussern Seitenbaches (BORNHAUSER 19, S. 45, ARN. HEIM 53, S. 504) zeigt, wie ungemein rasch sich die Schuppen der Sattelzone unter der Niesentrias ablösen.

Es ist wahrscheinlich, dass das Aalénien (2. s. oben) dem „Aalénien des cols“, McCONNELs und DE RAAF's W der Simme entspricht. Die liegende Trias könnte dann möglicherweise der „Trias du Trüttli“, die schwarzen Tonschiefer dem „Aalénien du Haslerberg“ zu vergleichen sein.

Die Niesenkette östlich der Simme bildet die Fortsetzung der Digitation de la Palette, des höhern Teillappens der Niesendecke (mündliche Mitteilung DE RAAF's). Sie schliesst an ihrer Basis mit Trias. Mesozoische Sedimente (im Westen „zone de Gschwend“) fehlen. Der Flysch zwischen Trias und Aalénien des cols ersetzt vielleicht den „Flysch du Tauben“ = Flysch du Chaussy. Die typischen Granitbreccien und die westlich der Simme so charakteristischen, gründlichen „schistes brillants“ fehlen ihm allerdings. Die erwähnte Kalkbreccie würde in diesem Falle, vorausgesetzt, dass sie liasischen Alters wäre, der „lame de Murgaz“ = „zone de Krinnen“ entsprechen, ebenso der Malmkalk (d.) und die fragliche Oberkreide (e.).

Charakteristisch erscheint, dass die Schuppenzone der Basis des mächtigen Niesenflysches diesseits der Simme rasch an Bedeutung verliert. Sie misst längs der Hahnenmooswasserscheide nicht einmal mehr 500 m (horizontal!) und verschwindet wenige km nordöstlich überhaupt. Die Trias an der Basis der höhern Teildecke, der Digitation de la Palette McCONNELs, liegt dann direkt auf den Schuppen IX, VIII, VII und IV. Das Aussetzen kann entweder durch die Erosion bedingt sein, indem die betreffenden Schichten eben so hoch lagen, dass sie heute der Abtragung anheimgefallen sind, oder durch tektonisches Ausklingen. Der zur Verfügung stehende Raum zwischen der Trias der Digitation de la Palette und den helvetischen Falten hat sich sehr verengert, da die Wildhorndecke vom Hahnenmoos gegen Elsighorn stark axial ansteigt. Beide Faktoren mögen hier mitgewirkt haben.

Wie McCONNEL und DE RAAF dargetan haben, besteht die

Sattelzone aus einer Anzahl Schuppen, wovon einige der Niesendecke (im weitern Sinne) angehören. Somit sind in der Sattelzone penninische und ultrahelvetische Elemente vertreten. Die Begriffe zone des cols RENEVIER und Ultrahelvetikum ARN. HEIM, decken sich nicht.

Während nun aber westlich der Simme penninische Schuppen in grosser Zahl vorhanden sind, findet sich längs der Hahnenmooswasserscheide höchstens eine einzige (Flysch beim Hahnenmooshotel). Weiter gegen Nordosten fehlen sie, mit Ausnahme eines allerdings fraglichen Reliktes, das noch zur Sprache kommen wird (Otternbach, Sackgraben). Die Folge ist, dass fast alle Schuppen der Sattelzone (I—IX, X mit Ausnahme der Hahnenmoosflyschs) zum Ultrahelvetikum gerechnet werden müssen.

Ausser dem Vergleich mit den tektonischen Verhältnissen westlich der Simme spricht auch die Fazies für diese Behauptung. So gleichen Aalénien, Bajocien und unterer Malm den entsprechenden Stufen des Südhelvetikums. Auch die Unterkreide nähert sich mehr der helvetischen, als irgend einer andern Fazies. Wangschichten endlich sind wiederum für südhelvetische Regionen charakteristisch. Im Gegensatz konnten die typischen schistes brillants, die nach McCONNEL und DE RAAF die Niesensedimente aller Stufen kennzeichnen, meist nicht aufgefunden werden.

3. Zur Abgrenzung der Niesendecke

BORNHAUSER hat den Verlauf der Triaszone an der Basis der Niesendecke verfolgt und gezeigt, dass die Trias zur Niesenzone gehört. Es verbleibt mir daher nur, auf eine kleine Komplikation hinzuweisen, die bisher übersehen wurde. Ein Profil längs des Sackgrabens (oben beginnend) möge die Erscheinung erläutern (Fig. 15).

10. Niesenflysch. Fallen zirka 30° gegen NW.

— 1140 —

9. Trias. Dolomit, Rauhwanke, Gips. $60 \pm$ x m.

8. Argovien-Knollenkalk, von serizitischen Häuten durchzogen, enthaltend Belemniten und Ammoniten, tektonisch sehr stark beansprucht. Zirka 8 m. Im Bachbett durch Schutt verdeckt.

7. Grobbankiger Quarzsandstein, durchsetzt von feinen Glimmerschüppchen. Tertiär? Wenige m. Im Bachbett nicht aufgeschlossen.

6. Schwarze, glänzende, pyritreiche Tonschiefer, durchsetzt von erz-

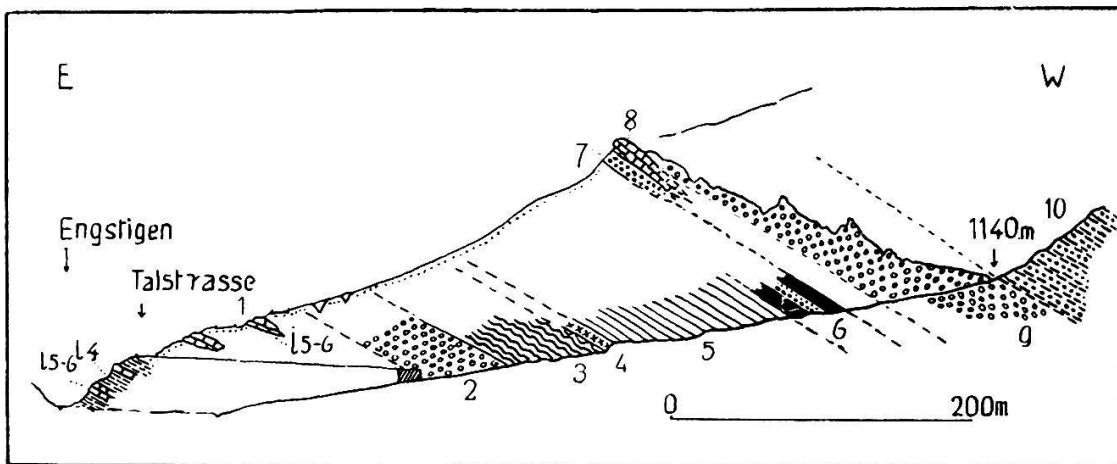


Fig. 15. Sackgraben

führenden Klüften, zu deren beiden Seiten sie entfärbt, hell bräunlich bis blassgrün (*vert-pomme*) erscheinen. Die Schiefer fühlen sich seifig, talkig an. Bänke von Quarzsandstein sind darin eingelagert.

— 1105 —

5. Schwarze, pyritreiche Tonschiefer, enthaltend Kiesel-Tonkonkretionen, gegen unten heller und sandig werdend.
4. Einschaltung einer Bank von Granitbreccie.
3. Darunter werden die Schiefer unruhig und oft dem Eisensandstein ähnlich. Mächtigkeit des Komplexes 3. bis 5. 150 m.
2. Trias. S des Sackgrabens Einsturztrichter.
1. Malm.

Anmerkung zu 6. Die Erzgänge bestehen aus Quarz, eisenhaltigen Karbonaten, Pyrit und Kupferkies in erheblichen Mengen. ALBERT JAHN (Chronik des Kantons Bern, 1857, Bern) weiss zu berichten, dass das Kupfererz im Sackgraben anfangs des 18. Jahrhunderts entdeckt und ab 1711 eine Zeitlang ausgebeutet wurde. Hundert Pfund Roherz lieferten 15 Pfund reines Kupfer. Vergleiche auch GOTTL. SIGM. GRUNER, Die Eisgebirge des Schweizerlandes, 1860, Bd. I, S. 141.

Die beschriebenen Entfärbungen kommen nur direkt unter der Trias der Niesenbasis vor, mit deren Gipsgehalt sie im Zusammenhang stehen. Sulfathaltige Wässer aus der Gipszone streichen den Klüften in den schwarzen Schiefen entlang. Sie entfärben die Schiefer durch Oxydation des Bitumens, selbst dabei reduziert werdend. Sie extrahieren aus den Schiefen Kupfer und schlagen auf den Klüften Kupferkies nieder. Die Gangausfüllung enthält keine Sulfate mehr. Es scheint, dass genügend Karbonat zur vollständigen Umsetzung vorhanden war.

BORNHAUSER (19) verband auf seiner Karte die obere Trias des rechten Ufers (Nr. 9), s. oben) mit der unteren auf dem linken (2.). Das Fallen der Schichten zwischen den beiden Trias-zonen, 45° gegen WNW, scheint mir eine derartige Verbindung zu

verbieten. Die Schichten 3. bis 6. weist BORNHAUSER der Sattelzone zu. Ihre Aehnlichkeit mit Niesenflysch ist aber bedeutend grösser als mit ultrahelvetischem. Die grünlichen Schiefer (6.) erinnern an McCONNELs und DE RAAF's „schistes brillants“. In der Tat sind in den Sammlungen dieser Autoren zum Verwechseln ähnliche Stücke zu finden. Die grünlichen Schiefer kennzeichnen aber, wie McCONNEL und DE RAAF zeigten, die Sedimente der Niesendecke.

Im Sackgraben lässt sich somit eine Doppelung der Niesentrias und eines Teiles des hangenden Flysches feststellen. Die Mächtigkeit der unteren Abteilung ist gegenüber der übrigen Niesenmasse gering. Schichten der Sattelzone, Malm und Tertiär (7., 8.), trennen sie davon.

Gegen N kann diese Doppelung einige km weit verfolgt werden. Im S zeigt der Otternbach noch Andeutungen derselben, während im Tale des Tschentenbaches wiederum ein normaler Kontakt vorzuliegen scheint. Bei einem Vergleich mit der Tektonik W der Simme könnte man in der unteren Schuppe vielleicht ein Ueberbleibsel der Digitation du Chaussy McCONNELs und DE RAAF's sehen.

4. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Decken

Zur Erklärung der tektonischen Struktur der Sattelzone müssen folgende Bewegungsphasen beigezogen werden:

1. Die ultrahelvetischen Decken kommen auf die unverfaltete Schichtplatte der Wildhorndecke zu liegen. Wie das geschehen konnte, wurde bereits gezeigt: Die noch unverfaltete helvetische Decke unterfuhr die schon überschobenen ultrahelvetischen, sie zum Teil einwickelnd, oder aber es blieben Teile der ultrahelvetischen Decken auf dem Areal der noch nicht gewanderten Wildhorndecke zurück.

2. Die Wildhorndecke und ihr Hangendes werden miteinander verfaultet. Die tiefern Schichten des Ultrahelvetikums erreichen dabei nahezu ihre heutige Form, sie schmiegen sich den helvetischen Falten getreulich an. Die höheren dagegen folgen den Biegungen der Wildhorndecke nur noch andeutungsweise (Malmbiegung am Metschhorn und im Anriss südlich des Bunderlen); spätere tektonische Bewegungen haben ihre Formen abgeändert.

Die höchsten Schuppen endlich zeigen keine Anklänge mehr an den helvetischen Bau. Da sie aber mit tiefern in Beziehung stehen (I mit VII, II mit VIII), muss für sie die gleiche Ueberschiebungsfolge gelten, wie für jene.

3. Als letzte Phase folgt die Ueberschiebung der gewaltigen Niesendecke. Sie erst verleiht der Sattelzone ihr jetziges tektonisches Gepräge.

a) Durch Vermittlung der ultrahelvetischen Schichten überträgt die Niesenüberschiebung ihren Druck auf die vorspringenden helvetischen Falten. Sie muss für jene Brüche verantwortlich gemacht werden, welche die Stirnen der Lohner- und Elsighornantiklinalen absenken (z. B. Fizernordhang, Elsighornantiklinale im Pochtenkessel). Es erscheint dabei bemerkenswert, dass die mässig steil nordwestfallenden Bruchflächen nicht parallel mit der Niesenbasis verlaufen, sondern um einen kleinen Winkel steiler stehen.

Eine zweite Wirkung auf das Helvetikum ist gegeben in der Beschädigung der Schichtreihe der Elsighornantiklinale. Dass Auswalgung und Abscherung nicht eine Wirkung der geringen und ausweichen Schichten bestehenden Massen der ultrahelvetischen Decken sein können, darauf wurde schon hingewiesen. Für die Ueberschiebung der enormen Niesendecke hingegen fällt es leicht, derartige Folgen anzunehmen.

b) Wenn schon die Wildhorndecke Spuren der Niesenüberschiebung trägt, so wurden noch vielmehr die ultrahelvetischen Decken dadurch umgeformt.

Harnischflächen fallen häufig annähernd parallel der Niesenbasis. Rutschstreifen zeigen die Richtung eines nordwestlich abwärts geneigten Schubes an (z. B. Gilbachgraben).

Der gewaltige Stress der Niesenüberschiebung hat aber auch Umwandlungserscheinungen in den Gesteinen der Sattelzone hervorgerufen. So wurden Tonhäute des Aalénien (Hahnenmoospass) und des unteren Malms (nördlich Stein) serizitisiert. Die Gesteine erhalten dadurch auf dem Längsbruch ein glänzendes Aussehen. Ferner wirkte der Druck kornvergrößernd. Dichter Malmkalk ging in ein feinkristallines Kalzitaggregat über (Lavey).

Die tieferen Schichten der Sattelzone zeigen keine so weitgehenden Umwandlungserscheinungen. Der Druck der Ueberschiebung, dem sie ebenso wie die höheren ausgesetzt waren, wirkte hier mehr verfaltend und verknetend. Je näher aber die

Schichten der Niesenbasis lagen, um so mehr erlitten sie Differentialbewegungen, Verschiebungen eines Teilchens gegen das benachbarte. Dadurch erklären sich ihre stärkeren Umsetzungen.

McCONNEL und DE RAAF (82) fanden, dass „schistes brillants“ alle stratigraphischen Stufen der tieferen Niesenschuppen kennzeichnen. Es erscheint mir wohl möglich, dass das „brillant“, der Glanz, eine Folge tektonischer Wirkungen bildet.

Die drei genannten, aufeinanderfolgenden Phasen bedingen aber die Struktur der Sattelzone noch viel tiefgreifender. Die Doppelung des Komplexes IV wurde bereits beschrieben, ebenso die Verbindung seines tieferen mit dem höheren Lappen. Weiterhin bestehen, wie gezeigt, Beziehungen zwischen den Schuppen I und VII, II und VIII. Ferner mussten die Wangschichten, die im Anriss des Hangilaubs den Dogger durchstossen, als nordwestwärts verschleppte Umhüllung der Hochwangantiklinale gedeutet werden. Von hier aus auf das Ganze zu schliessen, ist kein grosser Schritt:

Phase 1. und 2. erzeugten Hüllen ultrahelvetischer Schichten um die Falten der Wildhorndecke. Die Ueberschiebung der Niesendecke (3.) schürfte die ultrahelvetischen Schichten von den ausgesetzteren Stellen des Helvetikums ab. Die Doppelung der Sattelzonestschuppen werden nun leicht verständlich.

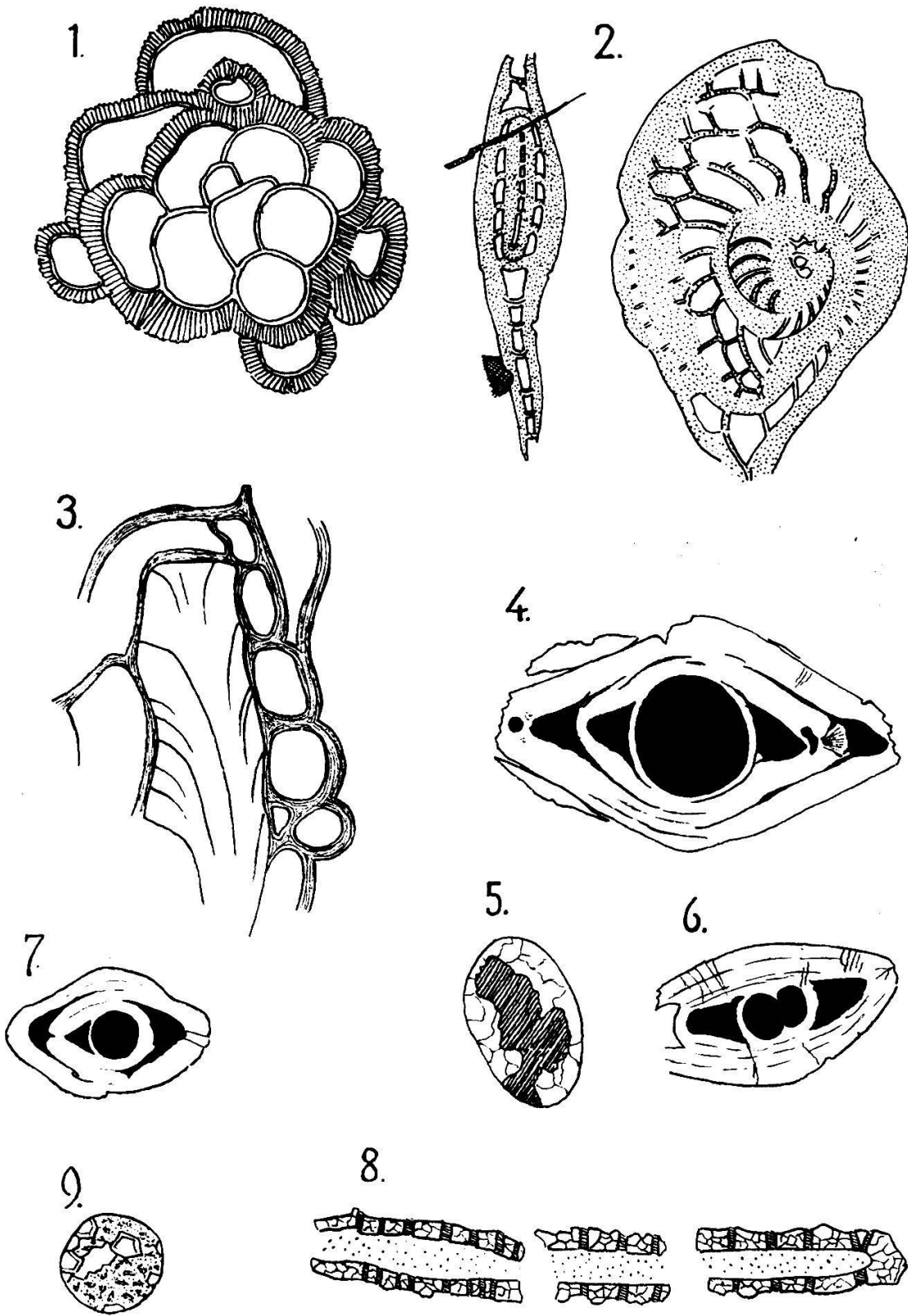
Diese Reihenfolge der Deckenbewegung stimmt überein mit Schlüssen McCONNELs und DE RAAFs, die ebenfalls der Niesendecke die letzte aktive Bewegung zuerteilen.

Tafel I.

Zu den Schliffen der Lithothamnion-Discocyclinenbreccie:

1. *Uhligena* sp. (*Eorupertia*) Schalmigrat-N.
2. *Heterostegina* sp., schiefer Aequatorialschnitt und dezentrischer Axialschnitt. Ein Lithothamnienbruchstück dringt in die Schale der *Heterostegina* ein. Metschstand.
3. *Gypsina inhaerens* Schultze. Schalmigrat-N.
- 4 und 6. Zwergformen von *Nummulites* und *Assilina*. Pommerngrat.
5. Glaucoalcit (schraffiert = übriggebliebene Glauconitsupstanz).
Zu den Schliffen des Schlierensandsteins:
7. Zwergform eines Nummuliten. Ludnungseggen.
Zum Schliff senone Mergel:
8. Problematische arenazische Röhre (s. Text). Metschstand, Westseite.
Zu den Schliffen der Oolithe des Fluhbandes in der Metschhornwestwand:
9. Verquarztes Ooid. Metschhorn.

Tafel I



Massstäbe Fig. 1, 3:
2, 4-9:

0,1 mm.
2 mm.

Literaturverzeichnis

(Beitr. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz
Ecl. = Eclogae geologicae helvetiae)

A. Allgemeine Literatur

(* bedeutet: Die Sattelzone bei Adelboden hauptsächlich oder doch grossenteils berücksichtigend.)

1. * ADRIAN, H., Geologische Untersuchungen zu beiden Seiten des Kantertales. Ecl. XIII, 1915, (238—351).
2. ANDRAU, E. W. K., La Géologie du Pic Chaussy et ses abords. Bull. Lab. géol. Lausanne, Nr. 44, 1929.
3. ARBENZ, P., Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer. Ecl. XI, 1910, (775).
4. — Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verh. Schweiz. natf. Ges., 92, 1911.
5. — Einige geologische Beobachtungen im Berner Oberland. Mitt. natf. Ges. Bern, Sitzungsber. 1917.
6. — Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich, Sitzungsber. LXIV, 1918.
7. * — Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland. Ecl. XVII, 1922, (326).
8. — Ueber die Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen. Ecl. XX, 1926, (241).
9. ARGAND, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. XIV, 1916, (145 bis 191).
10. BALTZER, A., Das Berner Oberland und Nachbargebiete. Ein geologischer Führer. Berlin, Bornträger, 1906.
11. — Zwei Querprofile durch das Aarmassiv und Berner Oberland nach der Deckenhypothese. Ecl. X, 1907, (150).
12. BECK, P., Vorläufige Mitt. über Klippen und exotische Blöcke in der Umgegend von Habkern. Mitt. natf. Ges. Bern, 1908, (266).
13. — Geologie der Gebirge nördlich Interlaken. Beitr. N. F. XXIX, 1911.
14. — Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faziesgebiet. Ecl. XII, 1912, (65—147).
15. — Ueber das Substratum der medianen Präalpen und seine Beziehungen zu den Habkern- und Bündnerdecken. Ecl. XI, 1912, (736—739).
16. — Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien. Ecl. XXI, Nr. 2, 1928.
17. * BERNET, E., La zone des cols entre Adelboden et Frutigen. Ecl. X, 1908, (213—292).
18. BERTRAND, M. et GOLLIEZ, H., Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. Bull. soc. géol. France, (3), XXV, 1895, (568—595).
19. * BORNHAUSER, M., Geologische Untersuchung der Niesenkette. Mitt. natf. Ges. Bern, 1928, (31).
20. BOUSSAC, J., Nummulitique helvétique et Nummulitique préalpin dans la suisse centrale et orientale. C. R. Acad. sc. Paris, 1910.

21. — Etude stratigraphique sur le Nummulitique alpin. (avec atlas). Mém. p. s. à l'expl. de la carte géol. de la France, 1912.
22. BUECHI, O., Geologische Untersuchungen im Gebiete der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle. Mém. soc. frib. sc. nat. X, fasc. 1, 1923.
23. BUXTORF, A., Ueber die tektonische Stellung der Schlieren- und Niesenflyschmasse. Verh. natf. Ges. Basel, XXIV, 1918, (270).
24. * FAVRE, RENEVIER, ISCHER und GERLACH, Blatt XVII der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000. 1883.
25. FAVRE et H. SCHARDT, Description géologique des Préalpes vaudoises et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi. Beitr. XXII, 1887.
26. FELLEBERG, KISSLING und SCHARDT, Lötschberg- und Wildstrubeltunnel. Geologische Expertise. Mitt. natf. Ges. Bern, 1900, (100 bis 131).
27. GAGNEBIN, E., Les Klippes du Gros-Plané (Moléson). Bull. soc. vaud. sc. nat., 51, p.—v. 1917, (184—187).
28. — La tectonique des Pléiades et le problème du Wildflysch. Bull. soc. vaud. sc. nat. 51, p.—v. 1917, (124—128).
29. — et E. PETERHANS, Les analogie des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye. Bull. soc. vaud. sc. nat. 51, 1921, (265—283).
30. — Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. Mém. soc. vaud. sc. nat., vol. 2, No. 1, 1924.
31. — et E. PETERHANS, Les analogies des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye. Bull. Lab. géol. Lausanne, No. 11, 1927.
32. GERBER, ED., Geologie des Gurnigels. Beitr. N. F. L, 1925.
33. GILLIERON, V., Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvans. Beitr. XXII, 1873.
34. GOLDSCHMID, K., Beiträge zur Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. Jahrb. phil. Fak. II der Univ. Bern, Bd. 4, 1924, (136).
35. GOLLIEZ, H., Tectonique des chaînes de l'Oberland bernois. Arch. sc. phys. et nat. Genève, (4), t. 2, 1901.
36. GUBLER-WAHL, YVONNE, Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les Bassins du Haut Verdon et du Bachelard. Bull. serv. carte géol. France, t. XXXII, No. 174, 1929.
37. GUENZLER-SEIFFERT, H., Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. Ecl. XIX, Heft 1, 1924.
38. HAUG, E., Les régions dites exotiques du versant nord des alpes siusses. Bull. soc. vaud. sc. nat., t. XXXV, 1899, (114—161).
39. — Traité de Géologie II. Les Périodes géologiques.
40. HELGERS, ED., Die Lohnerkette. Eine geotektonische Skizze. Diss., K. Wyss, Bern, 1909.
41. — Einige Bemerkungen zur Tektonik der Berner Kalkalpen. Geol. Rundsch., Bd. IV, 1913, (7—14).

42. HEIM, ARN., Die Frage nach der Herkunft der exotischen Blöcke im Flysch. Ecl. IX, 1905, (45).
43. — Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. Ecl. IX, 1907, (413 bis 424).
44. — Ueber das Profil Seewen-Schwyz und den Fund von Habkerngranit im Nummulitengrünsand. Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich, 1908, (377—386).
45. — Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. Schweiz. Pal. Ges., XXV, 1908.
46. — Ueber rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal., Bd. II, 1908, (136).
47. — Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. (Mit Atlas). Beitr. N. F. XX, 1910.
48. — Zur Tektonik des Flyschs in den östlichen Schweizeralpen. Beitr. N. F. XXXI, 1911.
49. — Ueber Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizeralpen. Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich, Jahrg. 61, (473—487).
50. — Geologie des Mont Bifé am Freiburger Alpenrand. Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich, LXV, 1920.
51. * — Beobachtungen in den Préalpes internes. Ecl. XV, 1920, (473 bis 477).
52. — Beobachtungen am Mont Bifé (Monsalvans) in den Préalpes externes. Ecl. XV, 1920, (472—473).
53. * — Das helvetische Deckengebirge. In: HEIM, ALB., Geologie der Schweiz, Bd. II, Kap. D, 1921.
54. — Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnerngruppe) und das Problem der Kreidenummuliten. Beitr. N. F. LIII, 1923.
55. * ISCHER, G., Blick über den Bau der westlichen Schweizeralpen. Jahrg. S. A. C., XIII, 1878, (472—518).
56. — Ueber die Geologie der Niesenkette. Verh. schweiz. natf. Ges. 1878, (95—98).
57. JEANNET, A., Monographie géologique des Tours d’Ai. Beitr. N. F. XXXIV, 1. Teil 1912, 2. Teil 1918.
58. — Le crétacé supérieur de la région du Drusberg, Ct. de Schwyz. Ecl. XVIII, 1923, (227—231).
59. KAUFMANN, F. J., Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beiträge XI, 1872.
60. — Emmen- und Schlieregegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. (Mit Atlas). Beitr. XXIV, 1886.
61. LIECHTI, P., Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. Mitt. natf. Ges. Bern, 1930, (77—206).
62. LUGEON, M. und G. ROESSINGER, Géologie de la haute vallée de Lauenen. Arch. sc. phys. et nat., (4), t. XI, 1901.

63. — Les grand Nappes de recouvrement. Bull. soc. géol. de France, (4), t. I, 1901, (730).
64. * — Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses. C. R. Acad. sc. Paris, 15. Jan. 1901.
65. * — A propos de la note de MM. CH. SARASIN et L. COLLET sur „La zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden“. Bull. soc. géol. de France, (4), t. VI, 1906, (191).
66. — La zone des cols et la géologie du Chamossaire. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XLIII, p.—v. 1908, (162).
67. — Quelques faits nouveaux concernant la structure des Hautes Alpes calcaires berno-valaisannes. Ecl. X, 1908, (37—38).
68. — Tectonique des Préalpes internes, réponse à MM. SARASIN et COLLET sur la zone des cols et la géologie du Chamossaire. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XLIV, 1908, (p. LVII—LVIII).
69. — Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcle et des Diablerets. C. R. Ac. sc. Paris, t. 149, 1909, (321).
70. * — Carte géologique des Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Echelle 1:50 000. Beitr. N. F. XXX, Spezialkarte Nr. 60, Berne, Francke, 1910.
71. * — Sur quelques faits nouveaux des Préalpes internes. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XLVI, p.—v., 1910, (p. LII—LIV).
72. * — Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr., N. F. XXX, Fasz. I 1914, Fasz. II 1916, Fasz. III 1918.
73. — Sur la présence des lames cristallines dans les Préalpes et sur leur signification. C. R. Ac. sc. Paris, t. 159, 1914, (685).
74. — Sur quelques conséquences de la présence des lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen. C. R. Ac. sc. Paris, t. 159, 1914, (778).
75. — Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Ecl., XIV, 1916, (217).
76. — Sur l'inexistence de la nappe du Augstmatthorn. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. LI, p.—v. 1916, (55).
77. * — Les couches de Wang dans les Préalpes internes. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol., LI, p.—v. 1917, (187).
78. — Sur la géologie des environs des Plans de Frenières (Alpes vaudoises). Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. LII, p.—v. 1919, (138).
79. * — Sur la géologie des Préalpes internes du Simmental. Ecl. XVI, 1920, (97—102).
80. — Les écailles de la Forêt de l'Essert (Préalpes internes vaud.) et la présence d'une lame de granite. Ecl. XIX, 1925, (649—651).
81. MOLLET, H., Stratigraphie der Schafmatt-Schimbergkette und ihrer Umgebung. Beitr. N. F. XLVII, 1886.
82. McCONNEL, B. et DE RAAF, M., Communication préliminaire sur la géologie de la Nappe du Niesen entre le Sépey et la Lenk et sur la zone submédiane. Ecl. XXII, 1929, (95—112).

83. OBERHOLZER, J., Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarneralpen. *Ecl.* XIV, 1917, (668—669).
84. OCHSNER, ALB., Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. *Diss.* Zürich, 1921.
85. PAULCKE, W., Tertiär im Antirhätikon und die Beziehungen der Bündnerdecke zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region. *Centralbl. f. Min., Geol. und Pal.* 1910, Nr. 17, (540—548).
86. * QUEREAU, E. C., Ueber die Grenzregion zwischen Hochalpen und Freiburgeralpen im Bereiche des obern Simmentales. *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. IX*, 1894, (122—128).
87. RENEVIER, E., Monographie géol. des Hautes Alpes vaudoises. *Beiträge XVI*, 1889.
88. RICHTER, M., Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. *Jahrb. geol. Bundesanst., Wien*, Bd. 72, 1922, (49—80).
89. — Der nordalpine Flysch zwischen Vorarlberg und Salzburg. *Centralblatt f. Min., Geol. und Pal.* 1922, Nr. 8, (242—255).
90. — Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Rhein und Iller. *Mitt. geol. Ges. i. Wien*, Bd. XVII, 1924.
91. — Die Fährnerrmulde am Nordrand des Säntis und das Problem der Kreidenummuliten. *Geol. Rundsch., Bd. XVI*, 1925, (81—99).
92. ROESSINGER, G., La zone des cols dans la vallée de Lauenen. *Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XL*, 1904, (133—196).
93. * — Réponse à MM. SARASIN et COLLET. *Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XLII*, 1906, (p. V).
94. * — Quelques mots sur la géologie du Hahnenmoos. *Bull. soc. Neuchât. sc. nat., vol. 36*, 1909, (102—103).
95. ROLLIER, L., Ueber die oberkretazischen Pyritmergel (Wang- und Seewenermergel) der Schwyzeralpen. *Ecl.* XXII, 1912, (178—180).
96. — Ueber alpine Kreide- und Nummulitenformationen. *Ecl.* XIV, 1917, (669—674).
97. — Supracrétactique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales. *Beitr. N. F. LIII*, 2., 1923.
98. ROTHPLETZ, A., *Geologische Alpenforschungen*, Bd. III, München, 1908.
99. RUETIMEYER, L., Ueber das schweizerische Nummulitenterrain, mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen Thunersee und der Emme. *Neue Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. XI*, 1850.
100. SAX, H. G. J., Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen. *Diss.* Zürich, 1925.
101. SARASIN, CH., Die Conglomerate und Breccien des Flyschs in der Schweiz. *N. Jahrbuch f. Min., Geol. und Pal., Beil. Bd. VIII*, 1892, (180—215).
102. — De l'origine des roches exotiques du Flysch. *Arch. sc. phys. et nat. Genève*, (3), vol. XXXI, 1894.
103. * SARASIN, CH. et L. COLLET, La zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. *Arch. sc. phys. et nat. Genève*, (4), vol. XXI, 1906.
104. — — Notice complémentaire sur la zone des cols dans la région

- de la Lenk et Adelboden. Arch. sc. phys. et nat. Genève, (4), vol. XXII, 1906, (532—544).
105. — — La zone des cols et la géologie du Chamossaire. Arch. sc. phys. et nat. Genève, (4), vol. XXIV, 1907, (586—608).
106. *SARASIN, CH., Quelques remarques sur les Préalpes internes à propos d'une publication récente de A. ROTHPLETZ. Ecl. X, 1908, (567—576).
107. — La zone des cols entre Rhône et Grande-Eau. Arch. sc. phys. et nat. Genève, (4), vol. XL, 1915.
108. SCHAAD, H. W., Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen. Diss. Zürich, 1925.
109. SCHARDT, H., Sur l'origine des Préalpes romandes. Arch. sc. phys. et nat. Genève, (3), vol. XXX, No. 12, 1893.
110. — Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. Ecl. V, 1898, (233—250).
111. — Encore les régions exotiques. Réplique à E. HAUG. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XXXVI, No. 136, 1900.
112. — Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. Arch. sc. phys. et nat. Genève, (5), vol. XXIII, 1907, (365—385) und 483—496).
113. SCHIDER, R., Geologie der Schrattefluh im Kanton Luzern. Beitr. N. F. XLIII, 1913.
114. SCHNEEBERGER, W., Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees. Mitt. natf. Ges. Bern, 1926, (1—96).
115. STAUFFER, H., Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Ibid., 1920, (Heft 2).
116. STUDER, B., Geologie der westlichen Schweizeralpen. 1834.
117. — Geologie der Schweiz. Bd. II, 1853.
118. — und A. ESCHER, Erläuterungen zur 2. Ausgabe der geologischen Karte der Schweiz. 1869.
119. TERCIER, J. et E. GAGNEBIN, C. R. de l'excursion de la soc. géol. suisse dans les Préalpes fribourgeoises (Berra-Moléson). Ecl. XX, 1926, (259—174).
120. — Sur la géol. de la Berra et l'emplacement originel du flysch dans les Préalpes externes. Bull. soc. frib. sc. nat., p.—v., 1925, 30 avril.
121. — Géologie de la Berra. Ecl. XX, 1926, (256—258).
122. — Une zone de Wildflysch dans la partie méridionale de la chaîne de la Berra. Bull. soc. frib. sc. nat., p. —v., 1926, 4 mars.
123. — Nouvelles observations géol. dans la partie médiane du Gurnigel. Ecl. XXI, 1928, (17—21).
124. — Le faciès du Cretacique sup. et du Nummulitique dans la région d'Habkern. Ecl. XXI, 1928, (12—17).
125. — Géologie de la Berra. Beitr. N. F. LX, 1928.
126. VONDERSCHMITT, L., die Giswilerklippen und ihre Unterlage. Beitr. N. F. L., 1923.

B. Werke, die zu stratigraphisch-palaeontologischen Vergleichen verwendet wurden. (Neuere Arbeiten).

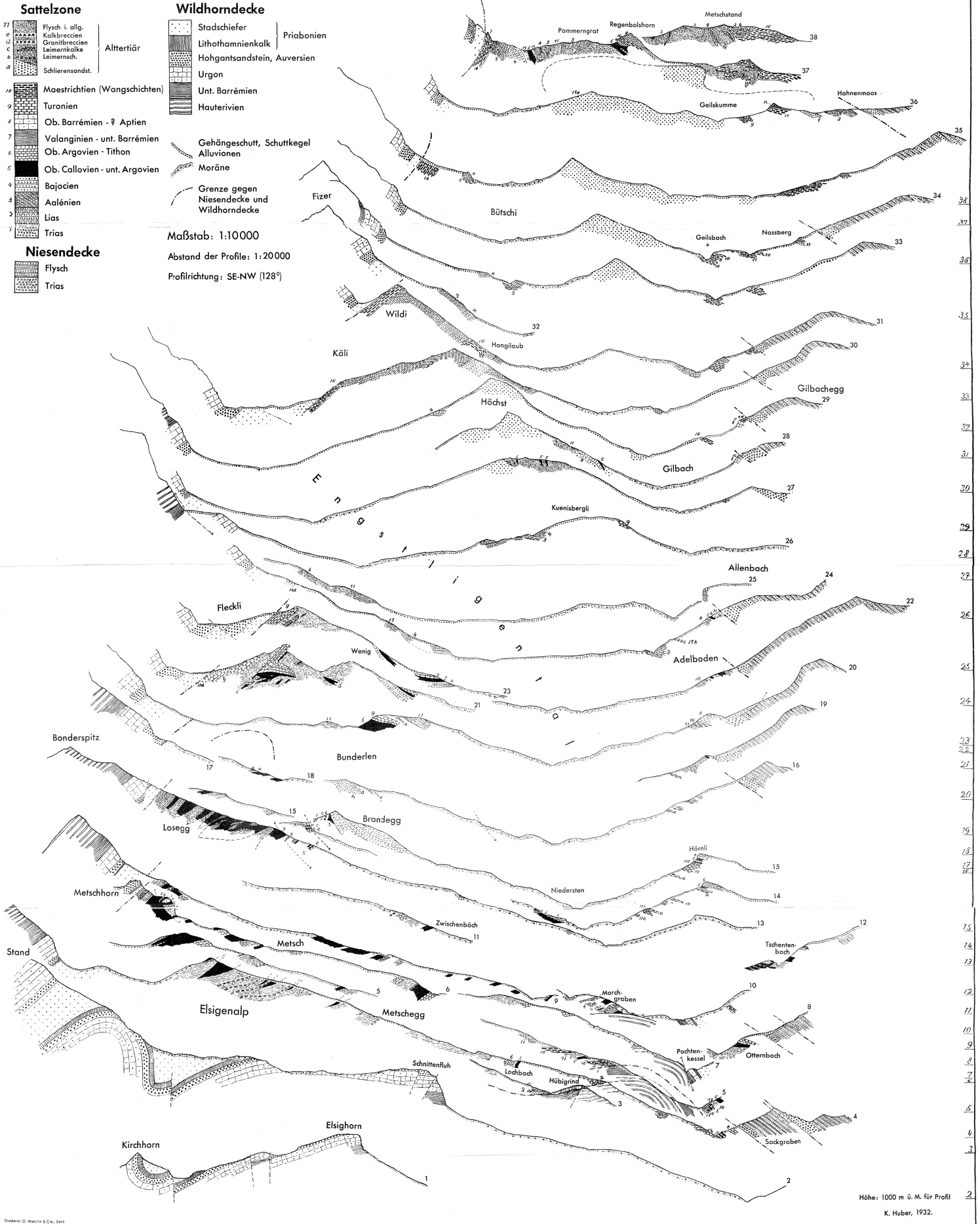
127. BOUSSAC, J., Etude pal. sur le Nummulitique alpin. Mém. carte géol. dét. de la France. 1912 .
128. CUSHMAN, J. A., Foraminifera, their classification and economic use. Cushman laboratory for foraminiferal research, spez. publ. No. 1, Sharon, Massachussetts U. S. A. 1928.
129. FALLOT, P. et F. BLANCHET, Observations sur la faune des terrains jurass. de la région de Cardò et de Tortosa. Treballs de l'inst. catalana d'hist. nat. Barcelona, vol. VI, 1923.
130. TOBLER, AUG., Alveolinenfunde im Eozän der nördlichen Kalkalpen. Ecl. XXII, 1929, (175).
131. YABE, H. and S. HANZAWA, Uhligina, a New Type of Foraminifera found in the Eocene of Japan and West Galicia. Jap. Journ. of geol. and geogr. Tokyo, vol. I, No. 2, 1922.

Stratigraphisch-tektonische Uebersicht der Sattelzone zwischen Achseten und Hahnenmoospass

Tabelle I

	Schuppe I (Plaine-Morte-Decke)	Schuppe II (Lugeon)	Schuppe III	Komplex IV (Bonvin-Decke)	Schuppe V (Schardt)	Laubhorndecke (VI) (Lugeon)	Schuppe VII (Plaine-Morte-Decke)	Schuppe VIII (Lugeon)	Unterkreideschuppe (IX)	Höhere Schuppen (X)
EOCAEN	Auvervien ?	Granitkonglomerate Quarzsandstein Globigerinenmergel Leimernschiefer Wildflysch		Wildflysch; bunte Mergel, Leimern- Kalk u. -Schiefer, Globigerinenmergel Schlierensandstein			Wildflysch Granitbreccien und -Konglomerate transgredieren auf Turonkalk	Wildflysch und Leimernschichten	Quarzsandstein (m. Pecten) transgredierend ? auf Urgon	Sandsteine und sandige Schiefer
	Lutétien									
KREIDE	Maestrichtien	?	Wangschichten	Wangschichten, transg. auf Malm			Trans- -gression	Wangschichten ? Amdenerschichten		
	Sénonien	?	?							
	Turonien	Heller Foraminiferenkalk	?				Heller Foraminiferenkalk			
	Mittlere Kreide		?							
	Aptien ?		?							
	Barrémien (ob.)		?						Mächtiger Urgonkalk	
	Barrémien (unt.)		?						Dunke, matte Sch. mit urgonartigen Bänken Glaucouitsandstein	
	Hauterivien		?						Gebankter Kieselk.	
	Valanginien		Fleckenkalk mit Spongiennadeln						Fleckenkalk mit Spongiennadeln	
	Berriasien				Oolithische Mgl. ? Brecciöser Kalk					
MALM	Tithon			Heller, ungeb. Kalk						
	Kimmeridgien			Kalkbänke m. Silex Knollenkalke						
	Sequanien			Wechsellagerung von Kalkbänken mit Mergeln Glimmerige schwarze Schiefer						
	Argovien									
DOGGER	Oxfordien									
	Callovien									
	Bathonien					Cancellophycussch.	Cancellophycussch.			
	Bajocien									
LIAS	Aalénien				Eisensandstein	?				Graublauer glimmer. Sandschiefer Schwarze Tonsch. ?
	Oberer Lias					Sch.				
	Pliensbachien			Heller Spatkalk		?				
	Lotharingien			Wechsell. zw. d. Spatkalk u. Schief.		Dunkler Spatkalk Sardiger Spatkalk				Dol. Kalkbreccie ? a. Hahnenmoospass
	Sinémurien			?		Trans- -gression				
	Hettangien			?						
TRIAS	Rhétien			?		Oolith, Lumachelle				
	Trias			Bunte Tonsch., Dol. Grünl. Sandst. usw.		Dolomit Rauhacke				Rauhacke

Querprofile durch die Sattelzone bei Adelboden



Druckerei: O. Welter & Co., Bern