

Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies.

II. Der Südliche Rhaetikon¹.

Von

Dr. phil. **Theodor Lorenz.**

Mit 9 Tafeln und 19 Figuren im Text.

Vorwort.

Die Anfänge zu dieser Arbeit reichen schon einige Jahre zurück. Während der geologischen Aufnahme des Fläscherberges machte ich bereits einige Streifzüge in das Gebiet des Falknis. Diese Touren hatten nur das stratigraphische Studium jener Gegend zum Ziel. Das Ergebnis dieser Voruntersuchungen war die Feststellung der Thatsache, dass die helvetische Facies am Fläscherberge aufhört, und dass mit dem Rhätikon², dessen westliches Ende die Falknisregion bildet, eine neue Facies anhebt. In meiner jüngst erschienenen Arbeit³ über den Fläscherberg habe ich den östlichen Abschluss des helvetischen Faciesgebietes behandelt. Vorliegende Schrift beschäftigt sich nun mit der neuen Facies, die sich östlich an die helvetische anschliesst.

¹ Der I. Theil dieser Arbeit, Monographie des Fläscherberges, erschien in den Beiträgen zur geol. Karte der Schweiz. N. F., X. Lieferung 1900.

² Unter den Begriff des Südlichen Rhätikon fasse ich jene von Westen nach Osten sich ziehenden Kalk- bzw. Dolomitberge zusammen, die das ausgedehnte Flyschgebiet des Prättigau im Norden begrenzen. An bedeutenden Höhen fehlt es in dieser Kette nicht. Von Westen nach Osten finden wir folgende hauptsächlich Gipfel: Falknis 2566 m, Vordere Grauspitze 2601 m, Hintere Grauspitze 2577 m, Plasteikopf 2356 m, Naafkopf 2575 m (Berührungspunkt der Grenzen der Schweiz, Oesterreich und Lichtenstein), Tschingel 2545 m, Scesaplana 2969 m, Kirchlispitzen (2555 m und 2429 m) und Drusenfuh.

³ LORENZ l. c.

Ich muss gestehen, dass die Erforschung dieses Gebietes mit ausserordentlichen Schwierigkeiten verknüpft war. Der gänzliche Mangel einer brauchbaren Vorarbeit und das Fehlschlagen jedes Versuches, die Beobachtungen in den alten Rahmen der vorhandenen Stratigraphie jener Gegend einzufügen, haben mir nicht geringes Kopfzerbrechen verursacht. Mit Energie und Ausdauer ist es mir, wie ich annehmen darf, endlich gelungen, etwas Licht über den Grundplan der Tektonik zu verbreiten und einige Klarheit in die verwirrte Stratigraphie zu bringen. Ich will meinen späteren Ausführungen durch Voranstellung der Resultate nicht vorgreifen. Doch möchte ich den Hinweis nicht unterlassen, dass die Ergebnisse mich zu der Erwartung berechtigen, durch sie den Schlüssel zum Verständnis mancher Probleme in den Ostalpen gefunden zu haben.

Leider ist es mir nicht möglich, im nächsten Jahre noch ergänzende Beobachtungen anzustellen. Ebenso bedauerlich ist es, dass ich die Zusammenstellung dieser Arbeit nicht mit der Musse vornehmen kann, wie sie bei meinen mangelhaften schriftstellerischen Fähigkeiten von nöten wäre. Eine unerwünschte Beschleunigung meiner Abreise nach Borneo zwingt mich, meine Beobachtungen in Eile zu Papier zu bringen. Herr Professor Dr. STEINMANN hat die grosse Liebenswürdigkeit gehabt, die Durchsicht der Korrekturen, sowohl des Textes, der geologischen Karte, als auch aller Zeichnungen bereitwilligst zu übernehmen. Für diesen Beistand sowohl, wie für die stets bereite wissenschaftliche Hülfe, deren ich mich in seinem Institute erfreute, spreche ich dem verehrten Lehrer und Meister auch hier meinen aufrichtigsten Dank aus.

Freiburg im Breisgau, Januar 1901.

Geologisch-mineralogisches Institut.

Stratigraphisch-palaeontologischer Teil.

Tertiär-Flysch.

Der petrographische Charakter des Flyschs ist folgender:

Braune, gelbe, schwarze und grüne Mergelschiefer. Glimmerige, quarzitische, graue Kalke in Bänken und Schiefeln. Die quarzitischen Kalkschiefer führen nicht selten auf ihren Schichtflächen schwarze Thonüberzüge, die, von vielen Kalkspatadern durchsetzt, einen charakteristischen Anblick gewähren. Eisenschüssige Sandsteine, bezw. Quarzite und polygene Breccien. Die fremden Bestandteile der

Breccie sind meistens klein und erreichen selten Faustgrösse. Vorwiegend nehmen triasische Dolomite und Kalke, Sand und Quarzbrocken Anteil an der Zusammensetzung.

Bei der „steinernen Brücke“ auf dem Wege von Seewis nach Ganey trifft man eine grobe Breccie, die aus grossen gerundeten Brocken eines echten Sedimentgneisses und eines sehr sauren Granitgneisses bestehen. In der Nähe der Goldrosenhütte beim Cavelljoch steht eine feinkörnige Breccie an, die der Hauptsache nach aus Sand, feinen Dolomitfragmenten und kleinen Bruchstücken eines grünen krystallinischen Schiefers besteht. Die genaue mikroskopische Untersuchung der Flyschbreccien lässt noch viel zu wünschen übrig. Meine Beobachtungen sind in dieser Beziehung durchaus noch nicht erschöpfend. Es wäre wünschenswert, wenn künftig die kartierenden Geologen in jener Gegend auf die Komponenten der tertiären Flyschbreccie achtgeben würden.

Innerhalb dieser sehr mannigfachen Gesteinsfolge treten lokal bestimmte petrographische Horizonte auf, die vorherrschen. Dadurch entstehen gewisse erkennbare Faciesausbildungen, deren einer Pol die sandige und deren anderer die kalkige ist. Zwischen beiden liegt die mergelige Ausbildung mit Uebergängen nach beiden Richtungen. Ich habe auf der geologischen Karte den Versuch gemacht, dort, wo eine reine Facies in obigem Sinne vorlag, entsprechende Eintragungen zu machen.

Das Thal der Alp Vals auf der Südseite der Scesaplana und die Kette mit den Spitzen Picardiekopf, Tief- und Hoch-Sagettis, Gyrenspitz bildet ein einheitliches Gebiet der Sandfacies. Dieser Untergrund prägt jenem Thal infolgedessen den Stempel der Sterilität auf. Die Vegetation besteht nur aus niedrigen strauchförmigen Bäumen und spärlichem Grase. Der ökonomische Wert der Alp kann demnach nur ein geringer sein. Die Grenze gegen die Mergelfacies im Westen ist im Felde durch den plötzlichen Vegetationswechsel leicht kenntlich und interessant zu beobachten. Die kartographische Abgrenzung dieser Sandfacies ist nicht nach allen Seiten hin scharf durchzuführen. Auf dem Wege von Seewis nach Ganey durchschreiten wir ein Gebiet ausgesprochener Mergelfacies, in das von Osten, aus dem soeben erwähnten Gebiet, verschiedene Apophysen der Sandfacies übergreifen (so bei Marnein, Gandawald, Steinerne Brücke). Ebenso keilt die Sandsteinzone nach Osten in unscharfen Konturen aus.

Nördlich von dieser Sandsteinfacies findet sich eine reine Kalkfacies des Flyschs, die sich an der Südseite der Scesaplana von der

Wurmhalde bis zum Hochbühl hinzieht, dort verschwindet und im Osten zwischen Kirchli und den Kirchlispitzen lokal beschränkt wieder einsetzt. Es sind graue Kalkbänke von einigen Fuss Mächtigkeit, die das Hangende der Flyschsandsteine bilden. Diese beiden Horizonte sind durch spätere Faltung aus Südosten in lang ausgezogene, zum Teil komplizierte Falten gelegt. Ihrem Habitus nach gleichen die grauen Kalkbänke dem Hochgebirgskalk der helvetischen Facies. Hin und wieder sieht man auf den frisch angeschlagenen, schwarzgrauen Bruchflächen Algen. Ueber die zweifellose Zugehörigkeit dieser grauen Kalke, die ich sonst nirgends im Flysch anderweitig gesehen habe, zu den eogenen Sandsteinen, wurde ich mir erst klar durch den deutlichen Uebergang beider an der Goldrosenhütte zwischen Kranzelkopf und Gyrenspitz. In den feinen, breccienartigen, eisenschüssigen Sandsteinen fand ich ein unzweideutiges Exemplar von *Orbitoides*¹ spec. Dieser Fossilfund, der für ein **posteoocaenes** Alter der Schichten spricht, gewinnt dadurch an Bedeutung, dass das Alter der Bündner Schiefer im Prättigau nunmehr erst über allen Zweifel als sicher eogen gelten kann.

Ein besonderes Merkmal für Flyschschichten ist der Reichtum an Algen und Kriechspuren verschiedenster Form. Unter den besonders reichen Fundstellen meines Gebietes steht an erster Stelle die klassische Lokalität Ganey.

Meine Ausbeute an Algen war folgende:

Caulerpa (*Squamularia*, ROTHPLETZ) *Eseri*, UNG. von Ganey.
(HEER² S. 152, Tafel LIX, Fig. 3.)

Caulerpa fliiformis, STERNBERG von Ganey.
(Siehe MAILLARD³.)

Granularia spec. von Ganey.

Diese Gattung ist dieselbe wie *Muensteria* bei HEER; 8—10 mm breiter Thallus mit Ringbildung, d. h. 2 mm hohe, mit Pusteln be-

¹ Die Nebenkammerchen mit den Verbindungskanälen sind zum Teil durch Eiseninfiltration gut kenntlich. Leider ist die Hauptkammerlage schlecht erhalten, weswegen eine spezifische Bestimmung nicht möglich ist. Das vereinzelte Vorkommen einer *Orbitoides* in der feinkörnigen Breccie scheint mir darauf hinzudeuten, dass ein verrolltes Exemplar vorliegt, welches aus mittel- oder obereocänen Schichten stammt. Anstehendes Eocän ist aus dem Falknisgebiete selbst nicht bekannt; die nächstgelegenen Vorkommnisse befinden sich im Westen des Rheinthals bei Ragatz.

² HEER, Flora fossilis Helvetiae 1877.

³ MAILLARD, Mém. d. l. soc. pal. suisse vol. XIV, 1887.

setzte kohlige Substanz wechselt mit 2—3 mm hohen kohlefreien Teilen in gleicher Reihenfolge. Geringe Verzweigung.

Gyrophyllites multiradiatus, HEER von Ganey.

(HEER, Tafel XLV, Fig. 6.)

Gyrophyllites Theobaldi, HEER von Ganey.

(HEER S. 120, Tafel XLV, Fig. 2.)

Confervites alpinus, HEER.

(HEER S. 103, Tafel XLIV, Fig. 1a und 26.)

Phycopsis arbuscula, FISCHER-OOSTER spec. vom Gleckkamm.

Phycopsis expansa, Enderlinweg am Aufstieg zur Hütte
Bärgün im Falknis.

Phycopsis intricata, BR. } Enderlinweg im Glecktobel.
Phycopsis affinis, ST. }

Letztere hat eine Astdicke von 2—3 mm. Zwei Exemplare dieser Species von Ganey zeigen Astdicken von 8 mm.

Fucoïdes spec. von Ganey.

Glatte, breite, unverzweigte, aus Kohlensubstanz bestehende Alge.

An Wurmspuren und ähnlichen Fährten:

Theobaldia spec. Ganey.

Cylindriles spec. Ganey.

Helminthopsis magna, HEER massenhaft bei Ganey.

Helminthoïdea crassa, SCHAFFHÄUTL vom Gandawald bei
Seewis, Gleck, Ganey und Goldrosenhütte am
Lünereckgrat.

Pulaeodictyon tectum, HEER vom Gleckkamm.

? *Genus novum*, eine Form von lepidodendronartigem Habitus
(Tafel VII, Fig. 1). Dieses interessante Exemplar
stammt von Ganey.

Die Verbreitung des Tertiärflysches (vermutlich Oligocän) steht im Zusammenhange mit seiner stratigraphischen Stellung und der Tektonik. Er bildet als jüngste Formation den Abschluss der ganzen Schichtenfolge helvetischer Facies. In derselben Weise, wie sich die Verbreitung der helvetischen Facies eng an die tektonischen Linien der Glarnerbogenfalte¹ anschliesst, sehen wir den oligocänen Flysch in konzentrischem Bogen aus dem Gebiet zwischen Säntis und Kurfürsten ins Lichtensteinische und von dort unter dem Falknis durch ins Bündnerland ziehen. Nur die Breite des Streifens ist verschieden. Im Gebiet des Prättigau hat er sich durch starke Fluss-

¹ Cfr. LORENZ, Monographie des Fläscherberges 1900, S. 51.

erosion von der drückenden Last der rhätischen¹ Ueberschiebungsmasse befreit. Er bildet hier das grosse Bündnerschiefergebiet, das nur durch einen schmalen Streifen mit dem Flysch des Lichtensteinischen in Verbindung steht. Sowohl von Nordwesten als auch von Südosten aus verschmälern sich die grossen Flyschflächen und laufen unter dem Falknis aus. Nur auf eine Entfernung von etwa 2 km sehen wir den Flysch durch Bergschutt verdeckt².

Auch schon die tektonische Bedeutung des oligocänen Flysches als Basis der grossen rhätischen Ueberschiebung lassen seine Verbreitung ahnen. Die tektonische Rolle, die er spielt, giebt uns einen Anhalt für die Verbreitung desselben gegenüber den habituell ähnlichen Algäuschichten.

Im Norden des Prättigau sehen wir den Flysch am Rhätikon abbrechen. In dem nördlich gelegenen Triasgebiete Vorarlbergs ist bis heute noch kein Tertiärflysch nachgewiesen. Dort, wo der Flysch streifenartig ins Trias-Juragebiet Vorarlbergs eingreift (nördlich der Kirchlispitzen, Sulzfluh, Drusenfluh), behält er seine Rolle als überschobener Teil stets bei. Die Ueberschiebungsdecke ist hier geborsten und durch Erosion in Teile zerlegt, zwischen denen als Unterlage der oligocäne Flysch hervorschaut. — ROTHPLETZ³ will jetzt in den Triasketten Vorarlbergs Flysch in grosser Verbreitung gefunden haben. Er stützt sich dabei auf Algenfunde und ist in dem Glauben, diese seien hinreichend, um das tertiäre Alter von flyschartigen Schiefern zu beweisen.

Es ist mir gelungen, den Nachweis zu liefern, dass diese Annahme haltlos ist. Algen können niemals den Anspruch auf die Bedeutung von Leitformen machen. Welches Unheil diese Irrlehre bei der Entwirrung der bündnerischen Geologie verursacht hat, ist mir jetzt klar. Ich habe erkannt, dass im Gebiet des Falknis ein grosser Teil von in petrographischem Sinne typischem Flysch der unteren Kreide angehört. Dieser Nachweis ist gestützt auf Leitfossilien der unteren Kreide. In diesen flyschartigen Schichten habe ich eine Algenvergesellschaftung angetroffen, wie wir sie bis dato für tertiäre Schichten bezeichnend hielten⁴.

¹ Im tektonischen Teil komme ich des näheren noch darauf zu sprechen.

² Ein Blick auf die geol. Karte überzeugt uns, dass ein durch Bergschutt verdeckter Zusammenhang des Flysch unter dem Falknis besteht.

³ A. ROTHPLETZ, Geologische Alpenforschungen 1900, S. 52.

⁴ Ich komme bei der Besprechung der unteren Kreide darauf zurück.

Obere Kreide.

Dieser Schichtenkomplex ist als einheitliche Gesteinsfolge ausgebildet. Jeder Versuch der Gliederung erwies sich als aussichtslos. Der Gesteinscharakter ist folgender. Es ist ein vorwiegend dichter, mehr oder weniger dünnschieferiger Kalk von hellgrauer Grundfarbe. Wolkenartig durchzieht das Gestein eine Grün- (FeO) oder Rot- (Fe_2O_3) Färbung. Letztere wurde die Veranlassung, diesem ganzen Komplex bunter Kalkschiefer die Bezeichnung Couches rouges beizulegen. Als solche sind sie in der Alpengeologie gegenwärtig bekannt.

An makroskopischen Einschlüssen habe ich ausser Algen grosse und kleine Bruchstücke von Inoceramen, verdrückte Belemniten und einen wohl erhaltenen Belemniten gefunden, der das einzige, vollständig erhaltene Fossil dieser Schichten aus dem Rhätikon darstellt. Ich halte es für ein Jugendexemplar von *Belemnitella mucronata*, SCHLOTHEIM¹; doch ist die Bestimmung nicht sicher.

Dieser spärlichen Makrofauna steht eine reiche und wohl charakterisierte Mikrofauna gegenüber. Das massenhafte Auftreten von Protozoën ist für die Couches rouges geradezu bezeichnend.

Die Verteilung der Protozoën nach Arten und nach der Häufigkeit ihres Auftretens ist nicht gleichmässig. Genauere von mir angestellte Untersuchungen haben zu keinem stratigraphisch verwertbaren Ergebnis geführt. Die von mir eingeschlagene Untersuchungsmethode, die Gehäuse im Schliff zu untersuchen, bietet für eine sichere generische und spezifische Bestimmung ausserordentliche Schwierigkeiten. Besonders fühlbar macht sich der Mangel einer palaeontologischen Vorarbeit. Ich habe nachstehend den Versuch gemacht, einige Formen zu fixieren:

Globigerina bulloides, D'ORBIGNY.

Eine genaue Beschreibung findet man bei BRADY². Sie ist bezeichnet durch eine geringe Anzahl von Kammern, die rasch an Grösse zunehmen und spiral angeordnet sind. Bei QUEREAU findet man ein Photogramm von ihr³.

¹ SCHLÜTER (Palaeontographica Band XXIV, Tafel LV, Fig. 3) bildet solche Formen ab.

² BRADY, Challenger Reports, Foraminifera pl. LXXIX p. 594.

³ QUEREAU, Die Klippenregion von Iberg 1893. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, XXXI Lief.

Globigerina cretacea, D'ORBIGNY.

Neigung zur cyklischen Aufrollung der Kammern. Die Kammern sind sehr zahlreich (12) und nehmen an Grösse langsam zu. Dieses sind die praktisch gut verwertbaren Unterschiede gegenüber *Globigerina bulloides*, D'ORBIGNY. Eine detaillierte Beschreibung findet sich bei BRADY pl. LXXXII, Fig. 11, p. 596.

Orbulina universa, D'ORBIGNY.

Einkammerige, grobporöse Formen, die zuweilen im Innern kleinere Kammern erkennen lassen. Ich glaube mit SCHLUMBERGER¹, dass hier selbständige Formen vorliegen, die nicht mit losgelösten Kammern von Globigerinen zu verwechseln sind. Im letzteren Falle sieht man oft zwei runde, verschieden grosse Kammern bei einander, die sich nicht umschliessen, sondern nur berühren. — Zwei gleich grosse Kammern sind Querschnitte von Textularien.

Globigerina linnaeana, D'ORBIGNY.

Hiermit ist *Pulvinulina bicarinata*, QUEREAU² identisch. Schon HANTKEN hat, freilich an einer schwer auffindbaren Stelle (die Clavulina Szabói-Schichten im Gebiete der Euganeen u. s. w. — Math. u. naturw. Berichte a. Ungarn, 2, 1884, 137—141, t. 4) darauf hingewiesen, dass die eckigen Querschnitte der rotaliaartigen Foraminifere, die so massenhaft in der Scaglia verbreitet ist, wohl zu *Discorbina canaliculata*, REUSS gehören; ich schliesse mich dieser Auffassung an. Da nun nach BRADY (l. c. 598) *Discorbina canaliculata* mit der lebenden *Globigerina linnaeana*, D'ORBIGNY vereinigt werden muss, so hat dieser Name als der älteste Verwendung zu finden.

Hinsichtlich der Globigerinen habe ich die Beobachtung gemacht, dass in einzelnen Schriffen nur kleine, in anderen ausschliesslich nur grosse vorkommen. Der Grössenunterschied liegt hiernach nicht im Alter, sondern ich möchte den Grund hierfür darin sehen, dass die kleinen Individuen Oberflächenformen — Plankton — darstellten und die grossen vornehmlich auf dem Meeresboden lebten.

Discorbina pertusa, MARSSON³.

Ich glaube, dass ein guter Teil der Nonioninen, die als solche aus der oberen Kreide der Schweiz beschrieben sind, zur Gattung

¹ SCHLUMBERGER, Comptes rendus de l'académie des sciences. Paris 1884.

² Ibid. taf. V, fig. 3.

³ MARSSON, Foraminiferen der weissen Schreibkreide der Insel Rügen. Mitth. nat. Ver. Neu-Vorp. u. Rügen 10, 1878, Tafel IV, Fig. 35a und c.

Discorbina gehören dürfte. Rotalinenähnliche Foraminiferen wurden bisher gewohnheitsmässig nach HEER¹ als Nonioninen bestimmt. Nonioninen haben aber eine deutliche innere Kammerverbindung, die ich bei den meisten Längsschnitten vermisste. — Vorliegende Formen zeichnen sich vielmehr durch folgende gut beobachtbare Eigenschaften aus. Zwölf Kammern kommen etwa auf den letzten Umgang. Die Septen zeigen kein Kanalsystem, daher ist die Gattung *Rotalia* ausgeschlossen. Der Aussenrand des Gehäuses ist gerundet und ohne Einschnürungen. Das Gehäuse ist wenig ungleichseitig aufgebaut.

MARSSON sagt von dieser Species, dass sie in der Kreide von Rügen selten ist². Massenhaft fand ich diese Species in der Kreide von Jütland, in der Mucronatenkreide von Vordorf bei Braunschweig und von Woltorf bei Peine. Häufig ist auch ihr Auftreten in den Seewenschichten (obere Kreide der helvetischen Facies) bei Oberstdorf im Algäu, spärlich in den Couches rouges am Plasteikopf im Rhätikon.

Textularia spec.

Diese Gattung ist in der oberen Kreide sowohl des Rhätikon wie auch der ganzen Schweizer Alpen gleich verbreitet. Sie ist stets leicht zu erkennen. Auffällig ist auch hier wie bei den Globigerinen der Grössenunterschied. Man hüte sich bei einem bestimmten Längsschnitt, durch den nur eine Kammerreihe angeschnitten ist, etwa an Nodosarien zu denken. Ebenso vermeide man den erheblichen Fehler, Querschnitte für selbständige Formen zu halten, wie man sie früher mit dem Namen *Oligostegina laevigata*, KAUFMANN belegte.

Radiolarien.

Die Schiffe von Couches rouges aus dem Rhätikon zeigen keine unzweifelhaften Vorkommnisse von Radiolarien. Um so sicherer sind die Ergebnisse meiner Untersuchungen³ an Material aus dem Klippengebiet bei Iberg und aus den Freiburger Alpen. Massenhaft sind die Radiolarien in den Couches rouges der Gr. Mythe

¹ HEER, Urwelt der Schweiz.

² Mit Exemplaren von der Grösse, wie sie bei MARSSON abgebildet sind, mag die Seltenheit des Auftretens verbunden sein. Aber solche von der geringeren Grösse, wie wir sie hier haben, entgehen leicht beim Schlämmen und erscheinen uns dadurch selten.

³ Es sei mir gestattet, einen kleinen Beitrag zur Kenntnis der Mikrofauna in den Couches rouges zu liefern, obgleich diese Mitteilung nicht ganz in den Rahmen meiner Aufgabe fällt.

bei Schwyz. In denselben Schichten vom Roggenstock bei Iberg fand ich deutliche Vertreter aus der Familie der Lithocampiden. Höchst wahrscheinlich eine *Dictiomitra* spec. Im Längsschnitt spitzkegelförmig mit 6—8 Einschnürungen. Grösste Breite 0,10 mm; Höhe 0,18 mm. — Radiolarien aus der Familie der Sphäriden begegnete ich in grösserer Menge in Schliften aus den Couches rouges von Hautaudon bei Montreux, les Ruvines sur Roche (préalpes vaud.), Col d'Ayerne (Vaud), Roches de Trévénéusaz sur Monthey, Crêtet (Bas-Valais), les Rayes sur Rougemont (préalpes vaud.), sous Miex sur Voudry (Bas-Valais). Ausserdem fand ich Radiolarien in den Seewenschichten (obere Kreide der helvetischen Facies) bei Balzers im Fürstentum Lichtenstein und bei Iberg.

Diese häufige Vergesellschaftung von Radiolarien und Foraminiferen in der oberen Kreide der Alpen ist eine Beobachtung, die meines Wissens in der Litteratur¹ noch nicht bekannt ist. Nur HANTKEN hat (l. c.) diese Erscheinung für die Scaglia registriert.

Die Verteilung der Mikrofauna in den Couches rouges
vom Chablais bis zum Algäu.

Für folgenden Nachweis standen mir viele Schriffe zur Verfügung aus dem Chablais, den Freiburger Alpen, den Giswyler- und Ibergerklippen, vom Mythen, aus dem Rhätikon und von Liebenstein im Algäu; das Material ist von STEINMANN, QUEREAU und mir gesammelt. Das Ergebnis meiner Untersuchungen ist in Kürze folgendes:

Die Couches rouges des Rhätikon sind verhältnismässig foraminiferenarm im Vergleich mit denen aus den Giswylerstöcken und Freiburger Alpen. In den meisten Schliften findet man in beschränkter Menge und in sehr schlechter Erhaltung *Globigerina bulloides*, *Globigerina cretacea*, *Globigerina linnaeana* und Textularien. Die Couches rouges an den Kirchlispitzen zeigten in einigen Schliften vorherrschend *Globigerina bulloides*, D'ORBIGNY. Am Plasteikopf im Lichtensteinischen fand ich ein Exemplar von *Discorbina pertusa*, MARSSON.

Im Chablais und in den Freiburger Alpen überwiegt entschieden *Globigerina bulloides*, D'ORBIGNY. Stellenweise allerdings übernimmt ausschliesslich *Globigerina linnaeana*, D'ORBIGNY die Herrschaft. So

¹ Herr Dr. HUGI aus Bern teilte uns jüngst zuerst einen Radiolarienfund aus den Couches rouges von Guillermine mit (vgl. HUGI, Klippenregion von Giswyl, 1900, S. 53).

z. B. an der Dent d'Oche (Chablais) und bei Yorine (préalpes vaud.). In den Giswylerklippen halten sich *Globigerina cretacea* und *Globigerina linnaeana*, D'ORBIGNY (= *Pulvinulina tricarinata*, QUEREAU) das Gleichgewicht¹.

Am Roggenstock bei Iberg: *Globigerina linnaeana*, D'ORBIGNY und *Globigerina cretacea*, D'ORBIGNY in gleicher Menge. Dagegen tritt *Globigerina bulloides*, D'ORBIGNY — im Gegensatz zum Chablais und zu den Freiburger Alpen — ganz zurück. Von der Gr. Mythe bei Schwyz habe ich Schriffe, die ganz und gar erfüllt sind von *Globigerina linnaeana*, D'ORBIGNY. Die Fauna der Röthfluh zeigt eine ziemlich bunte Verteilung. Einige Schriffe führen vorherrschend *Globigerina bulloides*, andere *Globigerina cretacea*. Etliche zeigen wieder *Globigerina linnaeana* und *Globigerina cretacea* in gleicher Menge neben einander. Auch die Couches rouges von Liebenstein im Algäu führen *Globigerina bulloides*, *cretacea*, *linnaeana* und Textularien in buntem Durcheinander.

Diese Beispiele zeigen zur Genüge, wie wechselvoll die Verbreitung der Arten ist, und dass ein Nachforschen nach einer gewissen planmässigen Verteilung wenig Aussicht auf Erfolg bietet.

Das Alter der Couches rouges.

Die Thatsache, dass die Couches rouges im westlichen Rhätikon in normalem, ungestörtem Profile auftreten und Schichten überlagern, deren Alter — Urgo-Aptien — durch Leitfossilien unstrittig erwiesen ist, ermöglicht uns eine annähernd richtige Altersbestimmung: Wir dürfen nunmehr die Couches rouges mit Recht für Ablagerungen der oberen Kreide ansehen. Wie weit die Couches rouges in die obere Kreide hinaufgehen und mit welchem Horizont sie einsetzen, vermag ich heute noch nicht zu entscheiden.

ROTHPLETZ hält noch in seiner jüngst erschienenen Arbeit² die Couches rouges für unteres Tithon, da er einerseits die Tektonik jener Gegend nicht verstanden und andererseits die stratigraphischen Schwierigkeiten nicht zu überwinden vermocht hat.

GILLIÉRON³ hielt die Couches rouges in den Freiburger Alpen schon vor 16 Jahren ganz richtig für obere Kreide. Er konstatierte,

¹ HUGI kommt in seiner letzten Arbeit (Klippenregion von Giswyl 1900) zu derselben Ansicht.

² ROTHPLETZ, Geologische Alpenforschungen 1900 S. 50.

³ V. GILLIÉRON, Description géol. des Territoires de Vaud, Fribourg et Bern, 1885.

dass sie teils auf Neocom, teils auf Jura¹ aufliegen. Er erwähnt als Fossilfunde aus den Couches rouges des *Massive du Niremont* *Cardiaster* spec., *Micraster* spec., *Inoceramus* spec., die LORJOL für zweifellose Oberkreidefossilien erklärte.

Auch SCHARDT² zweifelte nicht am obercretacischen Alter der Couches rouges. Ebenso sprachen sich HAUG, TOBLER, HUGI neuerdings in diesem Sinne aus.

THEOBALD³ hielt sie für Lias. Doch nimmt dies nicht wunder zu einer Zeit, wo man noch nicht so viel das Mikroskop gebrauchte wie heute.

QUEREAU⁴ hielt dagegen die Couches rouges für Tithon. Es ist dies einer der wenigen Fehlgriffe in seiner sonst so rühmenswerten Arbeit. Die direkte Ueberlagerung von echtem Tithon durch die Couches rouges und das Vorkommen bei Liebenstein im Algäu, das der beste Kenner der bayerischen Geologie seiner Zeit für Jura hielt, waren für ihn bestimmend, die Couches rouges für jurassisch zu erklären. Herr Professor STEINMANN, welcher die makroskopischen Reste der Couches rouges aus der OOSTER'schen Sammlung in Bern revidiert hat, fand, wie er mir gefälligst mitteilt, darin folgende Arten:

Cardiaster (Stegaster) Gielléroni d. Lor. = *Collyrites capistrata*, OOSTER.

Cardiaster cfr. subtrigonatus (Cat.) d. Lor. = *Collyrites Friburgensis*, OOSTER.

Terebratulina striata, WAHL., spec.

Ostrea cfr. laciniata, D'ORBIGNY.

Ostrea cfr. acutirostris Nils. (OOSTER, Taf. I, Fig. 6.)

Inoceramus cfr. Brogniarti, SOW.

Diese Formen würden auf Turon und Senon deuten.

Im Rhätikon finden wir die obere Kreide in zweifacher Ausbildung. Einmal haben wir sie als Couches rouges kennen gelernt. Diese Ausbildung gehört einer Facies an, die wir die vindi-

¹ Ich habe mich in den Freiburger Alpen davon überzeugen können (an der Burgfluh bei Wimmis). Trotzdem sieht man ungeachtet aller Konkordanz an der korrodierten Oberfläche des grauen Tithonkalkes eine Unterbrechung der Sedimentation, so dass mir der Gedanke an ein tithonisches Alter der Couches rouges stets fern lag.

² FAVRE und SCHARDT, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz Bd. XXII, 1887, S. 172.

³ THEOBALD, Geol. Beschreibung von Graubünden 1864.

⁴ QUEREAU, Klippenregion von Iberg 1893, S. 85—92.

licische¹ nennen. Wir kennen die obere Kreide aber auch in einer Form, die uns aus den Schweizer Alpen als sogenannte Seewenschichten bekannt ist.

Schon makroskopisch sind die Seewenschichten als schüttige, in der Verwitterung hellleuchtende Mergelschiefer gut kenntlich. Mikroskopisch sind sie durch eine Foraminifere charakterisiert, die in diesen Schichten eine allgemeine Verbreitung hat. In folgendem gebe ich eine Beschreibung dieser stratigraphisch wichtigen Form.

Pithonella ovalis, KAUFMANN spec.

Tafel IX, Fig. 2.

πίθος = Tönnchen

Syn.: *Lagena ovalis*, KAUFMANN } HEER, Urwelt der Schweiz
Lagena sphaerica, " } S. 215 und 216.

Alle Autoren, die dieser Foraminifere Erwähnung gethan haben, begingen den Irrtum, verschiedene Schnitte dieser einen Form für zwei Species anzusehen. Der Längsschnitt wurde für *Lagena ovalis*, KAUFMANN gehalten, und den Querschnitt pflegte man gewohnheitsmässig *Lagena sphaerica*, KAUFMANN zu nennen. Eine aufmerksame Durchsicht vieler Schiffe erwies bald den begangenen Fehler. Es liegt nämlich nur eine Form vor, die in den verschiedenen Schnitten ein wechselndes Aussehen bietet.

Sie hat die Gestalt einer beiderseitig geöffneten Tonne. Die Dicke der Wand und die Bauchigkeit der Tonnenform spielt in verhältnismässig weiten Grenzen. Ich beobachtete zwei Varietäten. Die eine ist eine langgestreckte Tonne, die andere ist sehr bauchig. Die zweiseitige, weite Oeffnung ist ein Merkmal, das dem Lagenentypus fremd ist. Mit Widerwillen sieht man verschiedene Autoren solche zweiseitig offenen Formen unter den Lagenen anführen. Nach meinem Dafürhalten liegt hier eine neue Gattung vor, die sich von *Lagena* wesentlich entfernt. Zu dieser neuen Gattung sind vielleicht zu rechnen *Lagena distoma* (BRADY pl. LVIII, Fig. 11—15, S. 461) und *Lagena gracillima* (BRADY pl. LVI, Fig. 19—28, S. 456). Auch gehört wohl *Lagena ulmensis*, GÜMBEL dahin. (Sitzungsberichte der bayer. Akad. d. Wissenschaften.) GÜMBEL hielt diese Gebilde für eventuelle Bruchstücke von Nodosarien. Doch ist diese Annahme sehr unwahrscheinlich, da man selten Nodosarien in diesen Schichten antrifft bei massenhaftem Vorhandensein dieser tonnen-

¹ Es muss hier gestattet sein, diesen Begriff vorderhand ohne nähere Darlegung einzuführen. Nachher werde ich den Inhalt dieser Bezeichnung eingehend mitteilen.

förmigen Gattung. In Schichten mit zweifellosen Nodosarien fehlt diese spezifische Form ganz.

Es handelt sich hier entschieden um eine neue, distinkte Gattung. Ich belege sie nicht mit dem Gattungsnamen *Amphorina*, den COSTA und SEGUENZA¹ bereits angewendet haben, da es mir nicht ausgeschlossen zu sein scheint, dass darunter echte *Lagenen* verstanden wurden. Den Speciesnamen *ovalis*, den KAUFMANN angewendet hat, will ich beibehalten.

HEER vergleicht *Pithonella* (früher *Lagena*) *ovalis* mit *Miliola ovum*, EHRENBURG. Letztere hat jedoch eine viel zu kleine Oeffnung, als dass eine Identifizierung berechtigt wäre.

Die Vermutung von Prof. JONES, dass *Pithonella ovalis* ein Bruchstück einer grösseren Foraminifere darstelle, ist deshalb wenig wahrscheinlich, weil man neben den vermeintlichen Fragmenten niemals das ganze Gehäuse oder auch nur einen grösseren Teil derselben gefunden hat.

Während diese Foraminifere in den Seewenschichten (obere Kreide der helvetischen Facies) ausserordentlich verbreitet ist, ist sie in den Couches rouges fast ganz unbekannt².

Unterschied zwischen Couches rouges und Seewenschichten.

Schon dem äusseren Habitus nach wird man diese beiden vermutlich zum grossen Teil gleichaltrigen Faciesbildungen der oberen Kreide leicht auseinander halten. Die Seewenschichten erscheinen mir mergeliger und daher an der verwitterten Oberfläche schüttiger. Die Couches rouges sind kalkiger und fester. Mikroskopisch ist als Regel *Pithonella ovalis* in den Seewenschichten zu finden. Die oben beschriebenen Foraminiferen finden sich auch alle darin. Das massenhafte Vorherrschen³ irgend einer Gattung, wie man es oft in den Couches rouges findet, ist den Seewenschichten fremd. Wenn dies auch thatsächliche Unterschiede sind, so kommen lokal zuweilen Abweichungen vor. So fand ich *Pithonella ovalis*, das Leitfossil für die Seewenschichten, als seltene Ausnahme in den Couches rouges der Gr. Mythe bei Schwyz. Bei Balzers im Fürstentum Lichtenstein tauchen am Ausgang des Wildhaustobel aus dem

¹ SEGUENZA, For. monotal. mioc. Messina 1862.

² Unter einer grossen Zahl von Couches rouges-Schliffen fand ich nur in einem von der Gr. Mythe bei Schwyz einige Exemplare von *Pithonella ovalis*.

³ Diese Beobachtung machte auch QUEREAU schon (ibid. S. 90).

Oligocänflysch typische, unverkennbare Seewenschichten hervor, in denen man keine Spur von *Pithonella ovalis* findet. Der homogene Kalk mit den vielen parallelen Kalkspatadern und der spärlichen indifferenten Mikrofauna machen durchaus den Eindruck, den man von echten Seewenschichten her im mikroskopischen Bilde gewohnt ist. Doch sind dies Ausnahmen, in denen beim Versagen irgend eines Merkmales ein anderes uns noch stets die richtige Diagnose ermöglicht.

Untere Kreide.

Dieses Formationsglied ist in petrographischer Hinsicht ein echter Flysch. Braune, eisenschüttige Sandsteine, bezw. sandige Kalke, graue Kalke in Bänken mit braunen Hornsteinlagen, glaukonitische Quarzite, braune, schwarze, grüne algenreiche Mergel-Kalkschiefer und feinbrockige Breccien. Bei flüchtiger Betrachtung hat diese Gesteinsserie eine weitgehende, nicht unterscheidbare Aehnlichkeit mit oligocänem Flysch und liasischen Algäuschichten. Diese leicht irreführende Maske ist schuld daran, dass diese Schichten bis auf den heutigen Tag verkannt worden sind und dadurch ein genaues Verständnis der Tektonik jener Gegend unmöglich machten. In der mannigfachen Gesteinsfolge ist ein Horizont, der uns ein absolut sicheres Erkennen dieser Schichten erlaubt. Es ist dies eine polygene Breccie mit einer wohl charakterisierten Mikrofauna und -flora. Ich nenne sie nach der Felsschwelle „Tristel“ im Hochthal Æs, wo ich zuerst diese glückliche Entdeckung machte.

Tristelbreccie. Die Grundmasse ist ein spätiger, oolithischer, teils fein-, teils grob-brecciöser, feinkörniger, dunkler Kalk von grauer Verwitterungsfarbe. Bei Tristel ist die Breccie sehr fein. Man erkennt dort als vorherrschend triasische Dolomite. Nach Westen gegen die hintere Grauspitze zu wird die Breccie gröber. Die Komponenten erreichen das grösste Mass von 1—3 cm. Unter den triasischen Dolomiten und Kalken erkennt man einen dunklen, grün-schwarzen, sehr bituminösen, feldspathaltigen Schiefer. In gleicher Menge findet man einen lichtbraunen, rötlichen oder weissen feinkörnigen Glimmersandstein, bezw. Quarzit und einen hellgrünen Sericitschiefer, der im Mikroskop neben Quarz viel Feldspat zeigt. Untergeordnet gesellt sich dazu ein sericitischer, pechschwarzer Thonschiefer.

In der Breccie finden sich als einzige makroskopische Fossilien Belemniten. Im Hochthal von Æs fand ich viele unbestimmbare Bruchstücke, unterhalb der Hinteren Grauspitz sammelte ich in

braunem Sandkalkschiefer zwei gut erhaltene Exemplare von *Belemnites subfusiformis*, RASP.

Mikroskopisch birgt die Tristelbreccie eine Fülle des Interessanten. *Orbitolina lenticularis*, BLB., *Lituola* spec., eine neue Siphoneengattung, Milioliden, Textularien und Bryozoen in grosser Menge habe ich darin nachweisen können. Die Verbreitung von *Orbitolina lenticularis*, BL. ist in diesem Horizont des Rhätikon allgemein. Ueberall, wo auf der beigegebenen geologischen Karte

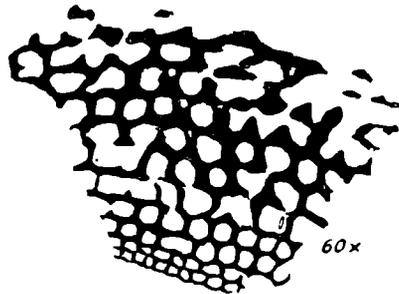


Fig. 1. *Orbitulina lenticularis*, BLB. Tristelbreccie. Rhaetikon.
Horizontalschnitt durch ein Stück des Kammermantels.

die Tristelbreccie ausgezeichnet ist, geschah dies auf Grund mikroskopisch nachgewiesener Exemplare.

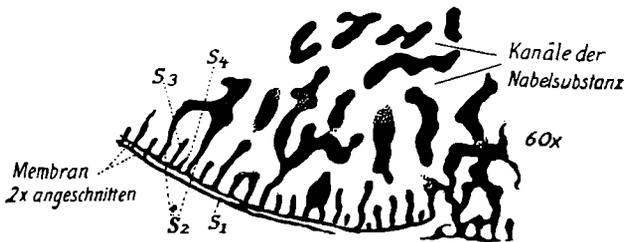


Fig. 2. Dieselbe. Etwas schräger Vertikalschnitt. Die Membran ist zweimal geschnitten. S_1-S_4 = Septen I. bis IV. Ordnung.

Die Lückenhaftigkeit unserer Kenntnis von dieser Art veranlasst mich, eine Untersuchung derselben an dem vortrefflichen Material aus dem Aptien von der Perte du Rhône vorzunehmen. Meine Beobachtungen sind folgende: Die gemessene Grösse schwankt zwischen $1\frac{1}{2}$ —4 mm. Die Gestalt des Gehäuses ist schwach schüssel- bis tellerförmig. Die Unterseite ist durch eine Membran geschlossen, auf welcher man als einzige Skulptur konzentrische Zuwachsstreifen bemerkt. Das Gehäuse besteht der Hauptsache nach aus

agglutinierender Substanz. Die Anfangskammern sind kalkig. Aus diesem Grunde findet man an geätzten Proben die Gehäusespitze stets korrodiert. Schliffe parallel oder dicht über der Unterfläche zeigen die Kammern in cyklischer Anordnung. Die Höhe der Kammern nimmt von der Spitze bis zum Rande des Gehäuses zu. Durchschnittliches Mass der Höhe von einer Kammerwand bis an die andere: 0,06 mm. Die konzentrischen Ringe im Horizontalschliffe sind Kammerwände erster Ordnung. Diese werden senkrecht von radial verlaufenden Septen zweiter bis vierter Ordnung in Unterkammerchen geteilt, die sich besonders gut in Vertikalschnitten beobachten lassen. Die verschiedene Länge der Septen lässt uns nicht im Zweifel über den Grad ihrer Werte. Fig. 2 zeigt uns ein solches Bild von *Orbitolina lenticularis*, BLB. aus der Tristelbreccie des Rhätikon. Wenn hier auch eine Verschiedenartigkeit der Kammerwände augenscheinlich ist, so vermisst man doch eine Regelmässigkeit in ihrer Anordnung. Das Vorhandensein einer deutlichen, gegen die Nabelsubstanz scharf begrenzten Kammerlage (im Vertikalschnitt) ist abhängig von dem Grad der Erhaltung. In allen diesen Eigenschaften stimmt diese Form aus der Tristelbreccie völlig überein mit *Orbitolina lenticularis* von der Perte du Rhône.

Da *Orbitolina lenticularis* als Leitfossil für das Urgoaptien universelle Verbreitung besitzt — wir kennen sie von der Schweiz, Frankreich, Spanien, Nordafrika u. s. w. —, so dürfte das untercretacische Alter der Tristelbreccie über jeden Zweifel sicher sein. Die Brecciennatur der Kalke, in denen dieses Leitfossil verbreitet ist, schliesst schon von vornherein aus, dass wir im Rhätikon tadellose Präparate erwarten dürfen. Man findet sie nur zufällig in Schliffen und in mässig gutem Zustande.

Das Auftreten von Orbitolinen in Breccien erinnert sogleich an die Cenomanvorkommnisse der bayerischen Alpen. Daher ist hier die Frage nach dem Unterschied von *Orbitolina lenticularis*, BLB. (Leitfossil für das Urgoaptien) und *Orbitolina concava*, LMK. (als Leitfossil für das Cenoman bekannt) sehr am Platze.

Nach MARTIN¹ fehlt der *Orbitolina lenticularis*, BLB. sowohl ein deutlicher Kammermantel, der sich gegen die Nabelsubstanz scharf abhebt, als auch die für *Orbitolina concava*, LMK. charakteristische Nebenkammerung. Dieser Unterschied scheint mir nach meinen Beobachtungen nicht ganz zutreffend.

¹ MARTIN, Untersuchungen über den Bau von Orbitolinen aus Borneo. — Samml. des geol. R.-Mus. in Leiden. Serie I Bd. IV.

Ich habe an reichen Proben von der Perte du Rhône genau feststellen können, dass an gut erhaltenen Exemplaren eine deutliche Grenze zwischen Nabelsubstanz und Kammerlage ebenso häufig ist wie das Umgekehrte an schlechten Stücken. Die Abgrenzung des Kammermantels gegen die innere Nabelsubstanz ist kein spezifisches Merkmal, sondern nur die Folgeerscheinung verschiedener Konservierung. Ebenso ist der Mangel an Nebenkammerchen kein Charakteristikum für *Orbitolina lenticularis*. Fig. 2 (S. 16) zeigt uns eine unzweifelhafte Nebenkammerung bei *Orbitolina lenticularis* aus dem Rhätikon.

Vielmehr scheint mir der höhere Grad der Kammerteilung, die zu einer komplizierten Septenverästelung führt, ein Erkennungsmerkmal für *Orbitolina concava*, LMK. zu sein. Ebenso dürfte die bedeutende Grösse von *Orbitolina concava*, die vielleicht in Wechselbeziehung mit dem inneren komplizierteren Bau steht, sehr charakteristisch und auch praktisch verwertbar sein. In den Cenomanmergeln vom Einbachgraben bei Fischbach (Innthal) finden sich nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. POMPECKJ Exemplare von *Orbitolina concava*, die 26 mm und darüber gross sind. Solche Dimensionen nimmt meines Wissens *Orbitolina lenticularis*, BLB. niemals an.

Wir haben also festgestellt, dass zwischen *Orbitolina lenticularis* und *Orbitolina concava* ein nachweisbarer Unterschied besteht. Wie steht es mit der zeitlichen Verbreitung beider?

Orbitolina lenticularis, BLB. ist ausser in Schichten von Urgoaptien-Alter noch nicht nachgewiesen. *Orbitolina concava*, LMK. findet ihre Hauptverbreitung im Cenoman. Doch berichtet CHOFFAT¹ schon von ihrem Auftreten in zweifellosem Urgon Portugals. Dadurch ist ihre absolute Bedeutung als Leitfossil für das Cenoman hinfällig.

Ausser Textularien und unbestimmbaren Bryozoën finden sich in der Tristelbreccie nicht selten ätzbare Exemplare der Foraminiferengattung *Lituola* spec. Wegen ihrer unverwitterbaren Beschaffenheit sieht man sie oft auf der Breccienoberfläche herausgewittert. Schalensubstanz agglutinierend. Wachstum anfangs spiral, später von der Windung sich loslösend und stabartig. Die Grösse des Gehäuses beträgt nur wenige Millimeter. Die Septen sind siebartig durchbrochen.

¹ CHOFFAT, Recherches sur les terrains sec. au sud du Sado. — Communic. da Com. dos trabalhos. geol. de Portugal tomo I, 1883—1887.

Besonderes Interesse dürfte das Auftreten einer diploporenartigen Siphonee in der Tristelbreccie haben. Obgleich die Natur der Erhaltung manches zu wünschen übrig lässt, so genügen zahlreiche Schliffe, um sich eine sichere Vorstellung von dieser Form zu machen. Ihre Zugehörigkeit zur Gattung *Diplopora* scheint mir auf Grund morphologischer Aehnlichkeit höchst wahrscheinlich. Da aus der Kreide eine solche Form noch nicht bekannt ist, so nenne ich sie zu Ehren meines Freundes und Kollegen Dr. MAX MÜHLBERG

Diplopora Mühlbergii nov. spec.

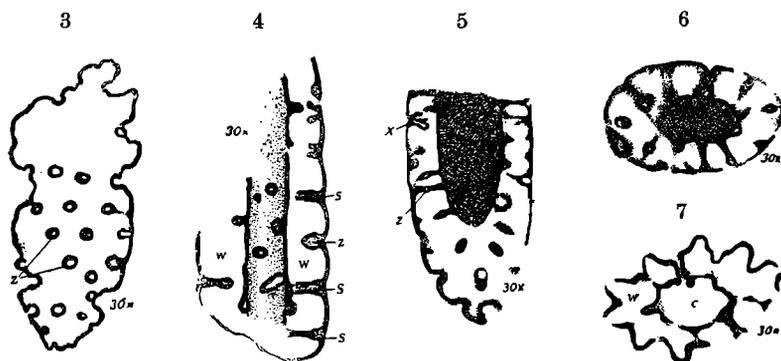


Fig. 3—7. *Diplopora Mühlbergii*, LORZ. $\times 30$. Tristelbreccie. Rhaetikon.
 Fig. 3. Tangentialschnitt. Die Kalkröhre ist aussen angefressen. Die Poren (z), den Austritt der Wirteläste I. Ordnung bedeutend, stehen im Quincunx.
 Fig. 4. Längsschnitt, w = Kalkwand, s = Primäräste im Längsschnitt, z = dieselben im Querschnitt.
 Fig. 5. Schräger Schnitt, oben mehr vertikal, unten mehr tangential, z = Wirteläste, bei x = unregelmässig verlaufend.
 Fig. 6. Querschnitt durch eine Lage von Wirtelästen.
 Fig. 7. Querschnitt. c = Axialer Hohlraum, w = Kalkwand. Zwei Wirteläste sind der Länge nach geschnitten.

Die Proben, die mir in den Schliffen zu Gesicht kamen, besitzen nur die Grösse von durchschnittlich 2 mm. Es sind schlanke, etwas gekrümmte röhrenförmige Gebilde, die sich an zwei Enden zuspitzen. Von dem hohlen Axialraum aus durchsetzen wirtelartig angeordnete Kanäle oder Aeste die Kalkwand. Die Form der Aeste variiert. Bald sind sie gerade, bald erscheinen sie in der Mitte bauchig erweitert. Meistens sind die Aeste einfach. Fig. 5 zeigt eine Andeutung von unregelmässiger Verschlingung der Primärschläuche. Von gesetzmässiger Bildung von Sekundär- oder Tertiärästen sieht man nichts. Die Wirtelastlagen liegen nicht dicht übereinander, sondern lassen ein gutes Stück Kalkwand dazwischen.

Fig. 3 zeigt auf der Aussenseite des Kalkcylinders die Durchbruchstellen der Aeste. Die horizontalen Porenreihen entsprechen den übereinander liegenden Wirteln, deren Aeste meistens miteinander alternieren. Die Wirtel liegen an einzelnen Exemplaren gemessen 0,2 mm übereinander.

Der mangelhafte Erhaltungszustand und die nachträgliche Infiltration bereitet dem ersten Verständnis der Schiffe besondere Schwierigkeit. So erscheint der axiale Hohlraum bei Fig. 7 durchsichtig und bei Fig. 6 dunkel. Dann bemerkt man, dass die festen Kalkteile der Siphonee gegen aussen und gegen jeden Hohlraum zu verwittert sind und einen dunklen Schmutzrand hinterlassen. Dadurch nehmen Hohlräume und feste verwitterte Randteile der Dickwände dasselbe Aussehen an. Dieser komplizierte Fossilisationsprozess legt bei der Deutung der Schiffe etwas Vorsicht auf.

In den Poren des Kalkcylinders bei Fig. 3 sieht man in einem dunklen Kreis einen weissen Kern. Fasst man die dunklen Kreisteile als Kanäle auf, so müssen die hellen Punkte Kalkeinlagerungen sein, die man nun für sekundäre Kalkspatinfiltration oder für verkalkte Sporangien¹ halten kann. Oder man muss den dunklen Ring für einen Schmutzrand der hellen Kalkwand halten und die weissen Kerne für die ursprünglichen, sekundären Astlöcher².

Im Rhätikon finden wir diese Kalkalge in Vergesellschaftung von *Orbitolina lenticularis*, BLB. in der sogenannten Tristelbreccie. Ihr Auftreten fällt somit in die Zeit des Urgoaptien. Das Vorkommen in einer oolithischen Brandungsbreccie (Tristelbreccie) bestätigt unsere Kenntnis, dass ihre Lebenssphäre die Zone der Gezeiten ist. Als besonders gute Fundstelle für diese Siphonee erwähne ich die feibrookige Breccie an der Felsschwelle Tristel im Felsen-cirkus von Ies.

Palaeontologisch ist dieser Fund insofern interessant, als man diploporenartige Kalkalgen in grösserer Verbreitung nur aus der Trias kennt. Aus dem Jura sind uns solche nur ganz vereinzelt bekannt. Daher ist ihr erster Nachweis aus der Kreide des Rhätikon nicht ohne Bedeutung.

¹ Herr Professor STEINMANN hält diese Möglichkeit für ausgeschlossen, da die Sporangien nicht in frei nach aussen endigenden Hohlräumen liegen.

² Ich erinnere daran, dass bei Fig. 7 der axiale Hohlraum helldurchscheinend ist.

Hinsichtlich ihrer Verbreitung machte ich die Entdeckung¹, dass im Urgon der südfranzösischen Alpen (chaînes subalpines) ganz genau dieselbe Form auftritt. KILIAN hielt sie dort für eine *Munieria*, HANTKEN — von DEEKE² aus der Kreide des Bakony beschrieben. Diese Vermutung halte ich aber für unzutreffend. Ein genauerer Vergleich mit den Abbildungen³ von DEEKE wird jeden davon überzeugen. Das Auftreten dieser wohl charakterisierten Kalkalge an weit entfernten Punkten in demselben⁴ geologischen Niveau giebt ihr den Werth eines Leitfossils. Weitere mikroskopische Untersuchungen dieses Horizontes aus anderen Gegenden würden die Stichhaltigkeit dieser Bedeutung erweisen.

Ich wies früher bereits darauf hin, dass die untere Kreide in ihrer Gesteinszusammensetzung einen ausgesprochenen Flyschcharakter trägt. Dieser wird noch verstärkt durch einen Algenreichtum, wie man ihn sonst nur aus dem Oligocänflysch kennt. Eine genauere Untersuchung des gesammelten Algenmaterials führte zu dem überraschenden und durchaus lehrreichen Ergebnis, dass die Algenflora der unteren Kreide im wesentlichen dieselbe zu sein scheint wie die des Tertiärs. Ganz besonders gilt dies von den verbreitetsten Phycopsis-(Chondrites)-Arten, die von den meisten Alpengeologen⁵ bis dato als beweiskräftige Leitfossilien angesehen werden. Als besonders charakteristisch für den Oligocänflysch galt das Zusammenauftreten von Algen mit Wurmsspuren wie *Palaeodictyon*. Auch diese finden sich schon im Flysch der unteren Kreide.

Bei näherer Betrachtung hat diese Erscheinung auch nichts Befremdendes. Wir wissen, dass nieder organisierte Tierformen, wie Protozoën z. B., durch lange geologische Perioden hindurch keine morphologische Umwandlung erfahren. Diese Beständigkeit

¹ HOVELACQUE et KILIAN, Album de Microphotographies, 1900, pl. XLVI, fig. 2 et pl. XLIX, fig. 4.

² DEEKE, Ueber einige neue Siphoneen. Neues Jahrbuch für Min. etc. 1883, Bd. I.

³ Die Hohlräume im Längsschnitt bei den Abbildungen von DEEKE sind nach meiner Ansicht Kalkwand. Eine Kalkalge mit solch grossen Hohlräumen wäre gar nicht erhaltungsfähig. Ich vermute, dass DEEKE das mikroskopische Bild missverstanden hat.

⁴ Herr Professor KILIAN-Grenoble war so liebenswürdig, mir einen Schliß zu senden, so dass ich mich von ihrer Identität überzeugen konnte.

⁵ STEINMANN, Geol. Beobachtungen in den Alpen. I. Teil, 1895. Berichte der Naturf. Gesellsch. in Freiburg i. Br., Bd. IX Heft III. ROTHPLETZ, Geol. Alpenforschungen 1900, S. 53.

der Form zeigt sich auch bei den niedrig stehenden Pflanzengattungen. Wegen der stratigraphischen Bedeutung dieser neuen Feststellung habe ich es für wert gehalten, einige Algentypen des unteren Kreideflysches abzubilden¹ (vide Tafel VII und VIII).

Algen² der unteren Kreide:

<i>Phycopsis arbuscula</i> , FISCHER-OOSTER	Tafel VIII, Fig. 2.
<i>Phycopsis affinis</i> , STERNBERG	„ VIII, „ 4.
<i>Phycopsis Targioni</i> , BRG.	„ VIII, „ 1.
<i>Phycopsis intricata</i> , BRG.	nicht abgebildet.
<i>Granularia</i> spec.	Tafel VII, Fig. 2.
<i>Fucoides</i> cfr. <i>latifrons</i> , HEER	nicht abgebildet.
<i>Keckia</i> spec.	Tafel VIII, Fig. 3.
<i>Caulerpa</i> spec.	„ VII, „ 3.

Hierzu kommt die Wurmspur, die man mit *Palaeodictyon* bezeichnet.

Es ist schon seit langem ein Bedürfnis gewesen, die grosse Zahl der Algen in übersehbare Gruppen einzuteilen, um eine möglichst genaue Kenntnis ihrer Verbreitung zu erlangen. Die Wahl der Gruppennamen mit Rücksicht auf die heute lebenden Gattungen und Arten halte ich vorläufig für nicht so notwendig wie eine möglichst genaue Umgrenzung und klare Beschreibung der Formkreise. Diesem praktischen Bedürfnis hat ROTHPLETZ durch seine Arbeit am besten gedient.

Das grosse Heer der Chondriten teilt ROTHPLETZ in vier Gruppen, die er als Arten einer Gattung *Phycopsis* ansieht. Die Gruppierung geschieht nach der Breite der Thallusglieder und nach der Art der Verzweigung. Den ersten Gesichtspunkt halte ich für berechtigt, jedoch mit der Einschränkung, dass die vier Gruppen nicht scharf begrenzt, sondern durch breite³ Uebergänge mit ein-

¹ Mein Kollege, Herr Dr. W. PAULCKE, hatte die grosse Freundlichkeit die Photographien für mich anzufertigen, wofür ihm hier aufrichtigst zu danken ich die Gelegenheit gern benutze.

² Fast alle abgebildeten Exemplare (Fig. 3—7) stammen von einem Kessel zwischen Schafboden und Plasteikopf im Fürstentum Lichtenstein (siehe den Stern auf der kolorierten Karte). Fig. 2 stammt von Isförlki.

³ Die Bestimmungen der Algen stützen sich auf die Arbeiten von HEER, *Flora fossilis Helvetiae*, 1877; MAILLARD, *Considérations sur les fossiles décrits comme Algues*, 1887 und besonders auf die Algenstudie von ROTHPLETZ, *Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellschaft*, 1896. Wollte man sich peinlich genau an die Masse halten, die ROTHPLETZ für die Thallusbreite der einzelnen Arten

ander verbunden sind. Die Verzweigung ist zum Teil ausgesprochen sympodial, zum Teil deutlich dichotom. Auch in der Anwendung dieses Gruppenmerkmals darf man nicht zu genau sein, da die Verzweigung kein prinzipieller Artenunterschied ist, was jeder Algenkennner bestätigen wird. Trotz alledem halte ich den Versuch von ROTHPLETZ, die vielen willkürlichen Arten von HEER auf einige Grundformen beschränkt zu haben, für dankenswert und nützlich.

Zum Schluss möchte ich noch einige Formen hauptsächlich aus dem Fytsch der unteren Kreide vom Plasteikopf kurz beschreiben.

Fucoides *cf.* *latifrons*, HEER.

Untere Kreide von Guscha.

12 mm breite, platte, aus Kohlenstoff bestehende Thallusglieder, die gegen die Basis sich verschmälern. Verzweigung ist sehr spärlich.

Granularia spec. (Tafel VII, Fig. 2).

Untere Kreide Plasteikopf.

Schwach verzweigte Thallusglieder mit rauher Oberfläche. Breite der Aeste 12 mm. Jüngere Aestchen 6 mm. Die Oberfläche zeigt unregelmässige, konzentrische, bogenförmige Einschnürungen. Eine grosse Aehnlichkeit zeigt *Muensteria Hoessii*, STERNB. bei HEER Tafel LXIX, Fig. 3.

Keckia spec. (Taf. VIII, Fig. 3).

Untere Kreide nördlich Plasteikopf.

Geringelte, spärlich verzweigte, gleich stark bleibende Aeste von 1,2—2,2 mm Dicke. Die Quereinschnürungen heben sich durch einen gezackten Rand ab. Die Ringe sind $\frac{1}{2}$ mm hoch.

Caulerpa spec. (Tafel VII, Fig. 3).

Untere Kreide nördlich Plasteikopf.

Das Exemplar ist 5 cm lang. Von einem geraden Strange aus zweigen sich alternierend und dicht gedrängt kurze, breite Fiedern ab. Die längste Fieder ist 4 mm gross bei einer Breite von 2 mm. Nach dieser Beschreibung möchte man an *Caulerpa Eseri*, UNG. denken. Letztere besitzt aber hakenförmig gekrümmte Fiedern.

festgestellt hat, so käme man oft in arge Verlegenheit. Ich habe mein ganzes Algenmaterial daraufhin genau nachgemessen. Bei der Einreihung der Uebergangsformen braucht man nicht so skrupulös zu sein, da die Gruppeneinteilung immer nur künstlich bleibt.

Gliederung der unteren Kreide. Wir wissen, dass das Hangende die Couches rouges (obere Kreide) und das Liegende zweifelloses Tithon mit Fossilien bilden. Innerhalb der einige hundert Meter betragenden Schichtenfolge erkannten wir mit Sicherheit einen Horizont — die Tristelbreccie — als sicheres Urgoaptien. Manchenorts¹ fällt ein glaukonitischer Quarzit auf, der in Bänken gelagert ist. Im Oligocänfysch habe ich ein derartiges Gestein noch niemals gesehen. Sollte dieser Horizont etwa nach Analogie mit den Glaukonitschichten der helvetischen Facies das Gault repräsentieren?

Es wäre empfehlenswert, diesem glaukonitischen Quarzit² in seinem Verhältnis zu der Tristelbreccie nachzugehen, um seine stratigraphische Stellung zu ergründen. Leider reichte meine Zeit nicht aus, um eine weitere Gliederung der unteren Kreide durchzuführen. Diese Aufgabe wird künftigen Forschern zufallen.

Die richtige Altersbestimmung dieser Schichten war allen Geologen, die im Rhätikon bisher arbeiteten, missglückt. v. RICHTHOFEN³ hielt sie im Hochthal von Guscha und am Schafboden für Lias (Algäuschichten). Auch THEOBALD⁴ hielt sie für Lias. ROTHPLETZ⁵ sieht in der fyschartigen unteren Kreide Oligocän. Wie verhängnisvoll dieser Irrtum für ihn wurde, sieht man an seinen kunstvollen, phantastischen Profilen. Jede Tektonik, die nicht auf dem Boden der sicheren Stratigraphie steht, kommt zu Fall. Diese Wahrheit bestätigt sich in vollem Umfange wieder an der vor kurzem erschienenen Arbeit von ROTHPLETZ⁶. Langsam, aber sicher schreitet man jetzt voran, die grosse Masse fyschartiger Schiefer ihrem Alter nach zu erkennen und in die sichere Schichtenfolge einzureihen. In derselben Weise beginnt man in den französischen Alpen, den Komplex der schistes lustrées in verschiedenaltigen Schichten aufzuteilen.

¹ Am Schafboden und im oberen Badtobel gegen die Alphütte zu.

² Unter Quarzit verstehe ich Sandsteine, deren Körner makroskopisch nicht mehr wahrnehmbar sind.

³ v. RICHTHOFEN, Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1859, S. 129).

⁴ THEOBALD, Geol. Beschreibung von Graubünden 1864, S. 58 u. 71.

⁵ ROTHPLETZ, Geol. Alpenforschungen 1900, S. 22 u. 44.

⁶ Es klingt wie Ironie des Schicksals, wenn man in dem Vorwort zu der letzten Arbeit von ROTHPLETZ liest: „Verloren ist, wer ohne stratigraphische Aufklärung den Bau der Alpen entwirren will. Man kann das nicht oft und laut genug wiederholen.“

Zum Schlusse sei noch erwähnt, dass sich in der unteren Kreide Intrusivlager von Diabasporphyrit vorfinden¹.

Jura.

Diese Formation hat zwischen der Trias Vorarlbergs und dem Oligocänflyschgebiet des Prättigau eine ziemlich grosse Verbreitung. Es ist ausschliesslich „Malm“, dessen Anstehen sicher nachgewiesen ist.

THEOBALD² hat bei Ganey einen Ammonitenabdruck gefunden, der von *Ammonites radians* stammen könnte. Ebenso liegt im rhätischen Museum in Chur eine Lias-Terebratel, die ebenfalls dort gefunden ist. Diese Fossilfunde sprechen für Lias. Deshalb habe ich frühzeitig mein Augenmerk darauf gerichtet, dieses Formationsglied anstehend ausfindig zu machen. Da es sich um die Algäufacies des Lias handeln würde, so besuchte ich die Umgegend von Oberstdorf im Algäu, um daselbst echte Algäuschiefer kennen zu lernen. Mit diesen frischen Eindrücken versehen, durchforschte ich abermals mein Gebiet, ohne dass es mir gelang, Lias anstehend ausfindig zu machen. Da bei den Tobeln von Ganey grosse Moränenablagerungen sich vorfinden, so ist es nicht ausgeschlossen, dass die beiden Liasfossilien eventuell auf sekundärer Lagerstätte lagen und noch nicht das Anstehen von Lias beweisen.

Die grosse Verbreitung des Lias, die man bisher im südlichen Rhätikon annahm, beruhte auf einer Verwechslung des unteren Kreideflysches mit liasischen Algäuschiefern. Immerhin halte ich das Vorhandensein von Lias für nicht ausgeschlossen. Doch glaube ich auf Grund meiner Beobachtungen mit Berechtigung behaupten zu dürfen, dass Lias, sofern er überhaupt vorhanden ist, nur eine untergeordnete Rolle spielen dürfte.

Um so wichtiger wird der Malm für den Aufbau des südlichen Rhätikon. Eigentümlich ist für ihn der häufige Facieswechsel. Innerhalb des von mir bearbeiteten Gebietes begegnet man auf eine Entfernung von ca. 20 km in westöstlicher Richtung vier bzw. fünf verschiedenen Ausbildungen des Malm.

Beginnen wir mit der Beschreibung der verbreitetsten Facies. Vom Falknis im Westen bis auf die Südseite der Kirchlispitzen im Osten erstrecken sich a) ein dunkelgrauer Kalk mit Hornsteinbändern und b) eine polygene Breccie.

¹ An anderer Stelle komme ich noch darauf zurück.

² THEOBALD, Geol. Beschreibung von Graubünden 1864, S. 63.

a) Der graue Kalk, dünnschiefrig oder dickbankig, gleicht in seinem Aussehen dem sogenannten Hochgebirgskalk der Schweizer Alpen. Häufige schwarze oder braune Hornsteinlagen, bezw. Knauern unterscheiden ihn von dem Malmkalk der helvetischen Facies. Durch lokale Zwischenlagerung von Mergeln neigt er zu Flyschbildung¹. Als einziges Fossil fand ich wenige unbestimmbare Belemniten.

Durch Aufnahme von Sand und Gruss krystallinischer Gesteine, sowie anderer fremder Gesteinsbrocken entsteht aus dem grauen Kalk durch allmählichen Uebergang eine polygene Breccie, die in die Litteratur als sogenannte „Falknisbreccie“ eingeführt ist.

b) Sedimente und krystallinische Gesteine beteiligen sich an deren Zusammensetzung. Die Grösse der Komponenten und die Verbreitung derselben wechselt². Im Fläscherthäli erreichen sie die Grösse von riesigen Blöcken, wie ich es anderweitig nicht wieder gesehen habe. Zum Teil sind sie gerundet, zum Teil eckig.

Die genauere mikroskopische Untersuchung³ der krystallinen Bestandteile der Falknisbreccie führte zu dem Resultat, dass Gesteine vorliegen, die einem granitischen Massiv mit den dazu gehörigen Gangsteinen angehörten.

Der Granit ist fein- und grobkörnig. Die zusammensetzenden Mineralien sind Feldspat (Plagioklas neben Orthoklas), Quarz und Biotit. Die Feldspate⁴ sind durch ihre grüne Färbung charakterisiert. Der Biotit ist fast durchweg völlig in Chlorit und Eisenerze zersetzt, und Neubildungen von Rutil sind nicht selten. Apatit und vor allem Zirkon in grossen Individuen sind häufig.

Die zu den Graniten gehörigen Ganggesteine kennen wir als Granitporphyr in lamprophyrischer und aplitischer Ausbildung.

Man sieht makroskopisch und mikroskopisch neben einer Grundmasse Einsprenglinge von Feldspat, Quarz und Glimmer. Die lamprophyrischen Ganggesteine sind durch den hohen Biotitgehalt in der Grundmasse rötlichbraun gefärbt. Die normalen granitischen Ganggesteine haben ebenfalls durch die gefärbten Feldspate und die reiche Chloritbildung ein grünes Aussehen.

¹ Im faciiellen Sinne.

² Während z. B. im Fläscherthäli die krystallinen Gesteine vorherrschen, überwiegen zwischen Messhalde und Wurmhalde im Thal der Alp Vals Dolomite.

³ Ich durfte mich hierbei der freundlichen Hülfe des Herrn Professor Dr. GRÄFF erfreuen, wofür ich diesem Dank schulde.

⁴ Der körnige Granit mit den grünen Feldspaten hat eine weitgehende Aehnlichkeit mit dem Juliergranit.

Andere krystalline Gesteine habe ich in der Falknisbreccie des südlichen Rhätikon nicht angetroffen. TARNUZZER dagegen will Hornblendeschiefer, Gabbro, Spilit, Serpentin etc., im ganzen 29 verschiedene Gesteinsarten, in der Falknisbreccie gefunden haben. Davon konnte ich mich nicht überzeugen, obgleich ich ziemlich systematische Aufsammlungen gemacht habe. An Sedimenten fand ich triasische Kalke und Dolomite. Auf die Bildungsweise dieser Breccie möchte ich später in einem besonderen Abschnitt zurückkommen, der die verschiedenartigen Breccien des südlichen Rhätikon behandelt.

Eine genaue mikroskopische Untersuchung der Falknisbreccie führte mir auch eine grosse Zahl von Schliften der Kalkgrundmasse dieser Breccie unter das Mikroskop.

Ich bemerkte, dass der graue Kalk zum grossen Teil oolitisch¹ ist. Ausserdem fiel mir das massenhafte Auftreten einer zierlichen Foraminifere auf. Sie hat die Form eines Kruges mit deutlicher Halsbildung und weiter Oeffnung. Im Durchschnitt erscheint sie als Ring von ca. 0,07 mm Durchmesser. Im Längsschnitt kommt ihre charakteristische Krugform zur Geltung. Die Länge des Gehäuses beträgt ungefähr 0,09 mm. Die Kalkschale ist sehr feinporös.

Eine gewisse Aehnlichkeit liegt mit der Gattung *Lagena* vor. Doch ist eine weite Halsöffnung bei dieser nicht bekannt. In der Litteratur habe ich mich vergeblich nach Aehnlichem umgesehen. Ich nenne diese neue Gattung mit Rücksicht auf ihre Gestalt (*καλπίον* = Krügelchen).

Calpionella alpina, gen. et spec. auct.

Tafel IX, Fig. 1².

Auf der Nordostabdachung der vorderen Gleckspitze — auf der Karte über der Zahl 2344 — steht eine feine Dolomitbreccie an. Die kalkige Grundmasse derselben ist durch Gebirgsfaltung nachträglich zertrümmert. In diesen Kalktrümmern entdeckt man die zierliche Foraminifere in unzähligen Exemplaren. Ebenfalls sah

¹ Diese Beobachtung ist ein Anhaltspunkt dafür, dass die Bildungsart der Breccien in der Nähe des Ufers gelegen haben muss. Denn nur hier ist eine ausgedehnte Oolithbildung wahrscheinlich.

² Das Originalphotogramm nahm mein Freund, Herr Dr. K. STILLE aus Freiburg, auf. Ich danke ihm auch an dieser Stelle bestens für seine vorzüglichen Leistungen.

ich in einer feinen Dolomitreccie des Malm am Tussberg im Fürstentum Lichtenstein diese Form in zahlreichen Proben wieder. Auch ausserhalb meines speziell behandelten Gebietes stellt sich diese gut charakterisierte Foraminifere in jurassischen Schichten ein. So fand ich sie im Aptychenkalk des Berglittensteins, jenem exotischen Klippenblock im Flysch oberhalb Grabs im Kanton St. Gallen, im Aptychenkalk beim Schlierenbach (Iberg), sowie im Châtelkalk des Gschwendtobels bei Iberg. — Ihre Verbreitung zur Jurazeit scheint sich im besonderen auf das vindelizische¹ Faciesgebiet der Klippen am Nordrand der Schweizeralpen und des Rhätikon zu erstrecken. Im Jura der helvetischen Facies habe ich sie nicht nachweisen können. Dagegen findet sie sich auf der Südseite der Alpen an der Margorabbia-Schlucht wieder und zwar in Kalken, die nach neuerdings darin gemachten Funden ebenfalls zum Tithon gehören².

Das Alter dieser schon seit 1839 von ESCHER und STUDER beschriebenen Breccie war bisher noch nicht einwandfrei erwiesen. THEOBALD, HEIM, STEINMANN und ROTHPLETZ hielten sie für Lias, TARNUZZER sogar für Kreide. Nunmehr ist es mir geglückt, das tithonische Alter der Falknisbreccie durch eine reiche und bezeichnende Fauna festzulegen. Ich sammelte³ folgende Versteinerungen:

Prosopon marginatum, H. v. MEYER. Zwei gute Exemplare.

Prosopon spec.

Lima latelunulata, BÖHM, häufig.

Lima Pratzl, BÖHM.

Placunopsis tatraica, ZITTEL. Zwei Exemplare.

Spondylus globosus, OU. spec. Drei Exemplare.

Cercomya spec.

¹ Dass die Schichtenfolge am Rhätikon der vindelizischen Facies angehörte, werde ich am Schluss des palaeontologischen Teiles durch einen Rückblick darzulegen versuchen.

² In dem von Herrn Professor STEINMANN mir zur Untersuchung überlassenen Schlicke des hellen Kalks am Eingange der Olona-Schlucht ist *Calpionella alpina* häufig. Es ist dieselbe Form, welche STEINMANN vorläufig als *Lagena sphaerica* und *ovalis* bezeichnet hatte. (Eclog. geol. Helvetiae, 2, 69. 1890.) Die dortigen Kalke aber, welche nach einem dürftigen Ammonitenfunde bisher als Kreide gegolten haben, sind dem Tithon zuzurechnen. STEINMANN fand darin: *Lytoceras quadrisulcatum* D'ORB., *Haploceras cf. elimatum* OPP., *Rhynchonella Segestana* GEMM.

³ Die meisten Versteinerungen stammen aus dem Fläscherthäli. Siehe den Stern auf der geologischen Karte.

Pecten spec.

Heterodicerias cfr. *Luci*, DEFR. Ein gutes Exemplar.
cfr. *Plicatula strambergensis*, BÖHM.

Trigonia spec.

Belemnites spec.

Apiocrinus

Pleurotomaria spec. Zwei Exemplare.

Cerithium spec. Bruchstück eines grossen Exemplars.

Nerineen.

Korallen, verschiedene Genera.

Pharetronen und *Stacheln* von *Hemicidaris*.

Diese Fossiliste genügt, um das Tithonalter der Breccien genügend zu begründen. Ich will nur noch darauf hinweisen, dass die fossilen Krebse (*Prosopon*) als leitende Formen im Tithon von Stramberg und auf Sizilien bekannt sind.

Die grauen Kalke mit Hornsteinschnüren und die Falknisbreccie werden lokal durch einen helleuchtenden, grauen, dichten, stellenweise oolithischen, dolomitischen Kalk von muscheligen Bruch vertreten. Diese dolomitische Kalkfacies beginnt im Westen an der Felsschwelle bei dem trigonometrischen Punkt 1994 östlich Schamella. Oberhalb der Mess- und Wurmhalde im Thal der Alp Vals bildet sie am Gehänge eine langhinziehende Fluh. Vor allem ist die Kette der Kirchlispitzen, Drusenfluh und Sulzfluh aus ihr zusammengesetzt. Teilweise¹ sieht man das Gestein von Nerineen ganz erfüllt. Ich konnte durch Anschliff erkennen, dass Nerineen mit den Untergattungen *Itieria* und *Ptygmatis* zahlreich vertreten sind. *Nerinea Lorioli*², ZITTEL und *Ptygmatis pseudobruntrutana*³, GEMELL. (beide von der Sulzfluh) konnte ich sicher bestimmen. Der Vollständigkeit halber erwähne ich noch die Fossilfunde, die ROTHPLETZ⁴ aus diesen Schichten anführt:

<i>Nerinea consobrina</i>	} Plasseckenpass.
<i>Actaeonina utriculum</i>	
<i>Dicerias Luci</i>	

Itieria Staszyci, ZEUSCH. var. *helvetica* und

Petersia granulosa, GEMELL. von der Sulzfluh.

¹ Siehe den Stern auf der geol. Karte bei der Wurmhalde.

² Im Besitz von Professor Dr. TARNUZZER-Chur.

³ Aus der Sammlung des rhätischen Museums in Chur.

⁴ ROTHPLETZ, Geol. Alpenforschungen 1900, S. 45.

Dass die hellgrauen Dolomitkalke mit Nerineen und Diceras dem Tithon angehören, ist durch Fossilfunde von KOCH bereits seit fast 25 Jahren bekannt. TARNUZZER hielt sie ehemals für Urgon. Er ist aber jetzt, wie er mir mitteilte, von dieser Auffassung zurückgekommen. Das Auftreten einer theilweise gleichen Fauna in der Falknisbreccie und in den dolomitischen Nerineenkalken bestätigt, dass hier zwei Faciesformen¹ desselben Horizonts vorhanden sind.

Als dritte Facies des Malm sind bunte Radiolarienhornsteine verbreitet. Ich fand sie auf der Südseite und auf der Nordseite der Kirchlispitzen und am Ofenpass. Teilweise sind sie von Diabasporphyrit injiziert.

Bei Davos treten dieselben Radiolarienhornsteine auf, wie ich sie in meinem Gebiet gefunden habe. JENNINGS und ROTHPLETZ halten sie dort für permisch. Letzterer glaubt den Beweis dafür durch eine Anzahl von Profilen aus Bündlen liefern zu können. ROTHPLETZ hat aber die Kompliziertheit der Tektonik Bündens nicht erkannt, sonst hätte er den Versuch nicht unternommen, innerhalb der Ueberschiebungszone aus der Art der Lagerung Schlüsse auf das Alter von Schichten zu ziehen, deren stratigraphische Stellung ihm nicht bekannt ist. Im tektonischen Teil werde ich an der Hand einiger Profile zeigen, dass die Schichten aus ihrer normalen Folge bunt durcheinander geworfen sind. Permische Radiolarienhornsteine sind überhaupt nirgends einwandfrei nachgewiesen. Das gilt im besonderen auch von den PARONA'schen² Funden, auf welche mit Vorliebe Bezug genommen ist³.

Am Nerrajöchl legt sich zwischen Triassschichten ein roter, stark veränderter, brecciöser Kalk mit Injektionen eines basischen

¹ Im Gebiet des Falknis herrscht die Facies der Falknisbreccie vor, während im Osten meines Gebietes bei den Kirchlispitzen und der Drusenfluh die dolomitische Kalkfacies überwiegt. Bei der Wurmhalde haben wir beide Ausbildungen in konkordanter Lagerung. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die räumliche Ueberlagerung dieser beiden Facies innerhalb der Ueberschiebungszone durch nachträglichen Zusammenschub bewirkt ist. Ich entsinne mich nämlich nicht, einen Uebergang zwischen beiden beobachtet zu haben.

² PARONA e ROVERETO, Diaspri permiana Radiolarie di Monte notte 1895.

³ Herr Professor SCHMIDT, welcher neuerdings die fragliche Lokalität 2 km südlich von Cesana besucht hat, theilte mir darüber folgendes mit: „Wie an vielen anderen Orten (Gegend von Davos, Ligurien etc.) finden wir also bei Cesana die rothen Radiolarienhornsteine am Kontakt mit Serpentin, dann aber, wie der zweite Aufschluss bei Cesana zeigt, auch ohne Serpentin als

Eruptivgesteins. Das Eruptivgestein ist derart zersetzt, dass man nur noch Chloritmassen erkennen kann. Unter den fremden Einschlüssen erkannte ich Dolomite und Quarzbrocken. Zum Teil ist der marmorisierte rote Kalk mergeliger und schiefriger Natur und von viel Kalkspat durchzogen.

Aus der Lagerung auf die stratigraphische Stellung dieser Schicht zu schliessen, ist bei der Tektonik jener Gegend nicht zulässig. Dieses Vorkommnis erinnert lebhaft an die roten, von basischem Eruptivgestein injicierten Kalkschiefer von der Mördergrube bei Iberg.

Diese zweifelhaften Kalke scheinen sich auch östlich meines Gebietes im Davoser Distrikt zu finden. JENNINGS¹ beschreibt von dort rote mergelige Kalke, von Serpentin und Kalkspatadern durchsetzt, die mit Radiolarienhornsteinen zusammen auftreten. Auch nördlich der Kirchlispitzen finden wir in westlicher Verlängerung dieser fraglichen roten Kalke Radiolarienhornsteine, so dass mir ihre angenähert zeitliche Zusammengehörigkeit wahrscheinlich dünkt. Ich neige dazu, diese brecciösen, von basischem Eruptivgestein injicierten Kalk- und Mergelschiefer einige Meter nördlich des Nerrajöchl für jurassisch² anzusehen. Bestätigt sich das jurassische Alter der roten Kalk-Mergelschiefer, so hätten wir in ihnen eine weitere Facies des Malm zu erblicken.

Im Profil, das durch den neuen, fahrbaren Alpweg Triesen-Laweina angeschnitten wird, sieht man den Untere-Kreide-Flysch von Laweina nach unten gegen Westen durch jurassischen Kalk ersetzt, der den Faciescharakter der sogenannten Châtelkalke hat. Dichte, graue Kalke, die teilweise durch Wechsellagerung mit Mergeln zu flyschartiger Ausbildung neigen. Die Breccienbildung tritt sehr zurück. Nur an wenigen Punkten konnte ich sie bemerken. Sie besteht scheinbar auch hier, wie bei der Falknisbreccie, aus Tiefen- und Ganggesteinen von granitischem Typus, sowie aus

konkordante Einlagerung in den Kalkphylliten. Ich betrachte hier die Radiolarienhornsteine als oberjurassisch — Aptychenschiefer — und wir werden also zu der Annahme geführt, dass die Bildung der Schistes lustrés in den cottischen Alpen bis in die Zeit des oberen Jura sich fortsetzte, was mit den Verhältnissen in Oberwallis stimmt, wo die „Bündnerschiefer“ in ebenfalls oberjurassischen Hochgebirgskalk übergehen.“

¹ JENNINGS, Geology of the Davos District. Quarterly Journal vol. LV 1899.

² Ich bemerke, dass diese Altersbestimmung keinen Anspruch auf absolute Gültigkeit macht. Nur auf meine Erfahrung gestützt, vermute ich in diesem Vorkommnis Jura. Weitere Untersuchungen werden auch hierüber Klarheit bringen.

triasischen Dolomiten. In einer feinen Dolomitbreccie fand ich auch die krugförmige *Calpionella alpina* wieder, auf die ich bereits früher als eine Leitform für Malm im Rhätikon und in den nord-schweizerischen Klippen aufmerksam machte.

Dieser Châtelkalk¹ tritt nur am Tussberge² (Lichtenstein) auf. Er liegt hier zwischen zwei Horizonten flyschartiger Gesteine. Im Hangenden geht er allmählich in den Untere-Kreide-Flysch über. Im Liegenden steht oligocäner Flysch an, der unvermittelt an den hellgrauen Kalk angrenzt. Innerhalb der Châtelkalkfacies finden sich an dem neuen Alpweg nach Laweina graue Kalkbänke (mit Hornsteinbändern) vom Typus der helvetischen Hochgebirgskalke prachtvoll aufgeschlossen.

Werfen wir kurz einen Blick zurück, so konstatieren wir folgende Facies des Malm:

- I. Graue Kalkbänke mit Hornsteinbändern und Falknisbreccie.
- II. Helleuchtende graue, zum Teil oolithische, dolomitische Kalke mit Nerineen.
- III. Bunte Radiolarienhornsteine.
- IV. Brecciöse, rote Kalke und Mergel (?).
- V. Dichte graue Kalke (Châtelkalke).

Trias.

Im westlichen Teil meines Gebietes kann ich eine nördliche Triaszone und eine südliche Jura-Kreidezone unterscheiden. Diese beiden scharfgetrennten Gebiete verschmelzen im Osten meiner geologischen Karte. In dem Gebiet des Falknis, Naafkopf, Schafboden, Tschingel etc. tritt unter den Jura-Kreidesedimenten Trias

¹ In nordwestlicher Richtung, nicht weit davon entfernt, findet sich in der Flyschsynklinale Wildhaus — Buchs die Klippe des Berglittensteins. Dieser besteht 1. aus einem dichten, aschgrauen Kalk (Châtelkalkfacies) mit kleinen Einschlüssen krystallinischer Schiefer. Mikroskopisches Bild: Neben massenhaften *Calpionella alpina*, LORENZ vereinzelt Radiolarien und algenähnliche Kalkfäden. 2. Tritt ein jurassischer, dunkler, gelbbraun verwitternder, oolithischer, spätiger Kalk auf. Mikroskopisch beobachtete ich in demselben Bryozoen und *Calpionella alpina*, LORENZ.

² Das Auftreten dieser grauen Kalke zwischen zwei Flyschhorizonten gab Veranlassung zur Bildung eines Thalriegels, der das aus Flysch bestehende, kesselartig erweiterte Hochthal von Laweina plötzlich einengt. Für die schluchtenartige Vertiefung des Bachbettes und die Entstehung des tiefen Wildhaustobels war dieser feste Jurakalk die Veranlassung. Ihm verdankt auch die Gemeinde Triesen die Möglichkeit, eine vortreffliche Strasse zur Alp Laweina haben anlegen zu können.

nur sehr lückenhaft und in einer Facies auf, die sich von der der nördlich davon gelegenen Triasprovinz Vorarlbergs unterscheidet. Am Gleckkamm sieht man eine Gypsscholle im Flysch eingeklemmt, die mit den dazu gehörigen bunten Mergeln dem Raiblerhorizont angehören dürfte. Bedeutende Gypsvorkommnisse sind aber in der Trias Vorarlbergs unbekannt. Wir hätten demnach innerhalb der Trias des südlichen Rhätikon zwei Facies zu verzeichnen, eine südliche, lückenhaft ausgebildete, gypsführende und eine nördliche, gypsfreie, stark entwickelte Trias.

Ich habe mir eine eingehende Untersuchung der Trias nicht zur Aufgabe gestellt, weswegen ich sie auf der geologischen Karte nicht weiter gegliedert habe. Es wäre eine dankenswerte Arbeit, die Faciesverhältnisse der Trias, die THEOBALD bei der kartographischen Darstellung nicht zum Ausdruck gebracht hat, des näheren zu studieren. Auf dem Abstiege von der Scesaplana nach der Schamellahütte beobachtete ich in dem sehr mergeligen Hauptdolomit eine Bank erfüllt von Lithodendron. Es wäre interessant, diese Bank weiter zu verfolgen und zu prüfen, ob sie vielleicht stratigraphisch zu verwerthen wäre.

Die Basis des Muschelkalkes ist manchenorts als sogenannter Streifenschiefer ausgebildet¹. Es sind flaserige Kalkschiefer, die durch allmählicheren Uebergang mit dem schwarzen, hornsteinreichen unebenflächigen Muschelkalkschiefer verbunden sind. Durch Aufnahme von sandigen Schiefen und bituminösen Mergeln nehmen die Streifenschiefer direkt ausgesprochen Flyschcharakter² an. Bei oberflächlicher Betrachtung sehen sie auch dynamometamorph veränderten Couches rouges ausserordentlich ähnlich³. Diese habituelle Aehnlichkeit mit anderen Horizonten hat mir anfangs bei der geologischen Aufnahme grosse Schwierigkeiten bereitet.

Bei der Schamella folgen auf hornsteinreiche Kalke des Muschelkalks nach oben dunkle Mergelschiefer mit einer Unmasse von Mytilus. Diese haben eine Durchschnittslänge von 1—2 cm. Zuwachsstreifen und sehr feine radiale Berippung. Dieses Vorkommnis ist sehr eigenartig und sei künftigen Besuchern dieser Gegend zur Prüfung empfohlen. Im Lichtensteinischen fand ich im pechschwarzen Muschelkalk eine grobe Crinoidenbreccie. Der Muschel-

¹ Siehe die Textprofile im tektonischen Teil.

² Z. B. südlich vom Kanzelkopf und zwischen Ofenpass und Kessikopf.

³ Vergleiche die Couches rouges oberhalb der neuen Scesaplanahütte und die Streifenschiefer östlich Schamella bei trigonometrischem Punkt 1994.

kalk im Osten meines Gebietes enthält viel Brachiopodendurchschnitte.

Buntsandstein tritt nur in geringem Umfang auf. Bei Papfahl im Saminathal, zwischen Rossberg und den Kirchlispitzen und auf dem Gneiss bei Stafel Vaduz konnte ich ihn sicher nachweisen.

Nördlich der Kirchlispitzen führt ein Touristenweg vom Lünensee nach dem Nerrajöchl. Ueber dem l von Kirchlispitzen (siehe geologische Karte) steht direkt am Wege über einer Tithonbarre jurassischer Radiolarienhornstein mit Diabasporphyrat an. Darüber legen sich: schwarze Mergel, cavernöse Rauchwacke, hellgrüner, dichter Kalkschiefer, hellgrauer Dolomit mit gelbem Hornstein. Hierauf folgt schwarzer Muschelkalk mit Brachiopoden.

Diese Rauchwacken, schwarzer Mergel etc. hat ROTHPLETZ¹ etwas weiter östlich gesehen. Er glaubt nun in diesen Schichten ein neues Triasglied entdeckt zu haben, das nach ihm bisher als solches noch nicht erkannt war. Ich will nur bemerken, dass ROTHPLETZ diese Priorität nicht zukommt. JENNINGS² erwähnt bereits unter dem Muschelkalk einen Rauchwackehorizont. Ob überhaupt ein neues Triasglied vorliegt, ist auch noch fraglich. Die tektonischen Verhältnisse sind derart kompliziert, dass selbst eine lokale Zwischenlagerung zwischen Muschelkalk und Buntsandstein noch nichts beweist. Solange dieser Rauchwackehorizont unter dem Muschelkalk nicht auch ausserhalb der Ueberschiebungszone nachgewiesen wird, haben wir keine Berechtigung, einen neuen Horizont anzunehmen.

Ueber dem Buntsandstein bei Stafel-Vaduz im östlichen Rhätikon legt sich unmittelbar ein oolithischer Dolomit, der nach Analogie anderer Vorkommnisse vielleicht Wettersteindolomit sein kann. Ausquetschungen von Horizonten sind in diesem Ueberschiebungsgebiet ja nichts Seltenes.

Gneiss.

Bei Stafel-Vaduz nördlich der Drusenfluh findet sich eine Aufaltung des Urgebirges. Diese Gneisscholle stellt mehrfache Schuppen dar, zwischen denen Buntsandstein eingeschaltet ist.

¹ ROTHPLETZ, Geol. Alpenforschungen 1900, S. 10.

² JENNINGS, The geology of the Davos District. Quarterly Journal 1899 p. 389.

Die Breccien des südlichen Rhätikon.

In dem von mir bearbeiteten Gebiet des südlichen Rhätikon treten drei verschiedenartige Breccien auf:

Falknisbreccie (oberer Jura, bezw. Tithon).

Tristelbreccie (untere Kreide, im besonderen Urgoaptien).

Flyschbreccie des Oligocän.

Die Falknisbreccie ist eine polygene Breccie, die bei dem Prozess der Faltung vielfach eine Zertrümmerung der Grundmasse erfahren hat. An geschnittenen und polierten Proben dieser Breccie kann man einerseits die fremden sedimentären und krystallinen Einschlüsse deutlich erkennen und andererseits die Beobachtung machen, dass der Jurakalk in eckige Fragmente aufgelöst war. Wir haben hier demnach eine primäre polygene Brandungsbreccie¹ und zugleich eine sekundäre Faltungsbreccie.

Bei der Falknisbreccie beobachtete ich, dass die Breccie mit reinen grauen Kalken wechsellagert, die die Reste einer anderen Fauna bergen. Am Falknis — Hintere Grauspitze — zählte ich drei grosse getrennt auftretende Breccienlagen. Im Profil Stürvis-Äs konstatierte ich in dem Jurakalk von ca. 120 m Mächtigkeit zwei jeweils 8 m mächtige Riesenbänke. Zwischen den Bänken finden sich feine Breccien-Lagen, die in Sandkalk übergehen.

Anschliessend hieran möchte ich auf die Frage der Entstehung dieser Breccien zu sprechen kommen. Angesichts der Thatsache, dass die Breccien marinen Ursprungs sind und während langer geologischer Perioden hindurch sich bildeten, scheint mir die Annahme am wahrscheinlichsten, dass im südlichen Rhätikon während länger Zeiten hindurch das Meer die Küste eines Festlandes bespülte, das mit der Zeit abgetragen, versunken und von Flysch bedeckt oder durch Ueberschiebung verschwunden ist. Vergegenwärtigen wir uns die Zusammensetzung der Breccien, so sehen wir in der oberjurassischen Falknisbreccie ausser triasischen Dolomiten granitische Tiefen- und Ganggesteine vom Typus des Juliergranites. Aus der untercretacischen Tristelbreccie kennen wir ausser Dolomiten und Kalken der Trias stark bituminöse feldspathaltige Schiefer, grüne Sericitschiefer, rötliche Glimmersandsteine, pechschwarze sericitische Thonschiefer. Diese letzteren Gesteine haben Aehnlichkeit mit den dynamometamorph veränderten Schiefnern aus der Zone des Briançonnais.

¹ Ich komme hernach auf die Entstehungsmöglichkeiten der Breccien zu sprechen.

Im Tertiärflysch fand ich ausser Sand, Quarzbrocken, Dolomiten und Kalken der Trias echten Sedimentgneiss, einen saueren Granitgneiss und einen grünen metamorphen Schiefer.

Diese Beobachtungen belehren uns über die Zusammensetzung der Kontinentalmasse, an deren Ufern das Meer zur Zeit der Breccienbildung brandete. Die Häufigkeit der metamorphen Schiefer in der Unterkreidebreccie und die Aehnlichkeit derselben mit den Gesteinen aus der Zone des Briançonnais lässt die Möglichkeit offen, dass diese Zone, die wir von der Tarentaise und Maurienne der französischen Alpen her am Südrande des Aarmassives hinziehen und im Gebiet des Vorderrheines unter die Tertiärflyschdecke hinabtauchen sehen, sich unter dem Flysch bis ins Rhätikon erstreckt. Wenn sich diese Annahme durch weitere genauere Beobachtungen bestätigt, so würde sich die Zone des Briançonnais unter dem Flysch als weitere konzentrische Bogenfalte um die Glarnerbogenfalte der helvetischen Facies herumlegen.

An der Zusammensetzung des versunkenen Festlandes beteiligten sich auch granitische Gesteine, die eine weitgehende Aehnlichkeit¹ mit dem Juliergranit besitzen. Ihr Auftreten in der jurassischen Falknisbreccie schliesst wohl ein tertiäres Alter des Juliergranites aus.

Die weite Verbreitung der Falknisbreccie bis ins Oberhalbstein macht die Vorstellung von TARNUZZER über die Herkunft der Breccie unverständlich. TARNUZZER nimmt an, dass Eisströme das Gesteinsmaterial aus dem Gebiet der Bernina ins Meer des Rhätikon verfrachteten. Nach dieser Vorstellung müsste man eine lokal ganz beschränkte Verbreitung der Breccie vermuten. Das verfrachtete Gesteinsmaterial könnte sich doch nur kranzartig vor der Mündung des Eisstromes ausbreiten. Eine derartige Ausdehnung, wie die Falknisbreccie aber thatsächlich aufweist, wäre durch einen Vorgang, wie sich TARNUZZER ihn vorstellt, nicht möglich.

Das südliche Rhätikon als vindelicisches Faciesgebiet.

Wie die Beschreibung der Schichtenfolge im südlichen Rhätikon uns lehrt, haben wir eine Ausbildung der Sedimente, die gewisser Eigentümlichkeiten nicht entbehrt. In meiner Arbeit über den Fläscherberg konstatierte ich bereits, dass im Falknisgebiet „keine helvetische“ Facies vertreten ist. Das genauere Studium hat er-

¹ Die granitischen Einschlüsse in der Falknisbreccie sind durch die grünen Feldspate mit dem Julier- und Albulagranit zum Verwechseln ähnlich.

geben, dass auch „keine ostalpine“ Facies vorliegt. Wir haben vielmehr eine sehr interessante Mischfacies, die teilweise Anklänge an die helvetische, zum Teil Aehnlichkeit mit der ostalpinen Facies zeigt.

Der oligocäne Flysch ist beiden Faciesgebieten gemeinsam. Die Couches rouges der oberen Kreide fehlen beiden Gebieten vollständig. Sie bilden ein hervorstechendes Merkmal der Klippenregion, die wir als selbständige Facies die vindelicische nennen. Die untere Kreide finden wir in einer Ausbildung, die uns völlig neu ist. Sie hat ausgesprochenen Flyschcharakter. Das Urgoaptien mit den Siphoneen, Bryozoën, *Orbitolina lenticularis* zeigt in Bezug auf die Fossilführung einige Aehnlichkeit mit dem Urgon der helvetischen Facies. Petrographisch herrscht keine Uebereinstimmung. Der dichte Glaukonitquarzit, der eine auffallende Erscheinung unter den Gesteinssorten der unteren Kreide ist, findet sich vielleicht am Lauchern¹ bei Iberg wieder. Der Glaukonitquarzit wäre demnach in der vindelicischen Facies bereits vertreten. Der helleuchtende graue, zum Teil oolithische Kalk der Kirchlispitzen, Sulzfluh etc. ist mit dem Mythenkalk unterhalb der Rotspitze absolut ident. Die bunten Radiolarienhornsteine des Rhätikon sind sowohl in der ostalpinen Facies als auch in der vindelicischen bekannt². Der dichte Châtelkalk mit *Pithonella alpina*, LORENZ, findet sich in der vindelicischen Facies der Klippen bei Iberg und des Berglittensteins.

Wir folgern aus diesen Vergleichen, dass im südlichen Rhätikon eine Mischfacies auftritt, die zwischen der helvetischen und ostalpinen vermittelt. Die weitgehendste Aehnlichkeit mit ihr zeigt die vindelicische Facies der Klippen am Nordrand der Schweizer Alpen. Diese Facieszone zieht sich durch das südliche Rhätikon bis ins Oberhalbstein um das Flyschgebiet des Prättigau im Bogen herum (siehe Facieskarte S. 43). Nach Norden hin scheint sich zwischen

¹ Es wäre interessant, in dem Klippengebiet bei Iberg nach den anderen Horizonten der unteren Kreide zu forschen.

² QUEREAU beschreibt sie von Iberg. Ich bin in der glücklichen Lage, zum ersten Mal von jurassischen Radiolarienhornsteinen aus den Freiburgeralpen, die bekanntlich der vindelicischen Facies angehören, zu berichten. In der Litteratur waren sie bisher von dort nicht bekannt. QUEREAU hielt irrtümlich die Kieselschnüre in den Couches rouges für solche. Im oberen Simmenthal fand ich hart an der Fahrstrasse Boldingen-Thun, etwas südlich des Passes, eine Klippe im Flysch. Im Kern des kleinen Gewölbes stehen bunte Radiolarienhornsteine an, die in grauen Châtelkalk übergehen. Dieser Punkt ist von Boldingen in 2 1/2 Stunden zu erreichen.

die Ketten der helvetischen und ostalpinen Facies ein schmaler Streifen vindelicische Facies zu legen. Grösstenteils ist er durch Flysch verdeckt. Im Trettachpark bei Oberstdorf traf ich unzweideutige Couches rouges an. Das nördlichste Vorkommen echter Couches rouges ist die klippenartige Auffaltung im Flysch von Liebenstein bei Hindelang in Bayern.

Die Grenzen der Faciesgebiete.

Es ist eine häufige Erscheinung, dass die Grenzen grösserer Faciesgebiete mit tektonischen Störungen zusammenfallen. Es ist mir kein Fall bekannt, wo ein Uebergang grosser Faciesprovinzen unmittelbar zu beobachten wäre. Tektonisch vorgezeichnete Thäler sind oft die Grenzlinien faciel verschiedenere Gebiete.

Ich habe nun im südlichen Rhätikon, im Grenzgebiet zwischen West- und Ostalpen, die höchst interessante Beobachtung gemacht dass die grossen Faciesgebiete nicht scharf nebeneinander treten, sondern Glieder des einen in dem des anderen und umgekehrt auftreten. Der Facieswechsel vollzieht sich nicht für die ganze Schichtenfolge an einer bestimmten Linie, sondern jeder Horizont scheint seine Grenze verschieden von dem anderen zu haben. Diese interessanten Grenzbeziehungen vollziehen sich bei uns zwischen der helvetischen und der vindelicischen Facies.

Ich will zwei Fälle mitteilen, die diese Verhältnisse hinreichend darlegen. Zehn Minuten nördlich von Balzers im Fürstentum Lichtenstein tritt von Südosten aus dem Tuss- oder Wildhaustobel ein Wildbach heraus. Ungefähr 50 m hoch am Gehänge nördlich seiner Einmündung ins Rheinthal sehen wir in dem Oligocänflysch als Auffaltung helleuchtende Mergelkalkschiefer — typische Seewenschichten¹ (obere Kreide) der helvetischen Facies — hervortreten.

Im Liegenden dieser helvetischen oberen Kreide finden sich: eisenschüssige quarzitische Kalke, mächtige schwarze Quarzite und Hornsteine und graue, feinkörnige Tristelbreccie mit *Orbitolina lenticularis*, BLB., Bryozoön, Crinoidendurchschnitte und Spongienadeln. Diese Gesteinsserie stellt ohne Zweifel die untere Kreide der vindelicischen Facies dar. Wir haben hier also die obere

¹ Schon v. Mojsisovics beschreibt von dieser Stelle echte Seewenschichten. Beiträge zur topischen Geologie der Alpen 1873. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt S. 174.

Kreide der helvetischen Facies¹ in Konkordanz mit der unteren Kreide der vindilicischen.

Ein anderes Beispiel für Faciesübergang traf ich im Trettachpark bei Oberstdorf im Algäu an. Mitten in sehr mächtig entwickelten Seewenschichten mit einer charakteristischen Mikrofauna fand ich Couches rouges mit dem für sie eigenen massenhaften Vorherrschen einer Globigerinenart.

Basische Eruptiva im Gebiet des südlichen Rhätikon.

Im innigen Zusammenhang mit der Zone vindelicischer Facies tritt ein Diabasporphyrit auf. Deutliche Intersertalstruktur mit Primogenitur der Feldspate zeichnen ihn aus. Diese sind leisten- oder seltener tafelförmig, zuweilen frei in der Grundmasse schwimmend, oder in divergentstrahligen Büscheln angeordnet. Zwischen den Feldspaten sieht man in den Zwickeln zersetzten Augit. Die fast vollständige Chloritisierung der Augite giebt dem Gestein auch die grüne Färbung. Die Grundmasse ist durch die weit vorgeschrittene Zersetzung schwer zu entziffern. Sie ist reich an Eisenoxyden und blau interferierendem Chlorit.

Die Lagerungsform ist die eines Intrusivganges. Ich traf den Diabasporphyrit in jurassischen Radiolarienhornsteinen und in Mergeln und Kalken des Flyschs der unteren Kreide. Die Kalkbänke zeigen als Kontakterscheinung schwache Marmorisierung².

Auf der alten geologischen Karte von THEOBALD ist am Bettlerjoch ein basisches Eruptivgestein eingezeichnet. Dieses Vorkommen ist später oft citiert. Ich habe an Ort und Stelle aber keine Spur davon finden können. Wohl traf ich einen grünen, ruppigen Quarztschiefer der unteren Kreide, der allenfalls diesen Irrtum veranlasst haben mag.

In Bezug auf das Alter neige ich zu der Ansicht, dass die Injektion zur Zeit der Ueberschiebungen stattfand. Das Alter des

¹ Ich will nur bemerken, dass die Seewenschichten hier mikroskopisch und makroskopisch so typisch sind, dass einem der Gedanke an Couches rouges gar nicht kommt. Ich erkannte diese mergeligen Kalke schon als obere Kreide der helvetischen Facies zu einer Zeit, als ich die untere Kreide der vindelicischen Facies als solche noch nicht erkannt hatte. Die Reihenfolge der Beobachtung schliesst bereits den Verdacht aus, dass hier Suggestion vorläge.

² Siehe die untere Kreide mit Diabasporphyrit in der Nähe der Scesaplanahtütte im Liegenden der jurassischen Falknisbreccie und im Hangenden der Couches rouges (umgekehrte Lagerung) im Bachbett des östlichen Quellarmes zwischen p und s des Wortes Alpstein (siehe die Karte Taf. I).

Diabasporphyrit wäre demnach postoligocän. Er tritt nämlich immer dort auf, wo die Ueberschiebung sich am gewaltsamsten geäußert hat. Ein Zusammenhang mit den gewaltigen tektonischen Störungen jener Gegend scheint mir evident zu sein.

Glaciales.

Mächtige Moränenablagerungen finden sich in dem Hauptabflussthale der ehemaligen, grossen Scesaplanavergletscherung nach Süden. Südlich der Alp Fasons und bei Ganey liegen mehrere Meter mächtige Moränen. Halbwegs zwischen Seewis und Scesaplanahütte beobachtet man eine grossartige Glaciallandschaft. Deutlich sieht man an den schwach geneigten Alpflächen von Fasons, Palus, Pudenal, Tersana und Stutz die Reste eines alten Glacialthales, das durch den Valserbach, Wallachbach tief eingeschnitten ist.

Prachtvolle Endmoränen, die den Rückzugsphasen der letzten Eiszeit entsprechen, habe ich auf der geologischen Karte an mehreren Punkten verzeichnet. Das schönste Beispiel sieht man zwischen der neuen Scesaplanahütte und Schamella. Parallele Reihen von Seitenmoränen, mehrere konzentrische Stirn- und Seitenmoränen, die nachträglich durch den Abfluss der Schmelzwasser durchbrochen sind, bilden durch ihre modellartige Schärfe ein ausserordentlich gutes Lehr-objekt. Eine Endmoräne staute auch den kleinen See auf, den man beim Aufstieg von der Douglashütte zur Scesaplana passiert. Zum Schluss sei noch eine Endmoräne bei Stürvis erwähnt, die von einem Gletscher gebildet wurde, der aus dem Hochthal von Ies kam.

Tektonischer Teil¹.

A. Allgemeines.

Die Tektonik des südlichen Rhätikon ist in ihrer Art von einer Grossartigkeit, wie sie in den Alpen nicht leicht ihresgleichen findet. Sie zeigt uns die Struktur gewaltiger Ueberschiebungen von kontinuierlicher Faltung bis zur Schuppenbildung, die ihrerseits

¹ Dieser Abschnitt wurde auf der Seefahrt zwischen Marseille und Singapore geschrieben. Die Umstände zwangen mich infolgedessen, meine Darstellungen kurz zu fassen.

durch Erosion und Denudation zu Klippen geführt hat. Bei dem Prozess der Ueberschiebung vollzog sich ein tektonischer Vorgang, der besondere Beachtung verdient.

Vollzieht sich der Zusammenschub der Erdrinde langsam, so kommt es zur kontinuierlichen Faltenbildung¹. Geht dieser Vorgang gewaltsamer vor sich, oder wird er in irgend einer Weise gehemmt, so zerreißen die Falten, und es bilden sich Ueberschiebungen, die durch häufige Wiederkehr zur Schuppenbildung führen. Sehen wir aber auf einen lokalen Einbruch eine sehr gewaltsame, plötzliche Auffaltung folgen, so stauen sich die Schichten. Sie türmen sich hoch auf und werden unter dem Druck einer nachfolgenden Ueberschiebungsdecke bei weiterem Zusammenschub gleichsam durcheinandergestochen, wie die Karten eines Packetes Spielkarten. Die Wirkung ist die, dass die Glieder einer normalen Schichtenfolge anscheinend mehr oder weniger vollkommen konkordant durcheinander gewürfelt erscheinen.

Im westlichen Teil des südlichen Rhätikon — im Gebiet des Falknis und Tschingel — haben wir einen kontinuierlichen Faltenbau mit Ueberschiebungen innerhalb der grossen überschobenen Massen. Dieser im Verhältnis zum östlichen weniger dislocierte Teil giebt uns auch ein Schema für die gültige Schichtenfolge unseres ganzen Gebietes. Im Osten hiervon stellt sich die Kategorie von Tektonik ein, welche sich in einer chaotischen Reihenfolge der Schichten widerspiegelt. Gerade der glückliche Umstand, dass sich beide Arten von Tektonik innerhalb eines stratigraphisch einheitlichen Gebietes vorfinden, ist es, der uns ermöglicht, letztere genau zu studieren.

STEINMANN ist der erste gewesen, der diesen tektonischen Vorgang erkannte, wenn auch nicht in dem Umfange, wie er jetzt aus der genauen Kartierung ersichtlich wird. Er sagt²: „Man gewinnt den Eindruck, als sei in einem System nach aussen übergelegter Falten nicht der liegende (oder Mittelschenkel), sondern der hangende Schenkel zerrissen oder ausgedehnt. Ob es überhaupt zugänglich ist, den Faltenbau als Ausgangspunkt für die klippenartige Lagerung zu wählen, muss dahingestellt bleiben. Auf keinen Fall reichen wir

¹ Der Berner Jura ist ein Typus solcher Art.

² STEINMANN, Geol. Beobachtungen in den Alpen. Berichte der Naturf. Gesellschaft Freiburg 1897, S. 96 [290].

mit dem Schema der liegenden Falte mit ausgequetschtem Mittelschenkel aus.“

Hierin liegt zum Teil die Erkenntnis dessen, was ich unter dem Durchstechen der Schichten verstehe. Wenn Professor STEINMANN aber von einer Ausquetschung des hangenden Schenkels spricht, so ist das mechanisch für mich nur so zu verstehen, dass der hangende Schenkel durch eine weitere Ueberschiebungsdecke die Rolle eines Mittelschenkels übernimmt. Auch UHLIG¹ hatte dieses tektonische Phaenomen in vermindertem Masse in der Tatra beobachtet. Er spricht dort von Anpressung jüngerer Glieder der Schichtenfolge an ältere unter gänzlicher oder teilweiser Verschiebung der dazwischen liegenden Schichtengruppen.

Anderen Forschern ist die Eigenart der Tektonik völlig entgangen. Im besonderen hat ROTHPLETZ², der den Einfluss der Tektonik auf die Schichtenfolge nicht erkannt. Denn sonst würde er es nicht unternehmen, innerhalb der Ueberschiebungszone neue Horizonte, wie permische³ Radiolarienhornsteine, aufzustellen.

Rhätische Bogenfaltung bzw. -Ueberschiebung.

Im Norden des Prättigau sehen wir vom Falknis im Westen bis zur Sulzfluh im Osten die Kalkberge von Norden bzw. Nordosten her überschoben. Ohne Unterbrechung biegt die Kette nach Süden um, nimmt ungefähr bei Klosters südwestliche Richtung an und streicht dann bis Churwalden-Parpan fort. Den nördlichen Theil dieser Ueberschiebung erkannte schon v. RICHTHOFEN vor mehr als 40 Jahren. STEINMANN hat uns mit dem weiteren Verlauf derselben bekannt gemacht. Sie beschreibt einen Bogen von etwa 180°. An Bedeutung gewinnt diese Thatsache im Zusammenhang mit unseren tektonischen Erfahrungen in den Grenzgebieten.

Auf beifolgender Uebersichtskarte (Fig. 8) sieht man, dass sich die bogenförmige rhätische Ueberschiebung konzentrisch um die Glarnerbogenfalte⁴ herumlegt. Die tektonische Ursache für die konzentrische Ueberschiebung ist auch hier im Gebiet des versunkenen Aarmassivs zu suchen. Der Einbruch der krystallinen Brücke

¹ UHLIG, Geologie des Tatragebirges. Wien 1897 u. 1899, S. 71.

² ROTHPLETZ a. a. O. 1900.

³ ROTHPLETZ hält die jurassischen Hornsteine lediglich auf Grund einer im Sinne obiger Tektonik veränderten Lagerung für permisch.

⁴ LORENZ, Monographie des Fläscherberges 1900. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.

zwischen Aarmassiv und Silvrettamassiv gab vermutlich die Veranlassung zur Bildung dieser beiden konzentrischen Falten, bezw. Ueberschiebungen. Zur Erläuterung möge folgende Kartenskizze dienen (Fig. 8).

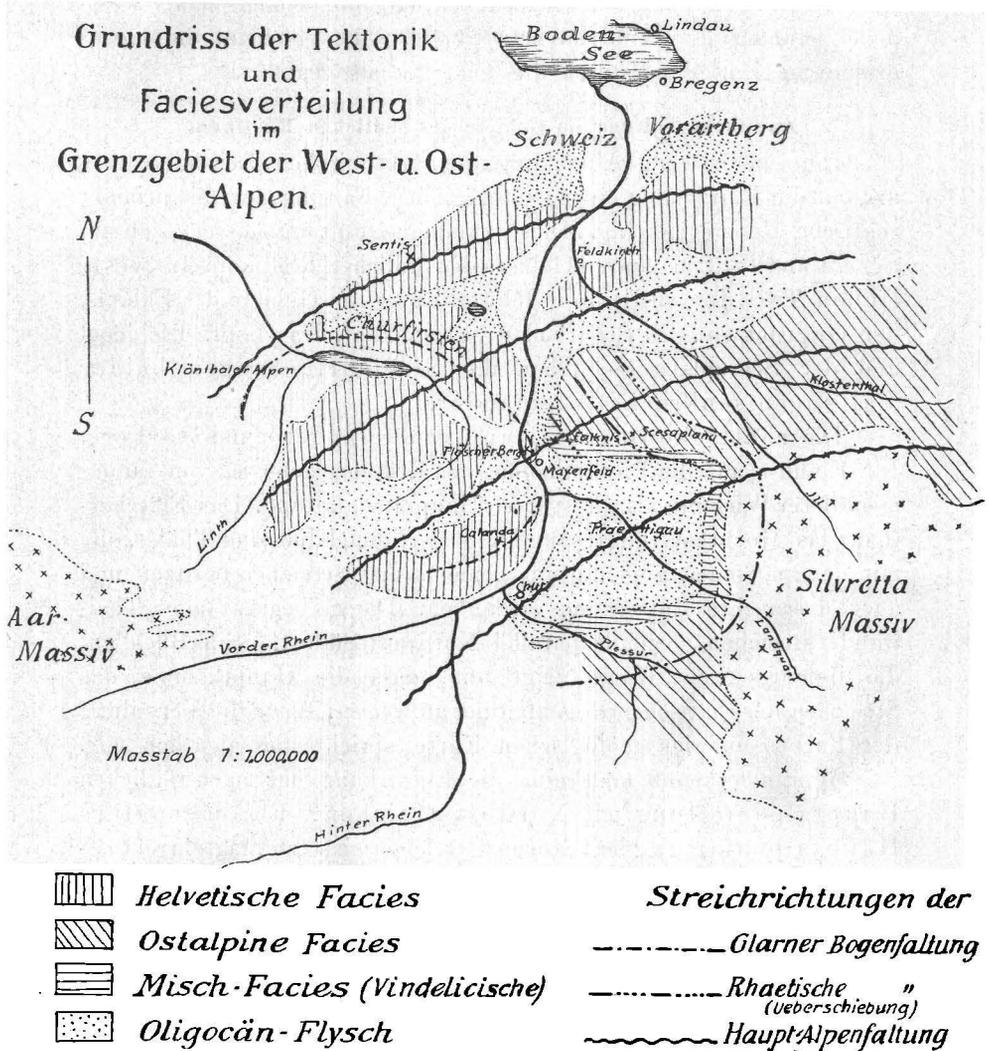


Fig. 8.

Man kann behaupten, dass die tektonischen Linien hier in grossen Zügen mit den Faciesgrenzen zusammenfallen. Die Glarner-bogenfalte umfasst das Gebiet der helvetischen Facies. Die rhaetische

Bogenfaltung bzw. Ueberschiebung beschränkt sich auf das Gebiet der vindelicischen und ostalpinen Facies. Die innere Bogenfalte der Glarnerberge ist sowohl tektonisch als auch faciell als östliches Ende der Westalpen anzusehen¹. Die äussere Bogenüberschiebung der rhätischen Berge kann man geographisch und geologisch als westlichen Anfang der Ostalpen betrachten². Mir erscheint diese geographische Einteilung durch die Tektonik als gegeben.

Zweifache Faltung im Gebiete des südlichen Rhätikon.

Eine bedeutende Ablenkung der tektonischen Leitlinien verursacht die Einwirkung einer nachträglichen Faltung auf die primäre rhätische Ueberschiebung. Diese zweifache Faltung äussert sich auf Schritt und Tritt im ganzen Gebiete des südlichen Rhätikon. Im westlichen Teil des südlichen Rhätikon — im Gebiete des Falknis, der Grauspitzen, des Schafboden, Plasteikopf, Naafkopf, Tschingel und der Scesaplana — stehen die Streichrichtungen beider Faltungen senkrecht aufeinander.

Die rhätische Bogenfaltung ist die frühere und stärkere. Ihr Einfluss auf die Physiognomie der Erdoberfläche ist von fundamentalerer Wirkung als die spätere Hauptalpenfaltung. Das Fläscherthal, das Hochthal von İes und die Barthümelalpe sind Thäler, die mit der rhätischen Bogenfaltung gemeinsames Streichen besitzen und auch dieser ihre Entstehung verdanken. Die sie begrenzenden Thalwände streichen ebenfalls parallel Nordwest-Südost. Ein Blick auf die topographische Karte zeigt uns, dass die Hauptkämme das Streichen der rhätischen Bogenfaltung aufweisen. Auch die Verteilung der Farben auf der geologischen Karte spricht dies deutlich aus.

Woran erkennt man nun die Einwirkung der nachträglichen Hauptalpenfaltung mit Nordoststreichen? Ehe die spätere Hauptalpenfaltung mit Nordoststreichen einsetzte, lag ein südoststreichendes Faltensystem vor. Die nachträgliche Faltung äusserte sich nun 1. dadurch, dass das primäre Faltensystem mit Südost-

¹ Wenn ich die Hochalpen im Auge habe, die durch die ganze Schweiz ziehen und im Gebiet der Glarnerbogenfalte unter den Flysch tauchen, so kann man wohl mit Recht die Glarnerberge faciell, tektonisch und orographisch ungeachtet der kleinen Kreideausläufer Vorarlbergs als Ostgrenze der Westalpen bezeichnen.

² Ich wies schon darauf hin, dass eine Coincidenz der tektonischen und faciellen Grenzen im allgemeinen besteht. Bei Balzers im Lichtensteinischen, Oberstdorf im Algäu und Liebenstein bei Hindelang beobachtete ich untergeordnete Abweichungen.

streichen in mehr oder weniger ausgeprägte Falten mit Nordoststreichrichtung thatsächlich umgefaltet wurde, und 2. dass das primäre Faltensystem Transversalschieferung mit Nordoststreichen erfuhr.

Die erste Erscheinungsform der zweifachen Faltung — die direkte Umfaltung — ist in meinem Gebiete in wahrhaft grossartiger Art und Weise ausgeprägt. Die später gebildeten Synklinale sind von sehr kleiner Ausdehnung. Es scheint die bereits gefaltete Erdoberfläche zur Herausbildung von Synklinale und Antiklinale grösseren Widerstand zu leisten, als wenn sie noch ungefaltet ist.

Die Nordseite des Felsencirkus von İes zeigt NO-einfallende Schichten. Diese springen bei Tristel plötzlich in ihrer Streichrichtung um und bilden eine deutliche NO-streichende Synklinale, die sich ungefähr 1 km weit in ihrer veränderten Streichrichtung verfolgen lässt. An dieser nachträglichen Faltung beteiligen sich Malm, untere Kreide und obere Kreide, also ein Schichtenkomplex von einigen hundert Metern. Am Tschingel beobachten wir dieselben Schichten als liegenden Schenkel einer geneigten Falte der rhätischen Bogenfaltung. Am Südwestfuss des Tschingel biegen diese SO-streichenden Schichten plötzlich zu einer genau NO-streichenden Synklinale scharf um. Der zusammengepresste Muldenkern dieser neu gebildeten Synklinale ist uns in verschiedenen guten Anschnitten zwischen Tschingelthäli und Engitobel erhalten.

Dieses Beispiel zweifacher Faltung ist von derartiger Grossartigkeit, dass ich mir kein instruktiveres Bild dieser Art von Tektonik vorstellen kann. Bei diesem Anblick wird die Stimme jedes Zwistes verstummen, der diese Erscheinung als Unregelmässigkeit einmaliger Faltung bisher auszulegen geneigt war.

Eine Begleiterscheinung dieser Umfaltung ist eine „Diagonalverschiebung der Schichten“. Der geradlinige Verlauf der Schichten, entsprechend der primären Streichrichtung, ist durch die nachträgliche Faltung, wie die Verteilung der geologischen Farben es am deutlichsten wiedergibt, gestört. Es hat eine Verschiebung im Kleinen stattgefunden, die ident ist mit den Erscheinungen, wie sie BURCKHARDT im Grossen aus dem Gebiete der Klönthaler Alpen beschrieben hat.

Clivage oder Transversalschieferung ist die zweite Form, in der uns die Wirkung der zweiten Faltung deutlich wird. Diese Transversalschieferung unterscheidet sich aber von der gewöhnlichen, wie wir sie fast überall in gefalteten Gebirgen antreffen, dadurch, dass

die Streichrichtung der nachträglichen Schieferung senkrecht zur ursprünglichen Schichtung verläuft.

Die kolorierten geologischen Profile auf Tafel II zeigen uns ebenfalls den Anteil der einzelnen Faltung an der Tektonik dieses Gebietes. Die Profile I—IV bringen uns die Falten und Ueberschiebungen der primären Faltung vor Augen. Die Profile V—VII spiegeln den Einfluss der nachträglichen Hauptalpenfaltung auf die vorhergegangene rhätische Bogenfaltung wieder. Profil V z. B. müsste, da es senkrecht zur ersten Faltung gelegt ist, die Schichten in der Form oder mehr oder weniger horizontaler Streifen erkennen lassen. Die doppelte SO-streichende Falte am Plasteikopf (siehe Profil II) erscheint in unserem Profil notwendigerweise als parallele Schichtenstreifen. Nun zeigt aber Profil V eine intensive Beugung und Faltung der Schichten, die lediglich auf Kosten der späteren Hauptalpenfaltung zu setzen sind. Ebenfalls sind die komplizierten Faltungen der Gyrenabstürze an der Südwestseite des Falknis bei Luciensteig, die spitzwinkligen Falten an den Gleckwänden der späteren Hauptalpenfaltung zuzuschreiben (vgl. Profil VII Tafel II).

Resümieren wir unsere Beobachtungen über die zweifache Faltung. Die wesentlichere und frühere Faltung ist die rhätische Bogenfaltung, bezw. Ueberschiebung. Die nachträgliche und daher sekundäre ist die Hauptalpenfaltung.

Die erste Faltung bezw. Ueberschiebung streicht im südlichen Rhätikon O-W bezw. WNW-OSO. Ich nenne sie bogenförmig, da sie im Bogen vom Rhätikon um das Prättigau herumstreicht. Im westlichen Teil des südlichen Rhätikon bildet die rhätische Ueberschiebungsmasse des Jurakreidezuges drei ungleich grosse Schuppen. Die kleinste und südwestlichste bildet den Anstein bei Balzers, die zweite zieht von Guscha bis zum Gleckhorn, die dritte erstreckt sich vom Falknisgipfel im Westen bis Sanalada unterhalb des Tschingel im Osten. Letztere bildet durch den ganzen westlichen Teil des südlichen Rhätikon hindurch eine reguläre nach S bezw. SSW überliegende Falte. Westlich vom Falknis verschmelzen die Schuppen 2 und 3. Dafür bilden sich am Plasteikopf zwei übereinanderliegende Falten heraus. Die Ueberschiebungsflächen zwischen rhätischer Schubmasse und oligocänem Flysch sind stellenweise sehr gut zu sehen. So bei Frescascalas westlich von Fasons und beim Gleckkamm.

Die zweite Faltung ist die Hauptalpenfaltung mit NO-streichen. Das Haupteinfallen aller Schichten nach N oder NO im südlichen

Rhätikon vermochte die spätere Faltung nicht zu verwischen. Vielmehr war ihr Haupteinfluss der, dass sie die brettartig nach N bzw. NO einfallenden Schichten in NO-streichende Runzeln und Falten legte bei vollständigem Beibehalten des primären NO-einfallens.

Wir sehen, dass der Charakter der zweifachen Faltung im südlichen Rhätikon im wesentlichen derselbe ist, wie wir ihn zuerst am Fläscherberge¹ erkannten.

Die Glarnerbogenfalte zeigt in ihrem sonst geschlossenen Bogen eine kleine Lücke im Rheinthal zwischen Maienfeld und Landquart (Mastrils). Ich wies schon bei meiner Arbeit über den Fläscherberg darauf hin, dass die Notwendigkeit der Annahme, die tektonische Linie gehe durch diese Lücke, sich aus der Tektonik des Rhätikon ergebe. Der konzentrische Bogen der rhätischen Ueberschiebung lässt kaum eine andere Deutung zu, als dass die Lücke in dem 180° betragenden Bogen der Glarnerbogenfalte nur eine orographische und keine tektonische ist.

Bisherige Deutung der zweifachen Faltung durch andere Forscher.

Im Triasgebiet des nördlichen Rhätikon hat die Gesamtwirkung zweier zeitlich verschiedenen Faltungen tektonische Linien erzeugt, die bisher missdeutet worden sind. Wir sehen die Lechthaler Alpen als westliche Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen von O nach W streichen und im Rhätikon thatsächlich in meridionale Richtung umbiegen. Am Nordrand des Prättigauer Flyschgebietes brechen diese Ketten plötzlich ab. Dieser zu beobachtende Verlauf der Ketten ist aber nur eine Kompensationsform zweier verschiedener tektonischen Linien.

Zum Verständnis des Folgenden muss ich vorausschicken, dass die primäre rhätische Bogenfaltung am Südrand des Rhätikon am stärksten ist und gegen Norden sich schnell abschwächt. Der Einfluss der nachträglichen Hauptalpenfaltung war dementsprechend im N des Rhätikon grösser als im S, d. h. die NO-Streichrichtung der Hauptalpenfaltung nimmt nach S an orographischer Bedeutung ab und überlässt der primären rhätischen Bogenfaltung mit SO-Streichrichtung die Herrschaft über die Oberflächengestaltung. Dieser Uebergang vollzieht sich nicht ruckweise, sondern allmählich, wodurch der bogenförmige Verlauf der Ketten verursacht wird.

¹ LORENZ, Monographie des Fläscherberges. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz 1900.

Das Umbiegen der nördlichen Kalkzone aus ihrer OW-Streichrichtung in eine NS-liche im Rhätikon beobachteten schon v. MOJSISOVICS¹, VACEK², HEIM, DIENER³ und TARNUZZER. — VACEK sieht den Ausgangspunkt für die bogenförmige Struktur der Ketten in einem radialgelegenen Punkte, in der krystallinen Lobspitze. Unsere fortschreitende Kenntnis hat jetzt gezeigt, dass diese Ueberlegung nicht ausreicht, und dass die Verhältnisse wesentlich komplizierterer Art sind, als VACEK vermutete. Nach VACEK und HEIM findet die Nordsüdbiegung der Ostalpen in den SW-NO streichenden Kalken der Glarneralpen ihre Fortsetzung. Der sigmoide Verlauf der Ketten sei eine Horizontalverschiebung.

Ich glaube den Leser davon überzeugt zu haben, dass die vorliegenden tektonischen Verhältnisse sich nur durch Annahme zweier Faltungen erklären lassen, von denen der früheren und wesentlicheren mehr lokale Ursachen zu Grunde liegen, während die spätere und schwächere regionale Ausdehnung besitzt⁵.

Da die Hauptalpenfaltung sowohl die West- als auch die Ostalpen ergreift, so könnte man meinen, eine geologische Grenze zwischen beiden sei nicht vorhanden. Gerade durch das lokale Auftreten einer primären Gebirgsbildung, die die oberflächliche Trennung des Aar- und Silvrettamassivs bewirkte, ist uns eine natürliche⁴ Trennung der West- und Ostalpen gegeben. Die Grenze müssen wir ungefähr annehmen längs des oberen Rheinthales bis Maienfeld abwärts, in der Thalenge von Luciensteig bis Vaduz in Lichtenstein, von hier in nordöstlicher Richtung zwischen Brengenerwald und Lechthaler Alpen bis zum Lech.

Im Gegensatz zu STEINMANN und ROTHPLETZ reicht nach meiner Auffassung die rhätische Ueberschiebung nur bis Vaduz im Fürstentum Lichtenstein. Die Ueberschiebungen am Nordrand des Rhätikon sind tektonisch nicht mit denen im südlichen Rhätikon in Zusammenhang zu bringen. Das Untertauchen des Flysch unter die Trias am Nordrand der nördlichen Kalkalpen ist das Produkt der Hauptalpenfaltung. Diese Erscheinung wiederholt sich am ganzen Nordrand der Alpen.

¹ Diese Erwägungen sind nicht der Ausfluss von theoretischen Spekulationen, sondern drängten sich mir in der Natur Schritt für Schritt auf.

² A. a. O. S. 170.

³ VACEK, Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt Bd. XXIX 1879.

⁴ Siehe die Uebersichtskarte der Strukturlinien der Westalpen von DIENER.

⁵ Siehe die tektonische Kartenskizze Seite 43.

Die Klippen des südlichen Rhätikon.

Im östlichen Teil des südlichen Rhätikon sehen wir die rhätische Schubmasse in Klippen aufgelöst. Im westlichen Teil — im Gebiet des Falknis — Tschingel — bilden die Schichten dagegen regelmässig gefaltete Schuppen. Ihrem Charakter nach sind die Klippen vorwiegend Ueberdeckungsschollen, die dem oligocänen Flysch auflagern. Zwischen Wildhaustobel und Badtobel im Fürstentum Lichtenstein fand ich eine einzige Auffaltungsklippe von Kreide im Flysch. Die Klippenbildung vor dem Rand der grossen rhätischen Ueberschiebung ist der Ausdruck stärkster Gebirgsbildung. In engem Zusammenhang mit der Klippenbildung steht die chaotische Schichtenfolge jener Gegend.

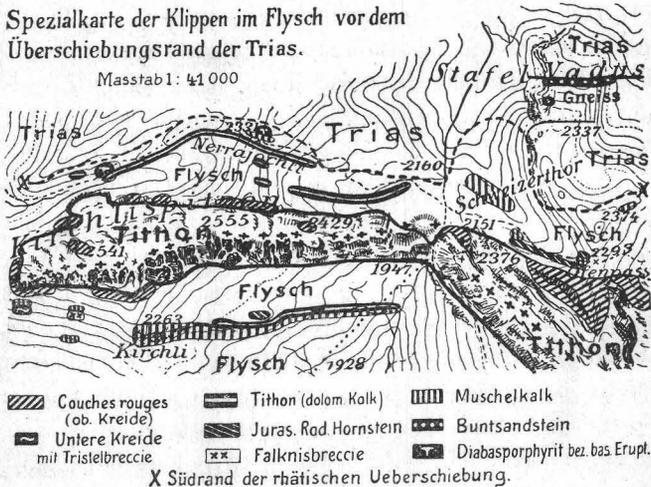


Fig. 9.

Die nebenstehende Spezialkarte von dem Grenzgebiet der Trias und des Flysch im Norden des Prättigau (Fig. 9) giebt uns ein Bild davon, wie der der Trias vorgelagerte Jurakreidezug völlig in Klippen aufgelöst ist. Im Westen unseres Gebietes sehen wir fast dieselbe Schichtenfolge noch in zusammenhängendem Verbande. Der zu Beginn des tektonischen Teils beschriebene Prozess des Durchstechens der Schichten, der jene Auflösung eines normalen Schichtenverbandes herbeiführt, ist es, der dieser Klippenbildung zu Grunde liegt. Die Auflockerung und Zerstückelung der Schichten, die mit diesem eigenartigen tektonischen Prozess verknüpft ist, bietet der nachfolgenden Denudation und Erosion eine

leichte Abtragungsarbeit. Regellos durcheinander liegende Klippen mit chaotischer Schichtenfolge ist das gegenwärtige Bild, das die geologische Geschichte jener Gegend gezeitigt hat.

Das Interesse, das dieses Gebiet besonders für unsere tektonischen Kenntnisse bietet, liegt darin, dass wir die Struktur gewaltiger Ueberschiebungsmassen in ihren verschiedenen Phasen studieren können. Mir wenigstens ist kein anderes Gebiet bekannt, wo sich die **Bildung typischer, wurzelloser Klippen seitlich in Schuppenstruktur und Faltenbau** verfolgen liesse¹.

Analoge Klippenvorkommnisse.

Die Klippenbildung im grossen Stile, die wir durch die genaue kartographische Aufnahme jetzt aus dem südlichen Rhätikon kennen gelernt haben, in Verbindung mit jener eigenartigen Tektonik, die jede gesetzmässige Schichtenfolge aufhebt, erinnert uns an die Klippen am Nordrand der Schweizeralpen. Hier bilden sie nach QUEREAU² und HUGI³ die Reste mächtiger, von Norden her überschobener Schubmassen. Ihr sporadisches Auftreten erklärt sich jetzt auch durch die Auflockerung der Schichten, die in dem Durcheinanderstechen der Schichtenpakete ihre Ursache findet. Die nachträgliche Denu- dation fand an den aufgearbeiteten Schichten geringen Widerstand.

Die komplizierten Lagerungsverhältnisse theoretisch durch verschiedene Schübe erklären zu wollen, wie HUGI es gethan hat, erscheint mir nach unseren heutigen Kenntnissen wenig erfolgreich. Die Verknüpfung dieser gleichen Dislokationserscheinung mit basischen Eruptivgesteinen⁴ ist dem südlichen Rhätikon und den nordschweizerischen Klippen gemeinsam. Die Zugehörigkeit beider Klippenregionen zur vindelicischen Facies lässt ihre engen Beziehungen noch mehr hervortreten. Für die Herkunftsfrage der nordschweizerischen Klippen sei nochmals betont, dass im südlichen Rhätikon sich die Ueberschiebung ungefähr aus Norden vollzog. Ein Schub aus Osten oder sogar aus Süden ist für dieses Gebiet

¹ Bis auf den Nordostausläufer der Kreideketten in Vorarlberg folgt die Trennungslinie zwischen West- und Ostalpen durchaus natürlichen Grenzen.

² Ich will nicht den Hinweis unterlassen, dass Professor STEINMANN das Verdienst zufällt, als erster „die klippenartige Ueberschiebung“ als vorherrschende Dislokation in Bünden klar erkannt zu haben.

³ QUEREAU, Klippenregion von Iberg. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz 1893.

⁴ HUGI, Klippenregion von Giswyl. Denkschr. der Schweiz. Naturf. Gesellschaft 1900.

absolut ausgeschlossen. Wie ROTHPLETZ auch für das Rhätikon einen Schub aus Osten annehmen kann, ist mir unfassbar. Ebenso ist die Vorstellung von ROTHPLETZ unhaltbar, dass der Zusammenschub 30 km beträgt. Die Ueberschiebungen haben nach meiner Meinung nicht mehr als ca. 5 km betragen. Die Tektonik ist mehr als Aufquellung oder Aufbruch im Sinne STEINMANN's aufzufassen, mit Ueberschiebungstendenz nach Süden für das Gebiet des südlichen Rhätikon.

Die Entstehung der Klippen steht hier in kausaler Verknüpfung mit der primären, regionalen Gebirgsbildung, die wir auf das Einsinken eines Teiles des krystallinen Centralmassives zurückführten. Da nun eine weitgehende Aehnlichkeit zwischen den Klippen des Rhätikon und denen der Nordschweiz besteht, so ist der Gedanke an eine gleichzeitige¹ und in ihren Ursachen gleiche Entstehung nahe liegend. Die Annahme eines versunkenen vindelicischen Gebirges vor dem Nordrand der Schweizeralpen gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch den Nachweis einer vindelicischen Facieszone in situ zwischen der helvetischen und ostalpinen Facies im Rhätikon.

Von anderen Klippenvorkommnissen scheinen die Klippen aus dem Central-Himalaya² Aehnlichkeit zu besitzen. Obgleich DIENER von ihnen sagt, dass sie in Europa nicht ihresgleichen hätten, so scheinen sie mit denen im südlichen Rhätikon mehrfache Uebereinstimmung zu besitzen. DIENER giebt folgende Verhältnisse als besonders bezeichnend für die tibetanischen Klippen an: „Die von der Hauptregion des Himalaya abweichende Schichtenfolge. Die bogenförmige, diagonal auf das Streichen der Himalayafalten verlaufende Streichrichtung. Das Auftreten der Klippen inmitten muldenförmigen, von Flysch erfüllten Gebietes. Die innige Verknüpfung mit Diabasporphyriten.“ Auch die Klippen des Rhätikon

¹ Die Klippe des Berglittensteins auf der Südostseite des Säntis gewinnt für diese Frage an Bedeutung. Nimmt man mit QUEREAU, STEINMANN und HUGI die Herkunft der Klippen von Norden an, so muss die Ueberschiebung, die zur Bildung des Berglittensteins führte, jedenfalls vor Auffaltung des hohen Säntisgebirges sich vollzogen haben. Das Säntisgebirge aber ist ein Produkt der Hauptalpenfaltung, wie meine tektonische Grundrisskarte zeigt. Als früheren Faltungsprozess kennen wir nun die beiden konzentrischen Bogenfalten. Dieser Gedankengang weist unwillkürlich auf einen event. zeitlichen Zusammenhang in der Entstehung der nordschweizerischen Klippen und derer im südlichen Rhätikon hin.

² DIENER, Ergebnisse einer geol. Expedition in dem Central-Himalaya 1895, S. 69—75.

gehören einem Bogen an, der diagonal zur Hauptalpenfaltung streicht. Die Verknüpfung mit Diabasporphyriten und ihre Auflagerung auf Flysch sind ebenfalls Merkmale der rhätischen Klippen. Bedeutungsvoll ist auch in Tibet eine regionale bogenförmige Faltung, die nichts mit der Hauptfaltung gemein hat.

Diese auch im Rhätikon gemachte Beobachtung lehrt uns, dass die **Gebirgsbildung keine asymmetrische, einseitige** gewesen ist. Die **Struktur der Erdkruste** erweist sich vielmehr als ein **kompliziertes Netz tektonischer Linien**.

A. Spezielles.

Das von mir bearbeitete Gebiet des südlichen Rhätikon bildet einen Teil der rhätischen Bogenüberschiebung. Die Gliederung ist durch die Tektonik gegeben. Der westliche Teil — Schafboden, Plasteikopf, Falknis, Tschingel — ist durch Schuppenstruktur gekennzeichnet. Die einzelnen Schuppen zeigen zum Teil regulären Faltenbau. Der östliche Teil — vom Tschingel ostwärts bis zur Sulzfluh — weist Klippenbildung auf.

Westlicher Teil.

Durch die primäre Faltung — Ueberschiebung aus Norden, bezw. Nordosten — wurden drei Schuppen gebildet. Die südwestlichste und kleinste besteht nur aus Jurakalk (vindelicische Facies). Sie liegt ganz in oligocänem Flysch eingebettet. Vom Anstein bei Balzers zieht sie eben über der Thalsohle ungefähr bis kurz vor den Wildhaustobel, wo sie auskeilt (vgl. die Skizze Fig. 10, S. 53). Denn jenseits des Tobels sieht man nur typischen Flysch.

Steigt man vom Anstein — jener Felsschwelle an der Landesgrenze zwischen Lichtenstein und der Schweiz am Ausgang der Thalenge Luciensteig gegen Balzers zu — nach Osten das Gehänge gegen Guscha hinan, so kommt man aus oligocänem Flysch in Jurakalk. Dieser bildet die Basis der zweiten Schuppe, welche wir vom Hochgebirgsdorf Guscha bis zum Gleck verfolgen können. Diese Schuppe bildet ein nach Nordosten einfallendes Schichtenpaket von Malm, unterer Kreide und Couches rouges (oberer Kreide). Während der Malm durchgeht, ist die untere Kreide nur von Guscha bis „ob den Türmen“ unter dem Falknis in ganzer Mächtigkeit erhalten. Oestlich davon auf der Nordostabdachung der Gleckhörner gegen das Fläscherthäli sind nur noch unbedeutende Reste vorhanden. Die Couches rouges der oberen Kreide sind nur noch in kleinen Partien an den Rothspitzen oberhalb Guscha vertreten.

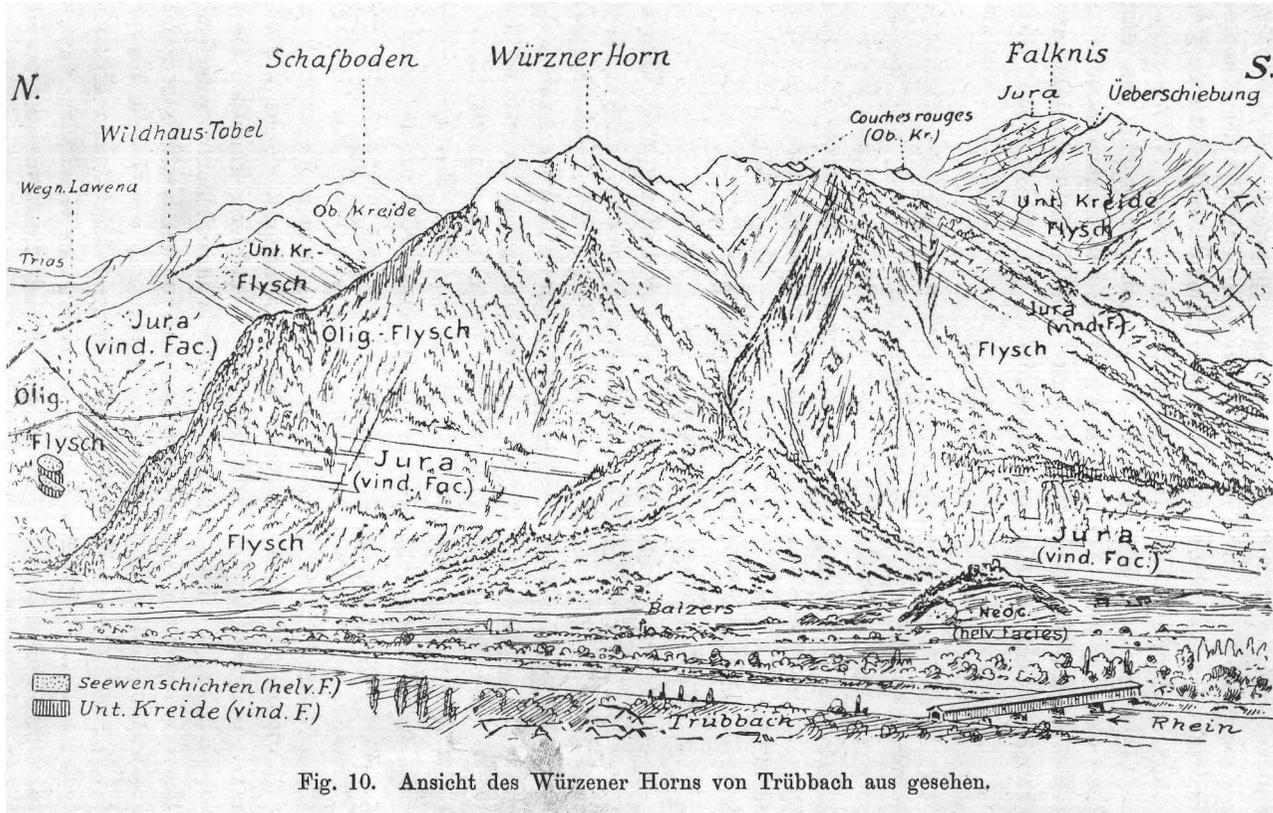


Fig. 10. Ansicht des Würzener Horns von Trübbach aus gesehen.

Die dritte und grösste Schuppe beginnt im Westen mit dem Falknis und lässt sich bis zum Tschingel nach Osten deutlich verfolgen. Westlich vom Falknis keilt diese dritte Schuppe aus und verschmilzt mit der zweiten Schuppe. Auch hier beteiligen sich Malm, untere und obere Kreide an deren Aufbau. Während die ersten beiden (von Westen nach Osten gerechnet) Schuppen einfache Schollen darstellen, sehen wir die dritte in eine oder zwei nach Süden überliegende Falten gelegt. Die Profile I—IV auf Tafel II hinten zeigen uns, dass dieser Faltenwurf der dritten Schuppe vom Rappenstein im Lichtensteinischen bis zum Tschingel konstant durchgeht.

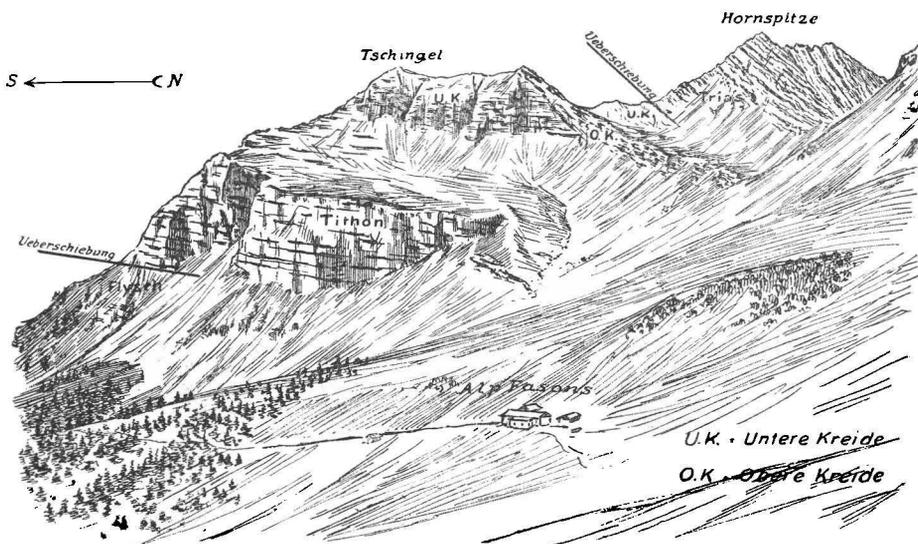


Fig. 11. Ansicht des Tschingel. Ueberschiebung der Trias über Kreide und des Tithon über Flysch.

Auf die dritte Schuppe legt sich schuppenartig die Trias Vorarlbergs. Während die Jurakreideschollen ein mittleres Einfallen nach Norden bzw. Nordosten zeigen, fällt die Trias erheblich steiler ein. Die Triasschichten stehen manchenorts am Ueberschiebungsrand direkt saiger.

Fig. 11 zeigt uns die steilere Trias- und flachere Tithon-überschiebung. Innerhalb der Trias sieht man noch eine untergeordnete Ueberschiebung. Die Diskordanz zwischen oberer und unterer Kreide, die auf der Abbildung gut hervortritt, ist nach meiner Meinung nicht ursprünglich, sondern scheint mir infolge

der besonderen tektonischen Verhältnisse (Faltung unter dem Druck einer Ueberschiebungsdecke) und der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit beider Horizonte nachträglich entstanden zu sein. Dies ist um so wahrscheinlicher, als sich diese Diskordanz trotz guter Aufschlüsse sonst nirgends wieder beobachten konnte.

Bei der Juraüberschiebung sehen wir das Tithon weit über den Flysch übergreifen. Diese Stelle zeigt deutlich, dass wir am

Nordrand des grossen Prättigauer Flyschgebietes keine Verkalverwerfung zwischen Flysch und Jura haben, dass vielmehr eine flache Ueberschiebung der Jura-Kreidekette nach Süden über den Flysch vorliegt.

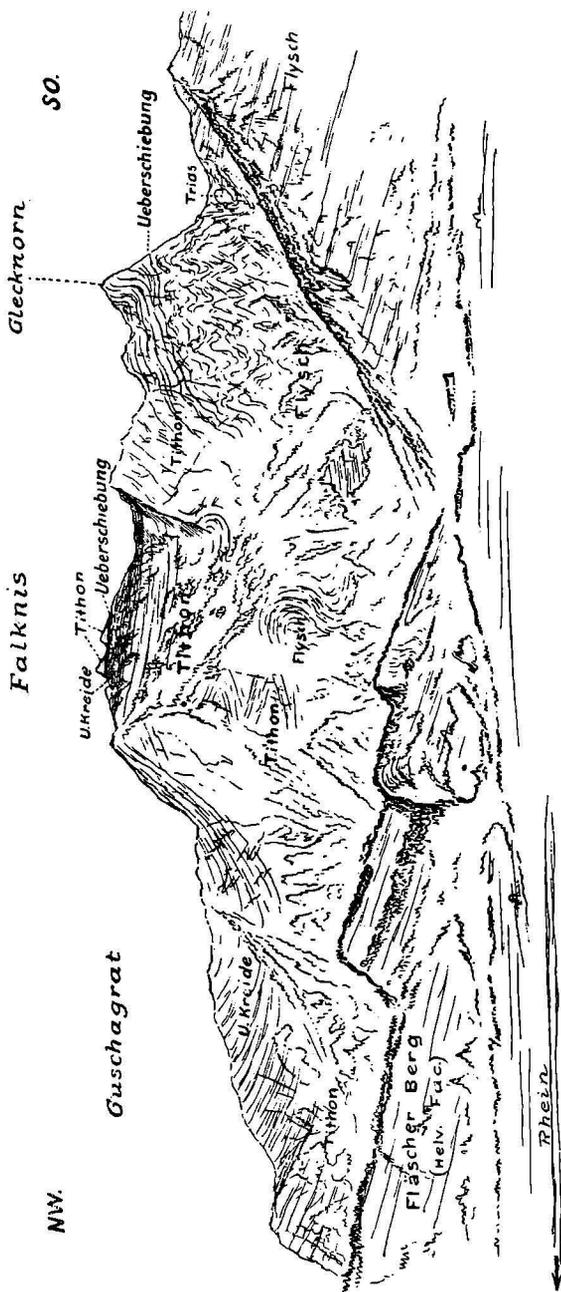


Fig. 12. Ansicht des Falknis von Ragaz aus.

Die Vorstellung des Prättigau als eines Senkungsfeldes im Sinne GUESS. v. MOJSISOVICS darf damit als endgiltig beseitigt gelten.

Die nachträgliche Hauptalpenfaltung aus Südosten hat auf die Konfiguration der Berge im einzelnen keinen unbedeutenden Einfluss gehabt. Die herrliche Form des Falknis, wie sie sich uns von Süden präsentiert, ist in erster Linie ihr Werk (vgl. Fig. 12, S. 55). Auf der rechten Seite des Bildes sehen wir den Flysch über den Gleckstobel hinüber in die Basis der Gleckwände setzen. Dort bildet er die Unterlage der Tithonüberschiebung aus Nordosten. Hätte sich nur diese rhätische Ueberschiebung vollzogen, so müssten sich Malm und untere Kreide der Schubmasse in der Landschaft ziemlich horizontal ausbreiten. Dagegen finden wir Malm auf die kurze Entfernung von $1\frac{1}{2}$ km — von Guscha bis auf den Gyr — in Höhendifferenzen von über 1000 m auftreten. Diese Stauung und Auftürmung sehen wir an der steilen Gyrenwand von der Luciensteig aus in Form mehrfach übereinanderliegender, spitzwinkliger, sehr komplizierter Falten. Am Fuss der Gleckhörner staut sich der Flysch, wie obige Figur zeigt, zu einer Reihe von spitzen Gewölben auf. Auch diesen Zusammenschub bewirkte die nachträgliche Hauptalpenfaltung.

Um sich beim Anblick des Falknis den Vorgang seiner Entstehung vorzustellen, denke man sich erst das Tithon und die untere Kreide en bloc aus Nordost flach überschoben und nachträglich aus Südost gefaltet. Der Falknisgipfel stellt eine weitere Tithonschuppe dar, die mit der ersten Ueberschiebung gebildet wurde.

Stratigraphisch möchte ich noch zu obigem Bilde hinzufügen, dass der Flysch im Gleck und an der Basis der Gleckhörner als oberste Decke der helvetischen Schichtenfolge anzusehen ist, die am Fläscherberge infolge Denudation schon mit dem Neocom aufhört. Auf den oligocänen Flysch der helvetischen Facies legt sich die vindelicische Facies der rhätischen Schubmasse.

Oestlicher Teil.

Vom Tschingel ostwärts verschmälert sich die bis dahin mehrere Kilometer breite und einige hundert Meter mächtige Jurakreidezone zu Felsschwellen von nur wenigen Meter Mächtigkeit. Weiter östlich gegen Lünereck zu entwickelt sich erst der richtige Klippencharakter. Tafel VI zeigt uns eine echte Klippenlandschaft aus unserem Gebiet. Der Uebergang von deutlicher Schuppenstruktur in eine wahre

Quetschzone¹ vollzieht sich östlich des Tschingel oberhalb der Alp Fasons ziemlich unvermittelt. Die Lagerung ist wegen der dynamo-metamorphen Veränderung der Gesteine und durch die habituelle Aehnlichkeit der beiden verschiedenartigen Flyschhorizonte schwierig zu erkennen. Ich habe mich der Mühe unterzogen, den Bau dieser komplizierter Strecke zwischen der Alp Fasons und der neuen Scesaplanahütte genau zu studieren.

Die Kartenskizze Fig. 13 giebt uns eine Uebersicht über die Lagerung innerhalb der Quetschzone oberhalb der Alp Fasons. Im Westen sehen wir die Trias die ganze Jurakreidezone vollständig überholen. Die Gesteine des Jura und der Kreide liegen direkt unter dem Muschelkalk. Unter dem Druck der überlagernden Trias ist eine gewaltige Reduktion der Schichtenmächtigkeit vor sich gegangen. Der linke Teil der Kartenskizze — über dem ersten *s* von Fasons — wird durch die geologisch illustrierte Ansicht Fig. 14 (S. 58) verdeutlicht.

Die Schichten sind stark gefaltet und zerdrückt. Trotzdem kann man unter der Trias untere Kreide, Tithon, nochmals untere Kreide und obere Kreide erkennen. Die drei letzten Horizonte bilden vielleicht den verkehrt liegenden Schenkel einer ausgequetschten Falte.

Ungefähr 5—600 m nordwestlich der neuen Klubhütte — zwischen *p* und *s* von Alpstein — enthüllt sich zwischen zwei Quellarmen folgendes Bild, das dem östlichen Teil der Quetschzone auf obiger Kartenskizze entspricht (s. Fig. 15 S. 58).

Im Vordergrund sehen wir eine Moräne, die durch den Bach zerschnitten ist. Unter der Triaswand der Scesaplanahütte folgen erst Flyschmergel der unteren Kreide, dann folgen in Konkordanz (auf der rechten Hälfte des Bildes) von oben nach unten Tithon, untere

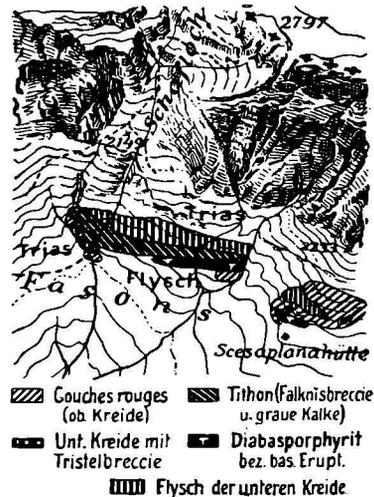


Fig. 13. Geologische Kartenskizze der Alp Fasons. 1:50 000.

¹ Auf der beigegebenen geol. Karte habe ich diese Ausquetschungszonen mit einer besonderen Farbe ausgezeichnet.

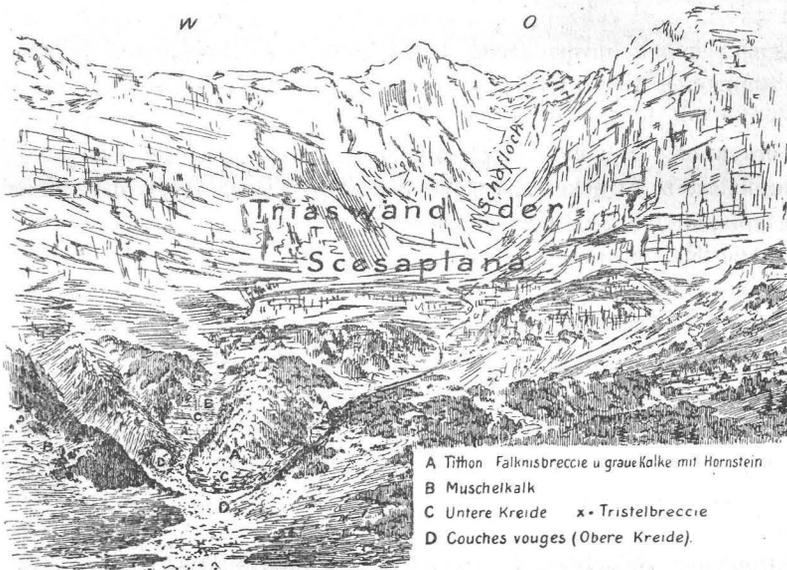


Fig. 14. Geologische Ansicht des westlichen Teils der Quetschzone auf der Alp Fasons.

Kreide mit basischem Eruptivgestein und Couches rouges der oberen Kreide. Dieser Schichtenkomplex ruht auf oligocänem Flysch. In der Mitte des Bildes sehen wir die Couches rouges plötzlich ab-

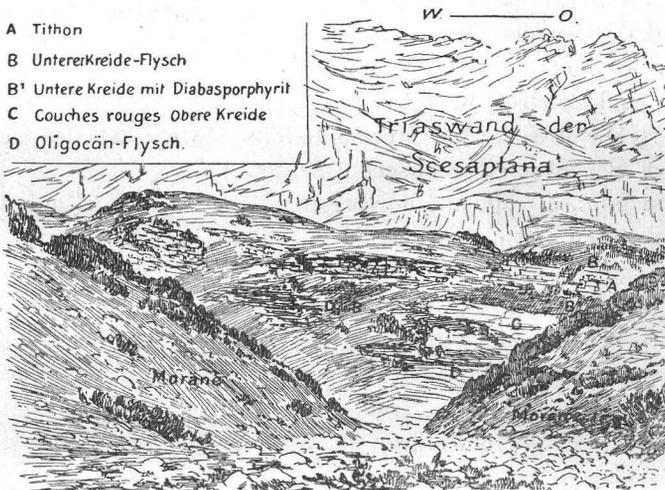


Fig. 15. Geologische Ansicht des östlichen Teils der Quetschzone auf der Alp Fasons.

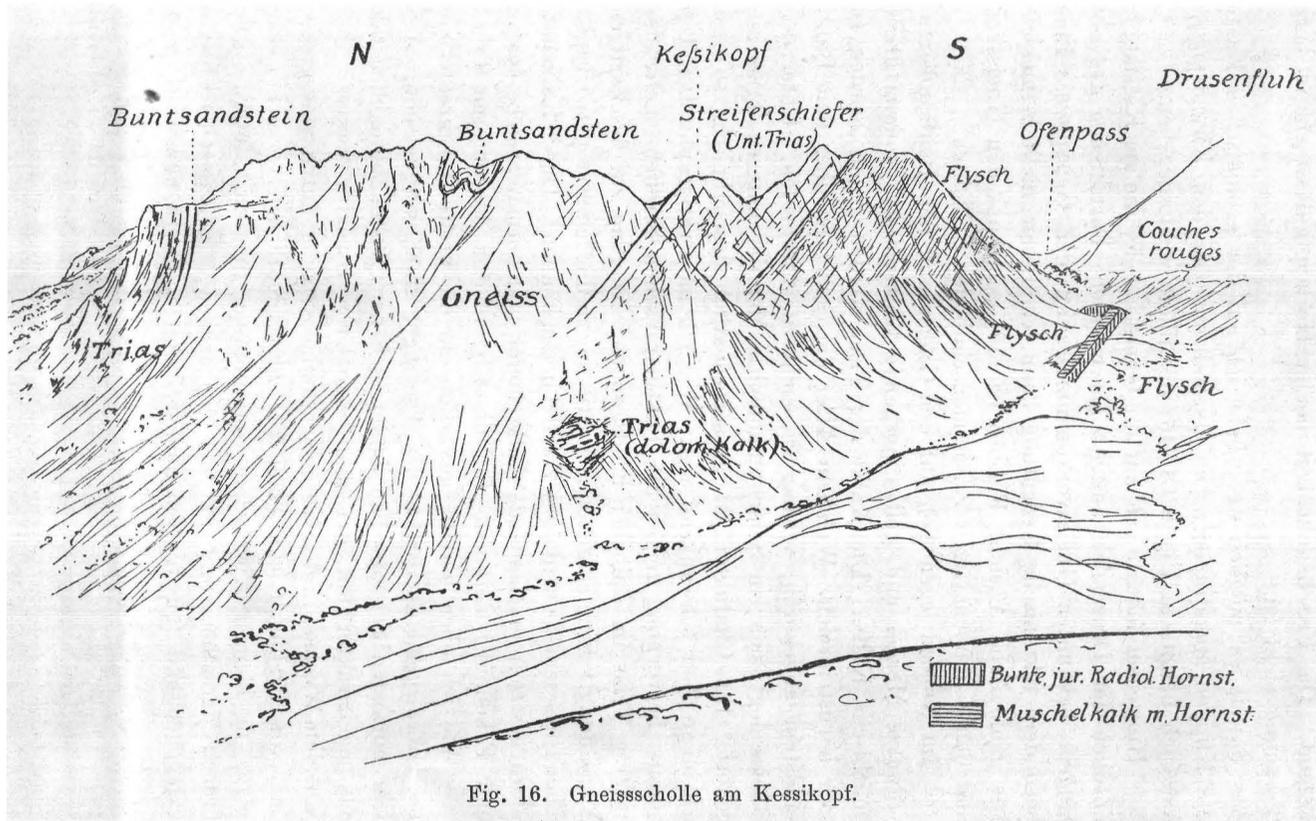


Fig. 16. Gneisscholle am Kessikopf.

reißen und auskeilen, so dass untere Kreide auf Oligocän zu liegen kommt. Die Flyschähnlichkeit beider Horizonte lässt eine sichere Trennung nicht zu.

Soweit es möglich war, habe ich auf der geologischen Karte die Klippen eingetragen. Die Quetschzone bei den Kirchlispitzen habe ich bereits in Fig. 9 (S. 49) detailliert wiedergegeben.

Hinweisen möchte ich auf die Gneisscholle, die am Kessikopf¹ nördlich der Drusenfluh auftritt als westliche Fortsetzung des seit langem bekannten Gneissvorkommnisses an der Geisspitze. Eine besondere tektonische Bedeutung kann ich diesem nicht beimessen. Die geologische Ansicht Fig. 16 (S. 59) zeigt uns den Gneisskeil und den schuppenartigen Zusammenschub der Schichten.

Im Norden legen sich auf den Gneiss und den Buntsandstein: schwarze Mergel und gelbe mergelige Kalkschiefer, sodann graue oolithische Kalke. Die Kalke der Trias werden gegen Norden zu sehr hornsteinreich. Welchem Alter die Schichten über dem Buntsandstein angehören, vermag ich nicht zu entscheiden. Unter den Gneiss legt sich ein Schichtenkomplex, der der unteren Trias angehört. Ihr Charakter ist ausserordentlich flyschähnlich, so dass ich lange Zeit schwankend war. Wie ich im stratigraphischen Teil bereits hervorhob, zeigen die THEOBALD'schen Streifenschiefer der unteren Trias im südlichen Rhätikon eine Neigung zur flyschartigen Ausbildung. Eine eingehende Vertiefung in die feineren petrographischen Unterschiede wird diese Zweifel heben können². Durch Kalkspatadern gestreift erscheinende Kalkschiefer und hornsteinreiche Kalke sind Erkennungsmerkmale für die Flyschfacies der unteren Trias.

Wie ich oben bereits hervorhob, ist die breite Jurakreidezone des Falknisgebietes östlich des Tschingel stark verquetscht. Aus dem normalen Schuppenbau bildet sich nach Osten allmählich der Klippencharakter mit der ihm besonderen Struktur heraus. Ich habe den Wechsel in der Klippenzusammensetzung durch eine grosse Zahl von Profilen (siehe Tafel VI) zu verdeutlichen versucht. Sie folgen in kleinen Abständen von wenigen hundert Metern. Die Tracen derselben sind auf der beigegebenen geologischen Karte angegeben und von Westen nach Osten von 1—15 numeriert.

¹ Meine Aufnahmen erstrecken sich nach Osten nur bis zum Kessikopf. Der Uebersichtlichkeit des Gesamtbildes wegen ist das östlich davon gelegene Gebiet als Trias angelegt.

² Lokale Studien zeigen einen Punkt, wo diese flyschartigen Schichten in typisch pechschwarzen Muschelkalk übergehen.

Zum Besuch unserer Gegend wähle man als Ausgangspunkt Maienfeld an der Bahnstrecke Zürich-Chur und Rorschach-Chur. In dem Bahnhofhotel daselbst habe ich während mehrerer Jahre hindurch gute und fürsorgliche Aufnahme gefunden. Demjenigen, welcher der Zeit- und Müheersparnis wegen eine Führung haben will, empfehle ich meinen treuen und unermüdlichen Begleiter Christian Just in Boval oberhalb Maienfeld. Der Wirt im Bahnhofhotel, Herr Bislin, ist bereit, denselben auf Verlangen davon in Kenntnis zu setzen.

Erklärung der Tafeln.

Taf. I.

Geologische Karte des südlichen Rhätikon, 1 : 50 000, nebst Deckblatt mit Angabe der Profiltracen.

Taf. II.

Profile I—IV durch den südlichen Rhätikon, 1 : 50 000. Zeigen im besonderen die primäre Faltung aus NO. Lage der Tracen siehe Deckblatt zu Taf. I (römische Zahlen).

Taf. III.

Profile V—VII durch den südlichen Rhätikon, 1 : 50 000. Zeigen im besonderen die sekundäre Faltung aus SO. Lage der Tracen siehe Deckblatt zu Taf. I (römische Zahlen).

Taf. IV.

Spezialprofile 1—8 durch den südlichen Rhätikon. Lage der Tracen siehe Deckblatt zu Taf. I (arabische Zahlen).

Taf. V.

Spezialprofile 9—15 durch den südlichen Rhätikon. Lage der Tracen siehe Deckblatt zu Taf. I (arabische Zahlen).

Taf. VI.

Ansicht der Kirchlispitzen, der Drusenfluh und Sulzfluh von Westen.

Taf. VII.

Fig. 1. *Lepidodendron* — ähnlicher Rest aus dem Oligocänflysch von GANEY.
 $\frac{1}{2}$ nat. Gr. S. 5.

- Fig. 2. *Granularia* sp. Untere Kreide. Zwischen Schafboden und Plasteikopf.
1/2 nat. Gr. S. 23.
„ 3. *Caulerpa* sp. Untere Kreide. N.-Plasteikopf. Nat. Gr. S. 23.

Taf. VIII.

- Fig. 1. *Phycopsis Targioni*, BRGT. Untere Kreide. Zwischen Schafboden und Plasteikopf. Nat. Gr. S. 22.
„ 2. *Phycopsis arbuscula*, FISCH.-OOST. Untere Kreide. Iësfürkli. Nat. Gr. S. 22.
„ 3. *Keckia* sp. Untere Kreide. Plasteikopf. Nat. Gr. S. 23.
„ 4. *Phycopsis affinis*, STERNB. Untere Kreide. Zwischen Schafboden und Plasteikopf. Nat. Grösse. S. 22.

Taf. IX.

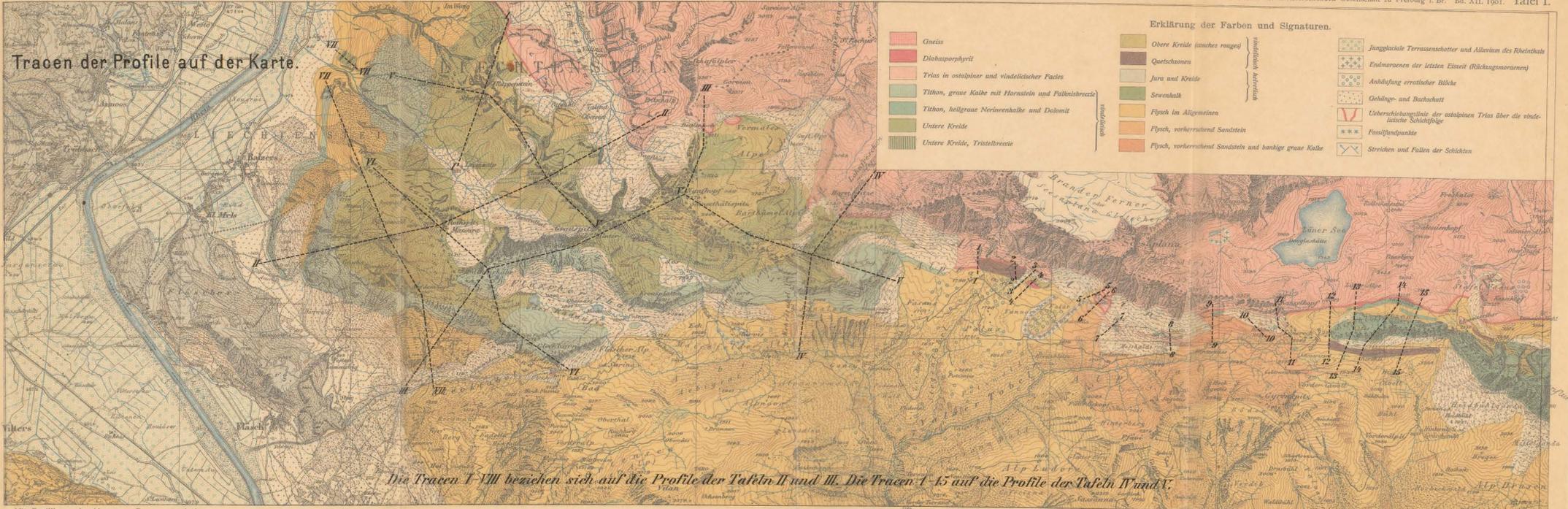
- Fig. 1. *Calpionella alpina*, LORENZ. Malm. Rhätikon. Leitform für Malm. Photographie. Längsschnitte kreuzförmig. \times 38, 5. S. 27.
„ 2. *Pithonella ovalis*, KAUFM. sp. Obere Kreide (Seewenschichten). Oberstdorf, Algäu. Leitform für Seewenkalk. Photographie. Längsschnitte oval, Querschnitte kreisförmig. \times 38, 5. S. 13.
-

GEOLOGISCHE KARTE DES SÜDLICHEN RHAETIKON.

TH. LORENZ. Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Teil: Südlicher Rhaetikon.

Entworfen von DR. TH. LORENZ.

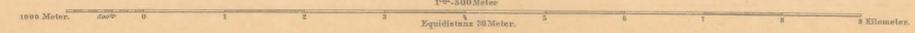
Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. Bd. XII. 1901. Tafel I.



Mit Bewilligung des eidg. topogr. Bureau reproduziert.

Die Tracen I-III beziehen sich auf die Profile der Tafeln II und III. Die Tracen 4-15 auf die Profile der Tafeln IV und V.

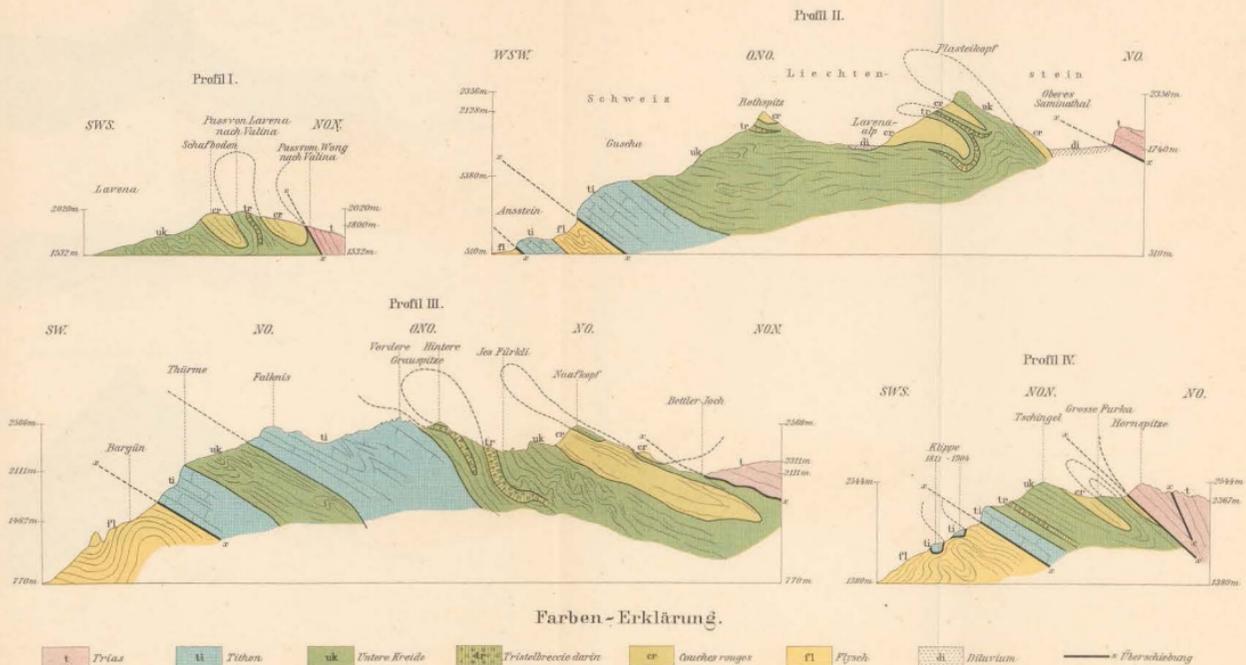
Maßstab 1:50000.

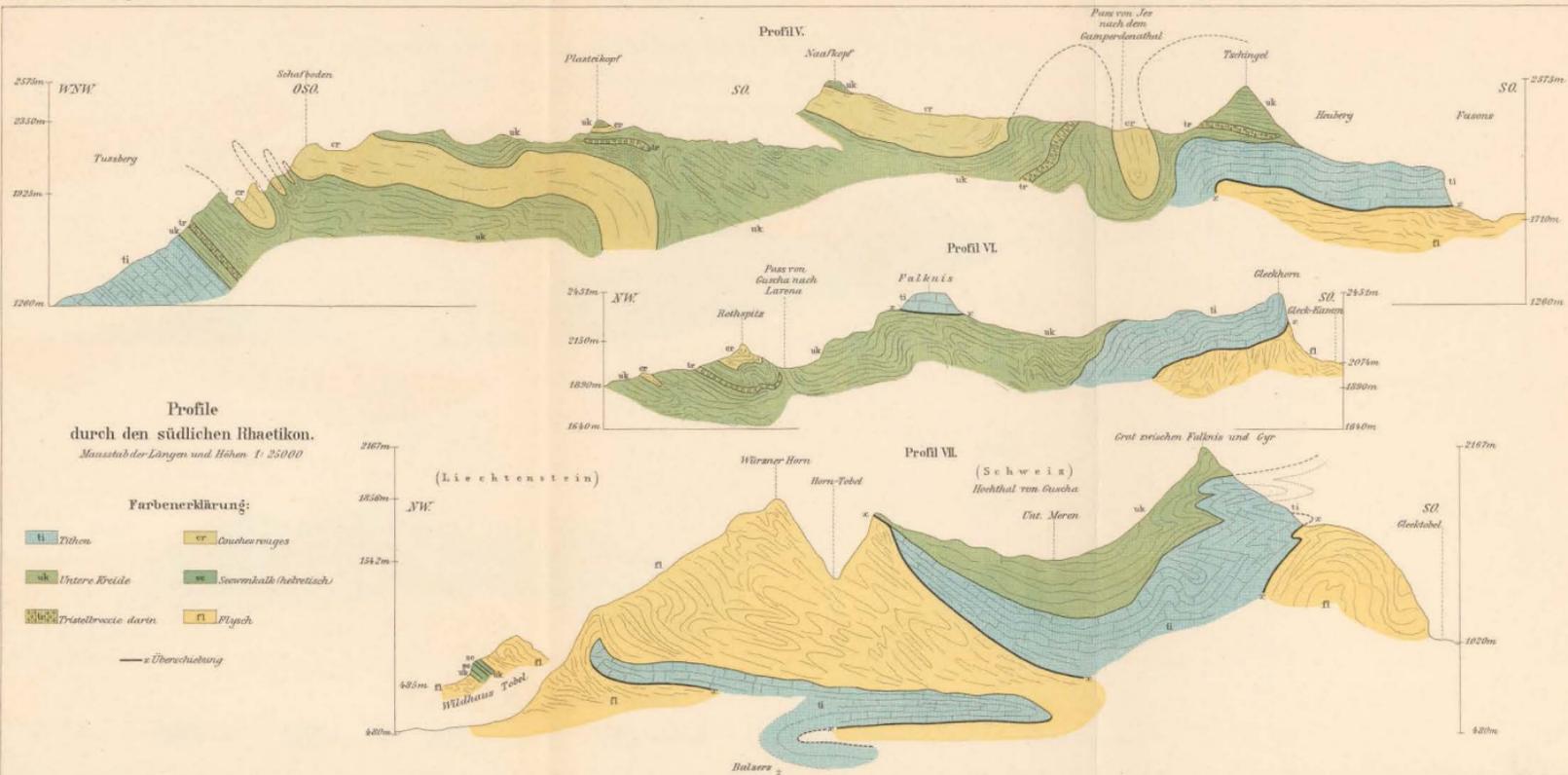


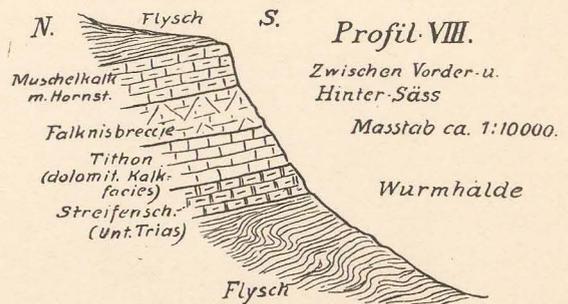
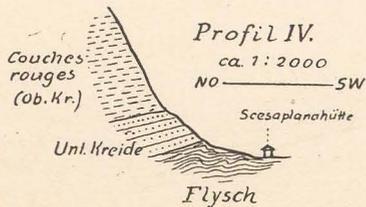
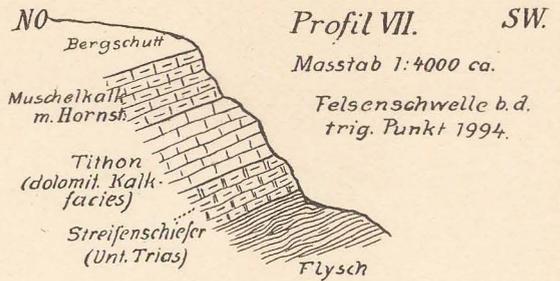
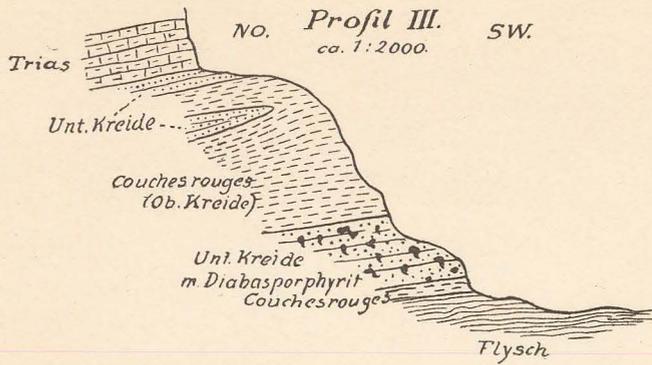
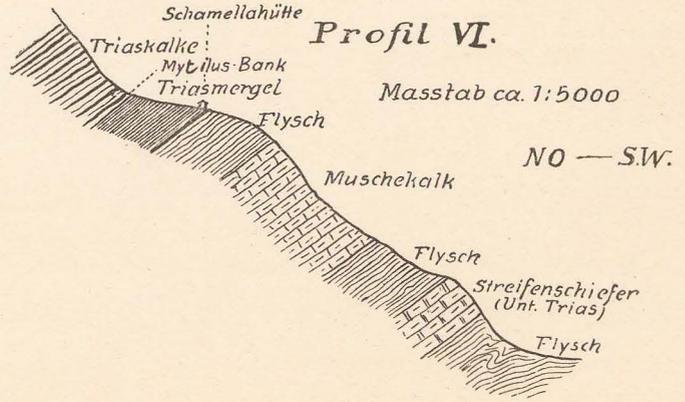
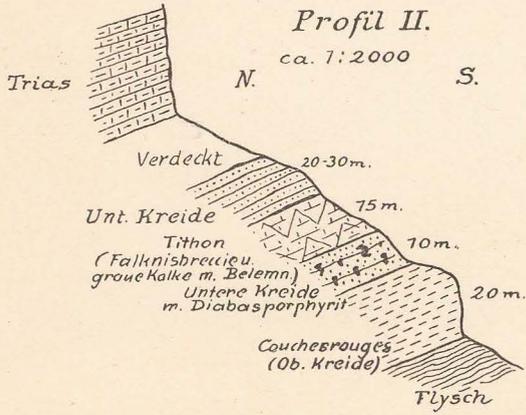
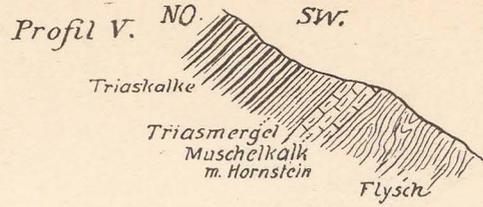
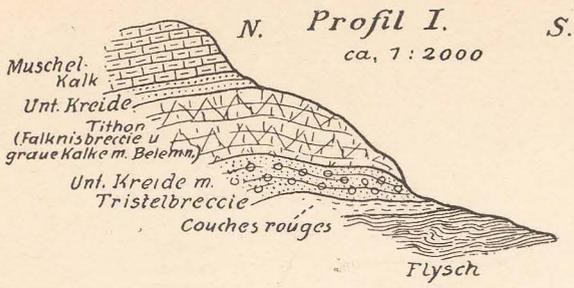
Vorkdruck von Giesecke & Devrient, Leipzig.

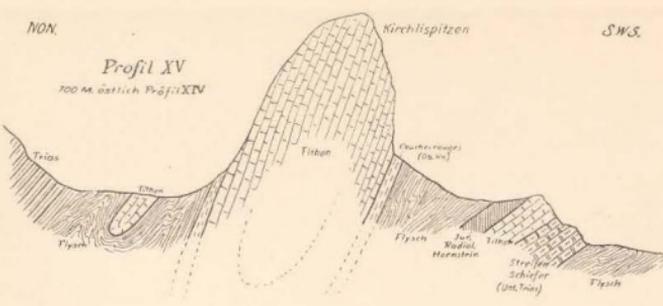
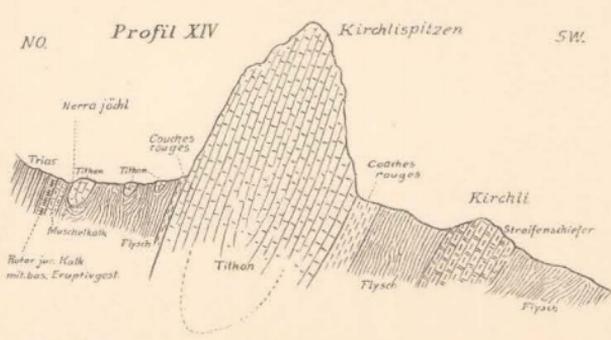
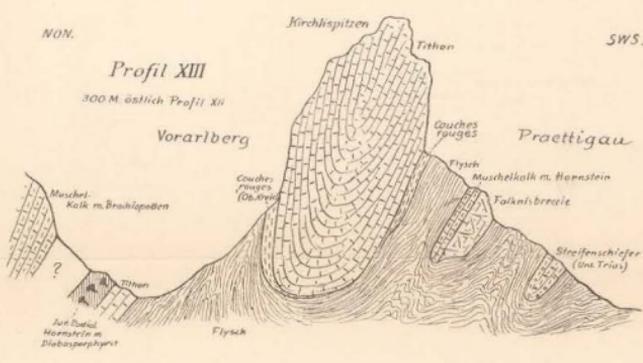
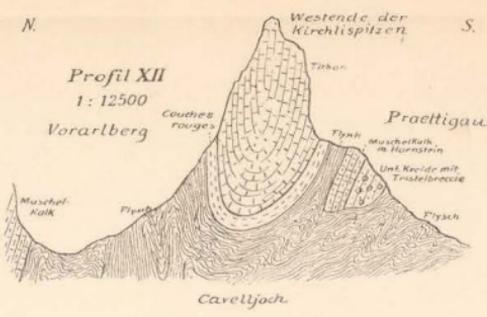
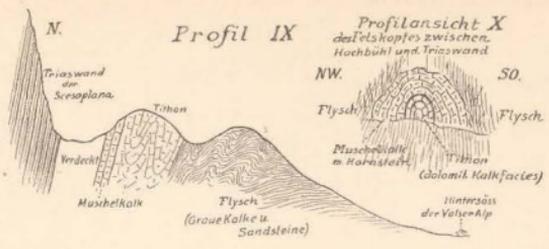
Profile durch den südlichen Rhaetikon.

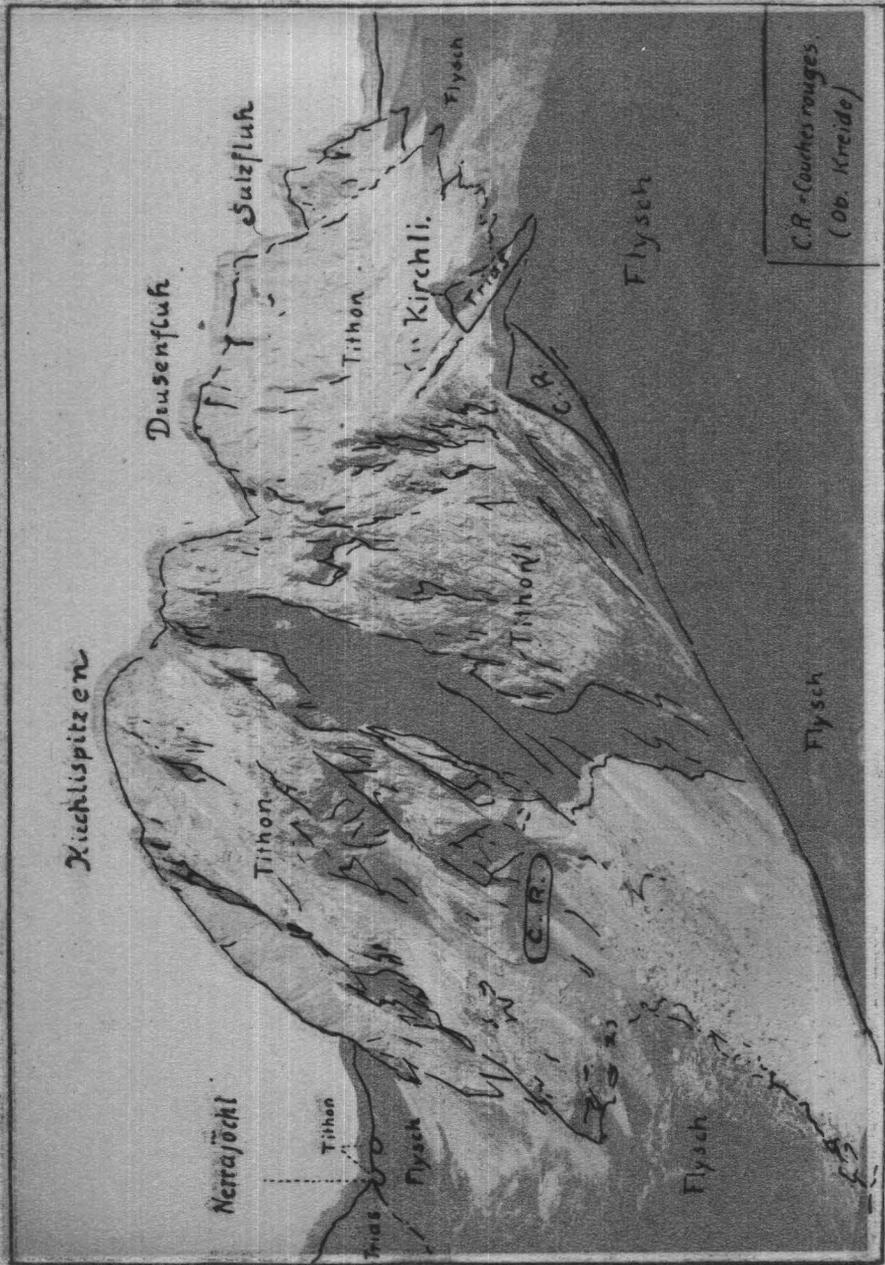
Maasstab der Längen und Höhen 1 : 50000





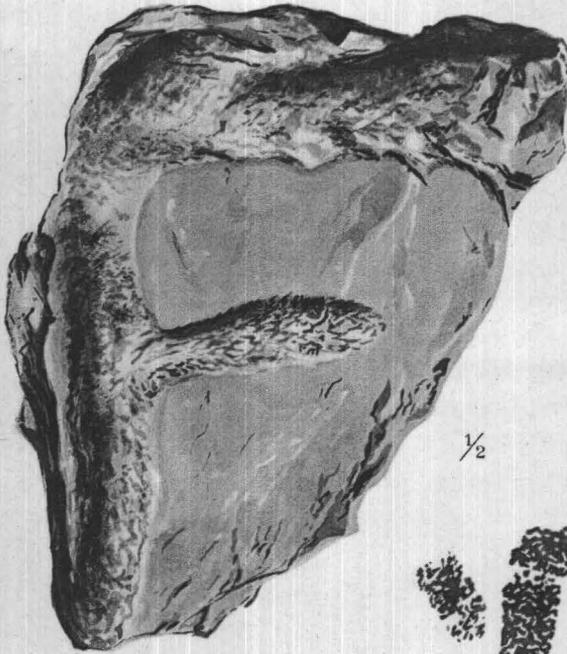






Th. Lorenz. Geol. Studien etc. II. Theil: Südlicher Rhaetikon.

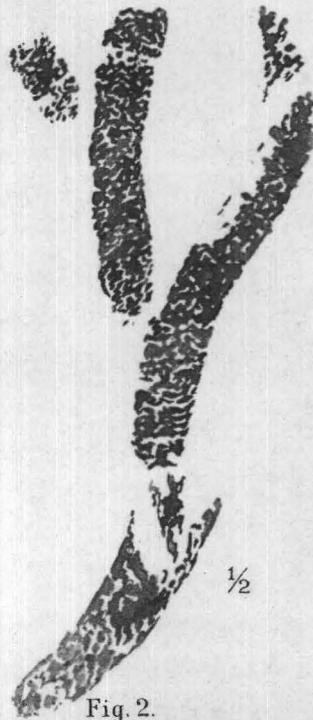
Fig.1.



$\frac{1}{2}$



Fig.3.



$\frac{1}{2}$

Fig. 2.

Fig.1.

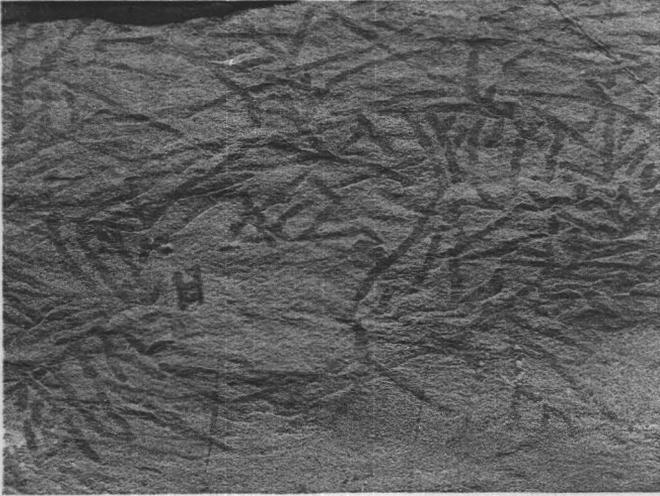


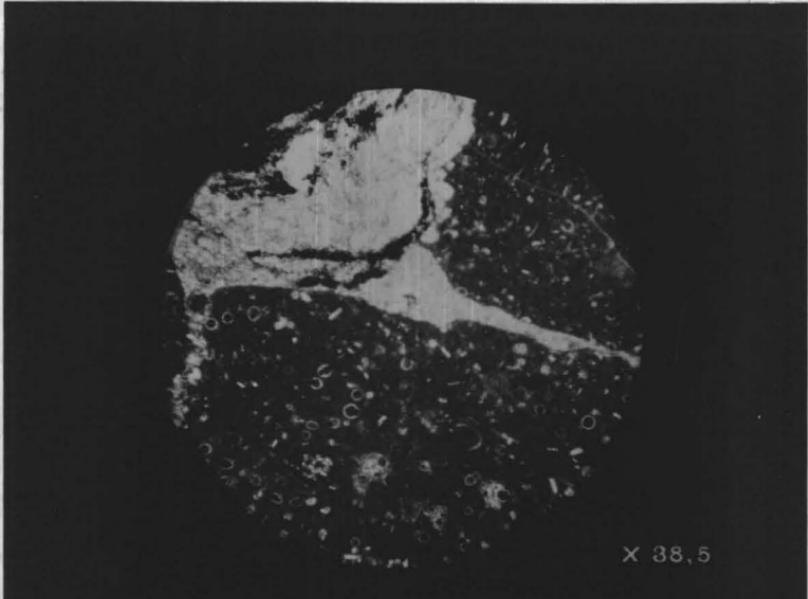
Fig. 2.



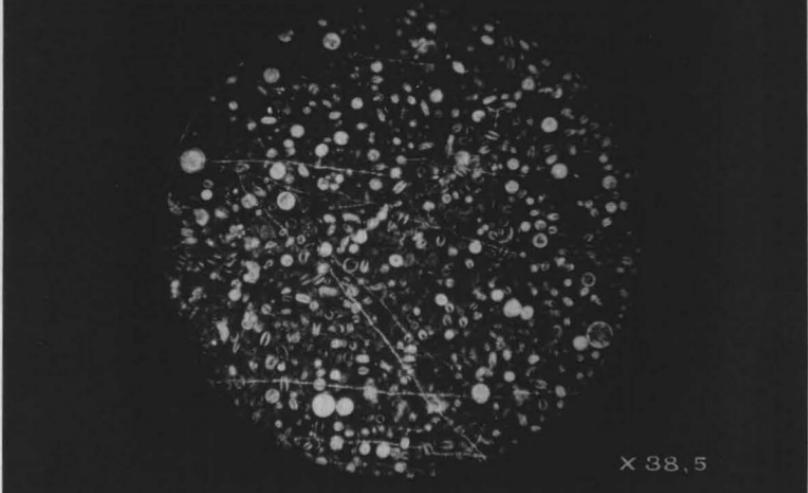
Fig.3.



Fig.4.



Figur I *Calpionella alpina* Lorenz



Figur II *Pithonella ovalis* Kaufm. sp.