

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XXXIX. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 69. LIEFERUNG

Der Calanda

von

Moritz Blumenthal.

Mit 11 Textfiguren und 2 Tafeln,
zugleich Text zu einem Teil der Spezialkarte Nr. 63.



Bern.

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

1912.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 19. Februar 1912 legte Herr Dr. *M. Blumenthal* — als Resultat seiner Aufnahmen 1910—1911 für die geologische Spezialkarte Nr. 63: *M. Blumenthal, J. Oberholzer* und *K. Tolwinski*, Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein — das druckfertige Manuskript seiner Untersuchung über den Calanda vor. Die Kommission beschloss dessen sofortigen Druck.

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

Zürich, im Juli 1912.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Inhalt.

| | Seite |
|--|-------|
| <i>Literatur</i> | 1 |
| <i>Vorwort und Einleitung</i> | 1 |
| <i>Orographische und geologische Lage des Calanda; kurzer historischer Rückblick</i> | 3 |
| A. Tektonik der parautochthonen Falten | 6 |
| I. Die Falten des Calanda | 6 |
| 1. Die Rheintalgehänge | 6 |
| Oldis | 7 |
| Zwischen Batänia und Val Cosenz | 9 |
| 2. Die Gipfelregion des Calanda | 11 |
| Das Hintertal | 11 |
| Haldensteiner Schaftäli | 12 |
| Das Mittlertal | 16 |
| Das Vordertal und der Mastrilser Calanda | 16 |
| 3. Die Muldenzone des Val Cosenz | 17 |
| 4. Der Gewölbekern der Calandafalte zwischen Tamins und Felsberg | 20 |
| II. Die Falte der Kaminspitze und die autochthone Aufwölbung | 22 |
| B. Stratigraphie der parautochthonen Falten | 24 |
| Die paläozoischen Kerne und ihre Trias-Doggerumhüllung | 24 |
| Der Malm | 25 |
| Die Kreideformation | 26 |
| Das Neocom | 27 |
| 1. Der Öhrlikalk | 28 |
| 2. Der Valangienkalk | 28 |
| 3. Der Kieselkalk | 30 |
| 4. Die Drusbergschichten | 31 |
| Der Schrattenkalk | 32 |
| Der Gault | 34 |
| Die Seewerschichten | 34 |
| C. Das nördliche Flyschgebiet und seine Kreideklippen | 36 |
| Schichtfolge des Flysches | 36 |
| Tektonische Schlussfolgerungen | 39 |
| Die Kreideklippen | 40 |
| 1. Äplistein-Stelli | 41 |
| 2. Matonalp | 41 |
| 3. Pizalun-Nussloch | 41 |
| 4. Mastrils | 43 |
| 5. Umgebung von Pfäfers | 44 |
| Tektonische und genetische Deutung der Kreideklippen | 44 |
| Rückblick und Umschau | 46 |

Literatur.

(Nur Tektonik und Stratigraphie betreffend.)

Über ältere Literatur siehe das Verzeichnis von:

1. *Chr. Piperoff*. Geologie des Calanda, mit einer geol. Karte 1 : 50,000. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. VII, n. F. 1897.

Seit 1900:

2. 1900. *A. Rothpletz*. Geologische Alpenforschungen I: Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung. München 1900.
3. 1900. *Th. Lorenz*. Monographie des Fläscherberges. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. X, n. F.
4. 1907. *Arn. Heim*. Gliederung und Fazies der Berrias-Valangiensedimente. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich.
5. 1907. *W. Paulke*. Der Fläscherberg. Bericht über die Versammlung des oberrheinischen geologischen Vereins 1907.
6. 1908. *Arn. Heim*. Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. d. schweizer. paläont. Ges., vol. XXXV.
7. 1909. *Arn. Heim*. Sur les zones paléontologiques et lithologiques du Crétacique moyen dans les Alpes suisses. Bull. soc. géol. France. 4^e série, t. IX.
8. 1910. *Arn. Heim*. Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXIV, n. F.
9. 1910. *P. Arbenz* und *W. Staub*. Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung des Bündnerschiefers südlich Bonaduz. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich.
10. 1910. *K. Tolwinski*. Die Grauen Hörner. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.
11. 1911. *Alb. Heim*. Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXXI, n. F.
12. 1911. *Arn. Heim*. Zur Tektonik des Flysches der östlichen Schweizeralpen. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXXI, n. F.
13. 1911. *M. Blumenthal*. Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. Lief. XXXIII, n. F.
14. 1912. *M. Blumenthal*, *J. Oberholzer*, *K. Tolwinski*. Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein 1 : 50,000, herausgegeben von der schweiz. geol. Kommission.

Vorwort und Einleitung.

Nach der Darstellung der Tektonik und der Stratigraphie der Gebirge zwischen Segnes- und Kunkelspass, wie ich sie in einer zusammenfassenden geologischen Beschreibung in Lieferung XXXIII dieser „Beiträge“ gegeben habe, trat die Aufgabe an mich heran, die östlich und westlich angrenzenden Gebirgsgruppen nach den neu gewonnenen Gesichtspunkten in Bearbeitung zu nehmen.

Im Westen der Ringel-Segnesgruppe schloss ich 1909 und 1910 meine Untersuchungen mit der rechten Seite des Segnestales ab. Während des für geologische Arbeit so günstigen Sommers 1911 setzte ich im Auftrage der schweizerischen geologischen Kommission die geologische Untersuchung und Kartierung westwärts weiter fort bis zum Kistenpass. Dieselbe ist bis auf einige untergeordnete, noch vorzunehmende Ergänzungen zum Abschlusse gelangt und hat — wie übrigens schon die neuesten Darstellungen durch *Alb. Heim* gezeigt haben — ergeben, dass der gleiche parautochthone Faltungscharakter bis an den ostwärts allmählich absinkenden Rücken des Aarmassivs den Gebirgsbau beherrscht. Es bleibt der geologischen Detailbeschreibung übrig, auf die einzelnen tektonischen Elemente und ihren zum Teil komplizierten Verband näher einzugehen. Ich gedenke, dasselbe in einer spätern Darstellung jenes Gebietes zu tun, was jedoch infolge eines längeren Aufenthaltes in den Tropen auf unbestimmte Zeit hinausgeschoben werden muss.

Die vorliegenden Seiten dagegen sollen sich mit den Resultaten der geologischen Aufnahme des Gebietes, welches sich ostwärts an die Gebirgsgruppe der Ringelspitze anschliesst, dem Calanda, beschäftigen. „Geologie des Calanda“ betitelt sich zwar schon eine monographische geologische Bearbeitung des Calanda, welche 1897 mit einer Karte 1:50,000 als Lieferung VII, n. F., der „Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz“ aus der Feder von *Chr. Piperoff* erschien. Es könnte deshalb dem Fernerstehenden eine neue Calandabearbeitung als eine unnötige Wiederholung oder Umarbeitung schon bekannter Ergebnisse erscheinen, zumal vor *Piperoff* auch schon *Theobald* in den Jahren 1856 und 1857 eine Abhandlung über den Calanda, die mehr geognostischer Natur ist, in den Jahresberichten der naturforschenden Gesellschaft Graubündens veröffentlicht hatte. Aus den von *K. Tolwinski* und mir gemachten Angaben über die frühere falsche Kartierung und unvollständige Entzifferung der Tektonik des Calanda ergibt sich aber zur Genüge, dass dieses Gebirgsstück von Grund aus einer Neuaufnahme bedurfte. In seinem neuen Gewande stellt sich denn auch der Calanda wesentlich anders dar: er ordnet sich harmonisch in das Gesamtbild der Faltenzüge ein, welche die Wurzelregion der helvetischen Überfaltung nördlich flankieren.

Die vorliegende neue Bearbeitung will dagegen nicht, dass *Piperoffs* Arbeit nun zum „alten Eisen“ geschlagen werde; dieselbe soll vielmehr zum Vergleiche stets herangezogen werden, woraus der mit der modernen Alpengeologie vertraute Geologe wohl ersehen dürfte, dass *Piperoffs* unvollständige Untersuchungen aus den damaligen Umständen heraus einigermaßen zu entschuldigen sind. Die grossen Vorteile, die Tektonik und Stratigraphie aus der neuen Deckenlehre zu ziehen vermögen, kamen dem letzten Jahrzehnt des abgelaufenen Jahrhunderts noch nicht zugute. Der damalige Geologe arbeitete auf viel primitiverer Grundlage, weshalb ihm in seinen Beobachtungen manches entgehen konnte, was heute besonderes Interesse bietet. Da *Piperoffs* Arbeit ebenfalls in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz“ erschien, ist es angezeigt, an gegebenener

Stelle im folgenden insbesondere auf die abweichenden Auffassungen meines Vorgängers aufmerksam zu machen. — In die Aufgabe der Neubearbeitung des Calanda wurde eine weitere Behandlung der Oberflächengestaltung nicht miteinbezogen. Es sei deshalb auf *Piperoffs* Darstellung verwiesen. Eine mehr kritische Untersuchung der Talbildungsgeschichte, aber in Berücksichtigung des ganzen Vorderrheintales, wäre allerdings zu begrüßen.

Weniger brauchbar als *Piperoffs* Text ist seine geologische Karte des Calanda in 1:50,000. Dieselbe entfernt sich von den tatsächlichen Verhältnissen meistens so sehr, dass sie bei Begehung des Gebietes kaum mehr einen Dienst leisten dürfte. Die neue Karte des Calanda, auf welche sich diese Arbeit stützt, ist der „Geologischen Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein“ einverleibt. Sie macht den Anspruch, der tatsächlichen Verbreitung der einzelnen Formationsglieder besser zu entsprechen, wenn ich auch gestehen muss, dass es mir nicht überall gelang, all der Schwierigkeiten Herr zu werden, welche sich dem aufnehmenden Geologen bei der Erkennung der einander faziell so nahestehenden Kreidestufen entgegenstellen.

Diese Kartierung und Untersuchung wurde im Auftrage der *schweizerischen geologischen Kommission* ausgeführt. Ich benütze deshalb die Gelegenheit, hier der geologischen Kommission für ihre Zuvorkommenheit und insbesondere ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. *Alb. Heim*, für seine nimmerrastende, mithelfende und beratende Tätigkeit bestens zu danken.

Chur, im Januar 1912.

Moritz Blumenthal.

Die orographische und geologische Lage des Calanda.

Das Gebirgsstück, das uns hier beschäftigen soll, ist keine in sich geschlossene Erhebung, sondern ein ausgeprägter Querkamm, der sich vom Kunkelspass bis Ragaz zwischen Rhein und Tamina in nordöstlicher Richtung hinzieht. Die zwar nicht sehr gebräuchliche Bezeichnung *Calandakette* ist deshalb für diese kleine Gebirgsgruppe orographisch zulässig. Als Calanda im engeren Sinn ist dann nur der Teil aufzufassen, der die Gipfelerhebungen trägt und durch den Einschnitt des Val Cosenz bei Untervaz von den niedrigeren, nördlichen Vorbergen der Kaminspitze und des Pizalun abgetrennt wird. Auch die Siegfriedkarte (Blatt 402 und 406) belegt nur den südlichen Teil mit dem Namen Calanda, welcher mit 2808 m im Haldensteiner Calanda, dem sogenannten Männersattel, kulminiert.

Durch seine Lage an der Bodensee-Rhein-Splügenlinie, welche Ost- und Westalpen scheidet, nimmt der Calanda eine orographisch besonders wichtige Position ein; er bildet den östlichen Abschluss der Glarneralpen im weiteren Sinn und damit den äussersten Vorposten der helvetisch-autochthonen Kalkalpen gegen Osten. Das breite, N-S streichende Churer Rheintal trennt den Calanda von seinen ihm völlig heterogenen Nachbarn der Plessurgruppe und des Rätikon, die auch rein morphologisch zu ihm sich in einen deutlichen Gegensatz stellen. Das Kalkgebirge der linken Talseite hat völlig andere Berg- und Talformen entstehen lassen als die petrographisch vielgestaltigen Bündnerschiefer der rechten Seite. Die tiefen und wilden Schluchtenrisse mit ihren nach oben weitverzweigten Sammelrinnen und den weit ins Tal vorgeschobenen Schuttkegeln suchen wir auf der linken Talseite umsonst; die oft verwickelt gegliederten Talsysteme sind in ihrer typischen Ausbildung nur dem Bündnerschiefergebiete eigen. Die massige Gestalt des von Süden allmählich ansteigenden und nur in seiner Nordfront imposant abbrechenden Calanda macht den Eindruck der Würde und Ruhe gegenüber der ungestümen Lebendigkeit seiner kleineren, östlichen Nachbarn des Schieferlandes.

Dieser Gegensatz, der sich in der äusseren Gestaltung kund tut, hat, wie bekannt, seine tiefere Ursache in dem tektonischen Bau dieses Grenzgebietes. Rasch tauchen die parautochthonen Falten längs der Rheinlinie nach E unter; das sie überlagernde Gebirge der rechten Seite ist nicht mehr helvetischer Fazies, sondern gehört neuen und höheren Deckensystemen an, welche wohl in der Masse der Bündnerschiefer enthalten sind. Reste der Klippen-, Breccien-, rätischen und ostalpinen Decke treten im östlich anschliessenden Rätikon in nächste Nachbarschaft unseres helvetischen Gebirges. Die Kenntnis über die genaueren und unmittelbaren Beziehungen zwischen helvetischen Falten und Decken und dem Bündnerschiefergebiet wird in weitgehendem Masse durch die verhüllenden, weiten Alluvionen des Rheintales beeinträchtigt. Man ist deshalb gezwungen, mehr oder weniger hypothetische Schlussfolgerungen heranzuziehen. Am Ausgange des Hinterrheintales zeigt es sich, dass die Kalkphyllite und Tonschiefer des Bündnerschiefers in Überschiebung der Trias und dem Jura helvetischer Faltenreste aufliegen (Lit. 9). Von hier an ragen bis zur nördlichen Landesgrenze am Fläscherberg keine dem helvetischen Faziesgebiet zugehörigen Teile mehr aus dem Talboden hervor. Der Fläscherberg selbst repräsentiert, wie die Ausbildung seiner Kreide und die direkte Beziehung zum gegenüberliegenden Gonzen dartut, die Kernpartie einer höheren helvetischen Decke (Säntisdecke). Er ist nicht, wie dies einst *Lorenz* zur Konstruktion seiner Glarnerbogenfalte tat (Lit. 2), mit dem Calanda zu verbinden. Die Beantwortung der Frage,

ob der südlichste Teil des Fläscherberges, die Platte, schon ein tektonisches und fazielles Bindeglied zwischen helvetischen und lepontinischen Decken darstellt, harrt noch einer beweiskräftigen Untersuchung. Diese Deutungsweise, wie sie *W. Paulke* und *C. Schmidt* vertreten (Lit. 5), findet eine bedeutende Stütze in der tektonischen Selbständigkeit der Platte, sowie in der ihr eigenen Doggerausbildung.

Sei dem wie ihm wolle, jedenfalls sehen wir, dass kein Gebirgstheil auf der rechten Rheinseite mehr als tektonische oder fazielle Fortsetzung der Calandakette anzusprechen ist; die parautochthonen Falten tauchen unter das höhere, überlagernde Gebirge unter.

Ungleich inniger ist der Anschluss des Calanda nach Westen und Norden, nach dem Gebiet der Ringel-Segnesgruppe und den Grauen Hörnern. In der geologischen Beschreibung der Ringel-Segnesgruppe habe ich auf die beidseitig der Kunkelspässlinie sich entsprechenden Falten des näheren hingewiesen. Zu den Grauen Hörnern leitet in normalem Profil die Trias-Jura-Kreideserie über, welche das kleine Vättnermassiv überwölbt. Mit den neuesten geologischen Untersuchungen in diesem Gebiete macht die vortreffliche Detailstudie von *K. Tolwinski* (Lit. 10) bekannt.

Obwohl am Eingange in ein Alpenland gelegen, dem seit jeher viele Geologen zuwanderten, war die geologische Kenntnis des Calanda lange Zeit eine wenig befriedigende geblieben. Die fundamentalen Forschungen über den Aufbau der Glarneralpen gingen vorwiegend von den westlich angrenzenden Bergen aus. Der Calanda schloss nur den Rahmen, er fand keine eingehendere Besprechung.

Die relative Altersfolge der Schichten des Calanda von Vättis gegen den Gipfel hinauf wurde schon von *Studer* in seiner „Geologie der Schweiz“ erkannt — z. T. wohl auf *Arn. Eschers* Beobachtungen beruhend — und beschrieben. Das Vorhandensein einer überliegenden Falte wurde aber noch nicht erwähnt. Zahlreiche Notizen über den Calanda hinterliess *Arn. Escher v. d. L.* in seinen Tagebüchern. Da *Piperoff* dieselben schon zur Verfügung standen und bei seiner Calandauntersuchung verarbeitet werden konnten, habe ich — z. T. auch infolge Mangel an Zeit und Gelegenheit — von einer eingehenden Berücksichtigung von *Eschers* Tagebuchnotizen abgesehen; *Arn. Escher* kannte wohl die Faltennatur des Calanda, lieferte aber davon kein Profil. In den ersten Jahresberichten der naturforschenden Gesellschaft Graubündens 1854—1856 legte *Theobald* seine Beobachtungen über den Calanda nieder. Dieselben beschäftigen sich nicht im heutigen Sinne mit der Tektonik des Gebirges, sondern stellen vielmehr, um mit *Theobald* zu sprechen, eine „Auseinandersetzung der geognostischen Verhältnisse des Calanda“ dar. *Theobald* erkannte und beschrieb in den wesentlichsten Zügen den Aufbau des Calanda: die Überlagerung der Jura-„dolomite“ auf Dogger, Dolomit und Verrucano bei Felsberg-Tamins und die in ausgedehnten Flächen austreichenden Kreideschichten — die tektonische Bedeutung des Val Cosenz und den Aufbau des Kaminspitzgrates erkannte er dagegen nicht. In der Erkennung und Bestimmung der einzelnen Formationen hatte er für seine Zeit das Bestmögliche geleistet. Die geologische Karte der Schweiz 1 : 100,000, Blatt XIV, enthält im Calandagebiet hauptsächlich seine Untersuchungen. In den grundlegenden Werken *Alb. Heims*, dem „Mechanismus der Gebirgsbildung“ und den „Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“, wird der Calanda nur anhangsweise behandelt. In letzterem Werke wurde die grosse Falte des Calanda in den Muldenschenkel des Südfügels der Glarner Doppelfalte versetzt. Diese richtige Einordnung wurde durch *Piperoff* in seiner Calandamonographie in Abrede gestellt. Die Calandafalte wurde durch ihn zum Südfügel der Glarner Doppelfalte gemacht. In einen andern regionalen Zusammenhang brachte *Th. Lorenz* die Calandafalte *Piperoffs*. Er verband, wie oben schon erwähnt, den Calanda mit dem Fläscherberg und ordnete den so entstehenden Kreisbogen der in sich geschlossenen „Glarner Bogenfalte“ ein. Die Verbindung von Calanda und Fläscherberg findet sich auch noch in *Lugeons* „Nappes de recouvrement“; dagegen wird daselbst das Untertauchen der helvetischen Faltenzüge gegen E zum erstenmal scharf ausgesprochen. — Eine Ergänzung zu *Piperoffs* „Calanda“ gab *A. Rothpletz* im Jahre 1900, indem er der Geologie des Calanda, insbesondere seinem nördlichen Teil, ein ganzes Kapitel in den „Alpenforschungen I“ widmete. Er betont als erster das Vorhandensein

mehrerer Falten (nach *Rothpletz* 7), die sich am Aufbau der ganzen Calandakette beteiligen. Diese glaubte *Rothpletz* hauptsächlich im nördlichen Flyschgebiet festgestellt zu haben. Für die Tektonik des Calanda s. st. bedeutet dagegen *Rothpletz'* Mitteilung keine berichtigende Neuerung.

Im Laufe der jüngsten Zeit wurden über *Piperoffs* geologische Aufnahme des Calanda immer mehr Zweifel laut. *K. Tolwinski* vertrat zuerst (1909) die Anschauung, dass die Calanda-Nordwestwände über der autochthonen Aufwölbung zwei normale Schichtserien in sich begreifen; in gleichem Sinn äusserten sich *P. Arbenz* und *W. Staub* (Lit. 9, pag. 48). Bei meinen Aufnahmen in der anstossenden Ringel-Segnesgruppe (1909—1910) fand ich daselbst eine mehrfache Übereinanderlagerung parautochthoner Falten, die im Calanda ihre Fortsetzung haben mussten. Die tiefere Falte des Calanda bezeichnete *K. Tolwinski* als „Calandaüberschiebung“, die höhere als „Drachenüberschiebung“; in meinen früheren Darlegungen (Lit. 13) belegte ich dieselben, um die durch sie aufgebauten Gebirgsteile deutlicher hervorzuheben, als Orgeln-Kaminspitz- und Panära-Calanda-Falte.

A. Tektonik der parautochthonen Falten des Calanda.

Einer geologischen Lokalbeschreibung geht gewöhnlich eine Besprechung der Formationsreihe des betreffenden Gebietes voraus. Wenn hier davon abweichend das tektonische Kapitel vorausgesetzt wird, so bewegen dazu verschiedene Umstände. Einmal ist im stratigraphischen Teil der „Geologie der Ringel-Segnesgruppe“, sowie in der Darstellung der Grauen Hörner durch *K. Tolwinski* die ganze Schichtserie vom Kristallinen bis zum Flysch besprochen worden; die faziellen Verhältnisse des Calandagebietes schliessen sich, wie nicht anders zu erwarten, aufs engste an diejenigen der genannten Gebiete an. Die Kenntnis jener Schichtserie genügt also vorläufig, um die Tektonik des Calanda klarzulegen. Des weitern dürfte sich in unserm Falle ergeben, dass gerade die vorherige Analyse des inneren Baues die später zu besprechenden faziellen Verschiedenheiten der einzelnen tektonischen Glieder des Gebirges erst ins richtige Licht setzt. Diese mehr deduktive Methode in der geologischen Beschreibung dürfte in speziellen Fällen also einen gewissen Vorzug haben.

I. Die Falten des Calanda (s. st.).

1. Die Rheintalgehänge.

Der Verlauf der zwischen Felsberg und Untervaz aus der Talsohle aufsteigenden Malm- und Kreideschichten scheint der denkbar einfachste zu sein. Man glaubt, ohne weiteres in jedem beliebigen Querprofil auf dem Rücken ein und derselben, nicht weiter gestörten, grossen Falte emporzusteigen. Die hellgrau angewitterten und oft stark metamorph veränderten Tithon- und Quintnerkalke erleiden nur einige untergeordnete und dazu noch schwierig feststellbare Verbiegungen: so bei Felsberg, wo Clivage und Schichtung, wie schon aus bedeutender Entfernung sichtbar, in spitzem Winkel sich schneiden. Die den Malm überlagernden untern Kreideschichten bilden die landschaftlich so prägnante, braun angewitterte Felswand, welche die wohl zum grösseren Teil durch Abbrüche bedingte Rückwitterungslinie der zäheren Echinodermenkalke darstellt. Sie zieht sich vom Rhein bei Haldenstein bis hinauf auf den Kamm des Möllersattels (Haldensteiner Calanda). Die Schichtlage zeigt mannigfache Veränderungen; sie schwankt zwischen E 25°—40° N und ist in den nördlichen Teilen gegenüber den südlichen etwas mehr gegen N abgelenkt. Der Winkel des Schichtfallens ist in der Tiefe bedeutend grösser (bis 55° SE) als in den höheren Regionen, wo er mit der Neigung des Gehänges oft zusammenfällt. Die mehr dem E-Fall sich nähernde Schichtlage entspricht hier aber schon nicht mehr dem normalen Schichtfall quer zur Faltenachse, sondern dem Niedertauchen der Falte in der Streichrichtung.

Eine nähere Besprechung erheischt hier eine tektonische Komplikation, welche uns bei Oldis entgegentritt. Das versteckte kleine Tälchen von

Oldis

bildet eine Erosionsnische, welche nördlich Haldenstein buchtartig in die Gehänge des Calanda greift. Der kleine Bach hat den Zusammenhang der Neocomschichten unterbrochen und die darunterliegenden Zementsteinschichten und die tithonischen Korallenkalke blossgelegt. Rechts des Baches bildet die hohe Neocomfelswand, welche die Burgruine Lichtenstein trägt, das normale Hangende, links ist es die niedrigere Felswand, die bergaufwärtsziehend die Maiensäse von Sasserdont trägt. Diese beiden Neocomzüge setzen sich aber nicht, wie unten erläutert werden soll, unmittelbar aneinander. Zwischen ihnen liegt ein Mittelschenkel. In dem nördlichen und niedrigeren Felszug lässt sich am oberen Rande ein wohl dem Kieselkalk zuzuzählender, schwach glauconitischer, grünbraun angewitterter schwarzer Mergelschiefer feststellen, welcher auf der Lichtensteinerseite — falls daselbst der Kieselkalk über den einheitlichen, in ihrer Mächtigkeit so sehr angewachsenen (ca. 60 m) untersten Kreidekalken überhaupt noch vorhanden ist — fehlt. Das Hangende des glauconitischen Schiefers stellen weiter nicht erkennbare spätige Kalke dar, worüber sich dann an der Basis der Felswand des Scalripp an verschiedenen Stellen hellgraue Kalke aufgeschlossen finden, welche bankweise massenhaft Austern enthalten; es müssen die Sinuatabänke der oberen Drusbergschichten sein. Die stark geschieferten Kalke gehen nach oben in die zirka 50 m mächtige, helle Schratzenkalkwand des Scalripp über.

Schon aus grösserer Entfernung erkennt man, dass die morphologisch einheitliche Felswand des Scalripp ihrer tektonischen Natur nach zweigeteilt ist. In zirka 900 m stossen die oberen hellen Schratzenkalke in scharfer Trennungslinie an den braunen Neocomschichten, die von hier gegen den Rhein hinunterziehen, ab. Man ist geneigt, hier eine Verwerfung oder Verschiebung zu sehen. Zu letzterer Erklärung bekannte sich auch *Piperoff* (Lit. 1, pag. 21). Er konstruierte sich zur Erklärung dieses tektonischen Vorganges ein im Grunde genommen höchst kompliziertes und unmögliches Bild: eine nach seiner Darlegung wohl als horizontale Querverschiebung zu bezeichnende Störung sollte das Neocom, das heute an der scheinbaren Verwerfungsspalte in das Niveau des Schratzenkalkes tritt, aus der Nische des Oldisbaches verschoben und in seine jetzige Lage gebracht haben. Die Entblössung des Malm bei Oldis sollte die direkte Folge dieser, die hangenden Schichten um zirka 300 m versetzenden Verschiebung sein. Diese sehr hypothetische Erklärungsweise dürfte aber nicht haltbar sein. Würde *Piperoff* die Kontaktverhältnisse von Neocom und Schratzenkalk weiter verfolgt haben, so hätte ihm diese Erklärung für die „Verwerfung“ im Scalripp nicht genügen können.

Besehen wir uns die Kontaktverhältnisse etwas näher. Die Schratzenkalke des Scalripp, die wir oben in normaler Lagerung über den Sinuatabänken angetroffen haben, streichen N 45° E mit 40° SE-Fall; darüber legen sich, geschieden durch eine scharfe Kluft, die gleichsinnig fallenden braunen Neocomkalke. Es sind am Kontakte gelbbraune, im allgemeinen innen schwarze, echinodermische Kalke, zum Teil ausserordentlich stark geschiefert und unkenntlich geworden. Sie dürften als Öhrlikalk anzusprechen sein. — Ausserhalb dieses natürlichen Aufrisses in der Felswand lässt sich der Kontakt von Schratzenkalk und Neocom nicht mehr deutlich verfolgen. NEwärts zieht die Grenzlinie durch waldiges Terrain gegen den Rhein hinab; es entsteht dadurch ein im Grundriss dreiseitiger Neocomkomplex, an dem sich sämtliche Unterabteilungen des Neocoms beteiligen. Überraschend ist hier die Feststellung der Überlagerung von Sinuatabänken der Drusbergschichten über dem Schratzenkalk des Scalripp, welche längs des kleinen, dem Rhein zufließenden Baches zu erkennen ist. Die Deutung dieser Lagerungsweise können wir erst weiter unten versuchen, nachdem wir den Charakter dieser dreiseitigen Neocomscholle kennen gelernt haben.

Kehren wir zu der „Verwerfung“ am Scalripp zurück! Älteres liegt hier mit gleichem Fallen auf Jüngerem. Man glaubt, das Bild einer Faltenverwerfung vor sich zu haben. Eine Lagerungs-

¹⁾ *Rothpletz* sah in diesen Schratzenkalken Jura und kam infolgedessen auch zu einem abweichenden tektonischen Bilde. Hier behält *Piperoff* in seinen Beobachtungen recht; er kannte die Sinuatabänke in gleicher Lagerung vom südlichen Ausgange des Herrentobels.

umkehr ist wegen der Gleichheit der Gesteine nicht zu erkennen. Die Bestätigung aber, dass wir es nicht mit einer Verschiebung oder einem gewöhnlichen Bruche zu tun haben, liefert uns erst vollkommen die weitere Verfolgung des Schrattenkalkes bergaufwärts gegen Batänia und in die Haldensteiner Alpen.

Dicht südwestlich über der Stelle, wo der Weg nach Batänia den Schrattenkalk überschreitet, treten wieder, wie bei der „Verwerfung“ von Scalripp, die tieferen Neocomkalke an den noch gleich orientierten Schrattenkalk heran. Die Lagerung ist entsprechend. Die braunen Echinodermkalke liegen über den hellgraublauen Kalken. Die hier vorliegenden Neocomkalke sind in zusammenhängender Verbindung mit der ausgedehnten Neocomdecke westlich über der Lichtensteiner Burg. Südlich unter den Neocomschichten des anormalen Kontaktes bei Batänia kommen längs einer oberen Verzweigung des Oldisbaches die Kalke und Schiefer des Tithons zum Vorschein. Dieselben gehören einem kleinen Gewölbe an, da die Neocomkalke unter dieselben einfallen. Aus diesen Lagerungsverhältnissen dürfte sich ergeben, dass hier eine Falte mit Jurakern vorliegt; in ihrem Rücken liegen die braunen Deckschichten von Lichtenstein, während die Schichten des Mittelschenkels im allgemeinen nicht erhalten sind, sondern eine Faltenverwerfung an dessen Stelle tritt. Die Schrattenkalkwand, die wir vom Scalripp aus verfolgt haben, gehört dann in diesem Sinne schon dem aufsteigenden Muldenschenkel an. (Man vergleiche stets Fig. 1, Taf. I.) Die dreiseitig begrenzte Neocomscholle, die in der Scalrippwand in die Verlängerung des Schrattenkalkes tritt, in Wirklichkeit aber über demselben liegt, muss also, weil in analoger Lage mit dem Neocom südlich Batänia befindlich, die in der Streichrichtung tiefergelegene Fortsetzung der soeben festgestellten Malm-Neocomfalte oder -schuppe darstellen. Die oben erwähnte Überlagerung von Drusberg-Sinuataschichten über Schrattenkalk dürfte dem erhalten gebliebenen Mittelschenkel zuzuschreiben sein. Der Schrattenkalk, der sonst im ganzen Verlauf der Falte durch Überschiebung vom Neocom getrennt ist, ist an jener Stelle, wo die Falte im Streichen tiefer hinabgesunken und kleiner geworden ist, im ursprünglichen Verbande mit den Drusbergschichten geblieben. Er beteiligt sich also auch am Mittelschenkel der Falte. Auch wird uns nun die weiter oben getane Äusserung, dass die Neocomschichten links und rechts des Oldisbaches nicht unmittelbar sich aneinandersetzen, verständlicher sein. Der nördliche, linksseitige Neocomzug gehört in den Muldenschenkel; er unterscheidet sich auch durch das Vorhandensein der glauconitischen Lage von der

südlichen Lichtensteiner Entwicklung, welche dem Gewölbeschenkel angehört.

Die vorliegende Falte von Oldis hat keine grossen Dimensionen. Gegen NE dürfte sie, rasch tiefer sinkend, allmählich ausgehen. Bergaufwärts gegen SW ist sie auch nicht mehr mit Sicherheit weiter zu verfolgen, sie tönt innerhalb des weiten Neocomgebietes der Haldensteinalp wohl allmählich aus.

Die Verfolgung des Schrattenkalkzuges von Scalripp, der also dem aufsteigenden Muldenschenkel der Oldiserfalte entspricht, haben wir bei Batänia unterbrochen. Von Batänia ist derselbe in SW-Richtung bergaufwärts als eine schmale und riffartige Felsmauer gegen Sesslinien weiter verfolgbar. Hier treten im Liegenden des hellen Kalkzuges

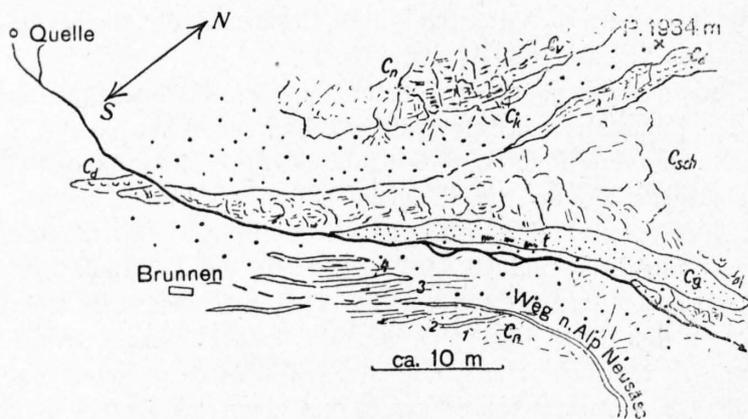


Fig. 1. Grundrisskizze des Kontaktes von Gault-Schrattenkalk und Neocom in der Haldensteinalp. (Neusäss.)

- Cg* Gault, *t* Turrilitenschicht.
- Csch* Schrattenkalk.
- Cd* Drusbergschichten mit Sinuatabänken.
- Ck* Kieselkalk.
- Cr* Valangienkalk.
- Cn* Neocom (allgemein).
- 1. Braune, spätige Kalke, Öhrlikalk.
- 2. Schiefrige, etwas grünsandige Einlagerung in denselben.
- 3. Schwarze Tonschiefer, ähnlich den Schieferlagen der Drusberg- oder Cementsteinschichten.
- 4. Helle echinodermische Kalkbänke, vom Typus des Valangienkalkes.

(Str. E 30° NE 60—65° SE) wieder die typischen Sinuatabänke auf, welche nun keinen Zweifel mehr über das Alter dieser Kalke, ob Kreide oder Jura, aufkommen lassen können.

Ein noch vollkommeneres Querprofil bietet sich höher oben nordwestlich über den Hütten der Haldensteineralp Neusäss (P. 1886 m). Der Schrattenkalkzug verschmälert sich rasch und setzt bald in den ihn allseitig umgebenden Neocomschichten aus. Eine schematische Grundrisskizze orientiert am besten über diese Verhältnisse: Fig. 1.

Das Wesentliche, was uns diese Stelle wertvoll macht, ist das Vorhandensein von sicherem Gault über dem Schrattenkalk von Scalripp-Batänia und die erneute Feststellung des Überschiebungskontaktes zwischen demselben und dem Neocom von Lichtenstein.

Mit dem Auskeilen des Schrattenkalkes wird es unmöglich, die weitere Fortsetzung und Begrenzung der Oldiserfalte zu erkennen. In der wellig-hügeligen Landschaft des Haldensteiner-alpgebietes stehen nur mehr hellbraungelbe echinodermische Kalke an, innerhalb welcher einzelne Horizonte nicht mehr zu verfolgen sind. Welches dürfte wohl der Grund des Auskeilens des Schrattenkalkes sein? In Fig. 1, Taf. I, wurde angenommen, dass er synklynal herausgehoben wird.

Ebenso wie die der Oldiserfalte zugehörigen oder benachbarten Jura-Kreideschichten sich als eine NE-SW streichende Zone des Calandagehänges zusammenfassen lassen, so können wir auch den nördlich resp. nordwestlich dazu parallel verlaufenden Kreidekomplex

zwischen Batänia und Val Cosenz

für sich betrachten. Die Umstände, welche die Beobachtung und Entwirrung der tektonischen Verhältnisse ermöglichen, sind hier bedeutend ungünstiger. Die leitenden Felszüge sind weniger ausgeprägt, und Waldbedeckung behindert den Überblick. Schon *Piperoff* stiess hier auf Schwierigkeiten, die vollständig zu heben mir nicht möglich war. Freilich ist das Bild der Kartierung wesentlich anders geworden, da hier mein Vorgänger verschiedene Kreidestufen miteinander verwechselte.

Durchqueren wir den Schrattenkalk von Scalripp auf der Höhe von Batänia, so stossen wir zwischen Geuscha und l'Aräza auf den steilstehenden Kontakt von Schrattenkalk und Neocom. Die Lage entspricht den Profilen bei Sesslinen. Obwohl die Schichtfolge hier kaum tektonisch verändert sein kann, fand ich doch keine typischen Drusbergschichten mehr. An den Schrattenkalk treten schwarzbraune, harte Echinodermenkalke, 80—85° SE fallend. Der Neocomzug, dem diese angehören, verbreitert sich bergaufwärts rasch und ist über Wolfegg und die Haldensteiner-alpen in Zusammenhang mit der südlicheren Neocomdecke; bergabwärts dagegen wird er zwischen dem Schrattenkalk von Batänia und dem nördlich darunter einfallenden Seewerkalk immer mehr eingengt; von Cortschna gegen Curtanetsch zieht er noch als schmales Felsband durch den steilen Wald hinunter und quert das kleine meridional verlaufende Tälchen des Herrentobels, dann geht aber jede Spur dieses Neocomzuges verloren, und sein Hangendes, der Schrattenkalk von Batänia-Scalripp, tritt an sein Liegendes, den Seewerkalk, heran. Zu dieser Scheidung: Schrattenkalk südlich und Seewerkalk nördlich, wird aber nur derjenige kommen, der den Verband unseres Schrattenkalkes mit den Sinuataschichten und dem Gault kennen gelernt und die nördlichen Kalke in regelrechter Lage über den Turrilitenschichten gesehen hat. Wer dagegen allein hier unten die steilen Waldgehänge zwischen Rhein und Curtanetsch begeht, der erkennt stets nur ein und denselben, hellgrauen, stellenweise kristallin umgewandelten Kalk; er würde alles für Schrattenkalk halten, da sich ein erkennbarer petrographischer Unterschied nicht einstellt. Diesen Widerspruch zu lösen gelang mir nicht. In ähnlicher Weise konnte ehemals *Piperoff* keine Grenze zwischen dem von ihm richtig bestimmten südlichen Schrattenkalk und den — zwar irrig gedeuteten — nördlichen Kreidestufen legen. Auf der diesem Texte zugrunde liegenden Karte findet sich zwischen Schratten- und Seewerkalk eine Grenzlinie eingetragen, welche einem kleinen NE verlaufenden Tälchen folgt. Diese Grenze ist hypothetisch. Sie bringt folgende Auffassung zum Ausdruck: Der Neocomzug, der über Wolfegg-Cortschna sich bis gegen Curtanetsch hinabzieht, repräsentiert

die Kernschichten einer im Muldenschenkel der Oldiserfalte sich erhebenden nördlicheren Falte¹⁾; zwischen Rhein und Curtanetsch bleiben die Neocomschichten von Cortschna infolge Kleinerwerdens der Falte unter der Oberfläche zurück, so dass der Schrattenkalk an die ihn nördlich unterteufenden Seewerkalke stösst.

Eine andere Deutung für diese unklaren Grenzverhältnisse zwischen Schratten- und Seewerkalk wäre die Annahme von Brüchen, welche den Schrattenkalk in das Niveau des Seewerkalkes gebracht haben könnten. Einige kleine Brüche mit NW-Streichen durchsetzen denn auch vom Rhein an aufwärts die hellen Kalke. Verschiedene enge Klusen und Tälchen (z. B. bei Curtanetsch) könnte man ebenfalls mit Bruchlinien in Zusammenhang bringen. Da aber weder Bruchflächen noch feststellbare Verschiebungen in dem einheitlichen Gestein zu erkennen sind, so ist ebenso gut anzunehmen, dass diese Tälchen unabhängige Verwitterungsformen, Reste älterer Talläufe, darstellen. Die wenigen sicheren Brüche, die also übrig bleiben, dürften kaum in Betracht fallen, den Gegenstand besser aufzuklären; sie sind zu unbedeutend. Die Überschiebung von Schrattenkalk auf den ihm so ähnlichen Seewerkalk dürfte einstweilen die annehmbarste Erklärung sein.

Wenden wir uns nun dem Gebiete zu, das das liebliche Gelände der Untervazer Mäiensässe von Betiain, Pramcisters, Valdruse etc. umfasst. Aus den höheren Teilen der Vazer- und Mastrilseralp ziehen in verschieden breiten Streifen Seewerkalk, Gault, Schrattenkalk und Neocom dem Gehänge nach hinunter. Längs des Neocoms von Cortschna wären der verkehrt gestellte Schrattenkalk und Gault zu erwarten. Die Entblössungen und der Erhaltungszustand der Gesteine genügen aber nicht, um etwas Bestimmtes erkennen zu lassen. Einzig in ca. 2000 m im Gebiet der Vazeralp glaube ich zwischen Seewerkalk nördlich und Neocom südlich Schrattenkalk erkannt zu haben. Vermutlich liegt aber der Neocomzug von Cortschna nach Art einer Schuppe auf dem Seewerkalk, und Mittelschenkelglieder dürften überhaupt fehlen. — Zwischen der Ruine Neuenburg und Fenza brechen Seewerkalk, Gault und Schrattenkalk gegen die Rheinebene ab. Im Schrattenkalke sind grosse Steinbrüche angelegt, in denen der zum Teil kristallin gewordene Kalk als sogenannter Untervazer Marmor ausgebeutet wird. *Piperoff* und auch *Rothpletz* hielten diesen grauen Kalk für Malm und den darüberliegenden kieseligen Schiefer, den Gault, für Kieselkalk²⁾ (vergl. Profil pag. 59).

Folgt man aber den grünsandigen Schiefen den waldigen Steilhang hinauf gegen Valdruse, so kann man sich an den reichlich auftretenden Turriliten überzeugen, dass typischer Gault vorliegt. In der Tiefe fällt dieser unter die dem „Untervazer Marmor“ völlig gleichen Schichten des Felsspornes der Ruine Neuenburg ein. Es ist demnach zweifelhaft, ob die Kalke der Ruine Neuenburg dem Seewerkalk oder einer nochmals auftauchenden Schrattenkalkaufwölbung angehören. Da der Gault im Kontakte mit dem Neuenburger Kalke keine Turrilitenschicht erkennen lässt, dürfte derselbe wohl als Schrattenkalk aufzufassen sein und mithin die streichende Fortsetzung des Schrattenkalkes von Batania darstellen.

Einer weiteren Erwähnung bedarf noch das Gaultfenster von Pramcisters. In dem an erratischen Blöcken reichen, N-S verlaufenden Tälchen Herrentobel-Parnizlis kommt in Pramcisters dicht nördlich unter dem Neocomzug von Cortschna unter dem Seewerkalk der Gault zum Vorschein. Er ist durch die meist unkenntlichen hervorwitternden Petrefakten der Turrilitenschichten leicht zu erkennen und war hier auch schon von *Theobald* als solcher erkannt worden. Er bildet mit seinem Hangenden untergeordnete Faltungen, die in dem kleinen Engpass westlich unter P. 1112 m durch das Tälchen quer durchschnitten werden. Sie streichen E-W.

Von hier gegen N fortschreitend, durchgehen wir im Abstieg gegen Untervaz in normaler Lagerung sämtliche Kreidestufen: Gault, Schrattenkalk (mit Requiendienresten), Kieselkalk (undeutlich), den hellgelbbraunen Valangienkalk (mit gezackten Austernschalen, Alectryonien?) und

¹⁾ Gegen eine solche Erklärung des Neocomzuges von Cortschna spricht das Fehlen der Grünsandschicht von Oldis, welche dem Muldenschenkel der Oldiserfalte angehört.

²⁾ *Rothpletz* (Lit. 2, pag. 149) glaubte in diesem „Neocom“ den innersten Teil einer spitzen, keilförmigen Mulde zu erkennen, die sich bergaufwärts rasch erweitern und die höheren Kreidestufen aufnehmen sollte. Nach meinen Aufnahmen ist eine solche Mulde nicht vorhanden.

den daraus allmählich hervorgehenden, ebenfalls mehr oder weniger echinodermischen Öhrlikalk. Ohne dass Malm zutage tritt — er muss im Innern des Berges zurückgeblieben sein — gelangen wir unverhofft in eine breite Seewerkalkzone, welche das ganze Val Cosenz einnimmt. Die Erkennung dieser Lagerungsverhältnisse ist für die Tektonik des Calanda von ausschlaggebender Bedeutung. Das Auftreten des Seewerkalks unter der unteren Kreide liefert uns den deutlichen Beweis, dass hier eine Falte abschliesst. Die Oberfläche des Gehänges liegt in der Nähe des Scheitels der Falte, der ohne Mittelschenkelschichten — ausser den nächsten, wohl noch verkehrt liegenden Seewerschichten — dem Seewerkalk der Mulde aufliegt. Alle die kleineren Falten in der normalen Kreide des Calandaostabanges, die wir bisanhin festzustellen versucht haben, liegen als sekundäre Schuppungen im Rücken dieser grösseren Falte, die wir als Calandafalte bezeichnen wollen. Bevor wir uns der nördlich folgenden Muldenzone zuwenden, beschäftigen uns noch der Aufbau der Gipfelregion des Calanda.

2. Die Gipfelregion des Calanda.

Die Neocomkalke, welche in der Zone der Falte von Oldis liegen, aber über dem bergaufwärts sich ausspitzenen Schrattenkalkzug nicht mehr als dieser Falte zugehörig erkannt werden können, ziehen sich über den Sennenstein in das Gebiet der Calandahütte und erreichen die Kammhöhe. Von dieser zusammenhängenden Decke abgetrennt sind die Neocomgipfel des Felsberger Calanda (Weibersattel) und des Teufelskirchli. In der lang sich hinziehenden Felsmauer des Weibersattels ist schon aus grösserer Entfernung eine intensiver grünbraun angewitterte Schichtbank zu erkennen; sie gehört wohl dem Kieselkalk an. Die kleine Zacke des Teufelskirchli baut sich aus den untersten Schichten des Öhrlikalkes auf. Es sind braune, innen schwarze echinodermische Kalke, welche durch intensiv rostrot angewitterte, vollkommen dichte Abänderungen gebändert werden.

Das Hintertal.

Die Neocombänke, welche den weiten Rücken des Männersattels (Kamm von P. 2646 an nordwärts) aufbauen, liegen einem Malmkern auf (Fig. 2), welcher durch den Einschnitt des Hintertales aufs schönste blossgelegt ist. Dieses tektonisch schöne Bild wurde schon von *Piperoff*

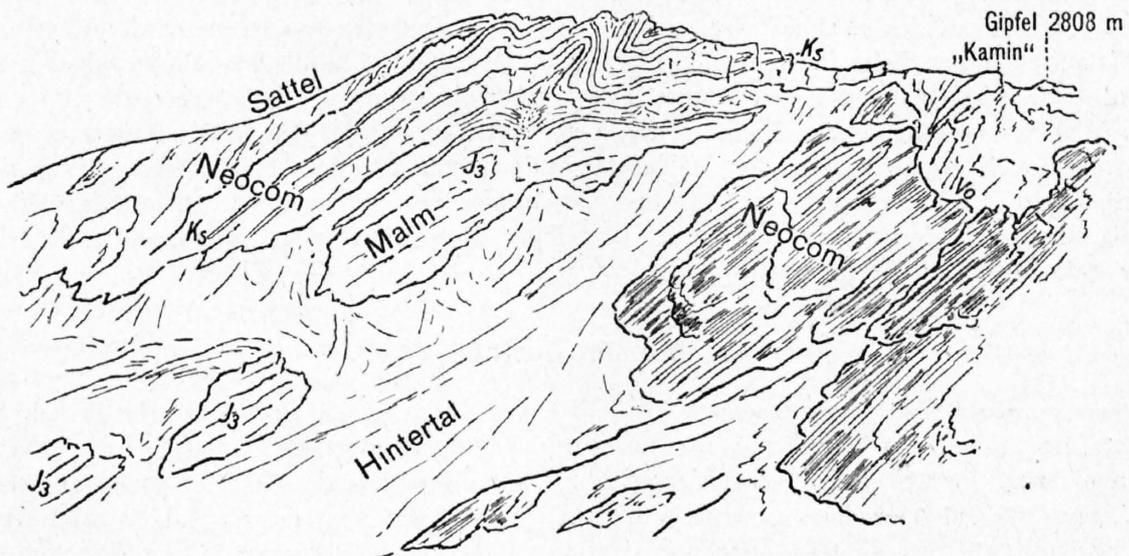


Fig. 2. Der Malmkern der Hintertalfalte.

Ks Kieselkalk. J₃ Malm. (Gipfelpartie siehe Fig. 1, Taf. I.)

beschrieben und gezeichnet (Lit. 1, pag. 22). Der Malmkern ist nach oben spitz ausgestreckt; in seinem Gewölbeteile erhebt sich, wie Fig. 2 zeigt, eine beinahe aufrecht stehende, schön geschwungene Falte; sie beginnt in den Zementsteinschichten, welche durch ihren Wechsel von Kalkbänken und schiefrigen Zwischenlagen für solche separate Faltung sich sehr gut eignen. Im Liegenden des Malmkernes befindet sich der Neocomfelszug, welcher Hinter- und Mittlertal scheidet; er muss also dem Mittelschenkel der Hintertalfalte angehören.

Die Falte des Hintertales mit ihrem Malmkern ist, wie zu erwarten, auch auf der Vättnerseite des Haldensteiner Calanda, im

Haldensteiner Schaftäli

festzustellen. Hier scheint sie *Piperoff* vollkommen entgangen zu sein. Sein Kartenbild entfernt sich so weit von den wirklichen Verhältnissen, dass man beinahe vermuten möchte, er hätte diese Gegend überhaupt nie besucht; trotzdem gibt er ein Profil von Vättis bis auf den Haldensteiner Calanda, das aber, besonders im oberen Teile, keinen grossen Wert hat. Unterhalb des Teufelskirchli liegen untereinander im Malm zwei kleine Kare, aus denen das wilde Gonscherolatobel seinen Ursprung nimmt. Beim gewöhnlichen Aufstieg von Vättis auf den Calanda verlässt man das untere Kar auf der linken Seite und gewinnt durch eine steile Runse die Schutthalden unter P. 2646 m. Diese Runse entspricht einem Gesteinswechsel. Rechts begleitet sie, scharf abgeschnitten, eine Malmwand, welche in Zusammenhang ist mit dem mächtigen Malmkomplex des Felsberger Calanda. Links sind es braunschwarze Neocomkalke. Die tektonische Lage dieser kleinen Runse übersehen wir aufs beste von der gegenüberliegenden Seite des Felsberger Calanda. In der Malmwand erkennt man deutlich den Malmkern einer Falte, deren reduzierter, neocomer Mittelschenkel der darunter liegenden Seewerkkalkmulde und dem nach innen allmählich auskeilenden Gault und Schrattenkalk eines Muldenschenkels aufliegt. Die tieferen Schichten des Muldenschenkels, Kieselkalk, Valangien- und Öhrlikalk, legen sich in schön geschwungener Muldenumbiegung unter die aufsteigende Malmwand.

In einem Versuche, die Falten des Ringelgebietes mit denen des Calanda zu parallelisieren, habe ich schon früher (Lit. 13, pag. 55) darauf hingewiesen, dass die Mulde des Schaftäli, die wir soeben kennen gelernt haben, im Calanda gegen W oder SW keine Fortsetzung mehr besitzt. Höchst wahrscheinlich dürfte, wie ich damals darlegte, ihre streichende Fortsetzung nach W nördlich vor P. 2420 m (Wysegg) durchgegangen sein. Da nun der Malmkern dieser Hintertalfalte in direktem Zusammenhang mit dem Malm des Felsberger Calanda ist, dieser also in seinem oberen Teile der gleichen Falte angehört, so ergibt sich daraus eine viel bedeutendere Mächtigkeit für den Malmkern dieser Falte in einem Profil P. 2700 — P. 2420 m. Es dürfte danach zu schliessen sein, dass die Hintertalfalte gegen W an Grösse und Weite zunimmt. Umgekehrt nimmt sie dagegen in der entgegengesetzten Richtung rasch ab. Am Ausgang des Hintertales ist deren Malmkern von den Neocomschichten der Haldensteinalp schon überdeckt. Ihre Fortsetzung liegt möglicherweise im Neocomzug von Cortschna; es würde also nur mehr der Schrattenkalk von Batania, der nach der früher gegebenen Darstellung dieser Zone angehört, als jüngstes Glied dieser Falte noch den Rhein erreichen.

Das Mittlertal.

Den verwickeltesten Bau erschliesst das östlich vom Calandagipfel absteigende Mittlertal. Der Talgrund liegt in den Kreideschichten des Muldenschenkels der Hintertalfalte; dieselben entsprechen dem Kreidezug, der auf der Westseite des Calanda aus der Mulde des Schaftäli aufsteigt (vergl. Fig. 7, pag. 32) und über die sogenannten Bleisen um den Gipfelgrat des Calanda herumzieht.

Begeben wir uns an Hand der Übersicht von Taf. I an den Ausgang dieses Tälchens und versuchen, dessen geologischen Bau zu entwirren. Nachdem wir die zahlreichen Moränen, die das Tälchen erfüllen, überschritten haben, stossen wir auf der linken Seite auf ein normales Kreide-

profil. (Profil *a—a* Fig. 3.) Dessen Schichten ziehen, zu einer kleinen Falte sich erhebend, das linksseitige Felsgehänge hinan und schliessen den Hintergrund des Tales durch ein schönes Gewölbe ab, als dessen tiefste Schichten unter dem hohen Lawinenschuttkegel eben noch die Drusbergschichten hervorschauen. Im Scheitel des Bogens sind Gault und Schrättkalk mäanderartig miteinander verfaltet.

Ebenda durchsetzt eine scharf markierte Bruchlinie diese Fältchen. Die Fortsetzung von Gault und Schrättkalk liegt im nördlichen Flügel zirka 25 m höher. Der Gewölbeteil ist längs eines Bruches abgesunken. Die Bruchfläche streicht E-W und fällt 37—40° nach S. In der auf der Verschiebungsfläche ausgewitterten Höhle, deren Boden die Sinuatabänke bilden, deren Dach aber der abgesunkene Schrättkalk darstellt, sind die schönsten quer-verlaufenden Rutschkehlen zu beobachten; Rutschstreifen sind dagegen nicht mehr erhalten geblieben. Die Bruchspalte lässt sich von hier über den zackigen Grat auf die Vättnerseite verfolgen, wo sie in den obersten Teil des Vidameidatobels absteigt und der weitem Beobachtung entgeht. Die Richtung des Einfallens scheint daselbst nicht mehr die gleiche zu sein. Wir haben es hier mit einem regelrechten Bruche zu tun, der unabhängig vom Bau der Falte dieselbe quer durchsetzt; es ist keine „Faltenverwerfung mit Schleppung“, wie dieses Piperoff glaubte gefunden zu haben.

In dem von unserm Standpunkt aus rechten Flügel zieht sich der Gault, in mehrere (7—8) beinahe stehende Falten aufgebaut, abwärts, um am Ausgange des Mittlertales endgültig unter Schutt und Moränen zu verschwinden. Ebenso ziehen die hohen Seewerkalkwände, welche den Hintergrund des Mittlertales abschliessen und einer Mächtigkeit von ca. 40 m entsprechen, rechts wie links auswärts. Während sich aber die rechtsseitigen Seewerkalke in ihrer Mächtigkeit

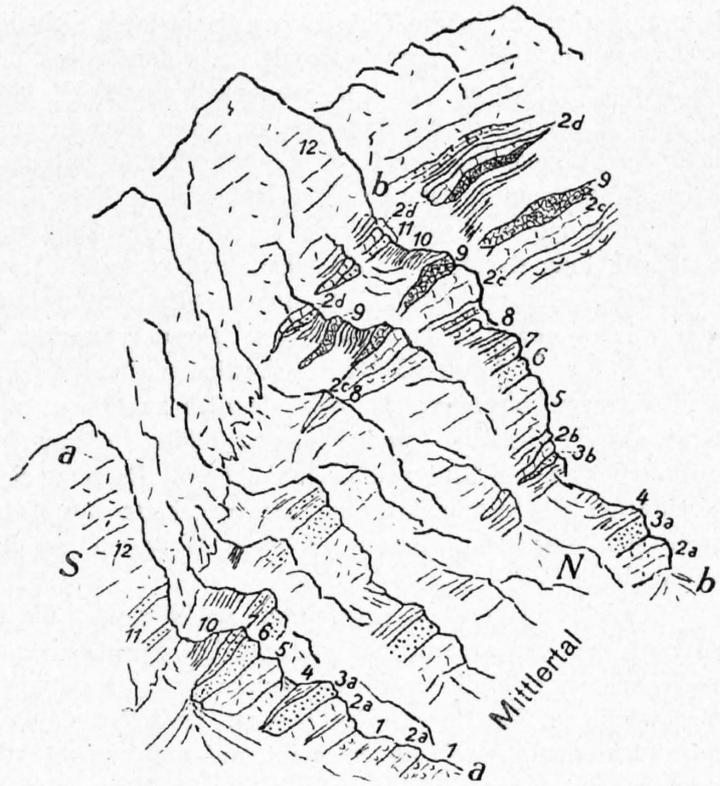


Fig. 3. Profile in der Südwall des Mittlertales.
(Vergl. Fig. 1, Taf. I.)

Sich entsprechende Stufen sind durch gleiche Ziffern bezeichnet.

Profil *a—a*.

1. Drusbergschichten mit *Exogyra sinuata*, einen kleinen Schrättkalkkern (2a) umschliessend.
- 2a. Typischer, hellgrauer Schrättkalk, zirka 14 m.
- 3a. Gault, 7—8 m.
4. Seewerkalk, ½—1 m.
5. Braune, stellenweise rost. Kalke m. Echinodermen. Öhrlikalk ± 10 m.
6. Hellere, innen blaugraue, echinodermische Kalkbank mit vereinzelt Muscheln. Valangienkalk 5—6 m.
7. Spätige, intensiv rostig angewitterte, im Bruche dunkle Kalkbank: Kieselkalk. 2.5 m höher oben liegt darüber eine zirka 3 m mächtige hellere Kalkbank.
10. Schwarze, glänzende, mürbe Tonschiefer. Drusbergschichten?
12. Darüber folgen in hoher Felswand einheitliche Neocomkalke; an deren Basis ist wieder eine rostig-spätige, zirka 1½ m mächtige Bank zu erkennen (11): Kieselkalk?

Profil *b—b*. Entfernung von Profil *a—a* zirka 500 m.

- 2a. Schrättkalk.
- 3a. Gault zirka 12 m (inkl. Turrilitenschicht).
4. Seewerkalk ± 25 m.
- 3b. Grünsandbank von zirka ½ m keilt bald aus, zeigt gegenüber dem Seewerkalk unscharfe Begrenzung. Wahrscheinlich Gault; Assilinen-grünsand ist nicht ausgeschlossen.
- 2b. Helle, kompakte Kalkbank vom Aussehen des Schrättkalkes, 2½ m. Keilt nach unten bald aus, nach oben mächtiger werdend.
5. Öhrlikalk = 7 Prof. *a*. ± 30 m.
6. Valangienkalk = 8 Prof. *a*. 5—6 m, wird höher oben undeutlich und keilt allmählich aus. Grünschwarte, rostige Bank, Fortsetzung des Kieselkalkes (9) aus Prof. *a*. 2 m.
8. Drusbergschichten: an der Basis Mergelschiefer und Kalke, im mittleren Teil schwarze Tonschiefer mit Streckrissen, zu oberst die Sinuatabänke. Mächtigkeit wechselnd 6—12 m.
- 2c. Hellgraue Kalkbank, stark umgewandelt: Schrättkalk.
9. Intensiv gelbbraune Kalkbänke, stark verändert und unkenntlich.
10. Schwarze Tonschiefer = 10 Prof. *a*. Darin eingeschlossen Kalke von 11.
11. Darüber folgt eine Serie von rostigen Kalkbänken (= 7?), Mergelschiefern und hellen Kalken (2d), welche unter sich keine bestimmten Lagebeziehungen erkennen lassen.
12. Kalke vom Typus des Öhrlikalkes.

keit ungeschwächt in die Tiefe ziehen, reduzieren sich die linksseitigen sehr rasch, so dass an der Stelle, wo die übrige normale Kreide unter der Bedeckung auftaucht, sich über dem 6 m mächtigen Gault nur noch zirka $\frac{1}{2}$ —1 m Seewerkalk findet. (Profil *a—a*, Fig. 3.) Über diese Seewerkalke legen sich gelbbraune Neocomkalke, in denen hier die einzelnen Stufen erkennbar sind. Zu unterst liegt ein echinodermischer Kalk. Einzelne Pentacriniten und kleinere Muscheltrümmer finden sich darin. Kann man zuerst über die Zugehörigkeit dieses Kalkes im Zweifel sein, so weist der darüber sicher erkennbare Valangienkalk ihn dem Öhrlikalk zu. Als eine intensiv rostig angewitterte Kalkbank folgt darüber der Kieselkalk und in seinem Hangenden, zu einer Hohlkehle ausgewittert, glänzende, schwarze, mürbe Tonschiefer, eine Bildung, die in den übrigen Teilen des Calanda in dieser Lage nicht wiederzufinden ist. Diese schwarzen Tonschiefer werden überragt von einer hohen Felswand in deren Basis sich wieder kieselkalkähnliche Kalkbänke finden; Valangienkalke sind hingegen darüber nicht mehr deutlich zu erkennen. Diese Neocomkalke, welche den zackigen Grat zwischen Mittler- und Hintertal bilden, müssen, wie früher schon erwähnt wurde, dem Mittelschenkel der Hintertalfalte angehören. Es zeigt sich hier also, dass zwischen der normalen Kreide des Muldenschenkels und der verkehrten des Mittelschenkels eine weitere normale Kreidserie sich einschiebt. Besser als viele Worte mögen die Figuren 3 und Taf. 1 die Lagerung veranschaulichen.

Durchsteigt man weiter hinten im Mittlertal die linksseitigen Felsen (Profil *b—b*, Fig. 3), so kann man im wesentlichen die gleichen Verhältnisse wiedererkennen; es treten daselbst aber noch neue Schichtglieder hinzu, welche erst die nötigen Anhaltspunkte für die Entzifferung des merkwürdigen Zwischenstückes liefern. Zwischen dem Öhrlikalk und dem nun auf zirka 25 m angewachsenen Seewerkalk erscheint, auf nur beschränkte Erstreckung verfolgbar, ein neues und schwer erklärbares Schichtpaket: in seinem Hangenden wird der normale, blaugraue Seewerkalk von einer 50—60 cm mächtigen grünsandigen Schicht begleitet. Ist es Gault oder Assilinengrünsand? Die grünbraune Anwitterungsfarbe (Gault stets braun!), ebenso wie einige, zwar ganz fragliche, nummulitenähnliche Schnitte würden für Assilinengrünsand sprechen; die Lagen aber zwischen Seewerkalk und der darüber folgenden Kalkbank lassen es wahrscheinlicher erscheinen, dass doch Gault vorliegt. Dieses schmale Grünsandband wird nämlich von einer hellen, graublauen und kompakten Kalkbank überlagert, welche nur für Schrattenkalk gehalten werden kann. Nach unten keilt dieselbe bald aus, so dass der gewöhnliche Kontakt von Seewerkalk und Neocom vorliegt; nach oben ist dagegen dieser Schrattenkalk noch eine Strecke weit zu verfolgen. Er lehnt sich an das darunter sich erhebende Seewerkalkgewölbe an und keilt dann nach einer gewölbeartigen Erweiterung aus (vergl. Taf. I). Statt dessen treten die Kalke, welche man durch Verfolgen von unserem ursprünglichen Ausgangspunkt (Prof. *a—a*) als dem Kieselkalk zugehörig erkennen kann, in direkte Berührung mit dem Seewerkalk. Valangien- und Öhrlikalk sind ebenfalls in der Tiefe zurückgeblieben. Über dem Scheitel des beinahe aufrechten kleinen Seewerkalkgewölbes setzt nach einer etwas undeutlichen Partie der rostigbraune Kieselkalk wieder ein und zieht, eine leichte Synklinale beschreibend, als auffälliges Band über dem Seewerkalk des Mittlertalgewölbes hin. Über dem Kieselkalke sind in unserem Profile *b—b* mit gut erkennbaren Sinuatabänken die Drusbergschichten und als eine stark umgewandelte helle Kalkbank der Schrattenkalk vorhanden. Während dieser nach unten bald auskeilt, setzt er sich nach oben in einem mächtiger werdenden Felsband fort und erreicht die Gratlinie, wo er das den Calandabesuchern bekannte „Kamin“ bildet. Damit hat aber der Schrattenkalk eine andere Richtung als der vorhin erwähnte Kieselkalk eingeschlagen. Zwischen beiden erweitern sich die Drusbergschichten zu einem, vom Gehänge schief abgeschnittenen, breiten Bande, das der Synklinale des Kieselkalkes folgt. Als innerster Teil der Mulde findet sich in dem höchsten Gipfelgrat (P. 2808 m) über den Drusbergschichten ein heller Kalk, wohl schon Schrattenkalk, der mit demjenigen des „Kamin“ in Form eines Gewölbes zusammengehangen haben dürfte (vergl. auch Fig. 8, pag. 37). — Doch kehren wir wieder zurück zu unserem Profil. Vergeblich sucht man über den stark umgewandelten Schrattenkalke nach Gault. Was hier folgt ist ein unentzifferbares Zermalmungsprodukt irgend eines Neocomkalkes. Es wittert intensiv gelbbraun an und scheint dem Kieselkalk am nächsten zu stehen. Über diesen

rostigen Kalken treten wir wieder in die schwarzen Tonschiefer, welche das zum Aufstieg bequeme Schuttband haben entstehen lassen. Wir haben damit eine aus dem tieferen Profile *a—a* leicht verfolgbare und auch sicher wieder erkennbare Schicht erreicht. Gegenüber jenem unteren Profile fällt in dem eben durchgangenen besonders auf, dass sich zwischen die schwarzen Schiefer echte Drusbergschichten und Schrattenkalk eingeschaltet haben.

Bisanhin war es leidlich möglich, die verschiedenen tieferen Kreidestufen zu erkennen. Diese Möglichkeit lässt uns aber im Stiche, wenn wir versuchen wollen, die Schichten der oberen Begrenzung des Schieferzuges zu entziffern. Ein helles Schrattenkalkband ist auf eine kleine Strecke wieder verfolgbar. Braungelbe spätige Kalkschiefer (Drusbergschichten?) und einige rostbraune Kalkbänke (Kieselkalk?), z. T. unter dem Schrattenkalk gelegen, leiten in die hohe und mächtige Neocomwand über, welche ihrer Lage nach das Liegende des Hintertalmalmkernes darstellt.

Um nun den äusserst verwickelten Bau, den uns die durchgangenen Profile andeuten, enträtseln zu können, hat man sich vorerst über die Zugehörigkeit der schwarzen Tonschiefer zu entscheiden. Ausser aus den Drusbergschichten (Fig. 7, pag. 32) sind mir aus den übrigen Kreidestufen des Calanda keine Schieferbildungen dieser Art bekannt. Im Kieselkalk, in dessen Kontakt sie zwar im unteren Profile *a—a* angetroffen werden, sind keine Tonschiefer entwickelt. Nach faziellen Erwägungen kommen also für ihr Alter nur Drusbergschichten in Betracht. Aber auch die Lagerungsweise spricht dafür. Rechts wie links des Schieferzuges findet sich, wenn auch nicht unmittelbar anstossend, Schrattenkalk. Die unkenntlichen braunen Kalkbänke (9 in Prof. *b—b*, Fig. 3), die sich in einem abgerissenen Fetzen auch in den Schiefen selbst finden, entziehen sich einer weiteren Deutung.

Betrachtet man also die vom Grate bis ins Mittlertal sich hinabziehenden Schiefer als Drusbergschichten, so ergibt sich daraus das folgende tektonische Bild: an den Neocom-Mittelschenkel der Hintertalfalte legt sich, in einzelne Fetzen auseinandergerissen, der Schrattenkalk; unter diesem erheben sich in einem merkwürdigen Zwischenstück die Schiefer der Drusbergschichten, welche ihrerseits von einer nach unten spitz ausgezogenen, nach oben zu einer Mulde sich erweiternden normalen Kreideserie unterlagert werden. Fasst man dieses ganze komplizierte Gebilde zusammen, so erkennt man, dass hier zwischen Mittel- und Muldenschenkel der Hintertalfalte ein im wesentlichen synklinales Mittelstück eingefaltet erscheint.

Eine Bestätigung dieser Lagerungsverhältnisse liefert uns wiederum die Vättnerseite des Calanda. Die rostbraune Kieselkalkbank über dem Seewerkalk ist um die dem Gipfelaufsatz nördlich vorgelagerte Kuppe („Hoh' Grind“) herum auf die N- und W-Seite deutlich verfolgbar. Entsprechend der Mittlertalseite stellen sich zwischen ihr und dem Seewerkalk bald auch die tieferen Kreidekalke ein (Fig. 6, pag. 29). Ebenso ist der Schrattenkalk des „Kamin“ noch eine Strecke durch die Felsabstürze zu verfolgen. Die unbestimmbaren gelben Kalke (stark schiefrig und mehr oder weniger mit Schrattenkalk mechanisch verknetet) queren ebenso wie die sie begleitenden schwarzen Schiefer den Grat, verschwinden dann aber alsbald unter den Schutthalden. Daran schliessen sich gegen SE die Neocomkalke im Rücken der Hintertalfalte, ohne dass die auf der Mittlertalseite dem Mittelschenkel zugezählten Schrattenkalkfetzen vorhanden wären. Im wesentlichen ist also auf der Vättneralseite zu erkennen, dass auch hier über dem normal gelagerten Seewerkalk eine zweite normale Kreidefolge liegt, welche in Form einer Mulde unter die Hintertalfalte einfällt.

Die Beantwortung der Frage nach der Art des tektonischen Vorganges, der eine solche eingeklemmte Mulde geschaffen haben mag, kann natürlich nur hypothetischer Natur sein. Die ehemaligen Zusammenhänge sind für eine sichere Rekonstruktion nicht mehr genügend erhalten. Vorerst ist festzuhalten, dass dieses Zwischenstück nicht etwa eine eingewickelte Partie irgend einer höheren Falte sein kann. Dafür ist der tektonische und fazielle Zusammenhang mit der Umgebung ein zu unmittelbarer. Die Ausbildung der Kreide unterscheidet sich nicht wesentlich von derjenigen des Muldenschenkels im Mittlertal und auf den Bleisen (Westseite). Sehr wahrscheinlich stellt diese Mulde einen Teil der Hintertalfalte dar. Da die Lagerung normal ist, liegt

die Annahme, dass sie dem Gewölbeteil der Hintertalfalte entstammen könnte, am nächsten. Zwar könnte man auch an eine sekundäre Falte des Mittelschenkels denken, welche auch wieder Normalstellung der Schichten bewirken würde; dagegen scheinen mir aber die zum Teil bedeutenden Mächtigkeiten zu sprechen. Rein theoretisch kann man sich die Art des Vorganges und die endgültige Lagerungsweise nach dem in Fig. 4 veranschaulichten Schema vorstellen. Durch eine im Gewölbeteil der Hintertalfalte sich erhebende sekundäre Falte mag die tiefer gelegene „Scheitelspitze“ durch dieselbe gewissermassen überfaltet und zwischen die ursprüngliche Stammfalte und die nördlich sich erhebende Falte des Muldenschenkels eingeklemmt worden sein.



Fig. 4. Schema zur Erklärung der eingeklemmten Falte des Calandagipfels.

■ Schrattenkalk.

Als ähnliche komplizierte Faltungen kann man dieser Calandafalte aus der näheren Umgebung die Verwicklungen der Brigelserhörner zur Seite stellen. Dasselbst ist ein Mittelschenkel von Malm bis Verrucano unter den südlich anschliessenden kristallinen Kern der Hornblendegneise und -granite der Schlanseralpen als eine, besonders im östlichen Teile, tiefe Synklinale eingefaltet. Auch die umgestülpte Falte der Marwies im Säntisgebirge wäre nach der einst von *Schardt*¹⁾ gegebenen Umdeutung als Falte einer Falte mit unserer Hintertalfalte zu vergleichen. In Tat und Wahrheit ist aber nach den Darlegungen von *Alb. Heim*²⁾ aus den den Mittelschenkel der Falte unterlagernden Gloggerenwänden nicht eine in sich geknickte Falte zu konstruieren, sondern es repräsentieren dieselben vielmehr die überkippte und eingewinkelte Gewölbeumbiegung der Marwiesfalte; dieselbe ist also in diesem Sinne mit der Hintertalfalte nicht mehr in Parallele zu setzen.

Das Vordertal und der Mastrilser Calanda.³⁾

In gleicher Weise wie das Hintertal und das Mittlertal liegt auch das nächst nördliche Vordertal in der Richtung des Hauptfaltensstreichens. Es ist ebenfalls wie die heiden ersteren ein Aufbruchstal, das im Scheitel einer Falte erodiert ist. Im Abschluss des Tales tritt uns deshalb wieder eine im Querprofil angeschnittene Falte entgegen. Es ist das jedem Calandabesucher in Erinnerung bleibende prächtige, nach N etwas übergelegte Neocomgewölbe, das mit seinen schön geschwungenen Linien in unserem Gebiet allein dasteht. *Piperoff* hat davon eine Skizze geliefert. (Karte Fig. 3.) Die kernbildenden Schichten gehören dem Öhrlikalk an; die geschlossene Wölbung wird durch die Bänke des Valangien- und Kieselkalkes besonders hervorgehoben. Auf der Taminatalseite ist zu erkennen, dass auch der Malmkalk durch diese Falte etwas in Mitleidenschaft gezogen wird und sich schwach aufwölbt. Südlich wird das Gewölbe von dem zackigen Seewerkalkgrat des Napoleon überragt. Der Felskamm, der von hier aus ostwärts vorspringend Vorder- und Mittlertal

¹⁾ *Eclogæ geol. Helv.*, vol. VIII, pag. 403.

²⁾ „Säntisgebirge“, *Beitr. zur geol. Karte*, Liefg. XVI, pag. 90 und 641.

³⁾ Mit dem Namen Mastrilser Calanda möchte ich jenen Gratabschnitt des Calanda belegen, der zwischen Vordertal und Val Cosenz liegt und in einer aussichtsreichen Spitze von zirka 2600 m nördlich über dem Vordertal kulminiert. Da er beinahe vollständig auf dem Gebiet der Mastrilseralpe liegt, nennen ihn Einheimische gelegentlich „Berger Calanda“, d. i. Mastrilserberger Calanda.

scheidet, führt uns die verwickeltsten Detailfalten vor Augen (Fig. 5). *Piperoff* entwarf davon eine etwas schematisierte Skizze (Karte Fig. 4), von der die hier gegebene abweicht. Apophysenartig dringt der Gault in den Schrattenkalk ein, eine Erscheinung, die wohl durch Abquetschungen kleinerer Gaultfalten zustande gekommen ist. Eine weitere Erstreckung kommt allen diesen kleinen Kreidefalten nicht zu; schon auf der Mittlertalseite der nämlichen Felswand ist das Faltungsbild ein völlig anderes. Ebenso haben jene Falten und Fältchen auf der rechten Seite des Vordertales keine Fortsetzung. Dagegen ist etwas nördlicher in zirka 2400 m im Grate eine durch das stets stark vorherrschende Clivage beinahe verwischte Umbiegung in Seewerkalk wahrzunehmen. Dieselbe gehört einer Muldenumbiegung an; das dazu gehörige Gewölbe äussert sich nur mehr in der Überlagerung von Gault auf Seewerkalk; es ist abgetragen.



Fig. 5. Wand zwischen Vorder- und Mittlertal.

C_s Seewerkalk. *G* Gault. *C_{sch}* Schrattenkalk. *C_d* Drusbergschichten und Kieselkalk.

Ähnliche kleinere Faltungen dürften in der von hier im Streichen sich hinabziehenden Kreide noch mehr vorhanden sein. Sie entgehen aber der Beobachtung infolge Waldbedeckung und mangels geeigneter Aufschlüsse.

3. Die Muldenzone des Val Cosenz.

Wir sind nun, wie bei Begehung der tiefern Gehänge, an der Linie des Val Cosenz gelangt. Während in der Tiefe bei Valdrux unter der untern Kreide kein Malm zum Vorschein kommt, ist derselbe hier oben unter P. 2248 m als eine helle Felswand zu erkennen. Auf der Seite des Val Cosenz keilt das Malmband nach kurzem Verlauf oberhalb Gänge aus. Nach dem Taminatal zu schwillt es dagegen rasch zu grosser Mächtigkeit an (zirka 300 m) und zieht, hohe Abstürze bildend, unter dem Haldensteiner Calanda durch. Rechts des Latlaitobels verschmilzt dieser Malm, der — wie wohl nicht mehr besonders hervorgehoben zu werden braucht — dem Malmkern der grossen Calandafalte entspricht, mit dem einheitlichen Malmkomplex des Felsberger Calanda. Die Basis dieses Malmzuges liegt auf der Taminatalseite bei Gnaggis in scharfer und glatter Überschiebungsfläche auf schiefrigen, schwach sericitischen Kalken, die den Seewerschichten angehören, überschoben. Unter P. 2248 m treten unter dem Malm noch einige Meter eines echinodermischen Kalkes auf, der einer Stufe des Neocoms angehören dürfte. Andere Schichten eines Mittelschenkels sind in den für eine solche Feststellung nicht geeigneten Gehängen schwer zu erkennen. Östlich unterhalb des Weges von der Mastrilseralp nach Bannwald glaube ich, über dem Seewerkalk gaultähnliche Schichten erkannt zu haben.

Die Feststellung eines völlig zerrissenen Mittelschenkels führt uns zur Verfolgung der nächst tiefern Glieder, zur eigentlichen Muldenzone des Val Cosenz, über. Beidseitig von schiefrigen Seewerschichten begleitet, überschreitet bei Sattel ein Flyschzug den Grat. Aus den weichen Schieferbildungen ragt ruffartig ein kleiner Felskopf hervor, in dem man bei näherem Zusehen 2—3 Assilinengrünsandbänke erkennt. Sie stellen offenbar den innersten Teil einer spitzen Mulde dar, da sie weder auf der Seite gegen Guaggis (Taminatalseite) noch gegen Gänge weiter verfolgbar sind. Für die Frage, ob die den Assilinengrünsanden zunächstliegenden und in ihren Streichen sich fortsetzenden Mergel- und Tonschiefer noch einer flyschartigen obersten Fazies der Seewerbildungen oder schon dem eigentlichen tertiären Flysch (Bürgenschichten) angehören, gibt es keinen sichern Entscheid.

Bei der weitem Bestimmung, ob und in welcher Ausdehnung sich Tertiärschichten in der Seewerzone des Val Cosenz vorfinden, kann man sich nur an allgemein fazielle Gesichtspunkte halten. Als eine gegen die nächstliegenden foraminiferenführenden Seewerschiefer nicht abzugrenzende Schieferbildung lässt sich über Gänge und Bannwald eine Zone schwarzer Mergelschiefer verfolgen. Gelegentlich stösst man auf wulstige, eisenschüssige, schwarze Tonschiefer, oft stark gefältelt und zerknittert, eine Ausbildungsart, wie sie in unserm Gebiet nur der tertiären Flyschfazies angehört. In der Gegend von Artaschew konnte ich entsprechende Flyschschichten nicht erkennen, dagegen lassen sich weiter unten bei Valboden und Fenza wieder Schichten aus der breiten Zone der Seewerbildungen ausscheiden, welche wohl sicher dem Flysch angehören. Bei Valboden folgen am Wege von Untervaz nach Valdrux von unten (1) nach oben (5):

5. Schwarze, schiefrige Kalke wie 1.
4. Flaserige Kalke, von Calcitadern durchschwärmt.
3. 2 m braun angewitterte, blättrige, schwach grünsandige Schiefer mit feinen, weissen Quarzkörnchen; Assilinen nicht erkennbar.
2. Durch feine Sericithäutchen glänzende, mergelige Kalkschiefer; Seewerschiefer zirka 15 m.
1. Hellgraublaue, innen schwarze, ebenschiefrige Kalke; Seewerkalke zirka 70 m.

Das Profil, das man tiefer unten bei Fenza durchquert, entspricht dem hier angeführten vollkommen. Die hier vorkommenden braungrünen Schiefer, in denen ich zwar vergeblich nach Nummuliten suchte, dürften nach ihrer lithologischen Verwandtschaft zu den Assilinengrünsanden wohl zweifellos diesen entsprechen. Sie liegen wahrscheinlich der Angabe von *K. Tolwinski* zugrunde, welcher Autor in dieser Lage von Fenza stark transversalgeschiefterte Assilinengrünsande erwähnt (Lit. 10, pag. 44) ¹⁾.

Lassen wir uns also durch die Ausbildungsweise der verfolgten flyschartigen Einschaltungen für ihr tertiäres Alter bestimmen, so erkennen wir, dass die Seewerkalkzone des Val Cosenz durch einen schmalen — stellenweise vielleicht ausgequetschten — Flyschstreifen in einen hangenden und liegenden Teil geteilt wird. Ersterer leitet in den Mittelschenkel der Calandafalte über, letzterer gehört schon einer tiefern Falte an.

Morphologisch noch ausgeprägter tritt uns die Muldenzone des Val Cosenz auf der Seite des Taminatales entgegen. Die Flyschschichten, die wir im Sattel verlassen haben, ziehen ebenfalls ohne Assilinengrünsand gegen Gnaggis steil zur Tiefe. Ihre Scheidung von den nächstliegenden Seewerschichten ist gleicherweise eine mehr oder weniger unsichere. Nördlich werden sie von dem Seewerkalkzug des Älplistein ²⁾ begleitet, südlich sind es stark schiefrige Seewerschichten,

¹⁾ Unter einer kleinen Moränenlage tritt zwischen Guffis und Fenza innerhalb des schwarzen, malmähnlichen Seewerkalkes ein brauner, etwas sandiger Kalk zutage, der vereinzelte schwarze, schwach kieselige Konkretionen enthält; seine Zugehörigkeit zum Gault ist fraglich, nach dem Seewerkalk zu zeigt er Übergang; eine Andeutung der Turriliten-schichten ist aber nicht vorhanden.

²⁾ Es sei diese Bezeichnung, die eigentlich nur den auf Schröter zuschauenden Felsköpfen zukommt, auch auf P. 2121 m übertragen. In Untervaz heisst dieser Punkt Sattel; die Siegfriedkarte belegt wohl passender die südlich davon gelegene Einsattelung mit diesem Namen.

denen die massigen Malmfelsen in Überschiebung aufliegen. Die innern Teile des Muldenkernes der Calandafalte scheinen im wesentlichen nur von schiefriigen Seewerschichten erfüllt zu sein; sie heben sich durch mässig steile Böschungen zwischen den hohen Malmabbrüchen deutlich hervor. Die innerste Muldenumbiegung, bei der sich noch sämtliche Stufen zu beteiligen scheinen, ist in zirka 2100 m von Vättis aus gut zu erkennen¹⁾. Der Muldenschenkel, der von hier gegen NE auswärts zieht, geht, wie später weiter zu verfolgen sein wird, in eine tiefere, grosse und selbständige Falte über. Seine wenig mächtigen Kreideschichten ziehen über der Hütte Schröter-Obersäss hinweg und erreichen schwach ansteigend den Zweikopf.

Überraschende tektonische Neuigkeiten treten uns bei näherer Betrachtung der Lagerungsverhältnisse der Seewerkalkmasse des Älplistein entgegen. Von Westen gesehen, erkennt man in diesem Seewerkalk deutlich eine regelmässige, nach Norden geöffnete Synklinale, nördlich tektonisch unter der Flyscheinspitzung des Sattels, welche soeben erwähnt wurde. In scharf gezeichnetem Umriss setzen die Seewerkalkfelsen gegen ihre Umgebung ab; an ihrer Basis werden sie von einem Zug flyschähnlicher Schiefer begleitet, welche sie von dem normal liegenden echten Seewerkalk des Muldenschenkels der nächst tiefern Falte trennen. An der innersten, gegen den Flyschmuldenkern schauenden Umbiegung des Seewerkalkes beginnt eine Grünsandbank, die nach ihrem lithologischen Charakter und ihrer Anwitterungsfarbe den Assilinengrünsanden vollkommen gleich sieht. Assilinen enthält sie keine, ein Umstand, der aber nicht unbedingt bestimmend sein kann, sie nicht für eine Grünsandbank der Bürgenschichten zu halten, gibt es ja im Autochthonen innerhalb des Assilinengrünsandes öfters nummulitenfreie Grünsandbänke²⁾.

Vom Fusse der Abstürze des Älplistein ist dieser „Flyschzug“, der Seewerkalk von Seewerkalk scheidet, unter der Kuppe des Stelli hindurch weiter zu verfolgen. Nördlich dieses Gipfels werden die Verhältnisse durch Vegetations- und Moränenbedeckung und infolge des schiefen Anschnittes der Schichten durch das Gehänge unklar. In der Runse bei Pazigg sind foraminiferenführende, schwarze Mergelschiefer anstehend. Nach unten gehen sie in Seewerschiefer und typischen Seewerkalk über, ohne dass sich vorher Grünsand dazwischen schaltet. Nach den Aufschlüssen der Taminatalseite kann man — bei der Annahme, die basale Grünsandbank und die sie begleitenden Schiefer seien dem Eocän zuzuteilen — zur Vermutung gelangen, dass die ganze Synklinale des Älplistein-Stelli eine allseitig von Flysch umhüllte, nach unten also wurzellose Seewerkalkscholle darstelle, die ihrer Lage nach zwischen die höhere Calandafalte und die tiefere, nördlichere Falte eingeklemmt erscheint. Betrachtet man dagegen die fragliche Grünsandbank als einen Horizont der Seewerschichten, so würde die Älplistein-Synklinale eine zweite, den südlich davon gelegenen Flysch-(Assilinengrünsand)keil unterlagernde Synklinale darstellen. Zwischen beiden hätte man eine kleinere Seewerkalkfalte oder -schuppe anzunehmen, die Mulde des Val Cosenz wäre also gedoppelt.

Infolge des allgemeinen Absinkens gegen NE, das diese Synklinale auch mitmacht, kommen die ihr zugehörigen Seewerkalke auf der Seite des Val Cosenz in bedeutend tiefere Lage. Ihre Umgrenzung ist nicht scharf durchzuführen. Wohl infolge des Tiefersinkens erscheint hier innerhalb der Seewerkalke eine Zone heller Kalke, die sich von Calandaluz über Gänge gegen die obern Moränen des Cosenztales hinabziehen. Diese beanspruchen unser ganz besonderes Interesse. Es sind hellblaugrau angewitterte, innen blauschwarze, mässig stark metamorphosierte Kalke, die sich durch ihre grössere Massigkeit von den schiefriigen Seewerkalken abheben. Fossilreste enthalten sie keine; ihre Übereinstimmung mit Schrattenkalk ist sehr gross, so dass man sie für solche halten darf. Gault findet sich nicht; sein Fehlen ist ein ursprüngliches, da sich keine Spuren

¹⁾ Piperoff gibt auf seiner Karte eine Umbiegung von Neocom und Schrattenkalken an ganz unrichtiger Stelle an, wie überhaupt seine ganze, langgezogene Schrattenkalkmulde eine willkürliche und falsche Einzeichnung ist.

²⁾ Aus dem tieferen Seewerkalk des Säntis-Ostendes ist durch E. Blumer (Östlicher Teil des Säntisgebirges, in: Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Liefg. XVI, pag. 526) eine Glauconitsandbank bekannt geworden. Es entwickelt sich daselbst der Grünsand durch allmählichen, zwar raschen Übergang aus dem Seewerkalk, während die Grünsandbank der Älplisteinsynklinale als eine scharf begrenzte, selbständige Schichtbank von zirka 1.5 m Mächtigkeit innerhalb der schiefriigen flyschartigen Begleitschichten auftritt.

finden, die auf mechanische Auswälzung schliessen liessen. Nach oben, d. i. bergaufwärts, zerteilt sich die „Schrattenkalkzone“ in einzelne rasch auskeilende Lappen, nach unten dagegen verbreitert sie sich, und als Stütze für ihre Schrattenkalknatur finden sich im Liegenden des hellen Kalkes austernerfüllte Kalke, die man unwillkürlich den Drusbergsschichten zuzählen möchte. Bestimmbare Austernereste sind nicht zu erhalten. Die Austernkalke sind beidseitig von „Schrattenkalk“ begleitet, wonach auch auf Gewölbeform geschlossen werden könnte. Die Taminatalseite hat aber schon den Beweis der synklinalen Lagerung erbracht. Die soeben erwähnten ältern „Kreidekalke“ sind in diesem Sinne als die innersten Schichten der Seewersynklinale zu betrachten, die in den Muldenkern des Val Cosenz eingefaltet erscheint. Fasst man dagegen die Schichten der Synklinale des Älplistein-Stelli als die jüngsten Schichten einer normalliegenden Seewermulde auf, so wäre das Auftreten des Grünsandes, der schrattenkalkähnlichen und muschelführenden Kalke, die dann insgesamt den Seewerschichten angehören würden, sehr auffällig. Ein Umstand, der eine solche Auffassung nahe legt, ist der nirgends beobachtete, aber doch zu erwartende gestörte Kontakt zwischen den Seewerschichten der eingefalteten „Klippe“ und den sie umgebenden flyschartigen Schichten. In Karte und Profil wurde die Klippennatur zur Darstellung gebracht. Es tritt dadurch Verbreitung und Verlauf der fraglichen Horizonte mehr in Erscheinung¹⁾.

Eingangs wurde die Ansicht geäußert, dass es zweckmässig ist, einen Calanda im engeren Sinne von der nördlich vorgelagerten Kette abzutrennen und beide zusammen als Calandakette zusammen zu fassen. Die Linie des Val Cosenz trennt die beiden Teile nicht nur orographisch scharf, sondern, wie sich aus der bisherigen Darstellung ergibt, entspricht sie auch einer wichtigen tektonischen Scheidelinie. Bevor wir dieselbe überschreiten und uns der nordwärts folgenden tiefern Falte zuwenden, kehren wir nochmals zur Calandafalte zurück und besehen uns die Aufschlüsse zwischen Tamins und Felsberg, wo der Gewölbekern der ganzen Falte zum Vorschein kommt.

4. Der Gewölbekern der Calandafalte zwischen Tamins und Felsberg.

Südlich der hohen Felsmauer, welche von Felsberg über die Goldene Sonne gegen den Kunkelspass zieht und den Abbruchrand mehrerer grosser Bergstürze bezeichnet, treten, wie bekannt, unter der einförmigen Malmmasse die ältern Formationen zutage: Dogger, Trias und Verrucano. Entweder schauen sie nur als isolierte Felsköpfe aus den mit Sturz- und Gehängeschutt überdeckten Abhängen oder sie schliessen sich zu einem zusammenhängenden Gewölbe zusammen, wie dieses zwischen Rhein und Goldener Sonne der Fall ist. *Piperoff*²⁾ und *Rothpletz* haben die tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes schon beschrieben, weshalb hier nur in Kürze darauf eingetreten werden soll.

Mit steilem Südfall tauchen bei Ems aus dem Rhein die grünen, von Clivage stark betroffenen Verrucanoschiefer (Epidotchloritschiefer) hervor. In der Höhe von Tschingels legt sich darüber, mit ihnen durch Wechsellagerung verbunden, der Rötidolomit. Er fällt, wenn auch weniger steil, noch gleichsinnig, wie sein Liegendes, gegen den Rhein zu. Erst oberhalb Tschingels nehmen die massigen Rötidolomitbänke auf eine kurze Strecke mässigen (zirka 45°; *Piperoff* gibt 60° an) NW-Fall an, um dann aber bald wieder im Sinne des Gehänges weiterhin anzusteigen. In der Höhe der Goldenen Sonne werden sie von Dogger und Malm überdeckt; sie bilden ein geschlossenes Gewölbe. Blickt man von dem westlich davon gelegenen Bleiswald auf dieses zusammenhängende

¹⁾ *Piperoff* kartierte in der Mulde des Val Cosenz alles als Malm, weshalb er die Zweiteilung des Calanda nicht erkennen konnte. Wo die Assilinengrünsande von Sattel anstehen, findet sich auf seiner Karte Neocom eingetragen.

²⁾ Wie *Piperoff* zu der ganz verkehrten Schlussfolgerung kommen konnte, dass „der Verrucano der Südfalte der Glarner Doppelfalte unterhalb der Goldenen Sonne ins Calandagebirge hineinsinke“ (Lit. pag. 26), also der Verrucano der Ringelspitze gegen E plötzlich in die Tiefe des Rheintales hinabstreichet, ist höchst merkwürdig. Die neuern Untersuchungen haben die frühere Auffassung von *Alb. Heim*, dass der Calanda dem Muldenschenkel der Südfalte resp. der Glarner Überfaltung angehöre („Beiträge“, Lieferung XXV, pag. 160), vollkommen bestätigt.

Kerngewölbe, so ist gut zu erkennen, dass die NW fallenden Rötidolomite oberhalb Tschingels dem einen Schenkel einer unbedeutenden Aufwölbung im Rücken des Gewölbes der Goldenen Sonne angehören. Auf eine grössere, nach NW überliegende Falte — wie dieses *Rothpletz* tut — darf aus dieser Verbiegung nicht geschlossen werden ¹⁾.

Ein durch seine Lagerung interessantes Rötidolomitvorkommen ragt oberhalb Pradamal aus der allgemeinen Bedeckung hervor. Seine Besprechung bietet mir Gelegenheit zu einer Selbstkorrektur, welche meine bei Behandlung der Bergstürze des Rheintales geäusserte Auffassung von der Natur dieser Felsen betrifft (Lit. 13, pag. 67). Damals hielt ich nach kursorischer Begehung diese Felsköpfe für grössere verstürzte Schollen, die nicht mehr vollkommen in ihrem ursprünglichen Verbande sein sollten. Eine erneute und genauere Begehung des Terrains lieferte mir aber ein Profil, das ihren anstehenden Charakter dartut. Durchsteigt man von Pradamal aus die klüfteinreichen ²⁾ Dolomittfelsen, so bietet sich folgendes normal gelagertes Profil:

Rötidolomit, typisch gelb angewittert, Streichen N 15° E, Fallen 45° NW.

| | | |
|----------------------|--|---|
| Quarten- schiefer | | 3 m Quarzsandstein, im untern Teile mit groben Dolomitkomponenten. |
| | | 2 ¹ / ₂ —3 m violette und grünliche, quarzführende, tonige Schiefer und dünne Dolomittbänkchen; zu oberst eine kristallinisch körnige, graue Dolomitschicht, welche nach einigen Metern Bedeckung von 8 m Eisensandstein überlagert wird. |

In der Richtung nach NE aufwärts ist der Dogger nicht mehr weiter aufgeschlossen. Über der Dolomitwand, welche den auf der Karte eingetragenen Weg überragt, scheint er überhaupt gar nicht mehr vorhanden zu sein. Die Wand schliesst nach oben mit einem dolomitreccienführenden Quarzsandstein (Quartenschiefer) ab, worüber dann nach kurzer Bedeckung ein dolomitischer Malm folgt. Das Vorkommen des Doggers, den *Piperoff's* Karte erst hier verzeichnet, kann ich nicht bestätigen.

Die auffällige Orientierung der hier hervortretenden Schichten fordert eine Erklärung. Die nächstliegende Lösung wäre eine Verbindung dieser NW fallenden Schichten mit dem ebenfalls bergwärts fallenden Schenkel der Aufbiegung bei Tschingels. Dagegen spricht aber die Streichrichtung der Schichten von Pradamal, welche in ihrer starken Nordrichtung eher auf das höhere Gewölbe der Goldenen Sonne selbst hinweist. Wäre eine solche Verbindung die richtige, so ergäbe sich daraus, dass das Gewölbe der Goldenen Sonne sehr rasch sich gegen SW erniedrigen und in das Rheintal hinausstreichen würde. In diesem Falle dürfte man es also nicht mehr mit dem Gewölbe von Tamins verbinden, ein Zusammenhang, der nach Übersicht der Gesamtverhältnisse sich an Ort und Stelle direkt aufdrängt. Ich halte deshalb den erstern Fall für wahrscheinlicher und sehe im Gewölbe von Tamins die Fortsetzung desjenigen der Goldenen Sonne, und in den Schichten bei Pradamal den bergwärts fallenden Nordschenkel der Aufbiegung von Tschingels. Eine endgültige Aufklärung dieser Frage wird schwer jemals zu geben sein, da die Bergsturzmassen der Umgebung von Tamins die Untersuchung der Zusammenhänge sehr beeinträchtigen.

Der Bau der höheren Teile des Calanda-Westendes bietet zu keinen weiteren Bemerkungen Anlass. Die Verhältnisse sind sehr monoton. Die Umbiegung des Malm über dem Gewölbe der Goldenen Sonne liegt im Bergesinnern; einzelne Faltungen sind in den Felsen oberhalb Bleiswald zu erkennen. Die hohen Malmwände der Vättnerseite entsprechen, wie a. a. Orte schon ausgeführt wurde (Lit. 13, pag. 54), der summierten Mächtigkeit der miteinander verschmolzenen Faltenkerne. Den obersten und mächtigsten Zug, der sich davon gegen N abspaltet, haben wir schon als den Malmkern der Calandafalte kennen gelernt; wenden wir uns nun der nächst tiefern Falte zu.

¹⁾ Meine darauf beruhende Vermutung (Lit. 13, pag. 57), dass diese Aufbiegung vielleicht dem Kern einer nächst höhern parautochthonen Falte, der Tschepffalte, entspreche, fällt damit dahin.

²⁾ Die auf *Piperoff's* Karte verzeichnete Fallmarke entspricht einer Kluftrichtung; ebenso muss das von mir gemessene NW-Streichen irrtümlicherweise auf einer Kluffläche bestimmt worden sein.

II. Die Falte der Kaminspitze und die autochthone Aufwölbung.

Mit NS-Richtung schliesst sich an den Calanda im engeren Sinne ein niedrigerer Gebirgszug an, der vom Stelli über die Zweienspitze und Kaminspitze verläuft, hier sich gabelt und das kleine Tal von St. Margrethen einschliesst. Über seinen geologischen Aufbau gibt der Steilabfall gegen das Taminatal den besten Aufschluss. Als Muldenschenkel der Seewerflyschmulde des Val Cosenz erreicht ein wenig mächtiger Kreidezug, dem der Schrattenkalk fehlt, den Grat beim Zweikopf (1831 m) und zieht von hier, nur teilweise noch in allen seinen Stufen erhalten, nordwärts gegen die Kaminspitze. Unter dieser unscheinbaren Kreidedecke zieht sich eine etwa 150 m hohe Malmwand hin, die sich bei Schröter von dem zusammenhängenden südlichen Malm abtrennt. Sie erreicht die Kaminspitze und senkt sich von hier rasch gegen den Rhein zu. Ihr Fuss ist auf der Taminatalseite meistens von Schutthalden umsäumt und lässt das Liegende nur an einigen wenigen Stellen erkennen. In zirka 1500 m stehen rechts des Gonschraustobels bei Schröter-Untersäss zwischen Malm braune Neocomkalke an; sie keilen gegen Süden innerhalb des Malm aus, entsprechen also dem innersten Keil einer neuen und tiefern Mulde. Die nächst nördlichere Runse bei Ghurst durchschneidet eine schon vollständigere Kreideserie. Unter der hohen Malmwand liegen stark zerknitterte Mergelschiefer, die den tiefern Flyschschichten angehören dürften. Noch weiter nördlich öffnet sich die vorliegende Kreidemulde rasch. Bei Waldboden liegt eine vollständige Kreideserie vom Öhrlikalk bis zu den Seewerschiefern vor, die gegenüber der Kreide der Zweienspitze an Mächtigkeit zugenommen hat. Von hier weg biegt sie dann rasch in die Tiefe und erreicht die Tamina nördlich des Strangentobels. Das Spiegelbild dieses kuppenförmigen Abbiegens, das sämtliche Schichten in sich begreift, ist auf der Seite der Grauen Hörner noch schöner und übersichtlicher zu verfolgen.

Die Verfolgung dieser Kreide hat uns in die Tiefe der autochthonen Aufwölbung von Vättis hinabgeführt. Dieselbe bildet in gleicher Weise, wie ich es vom Ringelgebiet geschildert habe, die autochthone Basis der Falten des Calanda. Ihr kristalliner, zu den überlagernden Triaschichten diskordant gefalteter Kern zeigt das rasche Niedertauchen in noch gesteigertem Masse: über dem Gnapperkopf gehen die Rötidolomitbänke in einer flexurartigen Abbiegung, welche erst durch die höhern Malmschichten ausgeglichen wird, rasch in die Tiefe. In den sogenannten Christusköpfen befindet sich der Rötidolomit noch in einer Höhenlage von zirka 1280 m, wenig weiter nördlich setzt er in zirka 1150 m in der Felswand des Gnapperkopfes fort.

Kehren wir nach diesem kurzen Exkurs in die Tiefe zur Malmzone der Kaminspitze zurück. Besser als auf der Taminatalseite ist ihr Fuss längs der Nordfront zwischen Kaminspitze und Rhein aufgeschlossen. Fig. 8 und 11 orientieren über die näheren Kontaktverhältnisse. Sämtliche Aufschlüsse zeigen, dass Malm unmittelbar auf Flyschschichten überschoben ist. Glieder eines Kreidemittelschenkels habe ich nirgends erkennen können. Im wesentlichen zeigt uns also der Bau des Kaminspitzgrates die für eine parautochthone Falte typischen Verhältnisse. Nach dem Eckpunkte der Kaminspitze bezeichne ich diese tiefste der autochthonen Aufwölbung unmittelbar aufliegende Falte als die Falte der Kaminspitze.

Im Gewölbeschenkel dieser nach E ebenfalls niedersinkenden Falte liegen die gegen den Rhein sich hinabziehenden Gehänge der Untervazer- und Mastrilserheuberge. Die Kreide ist zum Teil ganz oder bis auf die tiefern Neocomschichten abgetragen, oder ausgedehnte Moränenablagerungen verdecken die Zusammenhänge.

Von bedeutender Wichtigkeit ist die Erkennung und Verfolgung der unter dem Seewerkalk der Mulde des Val Cosenz hervortretenden tiefern Kreideschichten, welche in den Gewölbeschenkel überleiten. Die Ungunst des Geländes erschwert hier aber die Kartierung sehr. Das Rappentobel, die tiefe und wilde Erosionsrinne des Cosenzbaches, liegt in seinem obern Teile in Seewerkalk, an seinem Ausgang bei Untervaz steht Quintnerkalk an. Die Gault- und Neocomschichten, welche in ihrer tektonischen Lage dem Kreidezug oberhalb Schröter (Taminatalseite) entsprechen, müssen also in irgend einer Höhe die Schlucht durchsetzen. Die untere Kreide ist sehr schwer zu erkennen;

ihre geringe Mächtigkeit lässt sie leicht übersehen. In der kleinen Seitenrunse, welche bei Ratschon in die linksseitigen Gehänge schneidet, glaube ich in braunschwarzen, etwas kieseligen Schieferen den Gault erkennen zu können; auch Schrattenkalk scheint hier erhalten zu sein.

Unter der ausgedehnten Moränendecke der Untervazer Maiensässe treten weiter nördlich nur mehr Tithon- und unterste Kreidekalke hervor. Die Abwitterung bis auf die jurassischen Kernschichten hat ihre Ursache in einer leichten Auffaltung, welche von Lienki über Sesselkopf talwärts streicht. Nördlich derselben fällt bei Marola das Neocom unter die hellen Tithonkalke ein. Die Neocomkalke selbst werden ihrerseits wieder von einem hellen, schrattenkalkähnlichen Kalke unterteuft. Es hält schwer, in dem waldigen Terrain, das keine zusammenhängenden Aufschlüsse liefert, sich ein gutes Querprofil zu verschaffen. Dennoch glaube ich, annehmen zu dürfen, dass es sich bei solchen im Streichen verlaufenden hellen Kalkzügen, wie hier bei Marola und auch weiter nördlich bei Maröli, um Tithon handelt, das kleinen, im Rücken der Kaminspitzfalte sich erhebenden Falten angehört. Die Ähnlichkeit des Tithons in der Umgebung der Kaminspitze mit gewissen hellen Varietäten des Schrattenkalkes ist eine sehr grosse. Da aber der Schrattenkalk der Kaminspitzfalte im allgemeinen fehlt, liegt obige Annahme wohl am nächsten.

Bei einem Vergleich der neuen Calandakarte mit derjenigen von *Piperoff* springt die vollständig verschiedene Kartierung in die Augen. *Piperoffs* Aufnahmen waren hier sehr mangelhaft. Das lokal vorhandene Einfallen von Neocom unter Tithon war für ihn jedenfalls ein Anhaltspunkt für die Aufstellung des von ihm gesuchten Mittelschenkels. Dabei verkannte er aber vollständig die Natur des Malmkernes, dem sämtliche Kreidestufen der Kaminspitzfalte aufliegen. Er machte denselben zu einem auch in tektonischer Hinsicht unmöglichen Seewer- und Schrattenkalkmittelschenkel.

Die geologische Wanderung über die parautochthonen Falten hat uns nun bis an ihren Nordrand, der durch die Malmüberschiebung der Kaminspitze gegeben ist, geführt. Das nördlich vorgelagerte Flyschgebiet bildet einen Komplex, den wir mit Vorteil in der Besprechung von den südlichen Kreidemalmfalten abtrennen können. Wir wenden uns deshalb vorerst der Stratigraphie der parautochthonen Falten zu.

B. Stratigraphie der parautochthonen Falten.

Die paläozoischen Kerne und ihre Trias-Doggerumhüllung.

Als paläozoische Kerne haben wir auf der Seite des Taminatales den Gewölbekern der autochthonen Aufwölbung, das kleine kristalline Vättnermassiv, auf der Seite des Rheintales das Verrucanogewölbe der Goldenen Sonne kennen gelernt. Die Übereinstimmung mit den Verhältnissen der Ringelgruppe enthebt uns hier eines längern Verweilens. Auf der Calandaseite bei Vättis sind es vorwiegend arkoseähnliche Gneise und Sericitschiefer, welche in dem zentralmassivisch gefalteten Kerne zutage treten. Wesentlich ist die diskordante Schichtlage zu den hangenden Triasschichten, welcher Umstand verlangt, dass die hercynischen Gesteine von Vättis mit dem der helvetischen Schichtserie zugehörigen Verrucano nicht unter ein und denselben, oft allzu viel umfassenden Begriff „Verrucano“ zusammengefasst werden. Die Trennung in kristalline Schiefer und eigentlichen Verrucano ist in unserm Gebiete gut durchzuführen: dem kristallinen Kern von Vättis fehlen Verrucanogesteine, während umgekehrt im Verrucanogewölbe der Rheintalseite ältere kristalline Gesteine nicht mehr zutage treten. Im Verrucano des Gewölbes der Goldenen Sonne treffen wir im wesentlichen die gleichen Gesteine, wie ich sie aus dem Gewölbe von Tamins beschrieben habe (Lit. 13, pag. 6). Es sind fast ausschliesslich die grünen Epidotchloritschiefer, die am besten als gemischte diabasische Tuffe zu deuten sind. Die dioritporphyritischen Einlagerungen scheinen auf der Seite des Calanda weniger entwickelt zu sein, als dies bei Tamins der Fall ist. Ich fand solche als wenig mächtige, unbestimmt begrenzte Einschaltungen im oberen Teil der von Tschingels gegen den Rhein hinabstreichenden Verrucanowand. Von einem Kontakt zwischen dem tuffogenen Material und dem Eruptivgestein kann man nicht sprechen. Es gehen die übrigens sehr stark geschieferten grünen Gesteine durch Abnahme des Epidot und Chloritgehaltes in die feldspatreichen, gelblich-weißen porphyritischen Lagen über. Aber auch die tuffogenen Grünschiefer nähern sich in gewissen, mehr schichtweise angeordneten Partien durch Aufnahme makroskopisch deutlich sichtbarer Feldspat-(Plagioklas) einsprenglinge stark einem porphyritischen Eruptivgestein. Der Bestimmung *Pi-peroffs* — der gerade umgekehrt die Epidotchloritschiefer für Dioritporphyrite hielt und die sichern eruptiven Einlagerungen übersah — mögen solche mehr porphyrische Proben zugrunde gelegen haben.

Die Stratigraphie der Trias bedarf nach den auch das Calandagebiet betreffenden Angaben in meiner Ringelbearbeitung keiner eingehendern Erörterung. Die basalen untern Sandsteine finden sich über den Vättner kristallinen Schiefen, fehlen aber auf der Rheinseite. Der Rötildolomit entwickelt sich bei Tschingels, ähnlich wie bei Tamins, durch Wechsellagerung von Dolomitbänken mit grünlichen, quartenschieferähnlichen Schiefen aus dem Verrucano. Die Quartenschiefer schliessen sich, wie das Profil von pag. 21 zeigt, in ihrer Ausbildung an diejenigen der Ringelseite an. Das gleiche gilt für die schon mitgeteilten Profile bei Vättis (Lit. 15, Fig. 1, pag. 12). Ottrelithschiefer traf ich dagegen am Calanda nirgends. Ob im Gewölbe der Goldenen Sonne Quartenschiefer vorkommen, ist infolge Bedeckung nicht sicher zu entscheiden. Funde im Gehängeschutt sprechen für ein, wenn vielleicht auch nicht zusammenhängendes Auftreten derselben.

Lias, der sich auf der Westseite des Calanda am Ausgang des Vidameidatobels als ein dolomit- und quarzführender, echinodermischer Kalk vorfindet, konnte auf der Rheintalseite nicht mehr festgestellt werden.

Ebenfalls in seiner Verbreitung nur an die Gewölbe von Vättis und der Goldenen Sonne gebunden, ist der Dogger. In seiner faziellen Ausbildung und Mächtigkeit stimmt er mit den benachbarten Gebieten überein. Die relativen Verhältnisse von Eisensandstein und Opalinusschiefern scheinen, so viel überhaupt den wenig ausgedehnten Aufschlüssen zu entnehmen ist, ziemlich veränderlich zu sein. Auf der Rheintalseite tritt die quarzitisch-sandige Ausbildung sehr in den Vordergrund. Im übrigen sei auf die Angaben von *Piperoff*, *Tolwinski* und des Verfassers verwiesen.

Der Malm.

Ganz wesentlich bedeutender, als die vorgenannten Stufen, wird der obere Jura für den Aufbau der Calandakette. Die tiefern Glieder, der Schiltkalk und die durch Wechsellagerung von Kalkbänken und Schiefern gekennzeichneten Argovienschiefer, folgen den tiefern Jura-stufen und bieten faziell nichts Neues, ebenso die zirka 500 m mächtigen Quintnerkalke, die die verschiedensten Übergänge in kristallinisch umgewandelte Kalke zeigen, im allgemeinen aber nicht die hochgradige Metamorphose in rein weisse Marmore, wie viele Malmkalke der Ringel-Segnesgruppe, erlitten haben. Die Abgrenzung des Quintnerkalkes gegenüber dem Tithon ist ebenso, wie in den umgebenden autochthonen Gebieten, keine bestimmte; es herrscht eine breite Zone des Überganges, so dass erst die oft reichlich auftretenden stockbildenden Korallen (*Thecosmilien* (?), meist ganz unkenntlich) das Vorhandensein des typischen Tithon dartun. Die Korallenkalke bilden aber keinen geschlossenen Horizont, sondern gehen in ein und demselben Niveau oft in hellaschgraue oder auch schwarze Tithonkalke über. Die Tithonbreccie habe ich am Calanda nirgends gesehen.

Eine ihr eigentümliche Ausbildung des Tithons zeigt in gewissen Partien die Falte der Kaminspitze. Aus den schwarzen oder aschgrauen, korallenführenden Kalken entwickelt sich in der Umgebung der Kaminspitze eine dem Schrattenkalk oft täuschend ähnliche Kalkbildung, die, teils schichtweise, teils unregelmässig zerstreut, Anreicherungen von Echinodermentrümmern und kleinen bryozoenartigen Gebilden aufweist und gelegentlich auch unbestimmbare Zweischalerreste enthält. *Piperoff* machte aus diesen Kalken Seewer- und Schrattenkalk, ein Irrtum, der die Erkennung der Kaminspitzfalte verunmöglichte und natürlich zu ganz falschen Profilen führen musste.

Eine ausführlichere Besprechung erheischen die Zementsteinschichten. Sie finden sich in den ihrer tektonischen Lage nach höchsten Falten besonders entwickelt, also im Jurakern der kleinen Falte von Oldis und in der in den Felsberger-Calanda hinüberstreichenden Falte des Hintertales. Die zugänglichsten Aufschlüsse sollen hier besprochen werden.

Folgt man dem kleinen Bache von Oldis in die Höhe, so erkennt man über den hellen, grauweissen Tithonkalken, mit ihnen durch Übergang verbunden, schwarze Mergelschiefer, welche von 2—3 schwarzen, $1\frac{1}{2}$ —2 m mächtigen Kalkbänken durchsetzt werden. Die ganze Bildung ist zirka 10—15 m mächtig. Darüber folgt mit einer schwarzen, mehr gelbbraun angewitterten Kalkbank das unterste Neocom. Die Zementsteinschichten ziehen dem kleinen Bache von Oldis entlang bis in eine Höhe von zirka 1200 m. Da, wo der Weg nach Batänia den Bach quert, liegt über schwarzen, glänzenden Tonschiefern eine kristallinisch körnige, graublau Kalkbank, die voller Umwandlungsflecke ist; sie wiederholt die Fazies der Tithonkalke in den Zementsteinschichten.

Den hier auftretenden Zementsteinschiefern ähnliche schwarze Schiefer finden sich in der Haldensteinalp im Kontakte von Neocom und Gault. Man kann daselbst über ihre Zugehörigkeit, ob Drusbergschichten oder Zementsteinschiefer, im Zweifel sein. Der Grundriss der Fig. 1, pag. 8, gibt über ihre Situation weitem Aufschluss.

Sichere Zementsteinschichten erkennt man wieder in den schönen Faltungen des Malmgewölberkes im Hintertal und in der Umgebung des Teufelskirchli. An letztem Orte konstatiert man im Übergange von Jura zur Kreide 6 kompakte, innen schwarze, 1—1½ m mächtige Kalkbänke, deren geschieferte Zwischenschichten mergelig-kalkiger Natur sind. In entsprechender Lage sind im Felsberger-Calanda bei P. 2560 m diese Zwischenschichten wieder schwarze, glänzende Tonschiefer; sie scheinen also innerhalb rein toniger und mehr kalkiger Ausbildung zu variieren.

Der Wechsel von Kalkbänken mit Ton- resp. Mergelschichten, welcher die besprochenen Aufschlüsse charakterisiert, zeigt, dass in der Sedimentation eine Tendenz von der Kalkfazies der tiefern Jurabildungen in eine mergelig-tonige Fazies überzugehen vorliegt. Dieser Übergang in vertikalem Sinne zeigt aber innerhalb des Calandagebietes eine horizontale Beschränkung. Die angeführten Örtlichkeiten gehören, da sie alle in den höchsten Falten liegen, einer ursprünglich südlichen Zone an. Schon die nächst tiefere Calandafalte scheint der Tonschiefer-Zwischenschichten zu entbehren. Die Zementsteinschichten sind daselbst (Bleisen!) nur mehr als eine Serie malmähnlicher, gebankter Kalke vom Tithon abzugrenzen. Steigen wir vollends hinab in die Falte der Kaminspitze, so ist daselbst über den tiefern Kalken kaum mehr mit etwelcher Sicherheit eine Stufe der Zementsteinschichten zu erkennen; die untersten Schichten der Kreide und die obersten Jurakalke nähern sich oft so sehr, dass man keine Grenze zu ziehen weiss. Das gleiche dürfte für die tiefere autochthone Aufwölbung, wo eine weitere Beobachtung durch Terrainschwierigkeiten verunmöglicht wird, Geltung haben ¹⁾.

Aus der Verteilung und Ausbildung der Zementsteinschichten innerhalb der Calandafalten ist der lithologische Charakter des obern Jurameeres unseres Gebietes zu erkennen. Von einer nördlichen recifalen oder pelagischen Fazies gelangen wir, gegen Süden vorschreitend, in die äussere Zone einer mehr bathyalen Fazies.

Die gleichen faziellen Verhältnisse finden sich auch in der Ringel-Segnesgruppe. Ich machte darauf schon früher (Lit. 13, pag. 55) aufmerksam und zog die Analogie in der Beschränkung der Tonschieferentwicklung auf die südlichen Falten (Falte der Flimserstein-Tschepp und Hintertalfalte) zur Parallelisation der Ringel- und Calandafalten heran, freilich, ohne ihr entscheidende Beweiskraft beizumessen. Die Zuteilung der schwarzen, bituminösen Tonschiefer des Flimserstein zur Kreide, wie ich sie zuerst im stratigraphischen Teil der „Ringel-Segnesgruppe“ ausgeführt habe (Lit. 13, pag. 19), fällt nun nach den im Calanda bestimmt erkannten Zementsteinschichten dahin.

Noch seien einige Worte über *Piperoff's* Stratigraphie des Malm hinzugefügt. *Piperoff* unterschied im Calanda eine korallogene Fazies des Tithon neben einer Mergelschieferfazies, die er als „Balfriesschiefer“ bezeichnete. Diese letztere Bezeichnung verwenden wir aber besser für jurassische Sedimente nicht mehr und verstehen darunter nur die vermergelte, bathyale Fazies der Berrias-Valangiansedimente in den höhern helvetischen Decken (vergl. Lit. 4). Seinen „Balfriesschiefer“ zählt *Piperoff* die ihm ebenfalls bekannten Schiefer von Oldis und des Hintertales zu. Die Hauptentwicklung seiner jurassischen Mergelfazies glaubte er, in einem durch ihn unbestimmt abgegrenzten Kalk- und Mergelschieferkomplex im Val Cosenz entdeckt zu haben. Damit versetzte er aber die ganze Zone der dort zum Teil typisch entwickelten Seewerkalke und -schiefer in den Jura, ein grober Fehler, der natürlich seine bösen tektonischen Folgen haben musste.

Die Kreideformation.

Das meiste Interesse in der Formationsserie des Calanda beanspruchen die Kreidebildungen. Sie kommen auf der Ostseite des Calanda in ausgedehnten Flächen zur Entwicklung, wodurch ihnen daselbst in der Formgebung des Geländes die Hauptrolle zukommt. Da aber die Ausbildung

¹⁾ Im Gebiet der Grauen Hörner ist nach den Angaben von *K. Tolwinski* (Lit. 10, pag. 12) die Abtrennung der Zementsteinschichten als „etwas mergelige Kalke“ wieder möglich. Er schätzt sie auf etwa 30 m. Auf der Ringelseite des Calfeusentales konnte ich dieselben nicht mit Sicherheit erkennen. Sicher ist, dass dort wenigstens die tonschiefrige Ausbildung nicht vorhanden ist.

der einzelnen Stufen nur innerhalb geringer petrographischer und lithologischer Differenzen schwankt, vermögen sie — zum guten Teil auch infolge des stets ausgeprägten Clivage — keine spezifischen Terrainformen zu schaffen. Immerhin ist die Verwitterung den geringen Verschiedenheiten nachgetastet: sie und die ihr nachfolgenden Abbrüche haben sich vorzugsweise an die Formations- und Stufengrenzen gehalten und dadurch die hohen Abstürze zwischen Jura und Neocom, Schrattenkalk und Neocom und in geringerem Masse innerhalb der einzelnen Kreidestufen bedingt. Für das Landschaftsbild der Calanda-Ostseite bilden dieselben gewissermassen die leitenden Richtlinien.

Die grosse lithologische Ähnlichkeit der Sedimente, welche insbesondere die untere Kreide betrifft, bietet grosse Schwierigkeiten für die stratigraphische Aufteilung in den einzelnen Stufen. *Theobald* und *Piperoff* fanden sich deshalb oft nicht zurecht und versetzten bald dieses, bald jenes Kalkgebilde, auf irgend ein unbestimmbares, schlechtes Fossil sich stützend, in eine ihm nicht zukommende Stufe oder Formation. Es wäre verlorne Mühe, wollte sich der Geologe allein an Hand der paläontologischen Altersbestimmung in den Kreidestufen des Calanda oder des Autochthonen überhaupt ausfinden. Brauchbare Fossilfunde gehören — Gault ausgenommen — zu grossen Seltenheiten. Die einzige Methode, die hier zum Ziele führen kann, ist der lithologische Vergleich. Eine einmal in ihrem lithologischen Charakter erkannte Schichtbank oder Schichtgruppe ist, soweit es Terrain- und Aufschlussverhältnisse gestatten, in ihrem Verbreitungsgebiet zu prüfen und zu verfolgen. Es sei deshalb hier die Bemerkung angebracht, dass es mir bei der neuen Calandaaufnahme weniger darauf ankam, meine Resultate durch ein paar mit grossem Zeitverlust aufgesammelte, unbestimmbare Fossilreste zu „stützen“, als vielmehr durch ausgedehnte Begehungen den tektonischen und faziellen Zusammenhängen nachzuspüren.

Das Neocom.

Aus praktischen Gründen seien die Stufen vom Öhrlikalk bis und mit den Drusbergschichten, die man als Neocom im weitern Sinne zusammenfassen kann, zuerst gemeinsam betrachtet. Die Trennung in die Unterabteilungen ist sehr mühevoll und praktisch nur für die höheren Regionen auf einige Erstreckung durchführbar. Es ist deshalb sehr begreiflich, dass frühere Autoren in der Stratigraphie des Calanda nur Neocom unterschieden. *Theobald*, der ja als erster die Aufteilung der Sedimente des Calanda vornahm, nannte dasselbe mit einer günstig gewählten Lokalbezeichnung stets Lichtensteiner Schichten. Er erwähnte aus denselben „*Exogyra Couloni*-ähnliche Austern, Seeigelstacheln, Pentacriten und korallenartige Bildungen“, wonach er auf unteres Neocom schloss. *Piperoff* folgte im allgemeinen seinen Ausführungen, vermengte aber mancherorts das Neocom mit höhern Kreidestufen.

Das Neocom, als Ganzes genommen, umfasst eine Schichtfolge litoraler Kalkbildungen, die alle mehr oder weniger reich an Echinodermenresten sind und eine braungelbe bis rostige Anwitterungsfarbe zeigen. Eine Ausnahme davon machen die Sinuataschichten von Oldis, welche sich in ihrer Anwitterungsfarbe an das Hellgrau des Schrattenkalkes anschliessen. In seiner Gesamtmächtigkeit lässt das Neocom ein Anwachsen von N nach S deutlich erkennen. Der Hauptanteil dieser Zunahme dürfte auf den Öhrlikalk entfallen. Es ist dies aber nur eine Vermutung, da die Annahme, dass der Valangienkalk gegen S in die ihm nahestehende Öhrlikalkausbildung übergeht, auch nicht von der Hand zu weisen ist. In den Felswänden bei Haldenstein erreichen die unter der Abwitterungsoberfläche noch vorhandenen Neocomschichten — Kieselkalk und Drusbergschichten scheinen durchwegs zu fehlen — ungefähr 60 m. Ebenfalls eine ähnlich grosse Mächtigkeit erreicht das Neocom in den der Hintertalfalte zugehörigen Felswänden der Felsberger Calanda und am Sattel (Grat bei P. 2646 m) des Haldensteiner Calanda. Dasselbst ist aber zum mindesten der Kieselkalk schon darin enthalten. In der Falte der Kaminspitze ist die braun angewitterte Schichtserie der untern Kreide (inklusive Öhrlikalk) nur mehr zirka 50 m mächtig. In bezug auf die autochthone Aufwölbung halte ich mich an die Angaben von *K. Tolwinski*, der bei Maprag einen zirka 90 m

mächtigen, unserm Neocom entsprechenden Schichtkomplex anführt. Aus dieser Übersicht ist zu ersehen, dass sich in den Ablagerungen des Neocom in ähnlicher Weise, wie bei den Zementsteinschichten, das Gesetz der Mächtigkeitszunahme von N nach S geltend macht. Diese Anschwellung über der autochthonen Aufwölbung dürfte vielleicht infolge abweichender Schätzungen etwas zu reduzieren sein.

Konnten bei dem Überblick über das Neocom als Ganzes auch diejenigen Aufschlüsse, wo infolge der Gleichartigkeit der Gesteine ein Detailprofil unmöglich ist, berücksichtigt werden, so bleibt für eine weitere Scheidung nur eine beschränkte Zahl von Profilen übrig, in welchen eine stratigraphische Gliederung vorgenommen werden kann.

1. Der Öhrlikalk.

Aus dem Gebiet der Ringel-Segnesgruppe beschrieb ich als Öhrlikalk einen malmartig oder auch braun anwitternden, meist an Echinodermen und Bryozoenfragmenten reichen Kalk, in dem gelbe oder rostfarbige Schlieren oft leitenden Wert besitzen. Im Calanda sind diese Kalke, wenn auch mit etwelchen Veränderungen, wieder zu erkennen. Bezeichnender, als z. B. im Flimsenstein oder im Calfeusental, ist die Anwitterung des Öhrlikalkes. Während er dort das Hellaschgrau des Malm zeigt, ist er im Calanda — mit etwelcher Einschränkung — durch seine braune Farbe schon aus bedeutender Entfernung als etwas zur Kreide Gehöriges zu erkennen.

Einen guten Einblick in den Öhrlikalk gewähren die frischen Aufschlüsse des Steinbruches am Putschstein bei Haldenstein. Man erkennt hier den Öhrlikalk als einen dunkeln, mehr oder weniger spätigen Kalk, in dem untergeordnet flecken- oder lagenweise Partien einer dichten Abänderung auftreten, die an der Oberfläche leuchtend rostrot auswittern. Besonders auffällig erscheint eine dadurch hervorgerufene Rotbänderung im untersten Öhrlikalk des Teufelskirchli. Ein bestimmter Horizont kommt aber dieser Rostfleckigkeit nicht zu; sie findet sich vielleicht bis in den Valangienkalk. In ihr sind die aus dem Ringel-Segnesgebiet angeführten gelben Schlieren und Einlagerungen wieder zu erkennen. Stark echinodermische, rauh anwitternde Lagen, in denen hie und da Stielglieder von *Pentacriniten* erhalten geblieben sind, finden sich in den verschiedensten Horizonten; dagegen sind *Bryozoen* zugehörige Reste weniger oft zu erkennen. Den Cidarisstachel des Flimsenstein fand ich nicht mehr. Hie und da finden sich Muscheltrümmer (*Alectryonia*-ähnliche Schalenränder) und als Seltenheit entdeckte ich ein *Sphenodus*-zähnchen und im Mittlertal ein kleines Stück eines Krebsgliedes. Etwas eintöniger ist die Ausbildung des untersten Neocoms in der Kaminspitzfalte und der Vättner-Aufwölbung, wo der Öhrlikalk über dem Malm oft überhaupt nicht als solcher zu erkennen ist.

Die grösste Mächtigkeit besitzt der Öhrlikalk in der südlichsten Zone, also in dem Felszuge der Lichtensteiner Burg, wo sie — falls eben nicht auch schon Valangienkalk darin enthalten ist — wohl über 60 m beträgt. In der Falte der Kaminspitze kommen ihm allerhöchstens 30 m zu.

2. Der Valangienkalk.

Eine einigermaßen scharfe Trennung vom Öhrlikalk ist nur in den Profilen der Gipfelregion, wo eine helle, 5—6 m mächtige, stets wieder zu erkennende Kalkbank den gelbbraunen Öhrlikalk überlagert, durchzuführen (Fig. 3 und 5). Die Ausbildung dieses Valangienkalkes entspricht derjenigen der Ringel-Segnesgruppe und der Grauen Hörner. Es ist ein hellgelblich angewitterter, massiger Echinodermkalk, auf dessen Oberfläche häufig schlecht erhaltene Muscheln, welche als *Alectryonien* zu deuten sind, herauswittern. Die Frage, ob nur diese Schichtbank allein den Valangienkalk repräsentiert und die nächst darüberliegenden ähnlichen Lagen schon zum Kieselkalk zu schlagen sind, ist nur bei Übersicht der allgemeinen, für unser Gebiet gültigen lithologischen Beschaffenheit beider Stufen zu beantworten. Das Profil der Fig. 6, welches im Muldenschenkel

der Hintertalfalte, also im Rücken der grossen Calandafalte gelegen ist, spricht nach meinem Dafürhalten entschieden für Beschränkung des Valangienkalkes auf die eine Schichtbank. Die den typischen Echinodermenkalk überlagernden feinsandigen Kalke gehören nach ihrem lithologischen Charakter schon den Kieselkalkbildungen an. In gleichem Sinne dürften auch die übrigen Kreideprofile sprechen. Im Vordertal notierte ich mir die unterste Kreide wie folgt:

Wechsellagerung von Drusbergkalk und -schiefern.

Grünbraun angewitterte Kalkbank; schwach glauconitisch.

4 m mächtiger echinodermischer, massiger Kalk.

Grünbraun angewitterter harter Kalk mit kleinen, zerbrochenen und verkieselten Mäuschelchen; rostige (schwach grünsandige?) Lagen sind schlierig-sehnig verteilt und greifen stellenweise zapfenartig in den tiefern Kalk.

Helle, kompakte Echinodermenkalkbank mit vereinzelt Muscheln; zirka 5 m Valangienkalk.

Gelbbraune angewitterte Kalke, etwas echinodermisch.

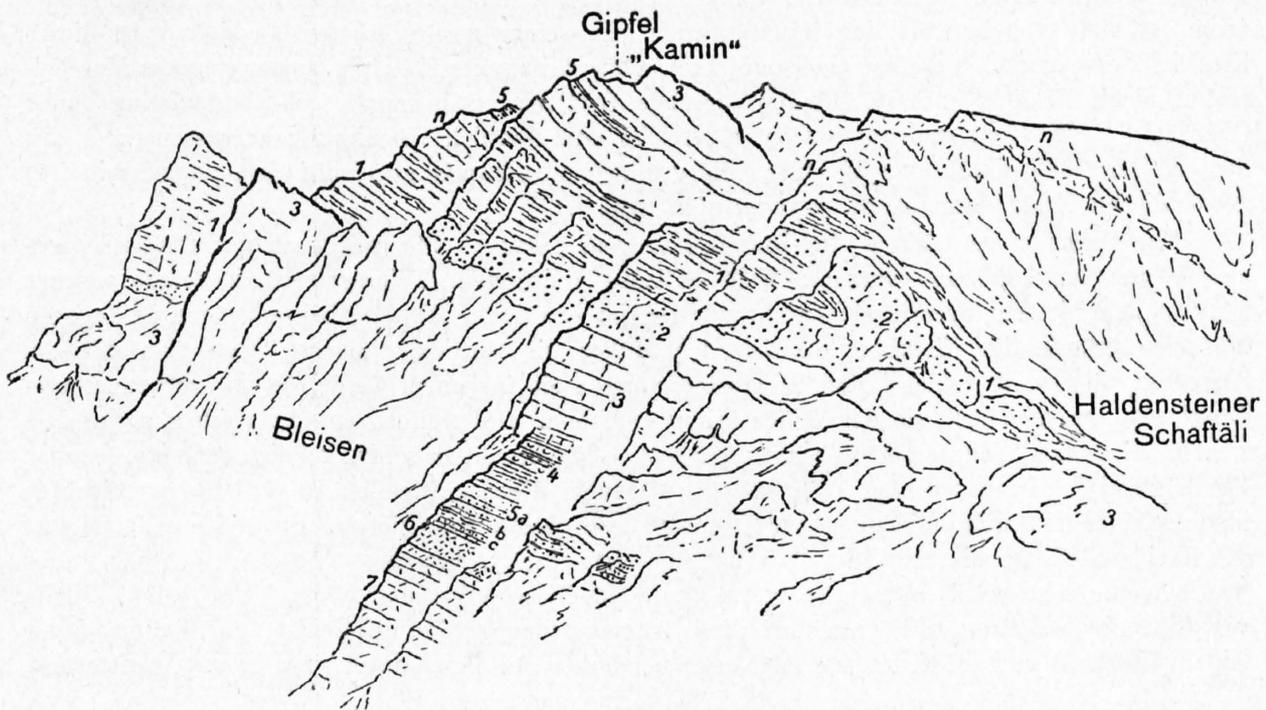


Fig. 6. Kreideprofil der Calandafalte auf der Westseite des Haldensteiner Calanda (Bleisen).

1 = Seewerkalk, schiefrig, plattig.

2 = Gault; Turritilenschichten schlecht entwickelt; an der Basis spärliche Kalkknollen, zirka 12 m.

3 = Schrattenkalk, blaugrau angewitterte Felswand, zirka 25 m.

4 = Drusbergschichten, oben 2-3 Sinuatabänke, unten Mergelschiefer mit vereinzelt Austern, schwach glauconitisch. 14-15 m.

5 = Kieselkalk, grünbraun angewittert
a. Feinstkörniger, innen dunkler Kalk. 4 1/2-5 m.

b. Echinodermenkalk, durch Wechsellagerung mit schwachglauconitischen Lagen gestreift erscheinend; verkieselte Mäuschelchen. 5 m.

c. Hellgrauer, feinsandiger Kalk. 2 1/2 m.

6 = Valangienkalk, hellblaugrauer Echinodermenkalk mit Muschelresten. 5-6 m.

7 = Öhrlikalke, braungelb angewitterte, echinodermische Kalke mit vereinzelt, etwas dichteren rostigen Bänken, zirka 50 m. An der Basis noch eine schiefrige Partie, darunter ziehen die Kalkbänke der Zementsteinschichten durch.

n = Neocom allgemein (4-7).

Die untere Grenze des Kieselkalkes wird hier wohl über die tiefere, massige Echinodermenkalkbank zu legen sein, da der Wechsel von gelbbraunen, echinodermischen Lagen mit meist rostbraun angewitterten, schwach glauconitischen in unserm Gebiete dem Kieselkalk eigen zu sein scheint. In gleichem Sinne ist die Trennung auch im Mittlertal (Prof. 3) durchzuführen. Bestimmte Anhaltspunkte für Parallelisation des obersten Teiles mit Pygurusschichten ergeben sich aus den

Profilen des Calanda keine. Im Gebiet der Haldensteinalp (bei P. 1937) finden sich in dem Valangienkalk zuzuzählenden Kalken reichlich Terebrateln und Rhynchonellen, welche als *Terebratula valdensis* d. Lor., *Rhynchonella Valanginiensis* d. Lor. und *Rhynchonella Desori* d. Lor. zu bestimmen sind. Der hier aus der Gipfelregion besprochene Valangienkalk ist nicht wesentlich verschieden von demjenigen der Kaminspitzfalte. Im Taminatal nimmt er dagegen, wenn auch bei gleicher Beschaffenheit, grössere Mächtigkeit an (15 m : 6 m), eine Erscheinung, welche im gleichen Sinne auch im Ringelgebiet zutrifft (Lit. 13, pag. 20).

3. Der Kieselkalk.

Die Besprechung des Valangienkalkes hat uns schon zum Kieselkalk übergeführt. Aus den Angaben der Profile Fig. 3 und 6, welche die Calandafalte betreffen, ist zu ersehen, dass der Kieselkalk sich besonders durch seine rostrote bis braungrüne Anwitterungsfarbe von seiner Umgebung abhebt. Schlägt man dagegen solche Bänke an, so vermag man in denselben, gegenüber den übrigen ähnlichen Neocomkalken, viel weniger etwas Selbständiges zu erkennen; die Anwitterungsfarbe ist viel typischer als der frische Bruch. In seiner gewöhnlichsten Ausbildung ist dieser Kieselkalk ein schwach kieseliger, meistens stark echinodermischer Kalk, der ausser wenigen Muschelresten nichts Fossiles enthält. Kleine, kieselige Partikelchen bedingen gelegentlich eine rauhe Oberfläche. Oft stösst man auf Schichten, welche eine deutliche Bänderung aufweisen (z. B. auf den Bleisen), die durch den Wechsel von grünlichen, schwach glauconitischen Lagen mit dem gewöhnlichen Echinodermkalk hervorgerufen wird ¹⁾.

Der normalen Ausbildung des Kieselkalkes vom Calanda entsprechen in der Ringel-Segnesgruppe die rostigen, braunschwarzen Kalke (Casons-Flimserstein, Trinseralpen), innerhalb welcher ich rauh angewitterte, quarzkörnchenführende Partien erwähnte. Weniger hervortretend ist dagegen dort der grünsandige Einschlag, so dass ich früher die Mitteilung machte, dass glauconitische Schichten überhaupt fehlen; zum mindesten dürften sie in jenem Gebiet so untergeordnet und verschwommen sein, dass sie der Beobachtung entgehen. Des weitern erwähnte ich a. a. O., dass sich im Kieselkalk, „ohne auf ein bestimmtes Niveau beschränkt zu sein“, gelblich gefärbte, sandige Knollen und Schlieren vorfinden. Ich war der Meinung, diese würden bis in die Drusbergschichten hinaufreichen und wollte sie nicht zur Kieselkalkbestimmung heranziehen. Die weitere Verfolgung der Kreidesedimente bis zum Aarmassiv hat mir aber gezeigt, dass diese „Knollenschichten“ weiter westlich eine sehr präzis begrenzte untere Stufe des Kieselkalkes darstellen. Verschiedene Funde von *Toxaster complanatus* stützen dort diese Altersbestimmung ²⁾. Im Gebiete der Waltensburger Alpen (Urscheu) und am Kistenpass folgt erst über dieser Stufe eine durch grünbraune Anwitterung,

¹⁾ Glauconit als solcher konnte in den „schwach glauconitischen“ Kalken nicht sicher erkannt werden, er dürfte durch seine Verwitterung neben Pyrit die grünbraune bis rostige Anwitterungsfarbe der Kalke bestimmt haben.

²⁾ Das schönste und klarste Profil durch die autochthone Kreide liefern die Wände von Faschas auf der Südseite des Kistenpasses. Ich habe dasselbe einigemal durchgangen und dabei die exakten Aufnahmen *Arnold Heims* (Lit. 8, pag. 22) bestätigt gefunden. In Hinsicht der stratigraphischen Aufteilung bedarf aber das Profil *Arn. Heims* einer Verschiebung. Für die untere Kreide lassen sich in der weitern Umgebung des Kistenpasses, so bei der Muttseehütte im Bifertenstock und Selbsanft, im Hintergrund von Urscheu und auf der Ost- und Westseite des Crap Surscheins, vollkommen analoge Profile aufstellen, welche in der Altersbestimmung und Abgrenzung der einzelnen Stufen mit Faschas übereinstimmen müssen. Aus dem Vergleich solcher Profile hat sich mir mit voller Bestimmtheit ergeben, dass die „hellgrauen, feinsandigen Valangienkalke mit den hervorragenden Quarzsandschlieren und -konkretionen“ *Arn. Heims* (6 c des Profils) nicht die oberste Abteilung des Valangien, sondern den eigentlichen Kieselkalk darstellen. An verschiedenen Stellen, und gar nicht selten, fand ich darin, wie oben erwähnt, *Toxaster complanatus*. Die 0.5 m dicke Austerbank, welche am Kistenpass und in Urscheu diese „Knollenschichten“ des Kieselkalkes von der höhern grünschwarzen Stufe trennt, fehlt östlich Urscheu (z. B. in Fluaz) und kann nicht, wie *Arn. Heim* vermutet, den Pygurus- oder Gemsmättelschichten ursprünglich südlicher gelegener Gebiete entsprechen. Sie liegt innerhalb des Kieselkalkes und dürfte für eine Parallelisation kaum zu verwenden sein.

Nach dieser Verschiebung gewinnt der Kieselkalk im Profil von Faschas zirka 20 m an Mächtigkeit, er ist also zirka $15 + 20 = 35$ m mächtig, während der Valangienkalk von 26 m auf zirka 10 m zu reduzieren ist.

Fehlen der Knollen und öftere Fossilführung (Austern, Lima (?), Spongien, Bryozoen und Serpeln) gekennzeichnete obere Abteilung, aus welcher sich gegen Osten sehr wahrscheinlich die rostigen Kieselkalke des Ringel-Segnes- und Calandagebietes hervorgehen. Die „Knollenschichten“ mit ihren oft hieroglyphenartig auswitternden Quarzsandkonkretionen und -schlieren sind dem Kieselkalk des Calanda fremd.

Aus dieser Verteilung der Kieselkalkstufen kann gefolgert werden, dass im Osten der autochthonen Zone eine echinodermisch-kalkige, schwach grünsandige Entwicklung vorhanden ist, innerhalb welcher dann im Ringel-Segnesgebiet eine nicht sicher auf ein bestimmtes Niveau zu beschränkende kalkig-sandige Ausbildung aufkommt, welche ihrerseits am Westrand des Aarmassives neben der in ihrem Hangenden sich hinziehenden kalkig-grünsandigen Stufe herrschend wird.

Etwas abweichend von dem Kieselkalk der höhern Region sind die dem Kieselkalk zuzuzählenden Schichten des Neocom in der Umgebung von Oldis. In zirka 1000 m, wo der Weg nach Batânia die aufwärtsziehende Neocomwand südlich Sasserdout kreuzt, ist im Aufstieg folgendes Profil zu erkennen:

1. Braun angewitterte, innen blauschwarze Kalke, lagenweise voller Echinodermensplitter.
2. Etwas hellere Kalke mit unkenntlichen Austern.
3. Kalke vom Typus 1, rascher Übergang in
4. braune, schwach kieselige, innen schwarze Kalke; im Übergang von 3 und 4 vereinzelte Austern.
5. Grünsandige, schwarze Mergelschiefer; nicht vollständig aufgeschlossen; zirka $2\frac{1}{2}$ m.
1—3 dürften den Öhrli- und Valangienkalk enthalten, während 4 und 5 dem Kieselkalk zugehören.

Die glauconitische Schicht ist hier viel ausgeprägter als in der Gipfelregion und — was dort nirgends der Fall ist — in mergeliger Fazies entwickelt. Wie schon in der tektonischen Beschreibung mitgeteilt, gehört diese Mergelschicht nur dem Muldenschenkel der Oldiserfalte an und findet sich im Neocom der Lichtensteiner Burg nicht; sie sollte hingegen, zur Stütze der tektonischen Auffassung des Neocomzuges von Cortschna, daselbst wieder zu finden sein. Eine ähnliche glauconitische Mergelschicht fand ich aber im übrigen Calanda überhaupt nicht mehr.

In der Kaminspitzfalte ist der Kieselkalk schwierig als solcher zu erkennen. Es scheint sich hier ein allmähliches Schieferigerwerden geltend zu machen (Profil pag. 29), was zu dem Kalkschieferotypus des Kieselkalkes überleitet, wie ihn *K. Tolwinski* hervorhebt, und wie ich ihn aus der Alp Ramuz (Ringelgebiet: autochthon) in Erinnerung habe.

Die Mächtigkeiten des Kieselkalkes bleiben sich innerhalb des Calanda ziemlich gleich: 10—15 m. In den nördlichen, der Kaminspitzfalte zugehörigen Vorbergen scheint er ein Mächtigkeitsminimum zu besitzen.

4. Die Drusbergschichten.

Den Drusbergschichten kommt unter den Stufen des Neocom die geringste Oberflächenverbreitung zu, da sie zumeist schon abgewittert sind. Wie die tiefern Stufen, so lassen auch sie eine Variation in ihrer Ausbildung von Norden nach Süden erkennen.

In einer sekundären Kieselkalksynklinale der Hintertalfalte (Fig. 2) sind auf dem Grate am nördlichen Ende des Calandasattels schwarze, blättrige Mergeltonschiefer mit vereinzelt erhalten geblieben. Hält man sich von hier aus nördlich auf den Calandagipfel zu, so stösst man südlich des „Kamin“ auf ähnliche Schiefer; es sind die tektonisch schwierig zu erklärenden schwarzen Tonschiefer, welche sich zwischen der verkehrten und der obern normalen Kreideserie vom Grat ins Mittlertal hinabziehen (vergl. pag. 21). In ihrem Habitus unterscheiden sich diese Schiefer in geringem Masse von den mehr glattschiefrigen Drusbergschiefern des Grates, was aber wohl nur eine Folge der verschiedenen mechanischen Beeinflussung sein dürfte. In typischer Ausbildung durchgehen wir die Drusbergserie nochmals zwischen dem „Kamin“ und dem Steinmann des Gipfels, wie dieses Fig. 7, S. 32, wiedergeben soll.

Von besonderm Vergleichswerte in diesem Profil sind die glänzenden schwarzen Tonschiefer; sie kehren in den tiefern Falten nicht wieder, sondern bleiben auf die Hintertalfalte beschränkt. Von der obersten Sinuatakalkbank in die nächsten, nicht mehr muschelführenden hellen Kalke, auf welchen der Gipfelsteinmann thront, herrscht Übergang. Man darf diesen Gipfelkalk wohl für Schrattenkalk ansprechen, der hier im innersten Teil der Gipfelsynklinale erhalten geblieben ist ¹⁾.

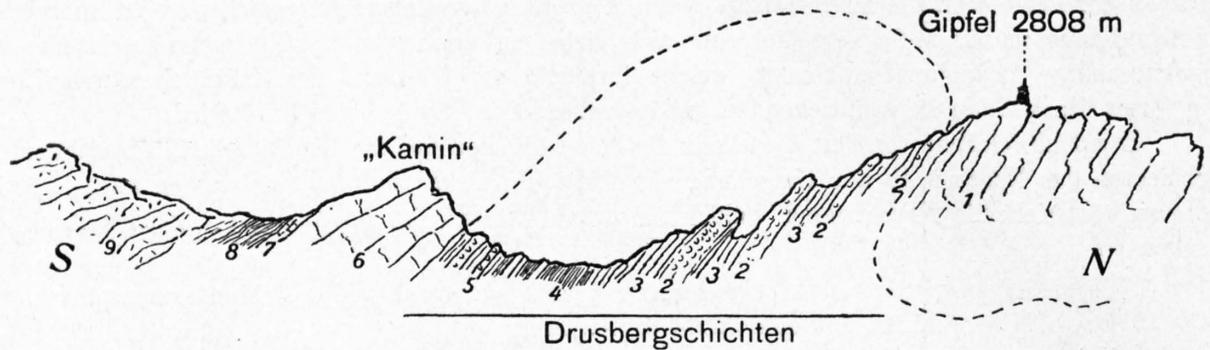


Fig. 7. Gratprofil zwischen Calandagipfel und „Kamin“.

- | | |
|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Graublauer, körniger Kalk ohne Fossilien, Schrattenkalk. 2. Ähnliche Kalke, die dicht erfüllt sind mit verkieselten Austerschalen: Sinuatabänke der Drusbergschichten; je $\frac{1}{3}$, 1 und $2\frac{1}{2}$ m mächtig. 3. Zwischengelagerte Kalkschiefer. 4. Schwarze, glänzende Tonschiefer, voller paralleler Streckrisse, und einige zwischengelagerte, geschieferte Kalkbänke. $3\frac{1}{2}$ m. | <ol style="list-style-type: none"> 5. Sinuatabänke und Mergellagen. 6. Graublauer z. T. stark metamorphosierter Kalk. (Schrattenkalk.) Str. E-W, F. $40-45^\circ$ S. 6-7 m mächtig. 7. Rostige, stark umgewandelte Kalkschiefer. 8. Schwarze, glänzende Tonschiefer. (Drusbergschichten?) 9. Echinodermische, gelblich angewitterte Kalke. Valangienkalk? |
|---|---|

In den Neocomprofilen, welche aus den nächst tiefern Falten angeführt wurden, sind die Drusbergschichten als ein Wechsel von Kalk- und Mergelschiefern vorhanden; die schwarzen Tonschiefer der höhern Falte habe ich nirgends mehr angetroffen; auch innerhalb der Drusbergschichten, welche den Schrattenkalk von Scalripp-Batania begleiten, also einer relativ südlichen Zone angehören, sind dieselben nicht entwickelt. Nach oben folgen stets die Bänke der *Exogyra sinuata*; vereinzelt Austern treten auch in den tiefern Lagen auf; nirgends aber fand ich im Calanda sie so sehr angehäuft, wie mancherorts auf dem Flimserstein, wo die Drusbergschichten überhaupt weniger schiefrig ausgebildet sind; zu förmlichen Austernbreccien treten die Schalen wieder im Grat der Zweienspitze zusammen.

In ihren Mächtigkeiten zeigen die Drusbergschichten in den höhern Falten ähnliche Beträge wie über der autochthonen Aufwölbung: Hintertal- und Calandafalte zirka 15 m, Autochthon 15-17 m, in der Kaminspitzfalte dagegen macht sich wieder ein Abnehmen der Mächtigkeit geltend: 5-8 m.

Der Schrattenkalk.

Dem südlichsten und zugleich mächtigsten Schrattenkalk begegnen wir in dem Felsband Scalripp-Batania. Es ist ein sehr malmähnlicher, hellgrauer, innen graublauer oder auch schwärzlicher Kalk von einer ungefähren Mächtigkeit von 50-60 m. Ich fand darin keine Fossilien. Da er sich aber bei Sesslinen und in der Haldensteinalp (Fig. 1) in einem normalen Kreideprofil befindet, kann an seiner Natur als Schrattenkalk nicht gezweifelt werden. *Rothpletz* hielt ihn, wie früher schon erwähnt, für Malm. Im tektonischen Teil wurde dieser Schrattenkalk als das Hangende des Neocoms der Hintertalfalte aufgefasst. Der Schrattenkalk der Gipfelregion und der

¹⁾ In *Piperoffs* Karte ist hier alles — Kieselkalk bis Schrattenkalk — mit dem Grün des Seewerkalkes überdeckt!

Untervazer Maiensässe gehört demnach der nördlich nächst anschliessenden Zone an. Der für den Schrattenkalk charakteristische hellere Farbton auf frischem Bruche ist typischer, die Mächtigkeit aber kleiner (zirka 30 m¹) geworden.

Der dieser Zone zugehörige Schrattenkalk bricht in einer Felswand am Horn (Fenza) gegen die Rheinebene ab, wo er als sogenannter Untervazer Marmor gebrochen wird. Dieser „Untervazer Marmor“ erfordert hier wegen seiner Rolle, die er in jener „Komödie der Irrungen“ — denn so möchte man beinahe die fortlaufende Reihe der frühern Verwechslungen bezeichnen — spielt, eine weitere Besprechung. *Piperoff* gab sich redliche Mühe, *Theobalds* Auffassung vom jurassischen Alter dieser Kalke zu beweisen; er hielt sie für die korallogene Fazies des Tithon (Troskalk). In seinen Ausführungen (Lit. 1, pag. 9) vermengt er aber die sicher tithonischen Kalke von Patnal, nördlich Untervaz, mit den Kalken am Horn und begeht dann den Irrtum, den überlagernden Gault für Neocom anzusehen. Dass der Schrattenkalk vom Horn dem korallogenen Tithon recht ähnlich sieht, ist nicht in Abrede zu stellen. Er ist im allgemeinen stark umgewandelt, kristallinisch-körnig geworden und zeigt schmitzen- und linsenweise Umkristallisationen in rein weissen Kalk, sogenannte Umwandlungsflecken. Diese sind aber nicht, wie es im Falle vollständiger Umwandlung bei den stockbildenden Korallen des Malm zutreffen müsste, zu kleinern Häufchen angeordnet, sondern ganz regellos im Gestein verteilt. Übrigens finden sich auch grössere Schichtpartien, in denen sie ganz fehlen und nur der blaugraue Kalk vorliegt. *Piperoff* glaubte, dass es sich hier um „Umformungen der organischen Reste“, vornehmlich von Korallen, handle, dieser Kalk also eine besondere Ausbildung des Tithons darstelle. *Rothpletz* begeht später den gleichen Irrtum, diese Untervazer Marmore für Tithon zu halten, und vermag deshalb die Fehler *Piperoffs* in der Umgebung von Untervaz nicht zu heben.

Einen überraschenden Gegensatz in der Entwicklung des Schrattenskalkes finden wir im Gebiet der Kaminspitzfalte. Im Gipfel der Zweienspitze ist folgendes Kreidprofil festzustellen:

1. Seewerkalk, blaugraue Kalke, bilden den Gipfel 1863 m.
2. Gault, 3 m (Turrilitenschichten zirka 30 cm).
3. Gelblich angewitterte, 3 m mächtige, innen schwarze und rostgetupfte, harte Kalkbank, die ihrem Habitus nach eher zu den obersten Drusbergsschichten zu zählen ist; Schrattenkalk fehlt.
4. Kalkbank mit verkieselten *Exogyren*, die besonders auf dem Grat als eine rauhe Austernbreccie auswittern: zirka 3 m.
5. Braun angewitterte Kalkschiefer; vereinzelt Austern; Kieselkalk (?) zirka 5 m.
6. Blaugrauer Echinodermenkalk mit Austernschalen (*Alectryonien*); Valangienkalk zirka 5 m.
7. Echinodermische, hellgelblich angewitterte Kalke: Öhrlikalk; höchstens zirka 30 m.
8. Malm. Hohe Felswand, zirka 150 m: auf Flysch überschoben.

Der eigentliche Schrattenkalk, der stets, wenn er im Bruche auch noch so dunkel aussieht, hellgrau angewitterte Felsbänder bildet, ist in diesem Profil, wie in der Kaminspitzfalte überhaupt, nicht mehr zu erkennen. Er dürfte vor Ablagerung des Gault vollständig abgetragen worden sein. Die schrattenkalkähnlichen Kalke, welche sich in der Umgebung der Kaminspitze (Marola, Maröli) teils über, teils unter dem Neocom vorfinden, gehören dem obersten Malm an. Reste von noch erhalten gebliebenem Schrattenkalk glaube ich unter dem zwar schlecht kenntlichen Gault bei Ratschon erkannt zu haben. Die Schichten der *Orbitolina lenticularis* fehlen im ganzen Gebiet der Calandakette.

In der in das Taminatal absteigenden Kreide ist der Schrattenkalk wieder in typischer Ausbildung und gewöhnlicher Mächtigkeit vorhanden. Bei Waldboden ist er mindestens 30 m mächtig. Eine Abnahme in dem von hier in die Tiefe ziehenden Felszuge ist auf der Calandaseite nicht mit Sicherheit festzustellen. Auf der gegenüberliegenden Seite bei Maprag ist dagegen aufs schönste zu beobachten, wie das Schrattenkalkband nach unten rasch abnimmt, während der darüber sich hinziehende Gault an Mächtigkeit zunimmt.

¹) Die Angabe von 200—300 m bei *Piperoff* beruht auf Verwechslung mit Malm auf der Taminatalseite.

Vergleicht man das Verhalten des Schrattenkalkes innerhalb der Calandakette mit demjenigen der Ringel-Segnesgruppe, so tritt besonders eine Analogie hervor, welcher grösseres Interesse zukommt. An beiden Orten findet sich die mächtigste Entwicklung des Schrattenkalkes in einer südlicheren Zone: einerseits im Flimsenstein, anderseits im Felszug Batania-Scalripp.

Der Gault.

Der Gault zeigt im grossen und ganzen die gleiche Entwicklung wie in den angrenzenden Gebieten. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 10—15 m im Calanda und 3—4 m im Kaminspitzgrate. Diese autochthone Aufwölbung ist durch die eben erwähnte Gaultzunahme bei Schrattenkalkabnahme charakterisiert.

Ein für die Erkennung der verschiedenen Kreidestufen wichtiges Gaultvorkommen, ist dasjenige des Fenzakopfes bei Untervaz. Im Steinbruche am Horn lässt sich die folgende Schichtfolge erkennen:

Schrattenkalk, dichter graublauer Kalk, zum Teil kristallin; im Gaultkontakt braun oder auch etwas rosa gefärbt; Grenzfläche glatt.

Gault: 1.) 1 m grünsandige, braunangewitterte Schiefer.

2.) 1 m stark schiefrig-blättrige Lage gleicher Schiefer.

3.) 3 m kalkreicher Grünsand wie 1, in dem aber vereinzelte Kalkknollen und Lagen auftreten.

4.) 3 m kalkreicher Grünsand, nach oben etwas dichter werdend. Turrilitenschichten sind hier nicht mehr erhalten; sie finden sich dagegen höher oben.

Dieses Profil wurde von *Piperoff* vollkommen falsch erfasst (Lit. 1, pag. 9). Er hielt die Gaultschiefer für Valangien und Kieselkalk, obwohl er die gleichen Schichten in höherer Lage bei Valdrux als „dem Gault sehr ähnlich“ erkannt hatte. Hier wie auch an anderen Stellen ist die Grenzfläche zwischen Schrattenkalk und Gault eben. Die Trennung in eine Kalkknollen führende untere Lage ist im Calanda weniger gut zu erkennen als im Ringel-Segnesgebiet und in den westlicheren Gebieten (Kistenpass). Die Turrilitenschichten sind mit wenigen Ausnahmen durchgehend und liefern stets die knotig herauswitternden Fossilien, welche zumeist als *Turrilites Bergeri* zu erkennen sind. Ähnlich wie im Schrattenkalk sind im Gault bei Verbindung mit dem Ringelgebiet W—E verlaufende, wenn auch nicht besonders ausgeprägte Zonen, zu erkennen. Im östlichen Teil der Falte der Panarahörner ist ebenso wie in der ihr entsprechenden Calandafalte gegenüber den tieferen Falten eine grössere Gaultmächtigkeit zu erkennen: zirka 10 m : zirka 5 m in der Ringelgruppe und zirka 12 m : zirka 4 m im Calanda¹⁾.

Die Seewerschichten.

Der Seewerkalk zeigt an vielen Stellen den bekannten Übergang aus den Turrilitenschichten. Die Übergangszone beträgt 20—30 cm. Wo die Seewerkalke grössere Mächtigkeit erreichen, lehnen sie sich sehr an die Schrattenkalkausbildung an. Die schwarzen Häute sind recht selten; oft, aber bei weitem nicht immer, sind sie sericitisiert. Im Gebiet der Calandafalte sind die höchsten — unter Kieselkalk liegenden — Lagen der Seewerschichten noch dünn-schichtige blaugraue Kalke, welche noch dem Typus des Seewerkalkes zugehören. Seewerschiefer befinden sich erst in der Muldenzone des Val Cosenz und gehen wie anderwärts durch allmählichen Übergang aus den Kalken hervor. Innerhalb der mehr oder weniger mergeligen, Foraminiferen führenden Schiefer

¹⁾ A. a. O. pag. 26 wies ich darauf hin, dass der NE—SW-Verlauf der Gault-Isopen durch die bedeutende Mächtigkeitszunahme in Calanda, welche die Angabe von 35 m durch Hrn. Heim bedeutete, eine Störung erleiden würde. Aus den oben gemachten Mächtigkeitsangaben geht hervor, dass von einer solchen Einschränkung nicht mehr die Rede zu sein braucht.

kommen aber auch wieder Seewerkalkbänke vor, so dass das ganze eigentlich eine einheitliche untrennbare Bildung ist. *Piperoff* hielt alle diese Kalke und Mergelschiefer für eine mergelige Tithonfacies und schweisste sie mit den Zementsteinschichten, zu denen sie gar keine Beziehungen zeigen, zu „Balfriesschiefern“ zusammen. In der Gegend von Gänge fand ich mehrere *Inoceramen*-schalen in stark schiefrigem Seewerkalk.

Eine mir in ihrem Auftreten nicht vollkommen verständliche Abänderung im Seewerkalk tritt am Wege bei Valbella im Val Cosenz auf. Innerhalb der Kalke, welche nur als Seewerkalk zu deuten sind, findet sich daselbst eine Lage (5—6 m) von neocomähnlichen Kalken, die voller verkieselter Austern sind. Unter denselben ziehen sich grünbraune, angewitterte, ausserordentlich stark gepresste, grünsandähnliche Schiefer nebst schwarzen, stark zerknitterten Tonschiefern durch (zusammen 1—2 m), welche wohl nur dem Flysche zugeteilt werden können.

Wie schon bei Besprechung der tektonischen Verhältnisse der Seewerzone des Val Cosenz bemerkt wurde, ist die obere Begrenzung der Seewerschichten zweifelhaft. Ohne dass dieselben von Assilinengrünsand überdeckt werden, gehen aus ihnen schwarz glänzende Mergel- und Tonschiefer hervor, die vollständig Flyschcharakter besitzen (Gänge, bei Pazigg und Guaggis). Ganz ähnliche Verhältnisse entwickeln sich in der Ringelspitzgruppe über der autochthonen Aufwölbung im Calfeusental (Hochgang) und an verschiedenen anderen Stellen der Ringel-Segnesgruppe (Lit. 13, pag. 28). Die Frage, ob solche Schieferbildungen, die unter dem Assilinengrünsand liegen, einer Flyschfacies der Seewerschichten angehören oder schon die untersten Bürgenschichten repräsentieren, ist nicht leicht zu beantworten. In bezug auf die Ringel-Segnesgruppe äusserte ich mich dahin, dass das Eocän nicht überall mit den Grünsanden beginnt. Im Calanda spricht ein Profil, das im nördlichen Flyschgebiet durchgegangen wurde (pag. 36 und Fig. 8) auch für diese Auffassung.

In der tektonischen Besprechung der Muldenzone des Val Cosenz wurde die Möglichkeit, dass die Synclinalen des Älplistein eine normale Mulde darstelle, schon berührt (pag. 32). Diese Annahme hätte zur Folge, dass die daselbst erwähnten „Schrattenkalke“, die „Drusbergschichten“ und die Grünsandbank der Taminatalseite den Seewerschichten zugeteilt werden müsste. Ein solches Seewerprofil ist mir sonst aus dem Autochthonen nicht bekannt geworden.

In der Tiefe des Taminatales finden sich über normalem Seewerkalk in bedeutender Mächtigkeit wellig gefältelte, ziemlich sericitisierte Mergelschiefer, welche einer örtlichen Anschwellung der Seewerschiefer entsprechen, die auch auf der gegenüberliegenden Talseite bei Maprag zu konstatieren ist. (Vergl. Lit. 10, pag. 23.)

Genügend Vergleichswerte, um das Verhalten der Seewerschichten in der Querrichtung verfolgen zu können, konnte ich nicht erhalten. Die oberen Lagen sind zumeist schon weggewittert oder die Lagerungsverhältnisse zu sehr gestört. Schätzungsweise mögen die Seewerkalke im Mastrilser Calanda über 50 m mächtig sein, im unteren Teile des Val Cosenz (inkl. Schiefer) gegen 100 m.

C. Das nördliche Flyschgebiet und seine Kreideklippen.

Längs einer Linie von Schröter über die Kaminspitze nach Mastrils ist die Trennung der südlich gelegenen parautochthonen Falten von dem nördlich gelegenen, bis Ragaz reichenden Flyschanteil der Calandakette eine scharfe. Eine stellenweise glatte Überschiebungsfläche trennt Malm und Flysch, ohne dass dazwischen eine Spur eines Kreidemittelschenkels vorhanden wäre.

Wollen wir uns von dem geologischen Bau dieses scheinbar eintönigen, im Grunde genommen aber schwierig zu entziffernden Gebietes ein Bild machen, so müssen wir vorerst versuchen, die für diese Gegend gültige

Schichtfolge des Flysches

klar zu legen. Durchgehende Profile sind schwierig zu erhalten. Die ursprüngliche Schichtfolge von Kreide zu Tertiär ist einzig in der Tiefe des Taminatales erhalten, wo der autochthone Flysch mit den übrigen Schichten der Vättner Aufwölbung nordwärts zur Tiefe sinkt. Moränen- und Schuttbedeckung und teilweise Unzugänglichkeit hindert hier aber die Beobachtung.

Ein stratigraphisch wichtiges Profil durchging ich beim Abstieg von der Kaminspitze gegen Tschugg. In der Nebenfigur 8, pag. 37, ist dasselbe wiedergegeben. Es sei vorläufig unberücksichtigt gelassen, ob die daselbst vorliegende Aufeinanderfolge von Globigerinenschiefer, Assilinengrünsand und Dachschiefer in vollständig oder nur zum Teil verkehrter Lagerung sich befinde, oder, mit anderen Worten, ob sie insgesamt oder nur teilweise dem Mittelschenkel der Kaminspitzfalte angehöre. In Übereinstimmung mit den Verhältnissen in benachbarten Flyschgebieten ist es sicher, dass wir in den Dachschiefen das ursprünglich Hangende der den Bürgenschichten zugehörigen Assilinengrünsande vor uns haben. Die Globigerinenschiefer sind also eine ältere Bildung als die Grünsande; sie beweisen mithin, dass in unserem Gebiete der Assilinengrünsand nicht mehr unmittelbar auf Kreide transgredierte, wie dieses weiter westlich zwischen Segnes- und Kistenpass der Fall ist. Diese Verhältnisse zeigen eine weitgehende Analogie mit jenen der höheren Calandafalten, wo zwischen den obersten Seewerschichten und den dem Grünsand zunächst liegenden Schiefen keine bestimmte Trennung vorgenommen werden kann.

Gegen Brunstegg zu, das heisst nach der Tiefe, habe ich die Grünsandbank des Profiles verloren; dagegen ist dieselbe über die Matonalp auf die Rheintalseite hinüber verfolgbar. Im obersten Teil des St. Margrethentälchens, nördlich Fürggli, schauen vereinzelt Köpfe von hier braunangewittertem Assilinengrünsand aus der in diesem Gebiet reichlichen Bedeckung hervor. Sie sind wohl mit den ähnlichen Aufschlüssen bei Praviseista und bei der Kirche Mastrils in Zusammenhang zu setzen. An letzterem Ort finden sie sich in folgendem Verband:

| | |
|--------------------------------------|---|
| Globigerinenschiefer. | Schwarze, dünnblättrige Schiefer, 20 cm. |
| Schwarze globigerinenfreie Schiefer. | Assilinengrünsand, zirka 1 m. |
| Assilinengrünsand, 1 m. | Globigerinenschiefer, streichen N 45° E, fallen |
| Globigerinenschiefer, 30 cm. | wechselnd. |

Höher oben, aber in stratigraphisch um zirka 10 m tieferem Niveau folgen:
Grüngraue, glimmerreiche Sandsteinbänke, denen wieder
Globigerinenschiefer nachfolgen: südlich liegt über diesen Schiefen entsprechend dem Profil
bei Tschugg, die Malmüberschiebung der Kaminspitzfalte.

Innerhalb der Zone der Globigerinenschiefer, welche dem Überschiebungsrande folgt, findet sich zwischen Fürggli und Jägeri ein auffälliger grüner Sandsteinzug. Dieser Sandstein hat stellenweise sehr grosse Ähnlichkeit mit Taveyannazsandstein; nach einer stratigraphischen Position kann er aber mit demselben nicht in Beziehung gebracht werden. Weiterhin können die Globigerinenschiefer auch durch gewöhnliche schwarze Flyschmergel mit vereinzelt Sandsteinbänken vertreten werden, wie dieses in ihrem unteren Teile im Profil der Fig. 8 der Fall ist. Ein öfterer Wechsel von Sandsteinen und Mergelschiefern, unter denen Globigerinenschiefer wesentlich vorwiegen, scheint also in unserem Gebiet die unterste Abteilung des Flysches, die Basis der Bürgenschichten zu repräsentieren. Ihre Mächtigkeit ist schätzungsweise auf 80 m anzugeben.

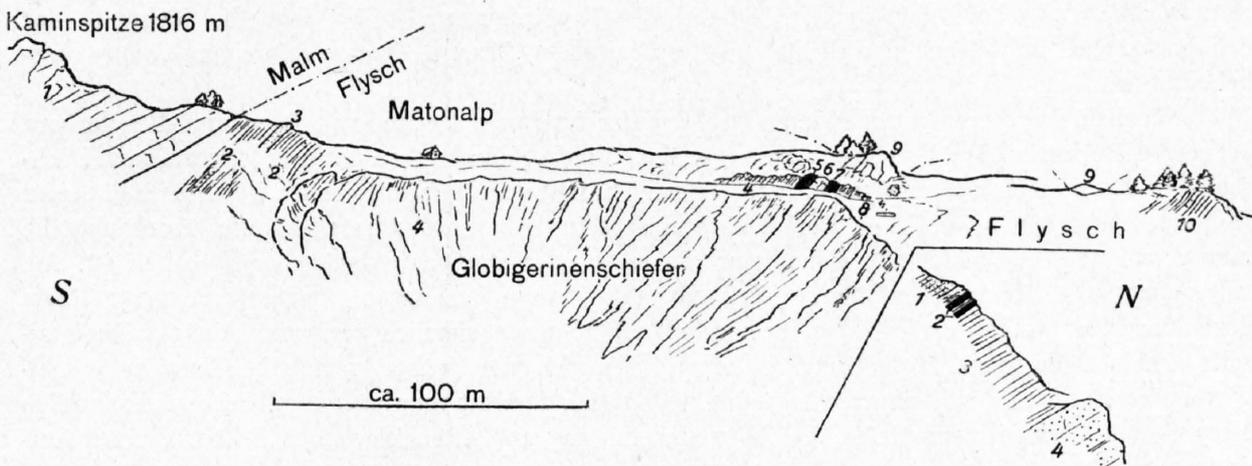


Fig. 8. Das Eocänprofil der Alp Maton; rechts das gleiche Profil in analoger Lage oberhalb Tschugg.

Matonalp:

1. Malm (Tithon) der Kaminspitzfalte; an der Basis vereinzelte Korallen. Überschiebung nicht aufgeschlossen.
2. Schwarze Flyschmergelschiefer, grünbraun angewittert. Streichen E 30° N, Fall 50–60° SE.
3. Grünbraune Sandsteinbank.
4. Globigerinen-Mergelschiefer, 60–80 m mächtig.
5. Assilinengrünsand, 2 m. Streicht, eine Rippe bildend, über den Grat.
6. Schwarzgrauer, mergeliger Kalk, gelbbraun angewittert.
7. Assilinengrünsand, 1½ m.
8. Globigerinenschiefer.
9. Blaugrauer Kalk, mehr oder weniger stark schiefrig und wellig gefältelt, auf den Schichtflächen glänzende Sericit-

häutehen; enthält vereinzelte *Inoceramenschalen*. Klippe von Seewerkalk. Nördlich davon eine zweite, nicht genügend aufgeschlossene.

10. Schwarze, glänzende Flyschtonschiefer mit vereinzelt Kalklinsen.

Oberhalb Tschugg:

1. Globigerinenschiefer = 4 Prof. Matonalp.
2. Assilinengrünsandbänke, zusammen 2 m. Die Grünsande begleiten schwarze Tonschiefer von schwankender Mächtigkeit: 10–30 em.
3. Schwarze typische Dachschiefer. Mächtigkeit — nur ganz roh zu schätzen — gegen 300 m.
4. Mächtige grüne Sandsteinbänke: Taveyannazsandstein

Nördlich der Assilinengrünsande, was nach dem schon Gesagten dem Vorschreiten zum nächst Jüngeren entspricht, folgt auf dem Grate der Alp Maton eine Schichtgruppe von unbestimmter und wechselnder Zusammensetzung. Es sind vorwiegend gelblich gebleichte, gekörnelte Globigerinen-Mergelschiefer mit allen Übergängen in rein schwarze, tonige Flyschmergel- und Tonschiefer mit einigen untergeordneten Kalkbänken und -linsen. Gelegentlich scheint sich ein Übergang in einen Dachschiefer ähnlichen Typus geltend zu machen. Im Gebiete der Gratalp setzen in diesen Bildungen 5–8 harte *Nummulitenkalkbänke* ein. Auf der Ostseite des Kammes sind sie wegen Bedeckung nicht weiter zusammenhängend verfolgbar; auf der Taminatalseite durchquert man dieselben, wenn auch in ihrer Zahl reduziert, in der Höhe von Bläserberg. Es sind hellgraue, innen blauschwarze spätige Kalke, in denen kleine *Nummuliten* vom Typus der *Nummulina striata* d'Orb. und *Num.*

Boucheri d. l. Harp. häufig sind. Einzelne Bänke sind dicht erfüllt mit *Lithothamnien*knollen. Vergleicht man diese Nummulitenkalke des Gratalpgrates mit den bekannten Nummulitenkalken von Ragaz, so kommt man zu der Vermutung, dass sie mit jenen in enger Beziehung stehen könnten, möglicherweise sogar ein und demselben Niveau angehören. Sucht man aber nach einem tektonischen Zusammenhange beider, so kommt man zu keinem sicheren Entscheid. Die Nummulitenkalke der Gratalp erreichen die tieferen Teile des Taminatales nicht mehr. Oberhalb Tschugg, in einer Höhe von ca. 1250 m finden sich in der Fortsetzung der Nummulitenbänke nach unten die typischen Dachschiefer. Die Nummulitenkalke scheinen seitlich bei Überhandnehmen der Dachschieferfacies allmählich auszuweichen. Unterhalb Tschugg setzt plötzlich und unvermittelt eine mächtige Anschwellung grüner Sandsteine innerhalb der Dachschiefer ein. Dieselben zeigen partienweise die fleckige Anwitterung der Taveyannazsandsteine und dürfen wohl ohne weiteres als solche bezeichnet werden. Sie führen mehr oder weniger reichlich Feldspat neben Quarz und Calcit und zeigen nur eine untergeordnete schwache Schichtung, während eine ausgeprägte Klüftung sie durchsetzt. Neben einem südlicheren und grösseren Vorkommen liegt unterhalb Bläs ein zweites von geringerer Ausdehnung. Beide setzen ebenso unvermittelt wie sie eingesetzt haben wieder aus. Hauptsächlich zwischen oder in der Nähe dieser Taveyannazsandsteine liegt die Mehrzahl der Schieferbrüche, in welchen der dichte, plattig spaltende (Clivage) Dachschiefer von Vadura ausgebeutet wird.

Nördlich der typisch ausgebildeten Dachschiefer ist in der Gegend von Ragol und Ragolerberg bis gegen Furggels eine Flyschzone zu erkennen, welche durch den stetigen Wechsel von Dachschiefeln mit dunkeln, muscovitführenden, feinsten Sandsteinen gekennzeichnet ist. Zwischen diesen Bildungen und den eigentlichen Dachschiefeln ist keine Abgrenzung möglich, wie überhaupt die hier versuchte Ausscheidung in Zonen nur ein mehr oder weniger didaktischer Notbehelf ist. Am Ausgange des St. Margrethentälchens (Tristeli) haben diese genannten Flyschschichten von Ragol gegenüber der übrigen Flyschmasse ihre Individualität schon ziemlich verloren. Auf der Rheintalseite scheinen sie keine Fortsetzung zu haben. Nördlich der früher verfolgten Zone der Globigerinenschiefer und des Assilinengrünsandes finden sich daselbst vorwiegend gelbliche und schwarze Mergel- und Globigerinenschiefer, welche weder in bezug auf Altersfolge noch Tektonik einen Aufschluss erteilen können.

Kehren wir wieder auf die Seite des Taminatales zurück, so können wir, allerdings nur unzusammenhängend, längs der Poststrasse und in der Taminaschlucht Schiefer verfolgen, welche ab und zu Sandsteinbänke enthalten, die selbständiger auftreten als die durch Wechsellagerung verbundenen der Zone von Ragol; daneben treten die verschiedensten Nüancen von mergelig-kalkig-tonigen Flyschschiefern mit einzelnen Kalkbänken auf; im grossen und ganzen herrschen aber schwarze Mergelschiefer vor, wodurch sich die enge Verbindung dieser Zone — sie sei vorübergehend als Zone des Badtobels bezeichnet — mit den Dachschiefeln von Vadura kundtut. Zu diesen Schiefeln des Badtobels zähle ich auch die Flyschschichten, die am Ausgange der Taminaschlucht bei Ragaz anstehen; sie enthalten hier verschiedene Sandsteinbänke. Nummulitenkalke traf ich hier keine; wenn solche hier auftreten, so sind sie zum mindesten sehr untergeordnet. Im Dorfe Pfäfers sind dagegen wieder Flyschschichten vom Typus Ragol aufgeschlossen, welche letztere sich von den Schiefeln des Badtobels gleichfalls nicht abtrennen lassen.

Begibt man sich bei Ragaz weiter auf die Rheintalseite, so stösst man auf die bekannten Ragazer Nummulitenkalke, welche in den Steinbrüchen bei Loch gebrochen werden. *Arnold Heim* hat dieselben in seinen „Nummuliten- und Flyschbildungen“ besprochen (Lit. 6, pag. 71). Es sei deshalb hier auf jenes ausgezeichnete Detailprofil verwiesen und nur mehr hervorgehoben, dass die mergeligen Zwischenschichten der Nummulitenkalke dem Typus der Dachschiefer sehr nahe stehen. Von Loch ziehen vier bis fünf Nummulitenbänke, im Streichen ansteigend, gegen Wartenstein und Pirminsberg hinan und keilen aus, bevor sie die Taminatalseite, also die Badtobelzone erreicht haben. Es tritt uns hier mithin die gleiche Erscheinung wie zwischen Gratalp und Vadura entgegen: die Nummulitenkalke setzen gegen Westen — und zwar beinahe in der gleichen Meridianlinie — aus; im nördlichen Teile gehen sie in die den Dachschiefeln nahestehenden Schiefer der

Badtobelzone über, im südlichen in die eigentlichen Dachschiefer von Vadura. Diese Analogie ist in gewissem Sinne eine Stütze für die früher geäußerte Möglichkeit der Gleichaltrigkeit der Nummuliten der Gratalp und von Ragaz. Es dürfte daraus vielleicht der Schluss zu ziehen sein, dass die Nummulitenkalke von Ragaz den oberen Dachschiefen angehören. Zwischen dieser nördlichen und der südlichen Zone, welche miteinander längs der Tamina zusammenhängen, liegt die Zone von Ragol. In diesem Sinne möchte ich in derselben die jüngsten Schichten vermuten, sie also mit den Blattengratschichten, denen wohl auch schon die obersten Teile der Dachschiefer-Nummulitenbildung angehören mögen, in Parallele setzen.

Tektonische Schlussfolgerungen.

An Hand der hier, zwar nur innerhalb eines engen Bezirkes, gewonnenen stratigraphischen Gesichtspunkte, können wir versuchen, unser Flyschgebiet in seine tektonischen Abschnitte zu zerlegen.

Die Lagerung der den Kreideschichten der Vättner Aufwölbung zunächst liegenden Flyschschichten ist klar. Bei Brunstegg fallen sie $30-35^{\circ}$ NNW mit Streichen E 40° N; sie legen sich im allgemeinen konkordant an die hier untertauchenden autochthonen Seewerschichten an. Diese Orientierung macht aber, nördlich vorschreitend, alsbald einem kontinuierlichen SE-Fallen Platz, das unter wechselndem Winkel bis Ragaz anhält. Der gesamte Flysch scheint hier als etwas Einheitliches in grosser Mächtigkeit gegen die parautochthonen Falten zu einzufallen. Bei näherem Zusehen lässt er sich aber auf Grund der gemachten stratigraphischen Ausführungen in einzelne Teile zerlegen.

Wie wir gesehen haben (Fig. 8), kommen wir in der Richtung von der Kaminspitze zur Gratalp vom Jüngeren ins Ältere. Jener Flysch muss sich also in Mittelschenkellage befinden: er legt sich in überkippter Lagerung an den Malm der Kaminspitzfalte. Zwischen diesen Flysch des Mittelschenkels und den Autochthonen kommt eine enge Mulde zu liegen, in deren innerem Teile es wohl zu mannigfachen Stauungen und Pressungen gekommen sein mag. Vom Grat der Gratalp weg biegen auf der Taminatalseite die Nummulitenkalke und die sie begleitenden Globigerinen- und Mergelschiefer einheitlich in die Tiefe, ohne dass besondere Störungen zu erkennen wären. Clivage, das besonders in den Mergelschiefern ausgeprägt ist, fällt mit der Schichtung mehr oder weniger zusammen. Man kann die Nordrichtung bis Ragaz beibehalten, ohne eine Veränderung dieser Verhältnisse konstatieren zu können. Gelegentlich wird das Fallen steiler und die Streichrichtung etwas abweichend (bei P. 1202 m, bei Bild Str. E 10° N F $60-70^{\circ}$ S), Erscheinungen, die aber in Flyschgebieten Regel sind. Grössere Faltenbiegungen oder symmetrische Anordnung der Schichten, was einen Anhaltspunkt für Ausscheidung tieferer Falten liefern könnte, sind mir ebenfalls nicht bekannt geworden. Einen Weg zur Gliederung dieser einheitlichen Masse weisen uns allein die in der stratigraphischen Besprechung gewonnenen Gesichtspunkte. Die Ragazer Nummulitenkalke mit ihrem seitlichen Übergang in die Schiefer des Badtobels können als eine neue autochthone Auffaltung des Schichten der Gratalp aufgefasst werden. Die Zone des Badtobels, innerhalb welcher horizontale Schichtlage vorkommt, wäre dann der verbindende Muldenschenkel, der in den Flyschmittelschenkel der Kaminspitzfalte überleiten würde. Die dazwischen sich hinziehende Zone von Ragol entspräche den jüngsten Schichten des Muldenkernes.

Neben dieser Falte, in deren Rücken das Dorf Pfäfers liegen würde, dürften aber noch verschiedene andere kleinere Faltungen und Verbiegungen die grosse Mächtigkeit des Flysch zustande gebracht haben. Solche scheinen südlich oberhalb Pfäfers vorhanden zu sein.

Für oder gegen die Richtigkeit der hier gegebenen tektonischen Aufteilung des Flyschgebietes des Calanda — die, wie noch betont sei, zum Teil hypothetischer Natur und vielleicht früher oder später sub specie regionali eine Umprägung zu erfahren hat — können uns die Aufschlüsse der Rheintalseite keine Anhaltspunkte liefern. Sämtliche Schichten zeigen daselbst den gewöhnlichen SE-Fall. Dem Einsinken der höheren Falten gegen die Rheintallinie entsprechend, dürften auch die Flyschfalten sich nach dieser Richtung rasch erniedrigen.

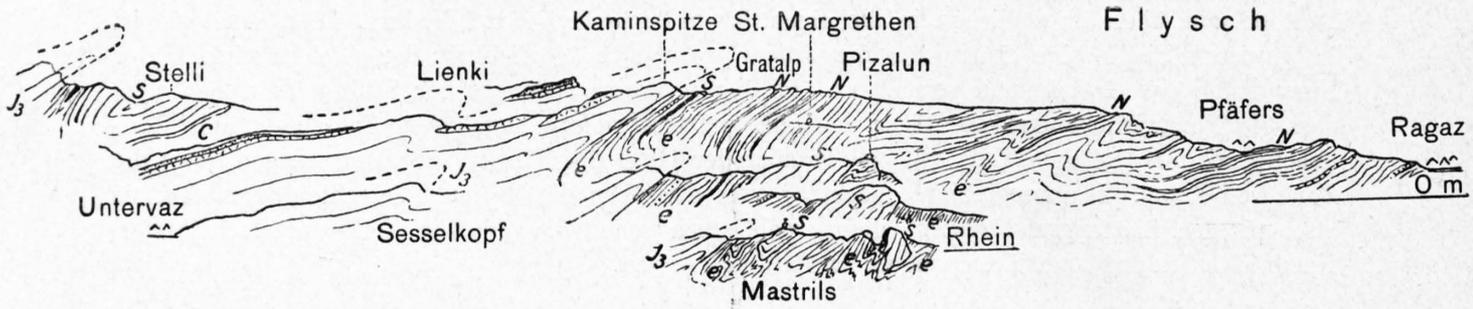


Fig. 9. Schematisches Profil durch das Calanda-Nordende. 1 : 75,000.

Im Flysch (e): schwarz = Assilinengrünsand; getupft = Sandsteinbänke; N = Nummulitenkalke; S = Seewerkalk, S schwarz = Schrattekalk; J₃ = Malm.

Wesentlich einfacher als die Flyschtektonik hier ausgeführt wurde, hat sie *Piperoff* aufgefasst. In seinen Profilen teilt er die ganze gegen 2000 m mächtige Flyschserie dem sich allmählich erhebenden Mittelschenkel seiner „Calanda Falte“ zu. (Prof. 1 der Karte.) Auf diese Unzulänglichkeit machte später *Rothpletz* aufmerksam. Er teilte die Flyschmasse in 4 (resp. 3 der Calandakette zugehörige) nach N gerichtete Sättel auf, deren Kreidekerne er festgestellt zu haben glaubte. Dieser Auffassung schliesst sich die gegebene Darstellung am nächsten an. Sie unterscheidet sich aber in der Zahl der angenommenen Gewölbe und ganz besonders in der tektonischen Bewertung der Kreidevorkommnisse, von denen bisanhin — weil vom Flysch völlig unabhängig — noch nicht die Rede war. Neuerdings hat auch *K. Tolwinski* die geologische Position der Nummulitenkalke von Ragaz besprochen. Ich vermag hier aber den Schlussfolgerungen meines geschätzten Kollegen und Nachbarn, obwohl sie theoretisch sehr einleuchtend sind, nicht vollkommen beizupflichten. *Tolwinski* äussert sich nämlich dahin, dass der Flysch von Ragaz überschoben sei, also insgesamt dem Mittelschenkel der Glarnerdecke angehöre; er überträgt damit die Art der Lösung der Flyschtektonik, wie sie *Jean Boussac* für weiter westliche Gebiete vorgebracht hat¹⁾, auf ein Gebiet, das nach meinem Dafürhalten autochthone Faltung aufweist. Entsprechend dem allgemeinen Niedersinken gegen E, das auch die höhere Glarnerüberschiebung beherrscht haben wird, ist zwar sehr wohl anzunehmen, dass längs der Rheinlinie Mittelschenkelschichten in ausgedehnterem Masse erhalten geblieben sind. Im Flysch von Ragaz könnte man die aus autochthoner Lage in den Mittelschenkel aufbiegenden Schichten vermuten. Bei einer solchen Annahme wäre aber zu erwarten, dass man doch irgendwelche Umkehr der Schichtfolge konstatieren könnte, dass also stellenweise die verkehrt gelagerten Assilinengrünsande aufzufinden sein sollten. Auch wäre zwischen dem Flysch des Mittelschenkels der Kaminspitze und demjenigen, den man der Glarnerüberschiebung zuzählen wollte, eine Scheidung nicht durchzuführen. Vereinzelt Flyschfetzen des ehemaligen Mittelschenkels können möglicherweise (Gegend des Pizalun?) vorhanden sein, die Hauptmasse der verkehrten Flyschschichten dürfte aber aus unserem Gebiet über die autochthonen Falten hinweg nordwärts verschleppt worden sein.

Die Kreideklippen des Flyschgebietes.

Dem Beschauer der geologischen Karte unseres Gebietes mag es aufgefallen sein, dass bisanhin von den im Flyschgebiet zerstreut liegenden Kreidevorkommnissen noch gar nicht die Rede war. Da dieselben aber mit dem Flysch sich nicht mehr in ursprünglichem Verbande befinden,

¹⁾ Vergl. Jean Boussac. *Interprétation tectonique du flysch dit autochthone de la Suisse centrale et orientale*, und: *Distributions des niveaux et des facies dans le Nummulitique dit autochthone de la Suisse orientale*. C.-R. Ac. Sc. Paris 1910.

ist ihre Zusammenfassung und gemeinsame Betrachtung zweckmässiger. Es betrifft dies die einzelnen Kreideklippen von Mastrils, Pfäfers, des Pizalun und der Matonalp.

Piperoff waren diese Kreidekalke nicht bekannt; vereinzelt (bei Spieg am Pizalun) sind dieselben auf seiner Karte sogar als Nummulitenkalke ausgeschieden. Der erste, der innerhalb des Flyschgebietes des Calanda-Nordendes Kreide erkannte, war *Rothpletz*. Er erwähnt in seinen „Alpenforschungen I“, Lit. 2, pag. 146, den Seewerkalkzug, der sich auf der Kantonsgrenze von Graubünden und St. Gallen vom Rhein gegen den Pizalun hinaufzieht und ebenso die kleineren Vorkommnisse des Egg- und Bovalwaldes bei Pfäfers. *K. Tolwinski* kommt bei Besprechung der Mittelschenkelbildungen der Glarnerdecke auf die gleichen Vorkommnisse zu sprechen. Ebenso waren diesem Autor die merkwürdigen Schollen bei Mastrils bekannt, welche er als Schratzenkalk auffasste. Eine andere wurzellose Kreidescholle, welche in gewissem Sinne ihrem tektonischen Charakter nach mit den Kreideklippen des nördlichen Flyschgebietes zusammengefasst werden kann, haben wir schon bei Besprechung der parautochthonen Falten kennen gelernt. Es war dies die in die Mulde Val Cosenz eingefaltete Synclinale des Älplistein-Stelli (pag. 31). Wenden wir uns vorerst der Einzelbesprechung dieser interessanten „Inselberge“ zu.

1. Älplistein-Stelli.

Die tektonische Individualität der Synclinale des Älplistein-Stelli ist durch die auf der Taminaltalseite verfolgbare Unterlagerung des — zwar nicht sicher nachgewiesenen — Flysch hervor gehoben. Die Formationen, die sich an ihr beteiligen, sind Seewerschichten, Schratzenkalk und Drusbergschichten. In ihren faciiellen Ausbildungen unterscheiden sie sich nicht wesentlich von jener der Calandafalte. Auffällig ist das Fehlen von Gault. Die Seewerschichten sind im allgemeinen stark plattig-schiefrig und entbehren der schwarzen Tonhäute; auf den Schicht- und Schieferungsflächen sind sie meist von feinen Sericithäutchen überzogen. Solche Seewerschichten finden sich schon in unmittelbarer Nähe des Schratzenkalkes. Gegenüber dem Flysch herrscht Übergang (Taminatalseite, bei Pazigg.)

2. Matonalp.

Nördlich der auf dem Grat liegenden Alphütte der Matonalp erhebt sich ein kleiner Felsvorsprung aus der sanften Kammlinie. (Fig. 8, pag. 37.) Es ist ein dünnschichtiger, flachwellig gefältelter, blaugrauer, etwas mergeliger Kalk, der die gleiche Kräuselung der feinen, den Schichtflächen folgenden Sericithäutchen zeigt wie echter Seewerkalk des Autochthonen. Zur Bestätigung seiner Seewerkalknatur fand ich in ihm verschiedene *Inoceramenschalen*. Ein zweites, kleineres und weniger gut aufgeschlossenes Vorkommen solcher Kalke liegt etwas nördlicher. Seitlich dem Gehänge nach hinab haben diese Seewerkalke keine Fortsetzung; es sind kleine, dem Flysch klippenartig aufliegende, isolierte Schollen ¹⁾.

3. Pizalun-Nussloch.

Aus den landschaftlich eintönigen Formen des Flysch ragt als eine Felsmauer an der Kantonsgrenze zwischen Pizalun und Nussloch ein geschlossener Kalkzug auf. Mit einer hohen Felswand, an welcher ein bedeutender Steinbruch liegt, bricht er gegen das Rheintal ab. Der Schichtfall ist 70° SE bis saiger. Von der zusammenhängenden Masse abgetrennt sind der aus zwei isolierten Felsköpfen bestehende Gipfelaufsatz des Pizalun und zwei kleinere Vorkommnisse nördlich und östlich davon. Das Gestein dieses Kalkzuges weicht vom Seewerkalk der oben besprochenen Klippen durch geringere Schiefrigkeit ab; es ist von graublauer Farbe, oft gelblich angewittert und fällt

¹⁾ Von einer Exkursion in diese Gegend im Jahre 1848 erwähnt Arn. Escher v. d. Linth Seewerkalk von Maton. Es dürfte wohl diese Klippe gemeint sein.

durch seine schwarzen tonigen Zwischenhäute auf. Diese sind oft zu millimeterdicken schiefriegen Schichten angewachsen, so dass man kaum mehr von Tonhäutchen reden kann. Die tieferen Aufschlüsse des Steinbruches bei P. 521 m liefern Handstücke, an denen man die innigste Verknetung und Verwalzung dieser Schieferschichten und der Tonhäute mit der Kalkgrundmasse erkennen kann. Fossilien lieferte mir dieser sicher auch als Seewerkalk anzusprechende Kalk keine.

Nördlich des Hauses von Nussloch begleitet den Seewerkalk eine steilstehende helle Kalkmauer, deren Gestein sich durch das Fehlen der Häute und helleren Farbton als etwas anderes kund tut; es ist ebenfalls hochgradig umgewandelt und dürfte wohl als Schrattenkalk angesprochen werden. Ungewiss ist es mir dagegen, ob verschiedene helle Kalke, wie sie auf dem südlich Nussloch ansteigenden Rücken in und auf den Flyschschiefern vorkommen, auch dem Schrattenkalk zuzuzählen sind. Ich habe sie auf der Karte als Seewerkalk eingetragen, da sie mit dem Komplex des Pizalun zum Teil in Verbindung stehen und wegen der hochgradigen Metamorphose von demselben nicht mit Sicherheit abgetrennt werden können. Linksseitig des kleinen Baches, der, von Schlucht herunterkommend, sich in Globigerinenschiefer eingeschnitten hat, findet sich in zirka 700 m über schwarzen Flyschmergelschiefern und unter hellem, schrattenkalkähnlichem Seewerkalk ein rostigbrauner, innen schwarzer Kalk, den man als Kieselkalk auffassen könnte. Er kann aber eben so gut einer Einlagerung im Flysch angehören. Andere Kreidekalke konnte ich in dieser Klippe nirgends erkennen. In einem nicht anstehenden Blocke fand ich Rötidolomit; derselbe dürfte aber erratischer Herkunft sein.

Der weitgehenden dynamischen Umprägung, die diese Gesteine erlitten haben, entsprechen auch die sehr gestörten Kontaktverhältnisse mit den darunterliegenden Flyschschiefern. Es herrscht überall anomale, diskordante Berührung. In vielen Aufschlüssen trennt eine typische Verknetungslinie die massigeren Kreidekalke von den verschieden gefalteten Flyschschiefern. Die Auflagerung der beiden Seewerkalkklötze des Pizalungipfels auf Flysch ist schon aus bedeutender Entfernung sichtbar (Fig. 10). In dem hohen Abbruch bei P. 521 m an der Kantonsgrenze erscheint die hohe Schrattenkalkmauer wie angeklebt an die Seewerkalke. Zwischen beide scheinen sich von unten her Flyschschiefer einzuzwängen. Im Steinbruch selbst erkannte ich, wie von unten hervorstechend eine Zunge schwarzer, glänzender Flyschtonschiefer in die Seewerkalke hineingreift.

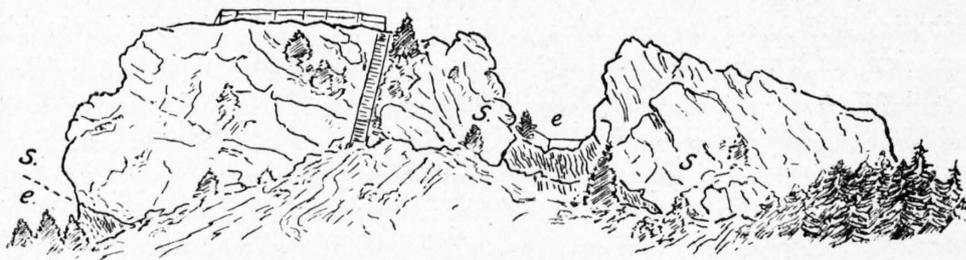


Fig. 10. Gipfel des Pizalun, 1482 m.

Seewerkalk = S. Flysch = e.

Aus allen diesen Lagerungsverhältnissen geht hervor, dass diese Kreidekalke nicht innerhalb des Flysches wurzeln, also nicht die hervorschauenden Firste eines Flyschsattels, als welche sie *Rothpletz* auffasste, darstellen können; zudem fand ich auch nirgends die von diesem Forscher erwähnte Symmetrie des Flysches beiderseits der Kreidevorkommnisse. Es sind vielmehr auf Flysch schwimmende, mit demselben verknetete Klippen fremder Gesteine.

Kleinere solche Klippen finden sich auch im untern Teile des St. Margrethentälchens. Zwischen den Häusern von Furggels stösst man auf Kalke, welche mit denjenigen des Pizalun identisch sind. Über der gegen das Rheintal schauenden Flyschwand finden sich in einzelnen Blöcken helle, echinodermische Kalke, welche an gewisse Abänderungen des Schrattenkalkes oder auch an Valangienkalk erinnern.

4. Mastrils.

Ein schwer zu erklärendes Durcheinander von Flyschschiefern und Kreidekalken bietet die nähere Umgebung des Dörfchens Mastrils. Das neuangelegte Strässchen von der Tardisbrücke über Unter-Mastrils nach Isla hat hier gute Aufschlüsse geschaffen. In Fig. 11 ist die Serie der Aufschlüsse, welche besonderes Interesse haben, zusammengefasst.

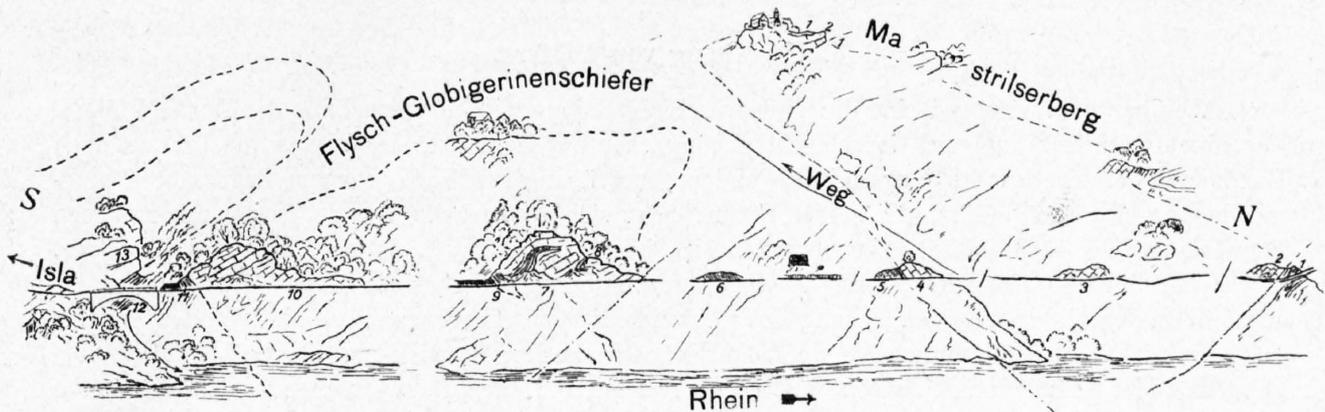


Fig. 11. Profil längs der Strasse Mastrils-Isla.

Die einzelnen Aufschlüsse sind einander genähert und überhöht.

Rechts ausserhalb der Skizze sind beim reformierten Kirchlein von Mastrils in bedeutender Mächtigkeit Globigerinenschiefer aufgeschlossen; es sind gelblich gebleichte, gekörnelt und sericitisch-schillernde Mergelschiefer mit Str. E 20° N F. 45–50° S; sie gehören in die Zone der früher erwähnten, verkehrt liegenden Flyschschichten. Auf dieselben folgen an der Strasse schwarze, glatte Mergelschiefer und darauf

1. Mergelige Kalke, schiefrig linsig, noch der Gruppe der Globigerinenschiefer zugehörig.
2. Helle, blaugraue, kompakte Kalke, welche mit 50° SE-Fall dem Flysch aufliegen; im frischen Bruche erkennt man zahlreiche schwarze Häute, welche den stellenweise stark metamorphosierten Kalk zackig durchsetzen. In solcher Ausbildung sind diese sonst mehr schrattenkalkähnlichen Kalke von den Seewerkalken im Steinbruch bei Nussloch nicht zu unterscheiden. Die Kontaktlinie dieser Seewerkalke mit Flysch ist in mehreren Aufschlüssen bis zur oberen Kirche von Mastrils zu verfolgen. Dasselbst liegen Globigerinenschiefer auch auf den Kalken. Mechanische Verknüpfung?
3. Kalkbänke wie 2. Seewerkalk.
4. Seewerkalk, der aber mit 40° in entgegengesetzter Richtung einfällt.
5. Flysch-Globigerinenschiefer; dem Kontakte zunächst liegen, 1/2 m mächtig, schwarze, wellig gefaltete, globigerinenfreie Mergelschiefer.
6. Flyschmergelschiefer wie 5.
7. Grösserer Aufschluss von Seewerkalk, bankig, im Bruche oft schwarz; über einer mächtigeren Bank liegt steilgestellt und faltig verbogen eine Lage unkenntlicher Kalkschiefer, welche wohl eine Partie extrem umgewandelten Seewerkalkes darstellen.
8. Gelbliche, innen schwarze Mergelschiefer, eine kleinere Biegung beschreibend. Einknetung?
9. Flyschmergelschiefer mit Foraminiferen; sie schneiden in auffälliger Weise die Kalkbänke quer ab.
10. Bankige, blaugraue Kalke mit schwarzen Häuten wie 7 und 2–4.
11. Flyschmergelschiefer; sie zeigen eine gleiche Querlage zu den Kalkbänken wie 9.
12. Schwarze, feingefaltete Mergelkalke und Schiefer. Str. E 35° N.
13. Kompakte, schwarze Kalkbank = Malm der Kaminspitzfalte. Hier fehlen die schwarzen Häute des Seewerkalkes; die Ähnlichkeit mit den nördlicheren Seewerkalken bleibt aber infolge der Metamorphose, die beide betroffen hat, immerhin eine nicht unbedeutende.

Gegenüber den Seewerkalken des Älplistein-Stelli und der Matonalp unterscheiden sich die hier vorliegenden Kalke von Mastrils ganz wesentlich durch eine ausgeprägte Bankung und grössere Massigkeit; man möchte sie eher für Schrattenkalk halten. Hat man dagegen noch die frischen Eindrücke der Aufschlüsse des Steinbruches von Nussloch in Erinnerung und kommt zu den Kalken von Mastrils, so erkennt man diese als identisch mit den sicheren Seewerkalken der Pizalun-Klippe.

Über die merkwürdigen Lagerungsverhältnisse dieser Seewerkalke orientiert die Skizze der Fig. 11. Es ist daraus zu ersehen, dass ein nördlicher und grösserer Komplex von einem kleineren südlichen durch Flysch-Globigerinenschiefer getrennt wird. Da die untere Begrenzung nicht aufgeschlossen ist, so ist der Beweis für Autochthonie oder Klippennatur dieser Kalke nicht unmittelbar durch Beobachtung zu erbringen. Die unregelmässige Begrenzung, die verschiedenen Fallrichtungen und ihr Auftreten in den Globigerinenschiefern des Mittelschenkels der Kaminspitzfalte sind aber Erscheinungen, welche mit dem autochthonen Charakter nicht in Einklang zu bringen sind; sie

weisen darauf hin, dass wir es hier ebenfalls mit in Flysch eingewickelten Kreideklippen zu tun haben.

Besonders gut tritt bei den vorliegenden Klippen deren Lagebeziehung zu den parautochthonen Falten in Erscheinung. Verlängert man die Richtung der Überschiebungsfäche des Malm der Kaminspitzfalte, so ersieht man, dass die Mastrilser Kreideschollen im Liegenden dieser Falte sich befinden; sie sind durch die südlich überlagernde Falte überfahren, also in die Flyschmulde eingewickelt worden.

5. Umgebung von Pfäfers.

Weniger hervortretend sind die kleineren Kreideklippen in der Umgebung des Dorfes Pfäfers. Die eine derselben findet sich in schlecht zugänglicher Lage oberhalb des Weges von Pfäfers nach Landquart, im sogenannten Eggwald, die andere hart über dem Wege, der von Ragaz über Valurgut in den Bovalwald führt. An beiden Orten findet sich Seewerkalk. Die am besten zugänglichen Seewerkalke des Eggwaldvorkommens finden sich in Blöcken eines kleinen Bergsturzes am Wege. *Rothpletz*, der die Kreidekalke von Pfäfers zum erstenmal beschreibt, fand darin *Inoceramenschalen*. In dem felsig-waldigen Abhang des Eggwaldes ist die Umgrenzung des anstehenden Seewerkalkes unsicher, zumal ähnliche Flyschkalke in bedeutender Entwicklung oberhalb Pfäfers vorhanden sind. Anhaltspunkte, welche mit Sicherheit auf ein hier hervorstechendes Kreidegewölbe schliessen liessen, konnte ich keine erkennen. Näher liegt die Annahme eines solchen im Bovalwalde, wo man den Seewerkalk mit der schon diskutierten Flyschfalte von Pfäfers in Zusammenhang bringen könnte. Bestimmend aber für eine tektonische Trennung auch dieser Kreide von ihrer Umgebung ist für mich der offenbare, ehemalige Zusammenhang aller Kreideklippen unseres Gebietes.

Die Bestätigung für einen solchen, wenn auch nicht kontinuierlichen Zusammenhang, liefert das Auftreten ähnlicher Kreideschollen auf der Seite der Grauen Hörner, wo sie *K. Tolwinski* zum erstenmal erkannt und beschrieben hat.

Tektonische und genetische Deutung der Kreideklippen.

Die Frage nach der tektonischen und genetischen Zusammengehörigkeit der besprochenen Kreideklippen ist nach den verschiedenen Analogien¹⁾, die sie miteinander verbinden, sicher in bejahendem Sinne zu beantworten. Übergehen wir den bei der Einzelbesprechung schon als ausgeschlossen erachteten autochthonen Ursprung, so sind für eine gemeinsame Herkunft noch drei weitere Gesichtspunkte in Betracht zu ziehen. Die Kreideklippen könnten gedeutet werden als

Reste von einer parautochthonen Decke
oder einer eingewickelten Flyschdecke
oder als Glieder des Mittelschenkels der Glarnerdecke.

Als nächste parautochthone Falten überragen die Calanda- und Kaminspitzfalte unsere Kreideklippen. Nach ihren Lagenbeziehungen zu jenen Falten können die Kreideklippen mit jenen nicht in Verbindung gebracht werden. Eine höhere parautochthone Decke, die sich über die Calanda-Panärafalte hinübergelegt hat, ist aber im Ostende der Glarneralpen auch nicht mehr nachzuweisen. Die nächst höhere, grosse Falte des Tscheppflimserstein bleibt mit ihrer Stirnpartie auf der Rheinseite zurück. Dass südlich davon noch grössere helvetische Falten oder Decken sich entwickelt haben könnten ist auch schon infolge der rasch sich verengenden Mulde zwischen den parautochthonen Falten und der gegen E wohl ebenfalls sich senkenden Glarnerüberschiebung nicht anzunehmen; der Raum für ihre Entwicklung wäre hier zu beschränkt. Die Ableitung unserer Kreideklippen von parautochthonen Decken findet also keine Anhaltspunkte; sie kann uns nicht weiter beschäftigen.

Der zweite Gedanke knüpft sich an die von *Arnold Heim* hypothetisch postulierte eingewickelte Wildflyschdecke (Lit. 12), welcher die im Wildflysch auftretenden seewerartigen Kalke

¹⁾ Eine Sonderstellung nimmt die Syclinale des Älplistein-Stelli ein.

und Schiefer des Calfeusen- und Sernftales zugehören würden. Weitgehende facielle und tektonische Verschiedenheiten lassen aber nicht zu, unsere Kreideklippen mit jenen Seewerkalken in Beziehung zu bringen. Dort herrscht Übergang von Kreide in Wildflysch, in unserem Gebiet liegen dagegen verschiedene Kreidestufen diskordant — mit Ausnahme der Älplisteinsynclinale — auf Flysch, innerhalb welchem mir überhaupt kein Wildflysch bekannt geworden ist. Es erübrigt also noch, die dritte Möglichkeit näher zu prüfen.

Schon im geologischen Kartenbilde springt die mehr oder weniger kontinuierliche Brücke von Kreideklippen, welche vom Calanda-Nordende auf die Ostseite der Grauen Hörner überleitet, in die Augen. Auf der linken Talseite der Tamina folgt zwischen Herrenboden und Alp Pardiell eine dem Flysch aufgelagerte grosse Decke von Rötidolomit, Malm und Seewerkalk. Von hier leitet eine Schnur kleinerer Relikte verschiedener Formationen allmählich zur Glarnerüberschiebung über. Der Zusammenhang unserer Kreideklippen mit der Glarnerüberschiebung ist also durch die Verfolgung nach Norden direkt festzustellen, die Annahme, dass wir Reste des Mittelschenkels der Glarnerdecke vor uns haben, wohl die allein richtige. Während in der Ringelgruppe, dem Gebiet der höchsten Erhebung der Überschiebungsfäche vom Mittelschenkel nur Lochseitenkalk und einzelne darin verknietete Rötidolomittetzen erhalten geblieben sind, werden hier bei tieferer Lage die Mittelschenkelschichten immer reichlicher. Aber auch innerhalb der einzelnen Kreideklippen des Calanda finden sich weitere Bestätigungen für ihre Zuteilung zum Mittelschenkel: der Kalkzug des Pizalun, ebenso wie die Kreide des Älplistein, zeigen durch ihr Gefälle gegen das Rheintal, dass sie und somit auch der Mittelschenkel der Glarnerdecke von dem Tiefsinken gegen Osten beherrscht werden. Die starken dynamischen Umwandlungen, welche sich besonders auch in dem Zackigwerden der sonst flaserig angeordneten Seewerkalkhäute äussern, der Verknietungskontakt und die ungesetzmässige Verteilung und Erhaltung der einzelnen Kreidestufen sind alles Erscheinungen, welche für die Mittelschenkelnatur sprechen. Die Flyschschichten der Umgebung von Ragaz gehören dagegen nach der hier vertretenen Auffassung nicht mehr zum Mittelschenkel. Einzelne verkehrt liegende Teile — besonders in den Grauen Hörnern — mögen zwischen und unter den Kreideklippen vorhanden sein, die Hauptmasse des Flyschmittelschenkels dürfte, so möchte ich vorläufig annehmen, über den autochthonen Flysch hinweg geschürft worden sein.

Von ganz besonderem Interesse ist die Einfaltung der der Mittelschenkellage möglicherweise ebenfalls entsprechende Synclinalen des Älplistein-Stelli in die Mulde zwischen Calanda- und Kaminspitzfalte. Aus dieser Lagerung ist der für den genetischen Vorgang der Deckenbildung wichtige Schluss zu ziehen, dass die helvetische resp. Glarnerüberschiebung sich schon vollzogen hatte, als die darunterliegenden parautochthonen Falten noch höher gestaut wurden. Die gleiche Schlussfolgerung ergibt sich bei Betrachtung der Lagerungsverhältnisse der Klippen von Mastrils¹⁾, welche bei Rekonstruktion der Kaminspitzfalte unter dieselbe zu liegen kommen. Und nicht zuletzt spricht auch die beinahe saigere Stellung des Schratten- und Seewerkalkes bei Nussloch für eine solche nachträgliche Bewegung. Für einen Mittelschenkel, der einst über die parautochthonen Falten hinwegging, ist ein so steiles Südfallen schlechterdings unmöglich; die Schichtlage bei Nussloch weist unter statt über die Kaminspitzfalte. Zur Erklärung dieses Verhältnisses dient am besten die Vorstellung, dass die Mittelschenkelklippe von Nussloch durch eine nachträglich von S wirkende Stauung, das ist die letzte Bewegung der Kaminspitzfalte, in diese Lage umgedreht wurde. Besondere Bewegungen müssen auch die besonders tiefe Lage des Seewerkalkes von Bowalwald, der ungefähr 150 m unter einer Verbindungslinie der nächsten Kreideklippen liegt, bewirkt haben. Es dürfte wohl ein vom übrigen Mittelschenkel abgetrenntes und in Flysch gehülltes Stück sein.

Zu den hier aus der Lagerungsweise sich ergebenden Schlussfolgerungen über die Faltungsfolge kam in ähnlichem Sinne auch *K. Tolwinski*. In seiner Arbeit über die Grauen Hörner äussert er sich auf Grund der „ausgeprägten Linsen- und Schuppenstruktur“, welche den Wildflyschkomplex der Grauen Hörner beherrscht, und der der autochthonen Aufwölbung konform aufliegenden

¹⁾ Auch bei Ausschaltung der Klippennatur der Älplisteinsynclinale hat also diese Schlussfolgerung ihre Gültigkeit.

Drachenüberschiebung (= Überschiebung der Calandafalte) dahin, dass dieser tektonische Charakter unverkennbar auf eine spätere Aufstauung des autochthonen, zentralmassivischen Gewölbes zurückzuführen sei. (Lit. 10, pag. 55.) Der Calanda dürfte dafür die Bestätigung geliefert und auch die Beispiele für den neuerdings aktuell gewordenen Einwickelungsvorgang um eines vermehrt haben.

Rückblick und Umschau.

Fassen wir die Resultate der vorstehenden geologischen Beschreibung nochmals in einem kurzen Rückblick zusammen: Ein Querprofil Chur-Vättis lässt den Calanda als aus 3 grössern parautochthonen Falten und der autochthonen Vättner Aufwölbung aufgebaut erkennen. Die tiefste, die Falte der Kaminspitze, in diesem Querprofil noch mit der autochthonen Basis verschmolzen, löst sich gegen Norden deutlich von derselben ab und umfasst das Gebiet der nördlichen Vorberge der Zweien- und Kaminspitze. Über diese Falte lagert sich mit mächtigem Malmkern in Überschiebung die Falte des Calanda; sie reicht nordwärts bis zum Val Cosenz, das die trennende vorwiegend aus Seewerschichten zusammengesetzte Mulde zwischen Calanda und Kaminspitzfalte repräsentiert. Im Kreiderücken der Calandafalte erheben verschiedene kleine und untergeordnete Falten. (Mittlertal, Vordertal etc.) Eine nächst höhere Falte von wesentlicher Bedeutung, die Hintertalfalte, ist deutlich bestimmt zwischen dem Hintertal und dem Haldensteiner Schaftäli und streicht von hier nach WSW in den Felsberger Calanda, während sie nach NE ihre Fortsetzung in dem Neocomzuge von Cortschna zu haben scheint. Im Calandagipfel und Mittlertal zeigt diese Falte verwickelte Störungen, welche sich als Einklemmung des Gewölbescheitels zwischen Mittel- und Muldenschenkel erklären lassen. Als letzte und höchste Falte erhebt sich südlich dieser Falte die weniger bedeutende Falte von Oldis.

Sämtliche Falten des Gebietes streichen gegen NE und sinken gegen den Rhein zu im Streichen rasch in die Tiefe. Gegen SW werden sie durch den Einschnitt des Kunkelstaes unterbrochen; dasselbe entblösst die übereinander gelagerten Malmwurzeln der drei grösseren Falten, wodurch die gewaltige Schichtmächtigkeit des Malm (ca. 2000 m) im Felsberger Calanda zustande kommt. Der vorjurassische Kern der Falten ist zwischen Felsberg und Tamins aufgeschlossen.

In stratigraphischer Beziehung ist von Bedeutung die Feststellung der Mächtigkeitszunahme der Kreidestufen von der tiefsten zur höchsten Falte.

Den Malm-Kreidefalten nördlich vorgelagert dehnt sich ein Flyschgebiet aus, das sich neben seinem autochthonen, der Vättner Aufwölbung unmittelbar anliegenden Anteil in einen dem Mittelschenkel der Kaminspitzfalte zugehörigen Teil und eine tiefere Flyschfalte aufteilen lässt. Als wurzellose Klippen finden sich auf dem Flysch verschiedene Kreideschollen, welche dem Mittelschenkel der Glarnerdecke zuzuzählen sind. Als ähnliches Relikt kann die in die Mulde zwischen Calanda- und Kaminspitzfalte eingefaltete Synklinale des Älplistein gedeutet werden.

Die Kenntnis der Falten des Calanda führt uns zur weiteren Umschau nach der Fortsetzung dieser Falten im Streichen. Nach E wird uns die Verfolgung leicht; keine der Falten hat, wie schon hervorgehoben, jenseits des Rheines eine Fortsetzung. Um so inniger ist der Zusammenhang mit der westlich anschliessenden Ringelgruppe. Der geologischen Beschreibung dieses Gebietes habe ich einen Abschnitt über den Zusammenhang der parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen beigelegt. (Lit. 13, pag. 53.) Da mir damals der Aufbau des Calanda in seinen Grundzügen schon bekannt war, konnte ich die hier mitgeteilten Resultate der genaueren Untersuchung schon verwenden. Es ist deshalb überflüssig, die daselbst diskutierten Fragen hier nochmals zu behandeln, zumal ich jenen Ausführungen nichts Wesentliches beizufügen habe. In der gleichen Darstellungsweise wie früher sei hier eine Übersichtstabelle angefügt, in welcher der dem Calanda zugehörige Teil ergänzt ist.

Segnesgr. | Ringelgr. | Calanda

Norden

| | | | |
|----|--|--|--|
| 10 | Flyschgebiet des Calfeusentales | Autochthone Aufwölbung von Vättis (kristallines Fenster) | Flyschgebiet der Umgebung von Ragaz (parautochthoner MiS, autochthone Falten) |
| 9 | Falte der Orgeln | Mulde des Ochsentäli | Falte der Kaminspitze Muldenzone des Val Cosenz |
| 8 | Falte der Panarähörner GS: Kreide der Trinseralpen, des Lavadignas-, Glaser- und Taminsergletschers, Aufwölbung im Gipfel des Vorderen Panarähornes GSt: Überschiebene Kreideklippen der Gigerwaldspitze, des Drachenberges und des GK: Verrucano-Triasgewölbe von Tamins | Falte des Calanda GS: Kreide des Ostabhanges: Mastriseralp-Fenza; Faltungen der Gipfelregion: Mittlertal, Vordertal, Mastriseralp Calanda etc. Alplikopf GK: Verrucano-Triasgewölbe der Goldenen Sonne | Falte des Hintertales Neocomzug von Costschna zwischen 7 u. 8 der eingeklemmte Keil des Calandagipfels |
| 7 | | | Falte von Oldis |
| 6 | | | |
| 5 | Kreideschuppe im MuS der Flimsersteinfalte | Falte des P. Mirutta Oberste Kreideschuppe in der Ostwand des Crap Matts | |
| 4 | Segnesfalte Falte des Flimserstein Crap Matts GK: Doppeltes Trias-Doggergewölbe von Trins-Tamins (Verrucano) (gemeinsam mit 8) | Falte des Tschopp Crap Matts Erosionsabbruch des Crap Matts | |
| 3 | | Doggerschuppe von Maliens GK: Verrucano am Vorderrhein Trias des Fasortastens | |
| 2 | | Faltenreste helvetischer Fazies zwischen Rotenbrunnen u. Bonaduz | |
| 1 | Überschiebener Verrucano der Glarnerüberfaltung Im Ringel-Segnesgebiet Reste des MiS als Lochseitenkalk | | abgewittert im Calandagebiet MiS als wurzellose Kreideschollen z. T. zwischen 9 und 10 (Mastrils) oder 8 und 9 (Alplistein-Stelli) eingefaltet |

Westen

tauchen sämtlich längs der Rheintallinie unter

Osten

Süden

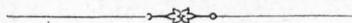
MuS = Muldenschenkel; MIS = Mittelschenkel; GS = Gewölbchen; GK = Gewölbekern; GSt = Gewölbstirn.

Übersicht über die parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen.

Diese Tabelle ist in der Art als Grundriss gedacht, wie sich die einzelnen tektonischen Einheiten von S nach N folgen würden, wenn die Basis der Falten noch eine horizontale Ebene wäre, dieselben also noch nicht schichtförmig übereinandergetürmt erscheinen würden, wie es der heutigen Lagerung entspricht.

Eine Verschiebung gegenüber der früheren Übersicht bewirkte die Erkennung und Eintragung der Falte von Oldis und der davon nördlich vorüberstreichenden Fortsetzung der Hintertalfalte (= Calandagipfelfalte). Die damals erwähnte „Kreideschuppe im Calanda-Ostabhäng“ gehört nach der hier gegebenen Darstellung in den Rücken der Hintertalfalte und ist nicht etwas Selbständiges, sondern entspricht nur der höheren Kreide jener Falte. Auch die Falte von Oldis kann zu einer Parallelisation zwischen Ringelgebiet und Calanda nicht herangezogen werden, da für sie schon in der Haldensteinalp keine Fortsetzung mehr zu erkennen ist. Für die Gegenüberstellung der grösseren Falten vermag ich keine neuen Gesichtspunkte anzuführen. Die Möglichkeit, dass die Kaminspitzfalte einer neuen, nur auf den Calanda beschränkten, tiefsten Abspaltung entsprechen könnte, bleibt bestehen. Immerhin ist, um das Bild der Übersicht zu vereinfachen, die durch Facies und Lagerung einigermaßen gestützte Parallelisation von Orgeln- und Kaminspitzfalte als die näherliegende angenommen und eingetragen worden.

Der gleiche Bau der Gebirge, wie er östlich des Segnespasses durch die schichtweise Übereinanderlagerung der parautochthonen Falten zum Ausdruck kommt, beherrscht auch das Gebiet zwischen Segnes- und Kistenpass. Von den einzelnen Faltenzügen des Ostens hat aber nur derjenige des Flimsenstein-Tschepp eine Fortsetzung nach Westen. Im Vergleich zu den östlicheren Malm-Kreidefalten sind die westlicheren in ihren Dimensionen zurückgegangen; sie bauen nicht mehr allein beinahe ganze Gebirgsstöcke auf. Die im Osten nur in einzelnen Relikten erhalten gebliebene Verrucanomasse der Glarnerüberschiebung tritt im Westen nebst den reichlicher vorhandenen Mittelschenkelgliedern (Rötidolomit) bedeutend mehr in den Vordergrund, wodurch sich auch ein landschaftlicher Gegensatz zwischen Ost und West herausgebildet hat.



HALDENSTEINER CALANDA (Männersattel)

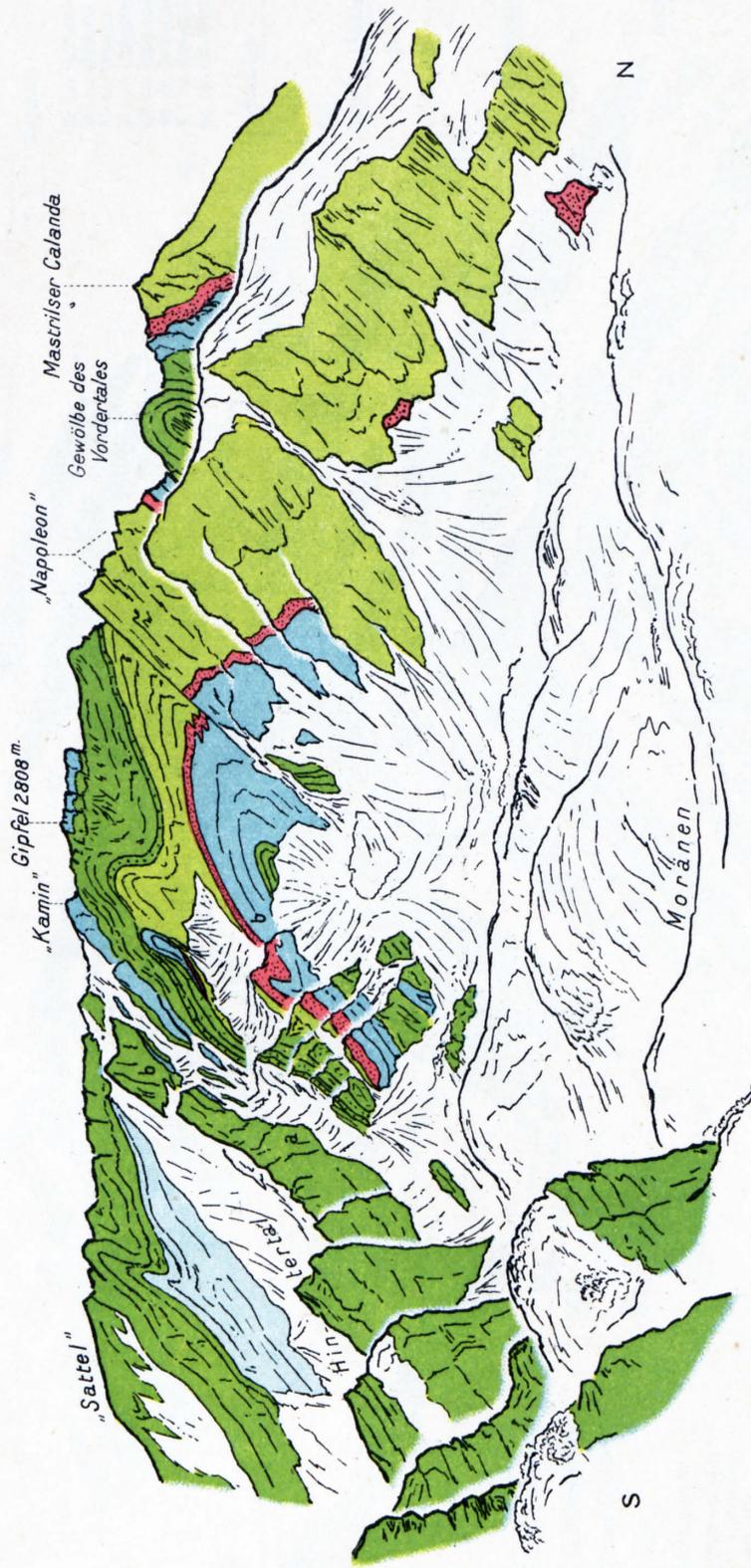
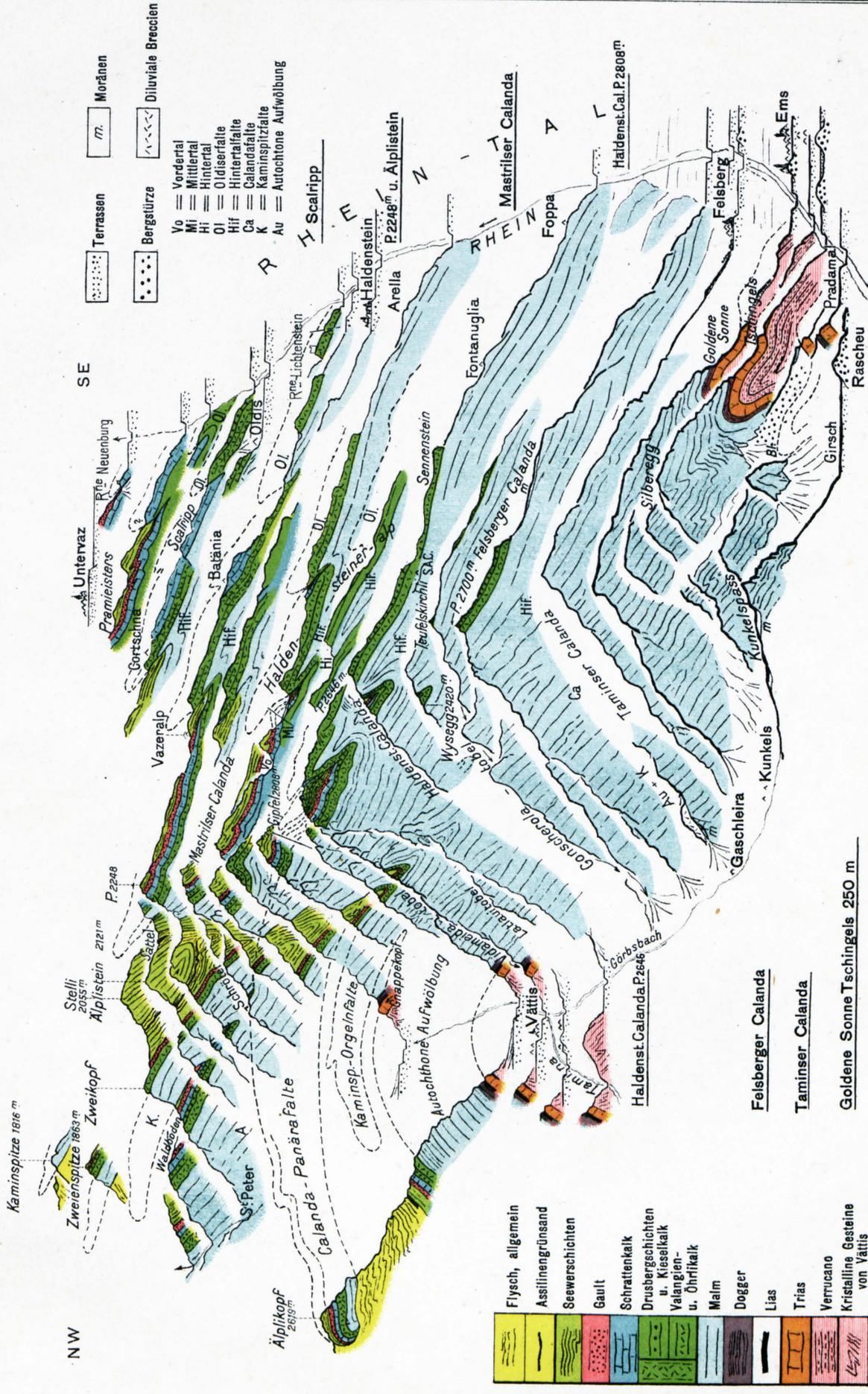


Fig. 1. DAS MITTLERTAL, GES. VON DER MORÄNE BEI METTNEREGG von Moritz Blumenthal.

Farbenerklärung auf Taf. II



DER CALANDA AUS S. W.

1/50,000

von Moritz Blumenthal.