

BEITRÄGE  
ZUR  
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

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

NEUE FOLGE, XXXIII. LIEFERUNG  
DES GANZEN WERKES 63. LIEFERUNG

Geologie  
der  
Ringel-Segnesgruppe.

Mit 5 Tafeln und 12 Textfiguren. Dazu später Spezialkarte Nr. 63.

Von

**Moritz Blumenthal.**

**Bern.**

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

1911.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

## Vorwort der geologischen Kommission.

---

In der Sitzung der Kommission am 12. Dezember 1910 legte Herr Dr. *Moritz Blumenthal* das druckfertige Manuskript einer geologischen Untersuchung über die Ringelspitz-Segnesgruppe, vor und anerbote dasselbe zur Publikation in den „Beiträgen“. Die Kommission nahm das Anerbieten an unter der Bedingung, dass die dazugehörende Karte in 1:50,000 zusammen mit den Aufnahmen von Herrn Dr. *Konst. Tolwinski* über die Grauen Hörner und von Herrn *J. Oberholzer* über das Seezgebiet, auf einem Blatt als eine geologische Karte, die von der Ostseite der Karte der Glarneralpen von *J. Oberholzer* und *Alb. Heim* bis an den Rhein reichen würde. Zugleich erhielt Herr Dr. *Blumenthal* noch den Auftrag, einige Ergänzungen und namentlich eine Revision des ganzen Calanda vorzunehmen.

Die von Herrn Dr. *Blumenthal* gesammelten Gesteine und Petrefakten wurden der geologischen Sammlung der Eidg. Technischen Hochschule übergeben.

Für die Richtigkeit der Darstellung in Karte, Profilen und Text ist der Verfasser allein verantwortlich.

*Zürich*, im Juli 1911.

Für die schweizerische geologische Kommission,

*Der Präsident:*

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

*Der Sekretär:*

Dr. **Aug. Aeppli**.

## Literatur.

1. 1840 und 1841. *Escher von der Linth, Arnold*. Tagebücher (Manuskript).
2. 1856. *Theobald, G.* Der Calanda. Jahresbericht der naturf. Ges. Graubündens, I. Jahrg., n. F. (1854—1855).
3. 1878. *Heim, Albert*. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc.
4. 1883. *Heim, Albert*. Der alte Bergsturz von Flims. Jahrb. des S. A. C., Bd. XVIII.
5. — *Rothpletz, A.* Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges., Bd. 35.
6. 1884. *Hartung, G.* Das alte Bergsturzgebiet von Flims. Zeitschrift d. Ges. für Erdkunde zu Berlin, Bd. XIX.
7. 1891. *Heim, Albert*. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXV.
8. — *Schmidt, C.* Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz auftretenden Gesteine. „Beiträge“, Liefg. XXV, Anhang.
9. 1892. *Milch, L.* Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. (II. Teil, 1896.) Leipzig.
10. 1897. *Piperoff, Chr.* Geologie des Calanda. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. VII, n. F.
11. 1898. *Tobler, Aug.* Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verhandlungen der naturf. Ges. Basel, Bd. XII.
12. — *Rothpletz, A.* Das geotektonische Problem der Glarneralpen. Jena.
13. 1902. *Lugeon, Maurice*. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France.
14. 1902. *Rothpletz, A.* Das Gebiet der zwei grossen rhät. Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Geolog. Führer X. Exkursion 15: Reichenau-Flims-Segnespass-Elm.
15. 1906. *Oberholzer, J.* Sardonagruppe. Geographisches Lexikon der Schweiz, Bd. IV.
16. 1907. *Heim, Arnold*. Gliederung und Fazies der Berrias-Valangiansedimente. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.
17. 1908. *Heim, Arnold*. Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. der schweiz. paläontolog. Ges., vol. XXXV.
18. 1909. *Penck, A.*, und *Brückner, Ed.* Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. II. Leipzig.
19. — *Heim, Arnold*. Sur les zones paléontologiques et lithologiques du Crétacique moyen dans les Alpes suisses. Bull. Soc. géol. de France, 4<sup>e</sup> série, t. IX.
20. 1910. *Heim, Arnold*. Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXIV.
21. — *Staub, W.* Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. Jahresber. der geogr. Ges. von Bern, Bd. XII.
22. — *Arbenz, P.*, und *Staub, W.* Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich Bonaduz. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.
23. — *Tolwinski, K.* Die Grauen Hörner. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.
24. 1911. *Heim, Albert*. Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXXI.
25. — *Heim, Arnold*. Zur Tektonik des Flysches der östlichen Schweizeralpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXXI.

# Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort</i> . . . . .	III		
<i>Inhaltsverzeichnis</i> . . . . .	IV		
<i>Literatur</i> . . . . .	1		
<i>Einleitung</i> . . . . .	3		
Erster Teil.			
<b>Stratigraphie</b> . . . . .			
Die kristallinen Schiefer von Vättis . . . . .	5		
Der Verrucano . . . . .	6		
1. Der autochthone Verrucano . . . . .	6		
2. Der überschobene Verrucano . . . . .	9		
Die Trias . . . . .	10		
1. Der untere Sandstein . . . . .	10		
2. Der Rötidolomit . . . . .	11		
3. Die Quartenschiefer . . . . .	11		
Der Lias . . . . .	13		
Der Dogger . . . . .	14		
1. Der Eisensandstein . . . . .	14		
2. Die Echinodermenbreccie . . . . .	16		
3. Der Eisenoolith . . . . .	16		
Der Malm . . . . .	17		
1. Der Schiltkalk . . . . .	17		
2. Die Argovienschiefer . . . . .	18		
3. Der Quintnerkalk . . . . .	18		
4. Das Tithon . . . . .	18		
Die Kreide . . . . .	19		
1. Der Öhrlikalk . . . . .	19		
2. Der Valangienkalk . . . . .	20		
3. Der Kieselkalk . . . . .	21		
4. Die Drusbergschichten . . . . .	21		
5. Der Schrattenkalk . . . . .	22		
6. Der Gault . . . . .	23		
7. Die Turrilitenschichten . . . . .	24		
8. Der Seewerkalk . . . . .	24		
9. Zur lithologischen Integration der Kreide . . . . .	26		
Das Eocän . . . . .	27		
Der Wildflysch . . . . .	29		
		Zweiter Teil.	
		<b>Tektonik</b> . . . . .	
		Das Querprofil des Segnestales . . . . .	30
		1. Die rechte Talseite von Segnes sut und die Alp Nagiens . . . . .	30
		2. Die linke Talseite von Segnes sut . . . . .	31
		Die Kreide-Malmfalten des Flimsersteins . . . . .	33
		Brüche . . . . .	36
		Die östliche Fortsetzung der Flimsersteinfalte und ihr Gewölbekern . . . . .	37
		Die Schuppe von Maliens . . . . .	40
		Das Kreidegebiet der Trinseralpen . . . . .	42
		Die Falte des P. Mirutta . . . . .	43
		Die grossen Falten der Panärahörner und der Orgeln . . . . .	46
		Die autochthone Aufwölbung von Vättis . . . . .	48
		Über die Tektonik des Flyschgebietes . . . . .	49
		Die Deckschollen des überschobenen Verrucano der Glarnerdecke . . . . .	51
		Die Überschiebungsfäche der Glarnerdecke . . . . .	51
		Über den tektonischen Zusammenhang der parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen . . . . .	53
		Dritter Teil.	
		<b>Morphologie der Oberfläche.</b>	
		Tektonik und Gebirgsform; Täler . . . . .	60
		Bergstürze . . . . .	61
		1. Der Flimserbergsturz . . . . .	61
		Das Abrissgebiet . . . . .	61
		Das Ablagerungsgebiet . . . . .	62
		Die Moränen des Bergsturzes . . . . .	64
		2. Der Bergsturz von Bargis . . . . .	67
		3. Der Kunkelser Bergsturz und andere kleinere Stürze . . . . .	67
		4. Ursachen der diluvialen Bergstürze . . . . .	68
		Die höheren Moränen des Rheingletschers . . . . .	68
		Diluviale und recente Lokalmoränen . . . . .	69
		Terrassen . . . . .	70
		Diluviale Breccien . . . . .	70
		Quellenverhältnisse . . . . .	71

### Geologische Karten.

1853. *Studer, B.*, und *Escher, Arnold*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 380,000, II. Auflage, 1867.
1878. *Heim, Albert*. Geologische Karte der Gebirgsfalten zwischen Walensee und Vorderrhein nach den Beobachtungen von Arn. Escher v. d. L. (Calanda-Flimserstein nach Theobald), 1 : 250,000, enthalten in Lit. 3.
1885. *Heim, Albert*. Blatt XIV der geolog. Karte der Schweiz, 1 : 100,000.
1894. *Heim, Albert*, und *Schmidt, C.* Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500,000.
1897. *Piperoff, Chr.* Geologische Karte des Calanda, 1 : 50,000, enthalten in Lit. 10.
1898. *Rothpletz, A.* Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 100,000, enthalten in Lit. 12.
1910. *Staub, W.* Kartenskizze der Moränen und Bergsturzablagerungen im Rheintal von Chur bis Flims, 1 : 50,000, enthalten in Lit. 21.
- *Oberholzer, J.*, und *Heim, Albert*. Geologische Karte der Glarneralpen 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 50, herausgegeben von der schweiz. geolog. Kommission.
- In Vorbereitung: *Blumenthal, M.*, *Oberholzer, J.*, und *Tolwinski, K.* Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 63, herausgegeben von der schweiz. geolog. Kommission.
-

## Einleitung.

Die orographische Einheit der Ringel-Segnesgruppe wird bestimmt durch die tiefen Täler des Vorderrheins im Süden und der Tamina im Norden. Die verbindenden Zwischenstücke in der Umgrenzung sind dann gegeben einerseits durch das Tal des Kunkelpasses im E und anderseits durch das des Segnespasses im W. Orographisch gliedert sich die Gruppe durch den Gipfelgrat der Scheiben nördlich an die Gebirgsgruppe der Grauen Hörner und des Magereu an. Tektonisch ist sie dagegen nur ein durch die Erosion zufällig herausgeschnittenes Stück einer W-E streichenden Einheit. Aus diesem Grunde wurden die Untersuchungen auch auf die rechte Seite des Segnestales ausgedehnt.

Die tiefste Einsattelung innerhalb der Gruppe bildet die Trinserfurka mit 2489 m. Sie trennt einen östlichen Teil, die Ringelgruppe, von einem westlichen, der Segnesgruppe, ab. Durch das Tal von Bargis wird diese Scheidung noch besonders hervorgehoben. Im östlichen wie im westlichen Teil erhebt sich der Gipfelgrat in einer Reihe „Dreitausender“ über die Schneegrenze. Grössere Gletscher kommen aber wegen zu geringer Ausdehnung des in die Schneeregion ragenden Gebietes nicht zustande. Der Kulminationspunkt der Gruppe, der kühne Gipfelturm der Ringelspitze, ist mit 3251 m die höchste Erhebung zwischen Tödi- und Silvretta-Gruppe.

In der geologischen Erforschung hat die Gruppe eine Geschichte, die sie innig verknüpft mit der allmählichen Erkenntnis des Baues der Glarneralpen. Die Namen der gleichen Forscher, eines *Arnold Escher von der Linth*, eines *Theobald*, *Albert Heim* und *Rothpletz*, die einen schönen Teil ihres Schaffens in jenes Gebiet verlegten, kehren deshalb auch in ihrer geologischen Geschichte stets wieder.

Der Pionier in der geologischen Erforschung war auch hier *Arnold Escher von der Linth*. In seinen Tagebüchern finden sich viele Notizen und Zeichnungen über verschiedene Teile des Gebietes. (1840—1841.) Besondere Berücksichtigung wurde stets dem Flimserstein zuteil. Dieser, auch das Landschaftsbild beherrschende Felsklotz, wurde im Laufe der Zeit gewissermassen auch der Brennpunkt stratigraphischer und tektonischer Streitfragen. *Arnold Escher v. d. L.* glaubte, in den braunen Deckschichten des Flimsersteinrückens Dogger erkannt zu haben. *Theobald* dagegen hielt sie für Kreide, und zwar merkwürdigerweise hauptsächlich für Gault. Die verschiedene stratigraphische Deutung hatte natürlich auch abweichende tektonische Auffassungen zur Folge.

Im Sinne *Arnold Eschers* lag eine verkehrte Schichtfolge von Malm über Dogger zu Rötidolomit und Verrucano, also ein Mittelschenkel vor, nach *Theobald* dagegen war der Flimserstein eine grosse nordwärts gerichtete Falte. Dieser letztere Fall ist auch 1878 durch *Alb. Heim* in Karte und Text des „Mechanismus der Gebirgsbildung“ dargestellt worden. 1885 erschien Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz 1:100,000 von *Alb. Heim*, wo die Deckschichten des Flimserstein wieder als Dogger eingetragen waren. Die Begründung dafür enthält das umfassende Werk *Albert Heims*: „Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“, welches auch die erste übersichtliche Darstellung unseres Gebietes in Text und Profil bildet (1891). Fossilfunde — zwar schlechte — im „Gault“ *Theobalds* schienen das jurassische Alter der früheren

Kreide darzutun, also *Eschers* Auffassung zu bestätigen. Dementsprechend bildete der Flimserstein nicht mehr eine Falte des Muldenschenkels, sondern den aufsteigenden Mittelschenkel der „Südfalte“ der „Glarner Doppelfalte“. Die analogen Verhältnisse sollten den Bau der Ringelspitze beherrschen. Diese Anschauung blieb lange Zeit die herrschende.

Eine neue Rückkehr zur Kreide bedeuten die Untersuchungen von *A. Rothpletz*, welche im „Geotektonischen Problem“ der Glarneralpen enthalten sind (1898). *Rothpletz* erkannte zum erstenmal die tatsächlichen Lagerungsverhältnisse im Flimserstein, indem er die Deckschichten als Neocom und Schrattekalk auffasste<sup>1)</sup>. Den auflagernden, überschobenen Verrucano teilte er dagegen einer von E herkommenden Schubmasse, der Glarner Schubmasse, zu, eine Auffassung, deren Unhaltbarkeit am besten durch das drei Jahre später erschienene klassische Werk *Lugeons*: „Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse“, dargetan ist.

Im Lichte der Schardt-Lugeonschen Überfaltungstheorie und ihrer stratigraphischen Konsequenzen gewann das Gebiet zwischen Segnes und Calanda noch vermehrtes Interesse. Die Doppelfalte hat sich geschlossen, statt dessen überlagert eine einheitliche Deckfalte die tieferen autochthonen Falten. Die genaue Prüfung und Klarlegung der Wurzelregion, die Feststellung der autochthonen Falten, sowie deren Lagebeziehungen zu verfolgen, war ein Thema, das eine geologische Neuaufnahme des Gebietes der Ringel-Segnesgruppe in 1 : 50,000 wohl verlohnte<sup>2)</sup>.

---

<sup>1)</sup> 1905 macht *Rothpletz* neuerdings in den „Geolog. Alpenforschungen II: Ausdehnung und Herkunft der rhät. Schubmasse“, pag. VIII und 36, auf die falsche Interpretation des Flimserstein, welche auch von *Lugeon* und *Arnold Heim* in ihre Profile aufgenommen worden war, aufmerksam. *Albert Heim* hatte indessen die Verwechslung von Kreide und Dogger schon früh (seit 1895, vergl. lit. 24) erkannt und *Rothpletz*' Korrektur akzeptiert. (Geolog. Nachlese, Nr. 18. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich, 1906.) 1908 betont auch *C. Schmidt* die Verwechslung von Drusbergschichten und Dogger auf dem Flimserstein. (Geologie des Simplongebietes etc. Eclogæ geol. helv., IX, pag. 572.)

<sup>2)</sup> Eine übersichtliche Darstellung der wichtigsten Unterschiede der heutigen tektonischen Auffassung der Wurzelregion der Glarnerfalten gegenüber der früheren geben die „Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (helvetische Decken)“ von *Albert Heim*. „Beiträge“, Liefg. 31. 1911.

Erster Teil.

Stratigraphie.

**Die kristallinen Gesteine von Vättis.**

Die ältesten Gesteine des Gebietes treten bei Vättis in den schon von *Studer* erwähnten „Talkquarziten und Gneissen“ zutage. Sie werden 1870<sup>1)</sup> durch *Alb. Heim* dem hier wieder auftauchenden Aarmassiv zugezählt. Eine eingehendere Beschreibung finden sie durch den gleichen Autor in den „Beiträgen“<sup>2)</sup>, in dessen Anhang *C. Schmidt* auch die Ergebnisse einer petrographischen Untersuchung wiedergibt<sup>3)</sup>. Neuere Resultate gibt *L. Milch* in seiner ausgedehnten Verrucanostudie<sup>4)</sup>. Eine weitere petrographische Untersuchung der Vättnergesteine lag nicht mehr innerhalb der Rahmen dieser Arbeit, da deren Verbreitung zum Teil schon ausserhalb unsere Gebirgsgruppe fällt. Die gemachten Beobachtungen beziehen sich deshalb hauptsächlich nur auf die Ringelseite und beruhen auf makroskopischen Befunden.

Die Hauptmasse der Vättner kristallinen Gesteine stellt einen hellen quarzreichen Sericitschiefer dar. Durch weitgehende Zersetzung erhält das Gestein einen gelbbraunen Ton (nach *Milch* von Eisenkarbonaten herrührend).

*C. Schmidt* und *L. Milch*, die leider keine genaue Lokalitätsangaben machen, scheinen ihren mikroskopischen Untersuchungen hauptsächlich nur dieses Gestein zugrunde gelegt zu haben. Die Erkennung und genetische Deutung desselben stösst auf bedeutende Schwierigkeiten. Kataklyse und Neubildungen haben ursprüngliche Struktur und Mineralbestand weitgehend verändert, so dass aus ehemals Verschiedenem Ähnliches und Gleiches geworden ist. *Milch*, auf dessen Beschreibung hier verwiesen sei, entwirft ein anschauliches mikroskopisches Bild solcher Gesteine. Er ist geneigt, die Hauptmasse dieser kristallinen Gesteine in seinem petrographischen System den „Cäment-freien Protogin-Konglomeraten“ anzugliedern. Trotz seiner eingehenden Beschreibung würde man sich aber nicht recht von der wirklichen Konglomeratnatur des Gesteins überzeugen, hätte er nicht ein Quarzporphyrgerölle, das „deutlich erkennbar durch den wohlerhaltenen Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse“, nachweisen können.

In Ergänzung zu *Milch*s mikroskopischer Feststellung von klastischen Gesteinen unter den kristallinen Schiefen von Vättis gelang es mir auch makroskopisch sicher erkennbare kristalline Konglomerate zu finden. Sie treten in wenig mächtigen Lagen in dem gewöhnlichen sericitischen Gestein auf. Die Gerölle (Granite) sind linsig ausgezogen und meistens als solche schwer erkennbar. In sicheren Fällen beträgt ihre Längsdimension 3—4 cm, der verkürzte Querdurchmesser 1—2 cm. Die Konglomeratlagen heben sich durch ihre grünliche Farbe von dem helleren dichten Nebengestein ab, zeigen aber alle Übergänge in dasselbe.

<sup>1)</sup> Lit. 3, Bd. I, pag. 210.

<sup>2)</sup> Lit. 7, pag. 123.

<sup>3)</sup> Lit. 8, pag. 21.

<sup>4)</sup> Lit. 9, II. Teil, pag. 64.

Dieses Nebengestein ist sehr wahrscheinlich das von *Milch* ebenfalls als konglomeratisch erkannte Gestein. An verschiedenen Stellen konnte ich an demselben eine Grössenzunahme der Quarze und Feldspäte beobachten; ebenso fehlen kleine Einschaltungen feinkörniger Quarzlagen auch nicht. Diese Übergänge lassen mir die Annahme, dass hier eine in einen kristallinen Schiefer umgewandelte Arkose vorliegt, sehr wahrscheinlich erscheinen.

Neben diesem also als Paragneiss zu bezeichnenden Gestein finden sich oberhalb Lutzerzug aber auch Gneisse, deren eruptive Natur gut zu erkennen ist. Es sind sichere Orthogneisse<sup>1)</sup>. In einem Grundgewebe von vorherrschend Feldspäten, Chlorit und Sericit finden sich 10—15 mm grosse Orthoklaseinsprenglinge. Auf der linken Taminaseite gegenüber Bannwald fand ich denselben Gneiss wieder. Er wird dort von einem 2 m mächtigen, hellen Aplitgang durchsetzt. Des weiteren sind noch untergeordnet (bei Lutzerzug) grüne Schiefer zu erwähnen, über deren Natur und Lagerung ich mich nicht weiter auszusprechen vermag.

Die Gesteine des Verrucano der Südseite (Rheintal) habe ich nirgends gefunden. Die ganze Gesteinsgesellschaft, die hier im Fenster von Vättis zum Vorschein kommt, hat sicher durchwegs zentralmassivischen Charakter, worauf schon ihre Diskordanz mit den Hangendschichten hinweist. Die Bezeichnung „Verrucano“ sollte also besser vermieden werden.

---

## Der Verrucano.

Den Verrucano treffen wir in zwei ursprünglich voneinander bedeutend entfernten Gebieten: im autochthonen Gewölbe von Tamins und in der Überschiebung der Glarnerdecke, die höchsten Gräte und Gipfel bildend. Die Gesteine beider Gebiete lassen sich deutlich unterscheiden; sie wurden einer mikroskopischen Untersuchung unterzogen.

### 1. Der autochthone Verrucano.

Die grünen Verrucanoschiefer, welche beim Dorfe Tamins unter einem Gewölbe von Rötidolomit zum Vorschein kommen, haben schon öftere Erwähnung und Deutung gefunden, ihre eigentliche Natur wurde aber nie mit Sicherheit erkannt. Auch wurden die verschiedenen Einlagerungen und Übergänge, die dieses Gestein aufweist, nicht besonders hervorgehoben.

Der gewöhnliche Verrucano, wie er in einem Steinbruche bei Tamins gebrochen wird, ist ein grüner bis graugrüner Schiefer von meist dichtem Aussehen, daneben finden sich auch Übergänge mit etwas gröberem Korn<sup>2)</sup>. Eine Schichtung ist oft angedeutet durch den Wechsel etwas hellerer und dunklerer Partien. Das Gestein spaltet gerne nach Clivageflächen in grösseren Platten. An einigen Stellen geht der grüne Schiefer in einen fleckigen grauen Schiefer über.

Zum Erkennen der einzelnen Komponenten führt nur das mikroskopische Bild. Es zeigt sich dabei, dass die schiefrige Textur des Gesteins hauptsächlich bedingt wird durch ein dichtes Gewebe von Sericit, etwas Chlorit und — vorwiegend — feinsten Quarzlagen. Sericit und Chlorit sind untergeordnet. Grössere Selbständigkeit zeigt der massenhaft in unregelmässigen Putzen auftretende Epidot. Er bildet den eigentlichen Hauptbestandteil des Gesteins. Erz (Ilmenit oder Magnetit) nimmt ebenfalls reichlichen Anteil an der Zusammensetzung, während Carbonat beinahe ganz fehlt. In diesem Grundgewebe liegen zerstreut einige stark verwitterte Feldspäte, ihrer Natur nach hauptsächlich Plagioklase, wie noch an einigen erhaltenen Zwillingbildungen erkennbar ist. Sie spielen die Rolle von Porphyroblasten und sind in einigen Fällen auch makroskopisch

---

<sup>1)</sup> Vergl. Lit. 23, pag. 5.

<sup>2)</sup> Von dem diabasischen Grünschiefer des „Bündnerschiefers“ (Vals) unterscheidet er sich aber entschieden durch grössere Dichte und ein dunkleres Grün in der Farbe.

wahrnehmbar. Eindringener Chlorit und besonders auch Sericit durchsetzen diese Feldspäte in feinstem Maschennetz. Epidot dringt auf Fugen, die keiner Spaltbarkeit entsprechen, in dieselben ein.

Wir haben ein Gestein vor uns, dessen Umprägung zu einem kristallinen Schiefer eine vollständige ist. Nach seinen gegenwärtigen Komponenten ist es als Epidotschiefer, oder bei reichlicherem Auftreten von Chlorit als Epidotchloritschiefer zu bezeichnen. Auf den zahlreichen kleinen und grossen Rissen und Klüften, die das Gestein durchsetzen, ist es zu Neubildungen von Quarz, Feldspat, Epidot und besonders Chlorit gekommen, welche letzterer oft sammetartige, grüne Überzüge bildet.

Auf bedeutende Schwierigkeiten stösst die Beantwortung der Frage nach der Herkunft dieses kristallinen Schiefers. Liegt ein Sediment oder ein Eruptivgestein vor? Die Lagerungsverhältnisse und der Zusammenhang mit den nächsten Verrucanogebieten lassen in dieser Beziehung keinen Schluss zu. Dagegen sprechen einige schon erwähnte Tatsachen stark für eine sedimentäre resp. tuffogene Herkunft des Gesteins.

Einmal ist es der Übergang in die grauen fleckigen Schiefer (z. B. am neuen Lawoiweg). Diese zeigen unter dem Mikroskop beinahe völliges Zurücktreten von Epidot, Chlorit und Feldspat. Der Quarz sammelt sich zu kleinen Häufchen und die Zwischenmasse ist verdunkelt durch starke Anreicherung opaken Erzes. Magnesit und Calcit sind reichlich vorhanden, hauptsächlich sekundäre Hohlräume ausfüllend. Neben diesem Übergang, der für die genetische Erklärung des Gesteins stark ins Gewicht fällt, scheinen mir auch die arg zerrütteten Feldspäte auf ihre klastische Herkunft hinzuweisen, sie wären in diesem Sinne die einzigen Gemengteile, welche nicht der vollständigen Umbildung erlegen sind.

Zu einer ähnlichen Deutung kam auch *Rothpletz*<sup>1)</sup>; sein zwar geäussertes Bedenken, dass „der grössere Reichtum an Calcit, das Fehlen von Hornblende und die Armut an Erzen eine direkte Beziehung zu Diabas- oder Melaphyrtuff ausschliessen“, fallen nach dem oben gegebenen mikroskopischen Bilde nicht mehr in Betracht. Eine andere genetische Erklärung hatte auf Grund mikroskopischer Untersuchung *Milch* gegeben<sup>2)</sup>. Er hielt das Taminser Gestein für umgewandelte Mergel, wozu ihn das Strukturbild, das Fehlen von Erz (?), der Reichtum (?) an Chlorit, die mangelnde (?) Schieferung und die mikroskopische Ähnlichkeit mit den grünen „Sernfschiefern“ bewogen. Seine Schlussfolgerungen sind aber nicht haltbar. Aus den schon oben gemachten Angaben und besonders auch aus der chemischen Analyse, welche in verdankenswerter Weise Freund *P. Niggli*, cand. geol., besorgt hat, ergibt sich die Unwahrscheinlichkeit seiner Ableitung. Vergleichsweise sei der Analyse des Verrucano-Grünschiefers von Tamins eine solche der Grünschiefer aus dem Bündnerschiefer von Vals zur Seite gestellt.

	Grüner Schiefer Tamins. (P. Niggli.)	Grüner Schiefer Valsenberg. (C. Schmidt nach Scheid.)		Grüner Schiefer Tamins. (P. Niggli.)	Grüner Schiefer Valsenberg. (C. Schmidt nach Scheid.)
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50.45	43.41	MgO . . . . .	1.84	4.73
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.13	1.69	K <sub>2</sub> O . . . . .	1.08	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.31	16.62	NaO . . . . .	3.84	3.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.32	7.67	CO <sub>2</sub> . . . . .	8.31	0.48
FeO . . . . .	6.92	7.26	H <sub>2</sub> O . . . . .		
CaO . . . . .	6.51	10.60		99.71	99.73

Herr *P. Niggli* begleitet seine Resultate mit folgenden Zeilen: „Gegen rein sedimentären Charakter sprechen verschiedene Tatsachen, vor allem einmal die grosse Na-vormacht. Die Mergel, die so ziemlich einzig in Betracht kämen, sind auch des geringen MgO- und CaO-gehaltes wegen

<sup>1)</sup> Lit. 12, pag. 10 u. ff.  
<sup>2)</sup> Lit. 9, II. Teil, pag. 160.

ausgeschlossen. Tone sind bei diesem Kieselsäureverhältnis reicher an  $Al_2O_3$  als der Taminerschiefer.

Das Gestein würde bei eruptiver Natur einem Diabase entsprechen. Doch in diesem Falle wäre wieder die MgO-Armut ganz aussergewöhnlich. Die wohl zutreffendste Erklärung in chemischer Beziehung ist die als Diabas- resp. Melaphyrtuff. Dabei würden bei fast olivin-freien Diabasen wohl die obigen Verhältnisse vorkommen können, wie ja der Palagonit von Video (Island) schon MgO-ärmer ist als die meisten Diabase, dafür aber eisen- und wasserreicher. Die beiden letztern Eigenschaften treten auch hier auf.

Dem Chemismus nach ähnlich ist das Gestein mit dem grünen Schiefer vom Valsenberg, der von C. Schmidt wohl aus guten Gründen als ehemaliger Diabas gedeutet wird<sup>1)</sup>. Vergleicht man die Gegenüberstellung beider Analysen, so fällt die grosse Verwandtschaft sofort auf, vielleicht eben, dass sich das Taminser Gestein etwas mehr gegen den Tuff hin entwickelt. Auf alle Fälle scheint mir die Diabasverwandtschaft des grünen Verrucanoschiefers von Tamins sicher zu sein, mehrere Gründe sprechen für Tuffnatur, nur wenige für rein eruptiven Erguss.<sup>4</sup>

Diese Deduktionen aus der chemischen Analyse decken sich so ziemlich mit den mikroskopisch gewonnenen Resultaten, einzig die so grosse MgO-Armut entspräche nicht genau dem mikroskopischen Bilde. Die analysierte Probe, äusserlich dem normalen Typus entsprechend, dürfte einer etwas chloritäreren Partie des Schiefers entstammt haben; aber eben dieser Wechsel in der Zusammensetzung spricht auch für eine gemischte Natur des Gesteins. Reines Sediment und Tuff kamen hier wahrscheinlich zur Mischung. Die Wahl der Gesteinsprobe dürfte deshalb auch das abweichende Resultat von Milch (Fehlen von Erzen, Chloritreichtum, grösserer Calcitgehalt) verursacht haben.

Dieser grüne, also wohl diabatische Epidotchloritschiefer ist aber nicht das einzige Gestein des Taminser Verrucano. In dem Schiefer finden sich nämlich noch Einlagerungen, deren eruptive Natur schon von blossem Auge leicht erkannt werden kann; es sind helle, weissliche bis graue, feldspatreiche Gesteine. Sie finden sich in zwei voneinander getrennten Vorkommnissen. Das eine, von bedeutenderer Ausdehnung, liegt am Ausgang des Lawoitobels und zieht sich von hier das felsige Waldgehänge aufwärts gegen Scai. Das andere findet sich von dem vorigen — wenigstens in der Tiefe der Terrasse von Tamins — durch grüne Schiefer getrennt wenig weiter östlich.

Wenden wir uns zuerst dem Gesteine des Lawoitobels zu. Seine mikroskopische Untersuchung zeigte, dass in einer feinen mikrofelsitischen Grundmasse von wohl vorwiegend Feldspat relativ grosse Einsprenglinge von Plagioklasen und Orthoklasen liegen. Erstere wiegen vor und scheinen der Reihe Albit—Oligoklas anzugehören. Damit ist, ausser etwas Sericit, Ilemenit (mit Leukoxenrand) und Magnetit, schon der ganze Inhalt erschöpft. Das Gestein dürfte als ein saurer Dioritporphyrit angesprochen werden<sup>2)</sup>.

Von diesem Gestein des Lawoitobels unterscheidet sich das etwas östlicher gelegene isolierte Vorkommnis von Eruptivgestein durch grössere Dichte und dunklere Farbe und im Schlicke durch verschiedene Grundmasse. Dieselbe ist charakterisiert durch schöne Fluidaltextur, bedingt durch die kleinen Feldspatleisten (vorwiegend Plagioklas), welche die grösseren Plagioklaseinsprenglinge umfliessen. Isotrope Substanz ist aber keine mehr zu entdecken.

Wie diese Abänderung mit dem Gestein des Lawoitobels zusammenhängt, ist nicht zu eruieren. Ebenso sind die Kontakt- und Lagerungsverhältnisse dieser Eruptivgesteine zu dem grünen Tuffsediment nicht genau zu erkennen. An den wenig günstigen Kontaktstellen beider (stark ver-

<sup>1)</sup> Lit. 8, pag. 62.

<sup>2)</sup> Dieses dioritische Gestein ist mit dem von *Piperoff* als Dioritporphyrit bezeichneten Verrucano vom Calanda nicht identisch. (Lit. 10, pag. 1.) Es scheint dort, soviel ich nach einer kurzen Begehung sagen kann, nicht mehr vorzukommen. Nach seiner Beschreibung zu schliessen, fasste *Piperoff* den grünen Epidotchloritschiefer als Dioritporphyrit auf; er vergleicht ihn mit dem Dioritporphyrit *L. Wehrli's* in den „grünen Schiefen“ von Somvix. (*L. Wehrli*, Das Dioritgebiet von Schans bis Disentis, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. VI, pag. 47—50.) Einen Quarzporphyrit (vergl. Lit. 20, pag. 20 und Lit. 21, pag. 46 und 21) führt hier der Verrucano nicht.

wittert, Vegetation) herrscht Übergang. Kontaktbildungen sind keine vorhanden. Die Oberfläche, welche hier ungefähr der Schichtlage entspricht, schneidet den Dioritporphyrat des Lawoitobels auf eine grössere Erstreckung an, weshalb man annehmen darf, es liege ein kleiner deckenförmiger Erguss vor.

Wie diese Eruptiva von Tamins zu den saureren Verrucanogesteinen<sup>1)</sup> von Plazes bei Bonaduz stehen, mit denen sie zeitlich wohl zu verbinden sind, ist weiter nicht mehr zu verfolgen.

## 2. Der überschobene Verrucano.

Auf der Überschiebungsfläche der Glarnerdecke folgt, hohe Felswände bildend (P. Atlas-P. Sardona), ein dünnchiefriges, lauchgrünes Gestein, das oft bankige Absonderung zeigt. Im normalen Gestein erkennt man makroskopisch Einsprenglinge von Quarz und Feldspat, zwischen denen die vielfach gewundenen Sericitlagen verlaufen. Auch schalten sich oft zwischen die einzelnen Schichtchen augenartig grosse Quarzlin sen ein, wodurch das Gestein dann eine mehr oder weniger ausgeprägte lenticulare Textur gewinnt. Im Ringelspitzgrat erreichen diese Augen bis 5 cm Durchmesser. Beim Herausschlagen sieht man aber, dass es sich nur um sekundäre Quarzausheilungen handelt.

Im mikroskopischen Bilde erweisen sich die Feldspäte vorwiegend als Plagioklas (wohl Albit). Orthoklasen halten ihnen zwar stellenweise das Gleichgewicht, im grossen und ganzen erscheinen diese aber untergeordnet. Ebenso wie die Feldspäte findet sich, zwar weniger häufig, Quarz als Einsprengling. Das feine Grundgewebe scheint sich, soweit überhaupt eine Bestimmung möglich ist, hauptsächlich aus Feldspat zusammensetzen. Die Struktur ist als porphyroblastisch zu bezeichnen. Durch das Grundgewebe ziehen in wellig gewundenen Zügen breite Sericitlagen. Sie setzen teils an die Feldspäte an, teils treten sie unabhängig in dem feinen Grundgewebe auf, stellenweise dürfte auch gebleichter Biotit resp. Muscovit ihr Lieferant gewesen sein. Durch seine Anreicherung verleiht der Sericit dem Gestein seine grüne Farbe, denn sonstige grünfärbende Komponenten sind nur ganz spärlich vorhanden. Wenig Chlorit, Epidot, Augit (nur in einem Relict mit der basalen Spaltbarkeit gefunden) und Ilmenit, der randlich meistens in Titanit umgewandelt, vervollständigen den weiteren Mineralbestand. Auffällig ist ein ziemlich bedeutender Calcitgehalt. Er entstammt zum Teil den umgewandelten Feldspäten. Die Erscheinungen der Kataklyse sind bei diesem überschobenen Gestein, wie nicht anders zu erwarten, besonders ausgeprägt: zerbrochene Feldspäte und undulös auslöschende Quarze sind häufig.

Nach der ganzen Mineralgesellschaft und besonders nach dem bedeutenden Plagioklasgehalt darf man dieses Gestein zu den Plagioklasgneissen stellen<sup>2)</sup>. Über die genetische Stellung dieses Gneisses ist es schwer etwas sicheres auszusagen. Nach oben geht er ohne scharfe Grenze in die nächst höheren Bildungen über. Quarz- und Feldspateinsprenglinge verschwinden allmählich, und es resultiert daraus ein grüner Sericitschiefer. Diesen Übergang beobachtet man beim Aufstieg auf die Ringelspitze zirka 100 m unter dem Gipfelturm (Westseite). Aus dieser Tatsache darf man hier wohl auf seine sedimentäre Natur schliessen.

Der Sericitschiefer ist ein seidenglänzender, grüner Schiefer, meistens fein gefältelt. Er bildet den Gipfelaufsatz der Ringelspitze (quarz- und feldspatreicher, Flechten!) und findet sich besonders deutlich wieder im P. Atlas-P. Segnes-P. Sardona und im Flimserstein. Am Flimserstein fehlen die tieferen Plagioklasgneisse und der schiefrige Verrucano folgt direkt über Schrattekalk. Bei P. 2679 m findet sich unter dem Sericitschiefer ein Fetzen eines verwitterten, zerquetschten, porphyrischen Gesteins, vielleicht den Gneiss repräsentierend. Auch in der nördlichen Verrucanofortsetzung des Flimsersteins, dem Trinserhorn, ist die Ausbildung des Gneisses nicht sehr deutlich. Zahlreich eingelagert sind im Sericitschiefer Lagen und Knollen eines braun an-

<sup>1)</sup> Nach *Arbenz und Staub* (Lit. 21, pag. 27) gequetschte Quarzporphyre.

<sup>2)</sup> Epi-Plagioklasgneise vergl. *U. Grubenmann*, Die kristallinen Schiefer, II, p. 75.

witternden eisenschüssigen Dolomites (Flimserstein). Unter dem Mikroskop zeigt sich der Sericitschiefer lediglich aus feinen Lagen von Sericit + Quarz zusammengesetzt. Auch hier also eine Grünfärbung durch Sericit. Komponenten, welche auf eine Tuffbeimengung schliessen liessen, finden sich nicht. Es ist ursprünglich ein gewöhnlicher Tonschiefer, als welchen man ihn in Fällen geringerer Metamorphose auch bezeichnen kann<sup>1)</sup>.

Die Mächtigkeit des überschobenen Verrucano nimmt entsprechend der tieferen Lage der Überschiebungslinie von E nach W zu. In der Ringelspitze entfallen auf die untern Gneisse zirka 80 m, auf den Schiefer zirka 120 m; im P. Segnes entsprechend zirka 80—100 m und 150—200 m.

Die weite zusammenhängende Verrucanodecke, welche im W des Segnestales beginnt, reicht noch mit der breiten Schulter des Crap St. Gion an unser Gebiet hinan. Die Verrucanoausbildung ist eine andere. Erwähnt sei nur eine Einlagerung einer Quarzporphyrdecke innerhalb grüner und grauer hellgefleckter Schiefer (Tuffe?). Dieselbe erstreckt sich von sut Crap P. 1817 m nordwärts gegen den Crap St. Gion P. 2250 m. Auf frischer Bruchfläche ist es ein rein weisses Gestein, in dessen dichter Grundmasse die Quarzeinsprenglinge hervortreten.

Das mikroskopische Bild des Quarzporphyrs ist folgendes: In einer feinkörnigen Grundmasse liegen Einsprenglinge von vorwiegend Quarz neben Orthoklas und einigen wenigen Plagioklasen. Erscheinungen der Dynamometamorphose machen sich an ihnen nicht besonders geltend. Sericit ist nur untergeordnet. Andere Bestandteile fehlen. Quarze zeigen randliche Einbuchtungen, in die die feinkörnige Grundmasse eindringt (Resorptionsschlieren). Isotrope Substanz findet sich keine in der Grundmasse. Sie ist vielleicht devitrifiziert. Einzelne Partien des Schliffes zeigen einen schlierigen Wechsel der Korngrösse in der Grundmasse, was eher auf ein klastisches Quarzporphyrgestein hinweisen würde.

---

## Die Trias.

Konkordant über dem Verrucano von Tamins, aber in Diskordanz zu den kristallinen Gesteinen von Vättis folgt die Rötigruppe. Ihre Dreigliederung ist auch für unser Gebiet gegeben in:

Quartenschiefer,  
Rötidolomit und  
Unterer Sandstein (Melser Sandstein).

### 1. Unterer Sandstein.

Die Aufschlüsse unseres Gebietes genügen nicht, um mit Sicherheit überall unter dem Rötidolomit diesen Sandsteinhorizont erkennen und verfolgen zu können. Im Calfeusental ist er zwischen Luterzug und Hochwald feststellbar. Es ist ein feinkörniger Quarzsandstein, der sich konkordant an den dort in  $\sim$  förmigen Bogen absteigenden Rötidolomit anschmiegt. Mächtigkeit 3—4 m.

Bei Tamins folgt an der Strasse (Profil pag. 39) über den grünen Epidotchloritschiefern des Verrucano ein steilstehendes, zirka 1 m mächtiges Band eines durch extreme Schieferung total unkenntlich gewordenen sericitischen Gesteins. Es fällt durch seine weissgelbe Farbe auf und zerblättert bei jedem Schlag in dünne Lamellen. Der reiche Quarzgehalt ist aber deutlich. In diesem „Sericitquarzit“ kann man — falls am Ende doch nicht ein gequetschter Porphyrvorliegt — seiner stratigraphischen Lage nach den Unteren Sandstein vermuten.

---

<sup>1)</sup> Die Trennung des überschobenen Verrucano in einen Gneiss und einen Sericitschiefer entspricht der Gliederung des Verrucano, wie sie *Rothpletz* auch für unser Gebiet schematisch durchgeführt hatte. Er unterschied eine „obere Gneissformation“ und eine „Sernifitformation“ (Lit. 12, p. 5 u. ff.).

Unter der Glarnerüberschiebung im Ringel-Segnesgebiet findet sich dieser Sandstein nirgends. Er kehrt erst wieder im Mittelschenkel der Glarnerdecke nördlich den Grauen Hörnern und in normaler Lagerung über roten Verrucanotonschiefern im Gebiet des Weisstannental<sup>1)</sup>. Nach der dortigen typischen Ausbildung bei Mels hat er den Lokalnamen „Melser-Sandstein“<sup>2)</sup> bekommen. Er wird oft mit dem Buntsandstein parallelisiert.

## 2. Rötidolomit.

Diesen schon aus der Ferne durch seine gelb angewitterten Wände auffälligen Dolomit treffen wir bei Vättis, im Ramuztobel und in grösserer Ausdehnung zwischen Trins und Tamins. In spärlichen Resten mag der Rötidolomit auch noch unter dem überschobenen Verrucano vorhanden sein. Meistens ist er auf frischem Bruch ein hellgrauer bis weisser, auch etwa rosafarbiger, dichter oder salinisch körniger, echter Dolomit; aber auch schwarze Varietäten kommen vor. Rauhdecken und Gyps, wie sie z. B. der Mürtschendecke zukommen, fehlen. Die Mächtigkeiten bleiben sich ziemlich gleich:

Calfeusental zirka 50 m.

Trins-Tamins 40—50? (meistens oben abgewittert oder mechanisch reduziert).

Seine untere Grenze gegenüber dem Sandstein ist gewöhnlich scharf. Bei Tamins dagegen treten an seiner Basis dünnblättrige, hellgrüne, schwachsandige Schiefer in Wechsellagerung mit kleinen Dolomitbänkchen auf (Profil pag. 39). Nach oben geht der Rötidolomit durch Auftreten von Dolomitbreccien und grünlichen Dolomitschiefern in die Quartenschiefer über.

Die Stellung des Rötidolomit als Vertreter des Muschelkalkes kann nach den neuesten Funden<sup>3)</sup> nun als ziemlich gesichert erscheinen. Die Rhätbildungen, die, wenn sie in unserem Gebiet überhaupt zur Ablagerung kamen, dann vorliasisch wieder abgetragen worden sind, dürften erst über dem eigentlichen Rötidolomit und den bunten Quartenschiefern zu erwarten sein<sup>4)</sup>.

## 3. Quartenschiefer.

Eine bunte Bildung, die schon in ihrem Farbenwechsel an den germanischen Keuper erinnert! Bald sind es rote, bald grüne oder schwarze Tonschiefer oder auch Ottrelithschiefer, welche mit rein weissen oder grünlichen Quarzsandsteinen oder Dolomitbreccien abwechseln. Ihre Aufeinanderfolge und Unbeständigkeit in ein und demselben Niveau, sowie die starken und plötzlichen Schwankungen in der Gesamtmächtigkeit zeigt die Zusammenstellung einer Serie von Quartenschieferprofilen in Fig. 1.

Es ergibt sich daraus, dass weder in Raum noch Zeit eine Konstanz der Ablagerung diese Stufe der Trias beherrschte. Und dennoch scheint mir der Wechsel kein absolut regelloser zu sein. Den obern Teil nehmen mehr Quarzsandsteine ein; die den eigentlichen, kirschroten Quartenschiefern von Quartan am nächsten stehenden bunten Tonschiefer und Ottrelith führenden Gesteine halten sich mehr an eine mittlere Zone, während Dolomitschiefer und Dolomitbreccien näher dem Rötidolomit liegen. Freilich wird diese Folge kaum auf weitere Erstreckung eingehalten werden. Sie ist vielmehr nur ein ganz lokaler Charakterzug, der ohnehin nicht sehr ausgeprägt ist.

Die plötzlichen Anschwellungen und der vielfältige Wechsel zeigen den faziellen Charakter dieser Ablagerung; wir haben es mit einer lacustren Seichtwasserbildung zu tun, in der gröberer und feinerer Detritus in raschem Wechsel zur Sedimentation gelangte. Das öftere Fehlen ist wohl auf

<sup>1)</sup> Lit. 23, pag. 48.

<sup>2)</sup> E. Blumer. Einige Notizen zum geolog. Dufourblatt IX usw. *Ecolgæ geol. Helvetiæ*, Vol. X, pag. 206.

<sup>3)</sup> W. Paulke. Fossilführender „Rötidolomit“. *Centralblatt für Min. usw.* Jahrgang 1910.

<sup>4)</sup> Vergl. Ed. Gerber. Über Fazies und Deckenbildung zwischen Kiental und Lauterbrunnental. *Mitteil. der naturf. Ges. Bern* 1909, pag. 130.

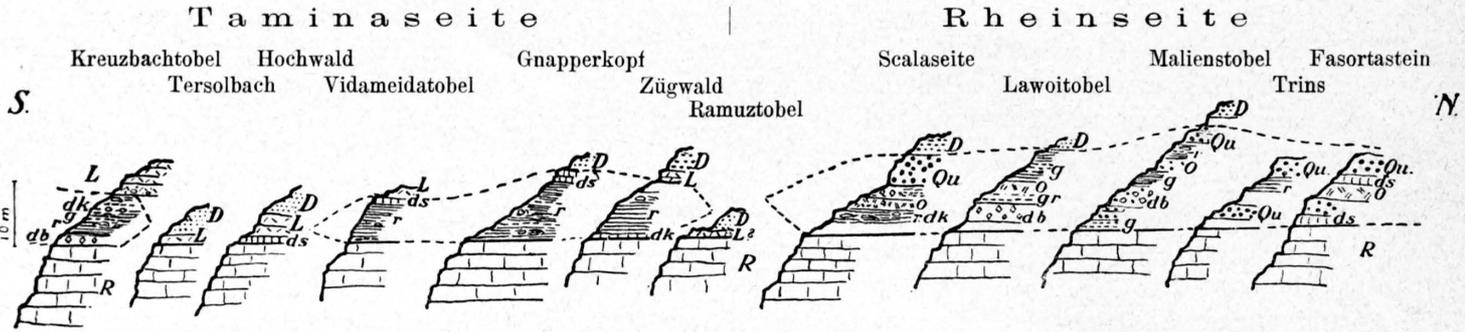


Fig. 1. Quartenschieferprofile.

D = Dogger.	r = rote, violette u. schwarze Schiefer.	o = Ottrelithschiefer.	dk = Dolomitknollen und -Lagen.
L = Lias.	g = grüne Schiefer.	ds = Dolomitschiefer.	R = Rötidolomit.
Qu = Quarzsandstein.		db = Dolomimbrecie.	

spätere triasische resp. liasische Erosion zurückzuführen. Auch an der Basis der Quartenschiefer scheint eine (submarine) Erosion stattgefunden zu haben. Die roten und grünen, von Clivage stark beeinflussten Tonschiefer sind oft voller Dolomitkonkretionen, wie überhaupt der Rückfall in die Dolomitfazies etwas Charakteristisches ist. Die Quarzsandsteine führen z. T. den wieder aufgearbeiteten Dolomit auch als Komponenten; ihr Quarzgehalt dagegen lässt sich nach seiner Herkunft nur auf die Unterste Trias, den Verrucano oder das Kristalline beziehen; er muss aus bedeutender Entfernung stammen da ja noch jetzt diese Formationen auf weite Erstreckung ziemlich kontinuierlich von Rötidolomit überdeckt sind.

Besondere Aufmerksamkeit verdient das Vorkommen von **Ottrelith(Chloritoid)-schiefern** in in den Quartenschiefen. Durch ihr häufiges Wiederkehren werden sie zu einem typischen Leitgestein für dieselben. Ich konnte sie jeweilen wiederfinden in der Runse bei Scalaseite (Girsch bei Tamins), in der Tiefe des Lawoitobels, an der Poststrasse bei P. 900 zwischen Trins und Tamins und in besonders schöner Ausbildung am Vorderrhein im sog. Fasortastein an der Linie der rhät. Bahn. In der Trias bei Vättis fehlen sie. Dagegen konnte ich sie wiedererkennen im Triassporn<sup>1)</sup> bei Nundraus, zwischen Rhäzüns und Rothenbrunnen<sup>2)</sup>. Sämtliche

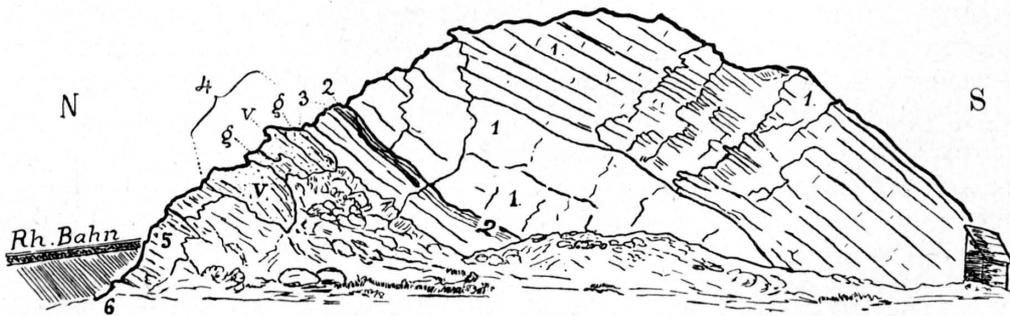


Fig. 2. Triasprofil des Fasortastein (Planezzas bei Reichenau).

1. Rötidolomit. E 5° N Streichen. 45° S Fall. Zu unserst 2 m mächtige kompakte Dolomitbank.	3. Rein weisse und grünliche Quarzsandsteine.	} Quartenschiefer.
2. Hellgrüne Dolomitschiefer.	4. Schwarzviolette (v) und grüne (g) Ottrelithschiefer.	
	5. Braune Dolomitschiefer.	
	6. Graue Quarzsandsteine mit Dolomitlagen.	

<sup>1)</sup> Vergl. Lit. 22, pag. 38, Fig. 8.

<sup>2)</sup> Im Jahre 1891 (Lit. 8, pag. 20) schrieb C. Schmidt, dass in den Ottrelithschiefern von Curaglia (Val Medels) „zum erstenmal innerhalb der Schweizeralpen der Ottrelith in typischer Ausbildung genau so, wie in den bekannten Schiefen der Ardennen nachgewiesen werden konnte“. Sie wurden damals für Carbon gehalten. 1896 erwähnt dann L. Milch (Lit. 9, pag. 145) Ottrelithschiefer als „auffallendes Gebilde in den Verrucanoschiefern“ von der St. Bredakapelle bei Tennigerbad. Neuerdings hat Fr. Weber die Ottrelithschiefer der Tavetscher „Muldenzone“ auch als Quartenschiefer erkannt (Vorläufige Mitteilung in Lit. 22, pag. 63).

diese Stellen gehören Zonen starker tektonischer Störungen an, sie nehmen zum Teil Mittelschenkellage ein. Diese Verbreitungsweise wirft einiges Licht auf die genetische Erklärung der Ottrelithbildung, welche, wie *Rosenbusch* erwähnt<sup>1)</sup>, an starke Lagerungsstörungen gebunden zu sein scheint.

Das ottrelithführende Gestein ist gewöhnlich ein hellgrüner, feinblättriger, stark sericitischer Schiefer. Die schön grünen, frischerhaltenen Ottrelithe liegen als kleine Pünktchen regellos darin zerstreut. Von diesem grünen Ottrelithschiefer gibt es wolzig fleckige Übergänge in einen violett-schwarzen Schiefer, in dem die Ottrelithe nicht mehr so deutlich hervortreten. An der Strasse bei P. 900 unterhalb Trins steht ein tiefschwarzer Schiefer an, den *Arnold Escher v. d. L.* seiner Farbe wegen mit den carbonischen Vallorcineschiefern verglich<sup>2)</sup>. Auch dieser enthält fein zerstreut kleine Ottrelithschüppchen.

In ihrem Auftreten im Gestein und ihrem mineralogischen Charakter sind die Ottrelithe erst im mikroskopischen Bilde fassbar. Sie zeigen in den Längsschnitten den typischen Pleochroismus von  $b = \text{indigoblau}$  und  $c = \text{gelbgrün}$ . Die sanduhrförmigen Durchkreuzungszwillinge finden sich häufig. Der Rand ist stets reiner als die durch allerlei Interpositionen getrübbten inneren Partien. In ihrem Auftreten sind die Ottrelithporphyroblasten an keine bestimmte Lage gebunden; sie sind unbekümmert der Textur des Quarz- und Sericitgrundgewebes nach allen Richtungen orientiert und verraten sich dadurch als die letzte Neubildung im Gestein. Die Sericitschüppchen sind wellig gefaltet und bringen in ihrem Verlauf alle Formen der Tektonik im kleinen zur Erscheinung: ein kleines Faltengebirge unter dem Mikroskop! Die Ottrelithe liegen oft zwischen zwei Faltenverwerfungen, oft aber auch als erst werdende undeutlich konturierte Flecken innerhalb der Sericitlagen, der gewöhnliche Fall ist aber eben, dass sie eine beliebige Richtung behaupten. Wo Quarz sich im Gestein anreichert, treten die Ottrelithe zurück, ebenso der Sericit. In der Runse bei Scalaseite entsteht der Ottrelithschiefer allmählich aus einem dolomitführenden Quarzsandstein. Die dunkelfleckten, violettschwarzen Partien des Ottrelithschiefers (Fasortastein) führen im Grundgewebe fein zerstreuten Hämatit. Die tiefschwarzen Varietäten sind wohl durch organisches Pigment veranlasst.

## Der Lias.

Längs der „Kontaktlinie“ am Aarmassiv war der Lias bis vor kurzem östlich des Erstfelder-tales nicht mehr sicher nachgewiesen. 1908 aber entdeckte *K. Tolwinski*<sup>3)</sup> in einem echinodermischen, Dolomitbrocken führenden Glauconitkalk sicheren fossilreichen Lias im Kreuzbachtobel bei Vättis. Die reiche Cephalopodenfauna verweist denselben nach *Tolwinski* in das mittlere Toarcien. Überlagert wird dieser Lias von einer 6—7 m mächtigen Echinodermenbreccie, die wohl auch zum Lias zu rechnen ist.

Vom Kreuzbachtobel lassen sich die Liasbildungen in einigen Profilen in unser Gebiet weiter verfolgen. Der sichere Lias, ebenso wie die Echinodermenbreccie, nehmen westwärts allmählich immer mehr Quarzkörner auf, „so dass der westlichste Aufschluss im Calfeusentale bei Tersolbach nur 2 m mächtigen Quarzit als Gesamtvertreter des Lias zeigt, ohne jede Fossilien“ (*Tolwinski*). Er ist also versandet. In einem Profil auf Hochwald (Bach im a des Wortes Calfeusen Tal der Karte) liegt direkt auf schiefrigem Dolomit eine zirka 3 m mächtige Bank eines Quarz-kalkes, der infolge seines starken Pyritgehaltes intensiv rostig angewittert ist. Vereinzelt enthält diese wohl als Lias anzusprechende Schichtbank kleine Dolomitbrocken.

<sup>1)</sup> *H. Rosenbusch*. Elemente der Gesteinslehre 1910.

<sup>2)</sup> Tagebücher. Unter den Belegstücken Eschers findet sich ein „schwarzer Körnchenschiefer, Malienstobel“, welcher ebenfalls Ottrelithe enthält.

<sup>3)</sup> Lit. 23, pag. 7 u. ff.

Bedeutend typischere Liaskalke finden sich zirka 1 km ostwärts auf dem kammartig zwischen Kunkelser- und Calfeusental vorspringenden Bergsporn in zirka 1200 m Höhe. Dort erscheint der Lias über roten Quartenschiefern als eine nur wenig Quarz haltige Echinodermenbreccie mit spärlichen Dolomitfragmenten in zirka 1 m Mächtigkeit. Ich fand in derselben einen *Pentacrinus cf. iurensis* Quenst. Die prächtige Fauna des Kreuzbachtobels wiederholt sich aber nirgends mehr.

Im Ramuztobel (weiter südlich) scheinen die Liassedimente schon zu Ende zu sein. Es findet sich zwar direkt über Rötidolomit eine 20 cm mächtige Echinodermenbreccie, welche aber auch den höheren Opalinusschiefern angehören kann (vergl. Fig. 3).

Im gegenüberliegenden Calanda findet sich Lias im Vidameidatobel, 2 km nördlich davon, im Gnapperkopf, ist er dagegen nicht mehr sicher nachzuweisen.

Auf der Südseite des Gebietes, bei Trins-Tamins, fand ich ebenso keinen sicheren Lias mehr. Die ebenfalls Dolomit und Quarz führenden Quarzsandsteine gehören hier noch den Quartenschiefern an. Im Gegensatz zum Lias sind dieselben auch von viel hellerer Farbe.

Die lokale Verteilung der Liassedimente, sowie ihre Fazies deuten auf Ufernähe. Die südlich Vättis anzunehmende Uferlinie bedeutet aber nur eine relativ beschränkte Landstrecke zur Liaszeit, da ja in den überschobenen Teilen der Glarnerdecken [Magereu (Axendecke)] wieder mächtiger Lias vorhanden ist. Auf seiner Unterlage, dem Rötidolomit resp. den Quartenschiefern, liegt der Lias in transgressiver Lagerung, was seine Dolomitkomponenten, sowie das Fehlen<sup>1)</sup> des Unteren Lias beweisen.

---

## Der Dogger.

Der Dogger findet sich aufgeschlossen in vier voneinander getrennten Gebieten. Einmal am Ausgang des Calfeusentales bei Vättis, dann im Ramuztobel, auf Maliens und besonders bei Trins.

Die Dreigliederung des Dogger in

*Eisenoolith,*  
*Echinodermenbreccie* und  
*Eisensandstein* + *Opalinusschiefer*

ist auch innerhalb unseres Gebietes vorhanden.

### 1. Der Eisensandstein.

(Aalenien.)

In einem durchgehenden Schichtprofil treten in dieser Stufe zwei durch Übergänge miteinander verbundene Unterabteilungen deutlich hervor. Ich ziehe es aber vor, beide zur Stufe des Eisensandsteins zusammenzuziehen, da eine Trennung auf Schwierigkeiten stösst. In dem oben erwähnten Bache von Hochwald (Calfeusental) folgt über dem Lias mit scharfer Grenzlinie eine Serie schwarzer Tonschiefer, welche unzusammenhängend in der Schichtfläche auftretende Knauern und Lagen eines mehr oder weniger eisenschüssigen Sandsteins flaserig umziehen. Stellenweise treten die sandigen Einlagerungen (gerade im Dogger von Hochwald) stark zurück, so dass die phyllitischen, durch Pyritkonkretionen oft stark rostgetupften Schiefer, allein

---

<sup>1)</sup> Lit. 23, pag. 11.

schichtbildend auftreten. Andererseits aber ist die Durchmischung beider Gesteine oft so innig, dass ein faserig-knolliges, undeutliches, quarzitisches Gestein entsteht, wie es der grösste Teil des Eisensandsteins bei Trins darstellt. Fossilien führen die Schiefer keine. Rothpletz<sup>1)</sup> und Piperoff<sup>2)</sup> erwähnen aus den dünnen eingelagerten Kalklagen aus dem Ramuztobel: *Pecten personatus* Rich., *Avicula elegans* Münst., *Rhynchonella cynocephala* Rich. etc.

Ob nun die tiefere Schieferabteilung wirklich den Opalinusschiefern entspricht, ist danach nicht sicher zu entscheiden. Ihrer Lagerung und faziellen Ausbildung nach, die mit den bestimm- baren Opalinusschiefern am Nordrand des Aarmassivs<sup>3)</sup> übereinstimmt, darf man sie ohne weiteres als solche betrachten.

Der obere Teil, der eigentliche Eisensandstein, ist ein feinkörniger, harter Sandstein, der durch seine rostige Anwitterung den Eisengehalt verrät. In Maliens findet sich eine dünne Lage, die geradezu als erzführende Schicht bezeichnet werden darf. Dass dieser Eisensandstein mit den genannten tieferen Schiefen durch mannigfache Übergänge verbunden sein kann, wurde soeben erwähnt.

Im Profil des Ramuztobels (Fig. 3) zeigt der hier sonst gut individualisierte Eisensandstein eine Wechsellagerung von Schiefen und Quarziten. Die oberste zirka 9—10 m mächtige Bank ent- hält stellenweise zusammengehäuft eine kleine Muschelfauna, die man als eine Muschelbrut an- sprechen darf. (*Mytilus*, *Avicula?* etc.)

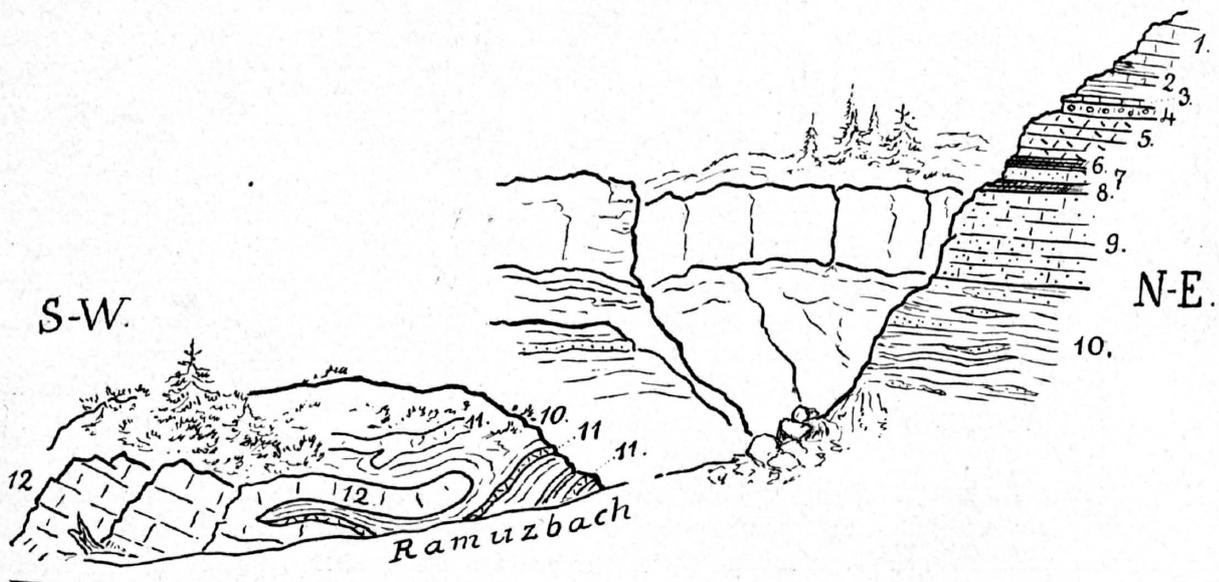


Fig. 3. Doggerprofil im Ramuztobel.

- |   |                 |  |
|---|-----------------|--|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>1. Quintnerkalk (schwarz).</li> <li>2. Argovienschiefer.</li> <li>3. Schiltkalk, 15 cm.</li> <li>4. Eisenoolith, 1.7 m.</li> <li>5. Echinodermenbreccie, 4.5 m (schwarzer Kalk mit <i>Pecten-cingulatus</i>).</li> </ul> | Eisensandstein. | <ul style="list-style-type: none"> <li>6. Schwarze sandige Schiefer, 0.5 m, mit starkem Clivage.</li> <li>7. Grauer Quarzit, braun angewittert, 1 m.</li> <li>8. Schieferiger Eisensandstein, 1.2 m.</li> <li>9. Eisensandstein, eckig zerklüftet, mit grünen Ton- schieferschnitzen, 9—10 m.</li> <li>10. Opalinusschiefer, 30—35 m.</li> </ul> |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>11. Echinodermenkalke in den Opalinusschiefern.</li> <li>12. Röthidolomit.</li> </ul>  |                 |  |

<sup>1)</sup> Lit. 12, pag. 40.

<sup>2)</sup> Lit. 10, pag. 4.

Diese als Echinodermenkalke zu bezeichnenden Einlagerungen ergänzen die Feststellung von *P. Arbenz* und *W. Staub*, die auch im untern Dogger bei Rhäzuns Echinodermenbreccien erwähnen. Lit. 22, pag. 52.

<sup>3)</sup> Lit. 11, pag. 84.

## 2. Die Echinodermenbreccie. (Bajocien.)

Diese Stufe ist hier nicht das schöne und auch petrefaktenführende Echinodermengestein, wie wir es vom Walensee kennen. Es ist vielmehr ein schwachspätiger bis dichter Kalk, sehr fossilienarm. Auf frischem Bruch meist schwarz, angewittert schwach bräunlich; auf Maliens (Fig. 9, pag. 40) Korallen führend und vom Aussehen des Schiltkalkes, mit den gleichen rostig-faserigen Tupfen; die hier lokal zahlreichen Korallen scheinen der Gattung *Isastrea sp.* anzugehören. Aus dem Ramuztobel sei ein Fund von *Pecten cingulatus Goldf.* erwähnt.

## 3. Der Eisenoolith. (Bathonien? — Callovien.)

Dieser wenig mächtige Horizont zieht mit der für ihn charakteristischen Konstanz von Norden nach Süden auch durch unser ganzes Gebiet durch. Die oolithische Textur ist besonders gut erhalten im nördlichen autochthonen Gebiet. Die vorwiegend in eine rote, untergeordnet auch grüne Kalkgrundmasse eingestreuten Ooide sind oft elliptisch plattgequetscht und in Hämatit oder Magnetit umgewandelt. Die oolithische Textur ist aber makroskopisch noch deutlich. Dagegen hat Textur und Mineralbestand in den südlicheren Gebieten zum Teil eine auffällige Änderung erfahren. Bei Fastage oberhalb Trins und in Maliens finden wir zwar den Eisenoolith noch deutlich oolithisch, im Mittelschenkel des Verrucanogewölbes von Tamins aber steht er in der Runse bei Scalaseite als ein grüner, blättriger (Chamosit)-Schiefer an, in dem makroskopisch keine Ooide mehr erkenntlich sind. Es ist dies die gleiche dynamometamorphe Modifikation wie sie wieder bei Bonaduz <sup>1)</sup> und unter dem Schloss Rhäzüns vorkommt. In dem grünen Schiefer blitzen massenhaft kleine Magnetitoktaëderchen auf.

Belemniten sind im Eisenoolith häufig. Andere Fossilien fand ich keine. Eine Wiederholung der Oolithfacies in höheren Schichten wie weiter westlich am Nordrand des Aarmassivs (Windgälle, Erstfeldertal) ist nicht vorhanden. Es findet sich stets nur eine Oolithbank. Nach *Tobler* <sup>2)</sup> reicht der untere Bifurcatusoolith nicht ostwärts über das Maderanertal hinaus. (Nach einem Profil *Rothpletz* <sup>3)</sup> findet er sich aber auch noch in der Alp Ranasca.) Die Oolithbank der Sandalp, ebenso diejenige unseres Gebietes entspräche dann sehr wahrscheinlich dem oberen Eisenoolith mit *Reineckia anceps*, also dem Callovien.

Folgende Zusammenstellung gibt über die Mächtigkeiten des Doggers Aufschluss. Die Profile entsprechen in ihrer Reihenfolge der ursprünglichen ungestörten Lagerungsweise. Das nördlichste im Kreuzbachtobel ist nach *K. Tolwinski* <sup>4)</sup> das südlichste im „Malmsporn“ bei Rhäzüns nach *Arbenz* und *Staub* <sup>5)</sup>.

	Kreuzbach- tobel m	Hochwald m	Ramuz- tobel m	Scala- seite <sup>6)</sup> m	Goldene Sonne m	Trins m	Maliens m	„Malmsporn“ bei Rhäzüns <sup>6)</sup> m
Eisenoolith . . . .	2	2	1.7	1.5	1.5	ca. 1.5	1—1.5	0.8
Echinodermenbreccie	5	8—9	4.5	0—4	4	ca. 2—3	ca. 10	1.8—2
Eisensandstein . . .	12	7	12				ca. 20	
Opalinusschiefer . .	± 25	± 45	± 35	± 20	> 35	ca. 40 (?)	ca. 30	> 50

1) Lit. 8, pag. 65 u. Lit. 22, pag. 27 u. pag. 30.  
 2) Lit. 11, pag. 98.  
 3) Lit. 12, pag. 41.  
 4) Lit. 23, pag. 10.  
 5) Lit. 22, pag. 30.  
 6) Mechanisch reduziert.

Diese autochthonen Doggerprofile sind charakterisiert durch die bedeutende Mächtigkeit des Eisensandsteins (inkl. Opalinusschiefer). Sie steht mit durchschnittlich 45—50 m zum übrigen Dogger in einem Verhältnis von 6:1. Lokal stellt sich dieses Verhältnis noch ungünstiger für den oberen Dogger, so dass dieser gegenüber den unteren mächtigeren Bildungen beinahe verschwindet. Diese Ausbildung kennzeichnet auch die Wurzelregion bei Bonaduz, wie *P. Arbenz* und *W. Staub* gezeigt haben<sup>1)</sup>.

Die Echinodermenbreccie, durchschnittlich 4—5 m, weist grosse Änderungen in ihrer Mächtigkeit auf. Diese sind rein tektonischer Natur oder auch faziell bedingt durch Auftreten mehr korallogener Ausbildung (Maliens). Im ganzen stellt die Echinodermenbreccie für fazielle Studien keine günstige Stufe dar.

Der Eisenoolith besitzt die ihm gewöhnliche Konstanz der Mächtigkeit.

Einen faziellen Vergleich zwischen dem autochthonen und wurzelnahen Dogger einerseits und dem überschobenen der Glarnerdecke bei Ennenda andererseits zogen Dr. *P. Arbenz* und *W. Staub* in der schon mehrfach erwähnten Arbeit<sup>2)</sup>. Sie kommen dabei zum Schlusse, dass in der Doggerausbildung der Glarnerdecke „im grossen und ganzen weder gegenüber der autochthonen Fazies noch gegenüber derjenigen von Bonaduz ein nennenswerter Unterschied“ vorhanden ist.

## Der Malm.

An horizontaler Verbreitung wie an Mächtigkeit nimmt der obere Jura innerhalb unserer Gruppe die erste Stelle ein. Wir unterscheiden von oben nach unten:

Tithon,  
Quintnerkalk,  
Argovienschiefer,  
Schiltkalk.

### 1. Der Schiltkalk.

(Argovien.)

Es ist der bekannte, gelb und grau gefleckte Kalk, der überall über dem Eisenoolith folgt. Seine zugänglichen Aufschlüsse sind in unserem Gebiete nicht zahlreich. Am besten ausgebildet findet er sich oberhalb Trins. An andern Orten ist er in einen blättrigen, marmorisierten Kalkschiefer umgewandelt, an dessen schillernden Sericithäuten deutliche Linearstreckung wahrzunehmen ist.

Der sonst Cephalopoden führende Schiltkalk lieferte mir keine bestimmbar Petrefakten. Belemniten und Echinodermenreste finden sich besonders bei Trins.

Die Mächtigkeit des eigentlichen gefleckten Schiltkalkes ist bei Trins zirka 2 $\frac{1}{2}$  m, im Ramuztobel nur 15—20 cm, in Gigerwald zirka 1 $\frac{1}{2}$  m.

Seit *Stutz* und *Mösch* wird der Schiltkalk den Birmensdorfschichten (Argovien) parallelisiert. Das Oxfordien, das sich zwischen Callovien-Eisenoolith und Argovien einschalten würde, ist nicht nachweisbar. Die durch *Alb. Heim*<sup>3)</sup> im Maderanertal aufgefundenen Cordatusschichten sind nicht mehr vorhanden.

<sup>1)</sup> Lit. 22, pag. 50. Unterer Dogger 70—80 %.

<sup>2)</sup> Lit. 22, pag. 52.

<sup>3)</sup> Lit. 3, Bd. I, pag. 66.

## 2. Die Argovienschiefer.

Diese schiefrige Bildung schaltet sich mehr oder weniger deutlich zwischen den Schiltkalk und den eigentlichen schwarzen Quintnerkalk. Es sind kalkig-mergelige, dünnplattige Schiefer, gelb oder grau anwitternd, aber nicht mehr gefleckt wie der Schiltkalk. Sie entsprechen vielleicht den von *Stutz*<sup>1)</sup> als Effingerschichten bezeichneten dünnplattigen Kalken. Für eine solche Parallelisation sind aber noch nirgends die nötigen Fossilien gefunden worden. Die weniger enge Fassung „Argovienschiefer“ ist angebracht, sie gründet sich zwar auch nur auf die stratigraphische Lagerung. Nach oben wechsellagern die Schiefer mit dünnbankigen Quintnerkalken (Hochwald). Mächtigkeit 1—1½ m.

## 3. Der Quintnerkalk.

Diese mächtige Kalkbildung hat in normalem Zustande das typische Aussehen wie in den Steinbrüchen von Quinten: schwarz auf frischem Bruch, lichtblaugrau auf der Verwitterungsoberfläche mit muscheligen Bruch. Kieselknollen sind selten. Durch die Dynamometamorphose wurden aber meistens Übergänge und Umprägungen geschaffen, welche aus dem dichten, schwarzen Kalk einen fleckigen bis rein weissen Marmor werden liessen. (Unter der Überschiebung am Tschepp; Flimserstein etc.) Die Bankung ist nicht immer deutlich, da sie durch starke Clivage verwischt wird. Nach oben findet ein allmählicher Übergang in die etwas helleren Tithonkalke statt. Schwarze Kalke finden sich aber auch noch in den obersten Schichten des Jura.

Fossilienfunde sind eine grosse Seltenheit. In den höheren, vielleicht schon dem Tithon zugehörigen Lagen, fand ich am Tschepp und an der Crest la pligliusa ob Flims *Ichthyodorulithen*. Sie waren leidlich bestimmbar als

*Hybodus cf. pleiodus d'Orb.*

Die gesamte Masse des Quintnerkalkes erreicht eine durchschnittliche Mächtigkeit von zirka 500 m. Die südlichen Malmwände des Flimsersteins entsprechen einer Mächtigkeit von + 400 m (inkl. Tithon, Basis noch nicht entblösst), diejenigen unterhalb Maliens von nur zirka 250 m (tektonisch?).

Mächtiger erscheinen die himmelanstrebenden Wände unter den Orgeln am Ausgang des Calfeusentales: ± 650 m, ebenso die gut bestimmbare Mächtigkeit unter Alp Ladils auf der Seite der Grauen Hörner.

## 4. Das Tithon.

Innerhalb unseres Gebietes ist eine Abtrennung des Tithons vom Malm kein durch stratigraphische oder lithologische Gründe gefordertes Bedürfnis. Zwischen den pelagischen Quintnerkalken und den mehr korallogenen Tithonsedimenten ist keine Grenze festzulegen. Allmählich werden die Quintnerkalke kristalliner, heller und oft plattiger, Erscheinungen, die aber im ganzen Gebiete nicht nur lithologischer Differenzierung, sondern noch häufiger zunehmender Metamorphose ihren Ursprung verdanken. Einigermassen wirksam erscheint der Kontrast zwischen Quintnerkalk und Tithon beim Aufstieg über Pinut auf den Flimserstein. Unterhalb Pinut die tiefschwarzen Quintnerkalke, oberhalb die weissen salinischen Tithonkalke, die dann auf der Ostseite des Flimserstein *Korallen* führen.

Eine mehr lokale Erscheinung im obersten Niveau des Tithon bildet die korallogene Breccie (Troskalkbreccie). In einer feinen hellaschgrauen Kalkgrundmasse (Korallensand?) liegen kleine eckige Bruchstücke von schwarzem Quintnerkalk eingebettet. Die Breccie nimmt keine verfolgbaren Schichtlagen ein, sondern tritt nur sporadisch auf und kann auf weite Strecken wieder fehlen. Günstig sind die Aufschlüsse am Wege zwischen Rusna und Surcruns (Trinseralpen). In den schwarzen Kalken zwischen der Breccie finden sich Korallen: *Rhabdophyllia sp.*, *Thecosmilia sp.*

<sup>1)</sup> Vergl. Lit. 11, p. 65 und 101.

Auch stark metamorphosierte Reste von *Diceras Lucei* sind erkenntlich.

Nach oben ist die Grenze des Tithons ebenfalls keine scharfe, indem die untersten Lagen des Öhrlikalkes von Malm nicht zu unterscheiden sind. Jura leitet allmählich zur Kreide über. Eine annähernde Mächtigkeitsangabe fällt deshalb schwer. Ich schätze das Tithon auf  $\pm 70$  m.

Zementsteinschichten lassen sich nirgends mit einigermaßen genügender Sicherheit abtrennen, weshalb ich ihnen auch keine weitere Aufmerksamkeit schenkte. Einzig in der Westwand des Flimsersteins folgt über den hellen Tithonkalken ein schwarzer unkenntlicher Kalkschiefer, den man am Ende für Zementsteinschichten halten könnte. Crinoidenbruchstücke sowie bryozoenartige Auswitterungen veranlassten mich aber ihn zum Öhrlikalk zu schlagen.

## Die Kreide.

### 1. Der Öhrlikalk.

Infravalangien. *Arn. Heim 1910. (Berriasiën, Arn. Heim, 1907.)*

Die dem Öhrlikalk entsprechende Kalkbildung an der Basis der Kreide entwickelt sich ohne scharfe Grenze aus den oberen Malmkalken. Einen sicheren, scharfen Kontakt beider kenne ich aus dem untersuchten Gebiet keinen. Erst die mittleren und oberen Bänke des Öhrlikalkes lassen sich deutlich vom Jura abtrennen. Dieser Normaltypus stellt einen meist schwarzen, hellgrau oder braun anwitternden Echinodermenkalk dar. Die Verwitterungsoberfläche ist infolge der vielen *Echinodermensplitter* und *Bryozoenfragmente* oft ganz rau und uneben. Am Tschopp z. B. sind die braunen Schutt<sup>1</sup>fallen des Öhrlikalkes durch den Kontrast mit den hellen Tithonplatten auf grosse Entfernung erkenntlich.

Eines der besten Profile durch die unterste Kreide bietet das östliche Öhrlikalkfenster der Alp Nagiens. Man konstatiert folgendes Profil (Fig. 4):

Die hier angeführten gelben, schlierigen Lagen fand ich anderwärts wieder. Gut auffindbar sind sie im Öhrlikalk zwischen Alp sura und P. 2438 m auf dem Flimserstein. Auch andere Einlagerungen führt der Öhrlikalk. Im westlicheren Fenster der Alp Nagiens (ausserhalb der Karte) liegt ungefähr in der Mitte des Öhrlikalkes ein schwarzer, intensiv gelb anwitternder Kalk, im Tschopp (P. 2640 m) ein ähnlicher Schiefer an der Basis. Ebenfalls an der Basis des Öhrlikalkes findet sich auf dem Flimserstein ein bituminöser, tiefschwarzer, blättriger Tonschiefer von 30—40 cm Mächtigkeit. Unter diesem folgen noch einige dichte Kalkbänke und dann erst die oberen Jurakalke. (Südlich unter P. 2438 m über der Ostwand.) Man könnte diese Schiefer als Zementsteinschichten oder als Äquivalent der Öhrlimergel auffassen. Da sie aber nur am Flimserstein vorkommen, ist die Auffassung, dass nur eine lokale Einlagerung im unteren Öhrlikalk vorliegt, wohl die richtigere. Die normale, echinodermen- und bryozoenreiche Fazies des Öhrlikalkes lässt sich von E nach W zusammenhängend verfolgen. Gegen NE scheint sie etwas undeutlicher zu werden. (Panära-Alp, St. Martin.)

Organische Reste sind, wie schon gesagt, im Öhrlikalk zahlreich, aber meistens natürlich nicht bestimmbar. Pentacrinusstielglieder<sup>1)</sup> finden sich südlich unter P. 2438 m auf dem Flimser-

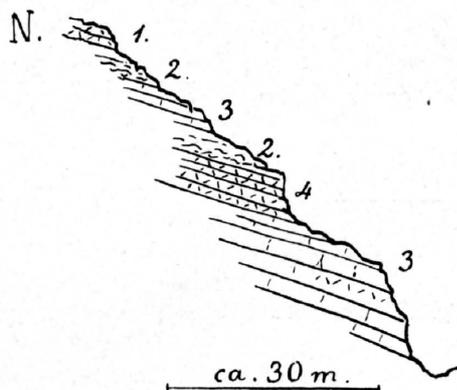


Fig. 4. Öhrlikalkprofil in der Alp Nagiens.

Valangienkalk:

1. Gelb angewitterter Echinodermenkalk.

Öhrlikalk:

2. Feinsandige gelbe Schlieren.
3. Schwarzer, dünnplattiger Kalk, 5—6 m.
4. Schwarzer, hellgrau angewitterter Echinodermenkalk, voller Bryozoenreste, 8—10 m.
5. Quintnerkalkähnlicher schwarzer Kalk, Bryozoen und Echinodermen vereinzelt, 15—? m.

<sup>1)</sup> Auf diesen Pentacriniten beruhte z. T. auch die Verwechslung der Kreide mit Dogger. Vergl. Lit. 7, pag. 153.

stein, sowie zahlreich im Südgrat des P. Mirutta. Sie lassen sich noch als *Pentacrinus neomiensis* P. de Lor. bestimmen.

Ferner sei ein Stielglied eines *Millericrinus* sp. erwähnt. Beinahe den Wert eines Leitfossils hat ein *Cidarisstachel*:

*Cidaris* cf. *preciosa* Des.<sup>1)</sup>.

Ich traf ihn in verschiedenen Exemplaren an bedeutend auseinanderliegenden Fundpunkten: P. 2096 m Alp Nagiens; Flimserstein: bei Muotta bella (P. 2438 m) und Südgrat des Hinteren Panärahorns (P. 3107 m).

Ein noch einigermaßen erhalten gefundenes Bryozoenstückchen scheint der Gattung *Reptomulticava* anzugehören.

Die Mächtigkeit des Öhrlikalkes ist schwierig zu schätzen, da seine untere Begrenzung nicht sicher ist. Im Durchschnitt beträgt sie  $\pm 30$  m. Alp Nagiens 30—35 m, Flimserstein 25—30 m, Segnes sut 10—15 m.

Schwankungen rein fazieller Natur scheinen nicht zu fehlen.

## 2. Der Valangienkalk.

Über dem malmähnlich angewitterten Öhrlikalk folgen in der Alp Nagiens wenig mächtige, gelbe, muschelreiche und spätige Kalke. Es können nach Lagerung und Fazies nur die Kalke der Valangienstufe sein. Mit wenig schwankender Mächtigkeit und ohne merklichen Fazieswechsel

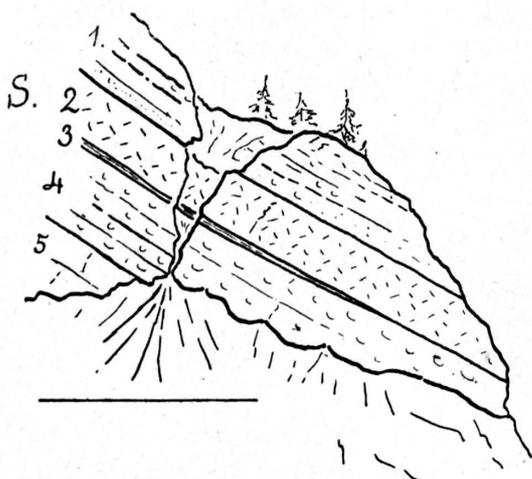


Fig. 5. Valangienkalk bei St. Martin (Calfeusental).

### Kieselkalk:

1. Schwarze, schwachspätige Kalke, braun angewittert; vereinzelte Austern. 8—10 m. Scharfe Grenze gegen:

### Valangienkalk:

2. Braune, harte Echinodermenbreccie. 8 m.
3. Schwarze, mergelige Kalkschiefer. 30 cm.
4. Hellgelber, auf frischem Bruch blaugrauer Echinodermenkalk. Massenhaft Austern. 15 m.

### Öhrlikalk:

5. Dichter, schwarzer Kalk.

ziehen sich diese Kalke durch das ganze Gebiet. In Nagiens sind es 4—5 m, auf dem Flimserstein lässt sich eine untere, dunkler gelbbraune, 2,3 m mächtige von einer oberen, helleren und muschelreicheren, 2,8 m mächtigen Lage auseinanderhalten. Bei St. Martin dagegen, wo die autochthone Kreideserie aus der Tiefe des Calfeusentales emporsteigt, finden sich die abweichenden Verhältnisse, die das Profil der Fig. 5 darstellt.

Die hier an und für sich schon mächtigeren Valangienkalke sind also noch durch eine 8 m mächtige Echinodermenbreccie verstärkt. Im weiteren Verlauf der auf der Ringelseite aufsteigenden Kreide lässt sich aber feststellen, dass der typische Valangienkalk, ebenso wie die Echinodermenbreccie, nach S rasch abnehmen. In der Panäraalp findet sich die Echinodermenbreccie noch in ihrer typischen Ausbildung, aber nur mehr 1½ m mächtig; der eigentliche Valangienkalk ist noch 6—7 m mächtig. Im weiteren Verlaufe des Kreidezuges nach E keilt die Breccie wohl ganz aus, da ich sie in der Alp Ramuz nicht mehr fand. In gleicher Weise endigt diese Echinodermenbreccie auf der Seite der Grauen Hörner<sup>2)</sup>.

Der echte, muschelreiche Valangienkalk bleibt, wie schon erwähnt, der gelbliche, im Bruche bläuliche, an Echinodermensplittern reiche Kalk, als welcher er oft von den Drusbergkalken im Handstück total ununterscheidbar ist.

<sup>1)</sup> Von der Berriasform *Cidaris alpina* Cott. sind die gefundenen Exemplare wegen zu schlechter Erhaltung nicht absolut sicher unterscheidbar.

<sup>2)</sup> Vergl. Lit. 23, pag. 17.

Die Austern des Valangienkalkes sind nicht weiter bestimmbar. Einigermassen deutbare Exemplare lassen auf *Exogyra Couloni* und *Alectryonia rectangularis* schliessen. Auf Ramuz fand ich im Valangienkalk eine hexactinellide Spongie (*Tremadictyon?*).

### 3. Der Kieselkalk.

(Hauterivien.)

Die Überlagerung des Valangienkalkes durch den dunkleren, braunschwarzen Kieselkalk ist an mehreren Stellen sehr auffällig. Die Grenzlinie ist scharf. Der Unterschied gegenüber dem Kieselkalk der höheren helvetischen Decken ist beträchtlich. Unser Kieselkalk ist ein im Bruch schwarzer, kalkiger Schiefer ohne besonders hervorragenden Kieselgehalt. Gelegentlich wittert er intensiv rotbraun an (bei Raschiglus, ob Casons). Ohne auf einen bestimmten Horizont beschränkt zu sein, finden sich auf der Oberfläche herausgewittert schwach sandige, etwas gelber gefärbte knollige Partien. Sie aber als Kriterium zu wählen für die Entscheidung, ob Kieselkalk oder Drusbergschichten vorliegen, geht nicht an. Sie finden sich auch noch in den mit dem Kieselkalk eng verbundenen Drusbergschichten.

Innerhalb des Kieselkalkes stösst man oft auf Schichtlagen, deren Oberfläche durch herauswitternde Quarzkörnchen ein rauhes Aussehen bekommt. Es sind meistens verkieselte Echinodermensplitter oder auch klastisch beigemengter Quarz (Segnes sura, Flimserstein nördlich Alp sura, Trinseralpen).

Lokal führen die Kieselkalke viel Austern, die sie wiederum stark den Drusbergschichten nähern. Sie finden sich aber weniger bankweise angereichert und sind nicht auf ein bestimmtes Niveau beschränkt. Bestimmbar ist nichts.

Anhaltspunkte für eine Parallelisation einzelner Teile mit den Pygurusschichten oder Altmannschichten konnte ich in den überhaupt zu wenig mächtigen Valangien- und Kieselkalken keine finden. Glauconitische Schichten sind keine vorhanden.

Die Mächtigkeiten des Kieselkalkes sind gering und bleiben durch das ganze Gebiet, soweit überhaupt von einer genaueren Schätzung die Rede sein kann, ziemlich gleich. Bei St. Martin schätze ich den Kieselkalk auf 7—8 m. Diese Mächtigkeit bleibt sich schätzungsweise bis in das Gebiet des Flimsersteins ziemlich gleich. Im Flimserstein ist sie auf 12—14 m anzuschlagen.

### 4. Die Drusbergschichten.

(Unteres Barrémien.)

Wie überhaupt in der gesamten Kreide des Gebietes, so fällt besonders auch zwischen Kieselkalk und Drusbergschichten für eine Trennung in die einzelnen Stufen der Umstand erschwerend in Betracht, dass die einzelnen Schichten sich selten in einem günstigen durchgehenden Profil übereinander finden. Entweder sind es ausgedehnte hügelige Plateauflächen (Flimserstein), oder dann jähe Felsabstürze, welche oft nicht zur Klarheit kommen lassen.

Die mergelige Fazies der Drusbergschichten, wie sie auf der Nordseite des Calfeusentals noch vorhanden ist<sup>1)</sup>, ist nicht mehr sicher erkennbar. Einzig unter P. 2568 am Flimserstein stösst man auf etwas mergelige Drusbergschichten. Im grossen und ganzen findet sich statt dessen ein gelbbrauner, meistens bedeutend Echinodermensplitter führender Kalk. Die untere Grenze gegen den Kieselkalk ist nur in wenigen Fällen bestimmbar (Ofen bei Alp Ramuz), sonst herrscht Übergang.

Besser charakterisiert ist der obere Teil der Drusbergschichten durch das massenhafte, bankweise Auftreten der verkieselten *Exogyra sinuata* Sow. Die Kalke werden stark spätig. Die ein-

<sup>1)</sup> Lit. 23, pag. 19.

zelen Austernbänke sind nicht sehr mächtig: 30—80 cm. Ihre Zahl ist keine konstante. Oft sind es 2—3 (Flimserstein), manchmal dagegen ist nur eine (bei St. Martin) aber um so mächtigere ausgebildet, oder der Muschelgehalt ist auf die ganze Stufe verteilt (Surcruns). Von den Deckschichten des Flimsersteins erwähnte *Alb. Heim* eine *Ostrea Marshi*, welche das Vorhandensein des Doggers beweisen sollte<sup>1)</sup>. Ob die damals von *Mayer-Eymar* so bestimmte Art dem Valangienkalk oder den Drusbergschichten angehörte, welche beide auf dem Flimserstein grosse Flächen einnehmen, ist nachträglich nicht mehr zu entscheiden. Die Kalke beider Stufen sind dort sehr muschelreich und im Handstück oft nicht zu unterscheiden. Sehr wahrscheinlich lag eine *Alectryonia* der Drusbergschichten vor, welche ich in mehreren spezifisch aber nicht bestimmbar Exemplaren wieder fand. *Rothpletz* führt aus der Kreide vom Flimserstein eine Bryozoe: *Ceriodora tuberosa* an. Sie gehört wahrscheinlich den Drusbergschichten an. Einzelne Exemplare der *Exogyra sinuata* erreichen gelegentlich die ansehnliche Grösse von 15—25 cm.

Die normale Mächtigkeit der Drusbergschichten bleibt stets einige Meter hinter derselben des Kieselkalkes zurück. Sie schwankt zwischen 6—8 m im östlichen Teil und 8—12 m im westlichen Teil des Gebietes.

## 5. Der Schrattenkalk.

(Oberes Barrémien.)

Der Schrattenkalk ist, wenn typisch ausgebildet, der bekannte hellgraue, massige Kalk. Wir bekommen ihn aber in unserem Untersuchungsgebiete selten als solchen zu sehen. Sehr oft ist er ein stark metamorphisierter kristallinischer Kalk und in diesem Zustande von ähnlichen Malm- und gewissen Flyschkalken in Handstücken nicht unterscheidbar. Häufig ist seine Farbe auch schwarz und sehr quintnerkalkähnlich. Der dichte Kalk führt gelegentlich viele Echinodermenreste, durch deren Anreicherung er zu einem stets wenig mächtigen Echinodermenkalk wird. Dieser nimmt dann nie die ganze Mächtigkeit des Schrattenkalk ein, sondern ist nur eine lokale Einlagerung. Auch kommt diesem Echinodermenkalk kein besonderes Niveau zu. In Plaun dils Bots (Trinseralpen) ist die schwach echinodermische Ausbildung auf das unterste und wenig weiter westlich auf das oberste Drittel beschränkt.

Im landschaftlichen Bilde spielt der Schrattenkalk die gleiche Rolle wie in andern Kreidegebieten. Seine graublau angewitterten Felsbänder sind durch die gelbbraune Farbe des liegenden Neocom und das braune Gaultband im Hangenden deutlich hervorgehoben (P. Mirutta, Orgeln, Panärahörner, Crap Matts).

Auffällig ist die grosse Fossilarmut des Schrattenkalkes. Während die Requienschalen in höheren helvetischen Decken etwas so gewöhnliches sind, gehören sie hier beinahe zu Seltenheiten. Bestimmbare sind von den spärlichen Muschelresten natürlich nichts. Vereinzelt finden sich *Nerineen* (Segnes sura, Raschiglus, Tschanonca). Dünnschliffe von Schrattenkalk vom Flimserstein (stark metamorph) zeigten im mikroskopischen Bilde nur einheitliche Calcitgrundmasse, in der einige winzige Quarzkörnchen liegen, aber nichts Organisches mehr.

Die Schichten der *Orbitolina lenticularis*, welche das Aptien einleiten, fehlen in unserem Gebiete vollständig. Sie sind also entweder gar nicht zur Ablagerung gelangt oder nach derselben durch Denudation verschwunden. Der letztere Fall trifft zu, denn wir wissen, dass zwischen Schrattenkalk und Gault innerhalb des helvetischen Faziesgebietes eine Diskontinuität von regionalem Charakter zu liegen kommt. Sie äussert sich hier in der Abtragung des Aptien-Schrattenkalkes.

Diese Diskontinuität wurde im autochthonen Gebiet am Kistenpass durch *Arnold Heim*<sup>2)</sup> aufs schönste nachgewiesen und *K. Tolwinski*<sup>3)</sup> konnte dieselbe auf der Nordseite des Tamina-

<sup>1)</sup> Lit. 7, pag. 161.

<sup>2)</sup> Lit. 20, pag. 38.

<sup>3)</sup> Lit. 23, pag. 19.

tales wiederfinden. Sie wird also naturgemäss auch in unserem Gebiet vorhanden sein. Es gelang mir aber innerhalb der Ringel-Segnesgruppe nicht eine deutliche Erosionsoberfläche des Schrattenkalk zu finden. Der Gault liegt — wo ich wenigstens dazu kommen konnte — mit scharfer, paralleler und ebener Grenzfläche auf dem Schrattenkalk. Karren und Schlotbildungen dazwischen habe ich keine gesehen. Höchstens sekundär hat der Gault bewirkt, dass durch seine Verwitterungslösungen die oberen Teile des Schrattenkalk bräunlich gefärbt erscheinen (Taminsergletscher).

Die Mächtigkeiten des Schrattenkalkes bleiben sich in einer Zone, welche die nördlicheren Gebiete umfasst, annähernd gleich:

Segnes sut zirka 10 m.	Zwischen Crap Matts und Tschepp 6—8 m.
Plaun dils Bots 12 m.	Taminsergletscher 12—14 m.
Lavadignastal unterhalb Mirutta 8—10 m.	Panäraalp 4—5 m.

Grössere Mächtigkeitsdifferenzen trifft man in der Richtung N-S. Am Südrand des Flimsersteins hat der Schrattenkalk zirka 60 m (P. Aulta). Unter P. 2568 m zieht er als zirka 70 m mächtiges Band durch. Durch die tektonischen Komplikationen der Nordseite ist der Zusammenhang mit dem nur  $\pm 10$  m mächtigen Schrattenkalk der Trinseralpen unterbrochen.

## 6. Der Gault.

(Albien.)

Für die Entwirrung der tektonischen Verhältnisse kommt dieser Stufe die grösste Wichtigkeit zu. Als brauner Saum zieht sich der Gault über dem hellen Schrattenkalkband hin und zeichnet durch seinen Verlauf den geologischen Bau (Orgeln).

Die Bezeichnung Grünsand für die Gaultschichten trifft streng genommen nicht mehr zu, da dieselben stets sehr kalkreich und deshalb eher einen glauconitischen, mehr oder weniger sandigen Kalk darstellen.

Eine Trennung in Unterstufen ist nicht scharf durchführbar, jedoch sind dafür die Andeutungen vorhanden. In den Trinseralpen (Plaun dils Bots) lässt sich folgendes Profil von oben nach unten aufstellen:

Turrilitenschichten zirka 1 m fossilreich.

Grünsand, 2—3 m, mit spröden hervorwitternden knolligen Schlieren von hellerer Anwitterungsfarbe = *Knollenschichten*, nach oben und unten Übergang in gewöhnlichen kalkigen Grünsand.

Grünsand,  $1\frac{1}{2}$ —2 m, lokal mit starker Anreicherung von Pyritconcretionen.

Die tiefsten pyritreichen Grünsande dürften den „Concentricusschiefern“ (*Burckhardt*) entsprechen und vielleicht die Twirrenschichten (*E. Ganz*) vertreten. Tiefere Gaultschichten (Gargasien) sind keine vorhanden. Nur im oberen Teil des Lavadignastales fand ich einmal an der Basis des Gault eine echinodermische Schicht mit *Pentacrinus* sp.

Das Vorhandensein der Knollenschichten lässt sich auch in anderen Gaultprofilen feststellen. Ich fand sie wieder, zwar ohne grosse Selbständigkeit, im Taminsergletscher, bei Panäraalp u. a. a. O. Sie führen oft auch ziemlich viel Pyritconcretionen und die Kalkknollen ziehen sich mehr zu unregelmässigen Schichtknollen zusammen.

Mit den darüber liegenden Turrilitenschichten sind die unteren Grünsande innig verbunden. Nur der Fossilgehalt nimmt von oben nach unten ziemlich rasch ab, die kalkigen Grünsande bleiben sich aber gleich. Infolge dieser lithologischen Zusammengehörigkeit seien ihre Mächtigkeiten auch gemeinsam verfolgt.

In der unter dem Flysch bei St. Martin auftauchenden Kreide nimmt der Gault zirka 8 m ein. Höher oben in der Alp Panära beträgt seine Mächtigkeit noch 4—5 m und zwischen Hausegg und der Panarahütte (2021 m) ist das deutlich verfolgbare Gaultband auf 2—3 m reduziert.

Mechanische Reduktion dürfte hier kaum vorhanden sein. Im Gebiet der Ramuzalp hat der Gault wohl wieder seine durchschnittliche Mächtigkeit von  $\pm 7$  m. Im Taminsergletscher erreicht er 10—12 m. Diese maximale Mächtigkeit findet sich weiter westlich nicht mehr. Im Lavadignastal unterhalb Mirutta notierte ich zirka 4 m Gault, ebenso auf Preiaulta, in den Trinseralpen durchschnittlich 6—7 m. Auf Segnes sura ist er in Mittelschenkellage stark reduziert, dürfte aber auch 6—7 m betragen haben. Innerhalb des ganzen Gebietes zeigt der Gault mithin noch relativ bedeutende Schwankungen. Nirgends aber fehlen die Turrilitenschichten, wenn sie auch manchmal recht schlecht und kümmerlich ausgebildet sind. Die Schwankungen darf man deshalb wohl mit dem Fehlen des Aptien (Bedoulien und Gargasien) im Zusammenhang bringen. Die Sedimentation der transgredierenden<sup>1)</sup> „Pyritschichten“ begann nicht überall gleichzeitig und gleich stark, wodurch die verschiedene Mächtigkeit entstanden sein kann. Das Wechselverhältnis zwischen der Mächtigkeit des Schrättkalk und Gault, wie es besonders schön bei Mapragg<sup>2)</sup> im Taminatal ausgeprägt ist, konnte ich nirgends mit Sicherheit konstatieren.

## 7. Die Turrilitenschichten.

(Cenoman.)

Aus dem tieferen Gault entwickeln sich die Turrilitenschichten durch allmähliche, oft auch ziemlich rasche Aufnahme von Fossilien. Sie sind die einzige Stufe, in der man auf bestimmbare Fossilfunde rechnen darf. Ich fand hauptsächlich in den Trinseralpen (Raschiglus und Plaundils Bots):

*Turrilites Bergeri* Brongn. sehr häufig.  
*Stolizkaia dispar* d'Orb.,  
*Puzosia Majoriana* d'Orb. (Ammon.),  
*Nautilus Montmollini* Pict. et Camp.,  
*Hamites* sp. ind.,

*Baculites Gaudini* Pict. et Camp.,  
*Hamites* cf. *simplex* d'Orb.,  
*Belemnopsis ultima* d'Orb. (*Belemnites*),  
In Segnes sut:  
*Holaster subglobosus* Leske sp.

Zerrissene, weiter nicht bestimmbare Belemniten sind sehr häufig. Ich fand Stücke, die auf 4—5 fache ursprüngliche Länge auseinander gerissen waren.

Die Mächtigkeit der Turrilitenschichten erreicht selten 1 m; durchschnittlich beträgt sie 30—50 cm.

## 8. Der Seewerkalk.

(Cenoman — Turon.)

Dieser in der ganzen helvetischen Fazies gut charakterisierte Kalk ist auch in dem autochthonen Gebiete der Ringelspitze leicht wieder erkenntlich, wenn auch öfters stark verändert. Die hellgelblich-graue Farbe auf frischem Bruch, sowie die gelbe Anwitterungsfarbe seiner Felswände sind für ihn aber nicht mehr charakteristisch. Ebenso ist ihm die linsig-knollige Textur, bedingt durch die flaserigen schwarzen Tonhäute, verloren gegangen. Unser Seewerkalk ist ein dünngeschichteter, graublauer, meistens dichter Kalkschiefer von hellgrauer Anwitterungsfarbe. Die Tonhäute sind noch als dünnste, seidenglänzende und feingefaltete Häutchen zwischen den einzelnen Schichten wahrzunehmen. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als Sericit, der durch kohlige Beimengung getrübt erscheint. In den höheren Regionen ist der Seewerkalk meistens etwas rauher. Die Häute fehlen oft. Wir haben es hier aber nur mit einer Verwitterungs-

<sup>1)</sup> Nach *Arnold Heim* ist das Vorhandensein einer eigentlichen Transgression nicht erwiesen; es könnte sich auch um eine Resession des Albiens nach vorangegangener Omissionsphase handeln mit submariner Auflösung des oberen Schrättkalk. Vergl. Lit. 19, pag. 124.

<sup>2)</sup> Lit. 23, pag. 21.

erscheinung zu tun. Die in der Höhe rascher wirkenden Atmosphärien haben die feinen Überzüge weggeführt. Im übrigen bleibt er der dichte, graue Kalk ohne weitgehende Metamorphose. Die mechanische Beeinflussung durch den Gebirgsdruck äusserte sich mehr in Fältelung und Clivage als in mineralischer Umbildung. Der Bildung beider dieser Vorgänge kamen die feinen Häute zugute. An Stellen starker einseitiger Pressung ging die Clivagebildung gerne parallel den Häuten; wo mehr Stauung ins Spiel kam förderte der Wechsel der 1— $\frac{1}{2}$  cm dicken Kalkschichtchen mit den in Lagen angeordneten Häuten die Fältelung. Handstücke, an denen die Erscheinungen der Faltenbildung in schönsten Lehrbeispielen sich studieren lassen, finden sich öfters. Eine verbreitete Erscheinung im Seewerkalk sind auch belemnitenartige Stränge von Pyrit, die oft mit der Beständigkeit eines Leitfossils wiederkehren. Zwischen den in einer Geraden angeordneten Pyritkonkretionen hat sich im Druckschatten derselben faseriger Calcit abgesetzt, so dass diese Bildung oft einem schlechten Belemniten ähnlich sieht.

Die Grenze des Seewerkalkes nach unten gegen die Turrilitenschichten des Gault ist keine scharfe. Nach oben gehen an einigen Lokalitäten (Hochgang, Panäraalp) die ohnehin schon stark geschieferten Kalke in eine mergeligere, Foraminiferen führende Schieferbildung, die Seewerschiefer, über.

Fossilienfunde sind im Seewerkalk eine Seltenheit. *Belemniten* fand ich in zwei natürlich unbestimmbaren Exemplaren in den Trinseralpen. Aus der Alp Mirutta sei ein *Micraster* sp. (oder *Hemiaster*!) erwähnt, der auf einer Rutschfläche auseinandergerissen, an den noch vorhandenen Granulen dennoch soweit bestimmbar war. In dem eigentlichen Seewerkalk (Schliffe aus den Trinseralpen) konnte ich keine Foraminiferen finden. Die Mächtigkeiten des Seewerkalkes sind die bedeutendsten sämtlicher Kreidestufen; sie schwanken aber innerhalb beträchtlicher Grenzen. Genauere Bestimmungen werden durch die vielfachen Störungen, welche sich im Seewerkalk besonders durch sekundäre Aufstauungen geltend machen, beinahe unmöglich gemacht. Im Gebiet der Trinseralpen schätze ich den Seewerkalk auf  $\pm 30$  m, im Lavadignastale (linke Seite)  $\pm 50$  m.

Auffällige Verhältnisse fand ich in dem aus dem Calfeusental aufsteigenden Seewerkalk zwischen Hausegg und St. Martin. Beim Hausegg schätze ich den zwar mehrfach gefalteten Seewerkalk auf  $\pm 40$  m. Unter der Felsterrasse zwischen Hausegg und der Panäraalp (Hütte P. 2021 m) ist er dagegen nur mehr 25—30 m mächtig und wird von 3—4 m Assilinengrünsand überlagert. Dieser Grünsand scheint gegen die Hütte zu rasch an Mächtigkeit abzunehmen; er verkümmert. Im letzten Aufschluss vor der Hütte findet sich noch zirka 60 cm Grünsand mit nur ganz wenigen Nummuliten, dann verhindert auf eine Strecke Vegetationsbedeckung die Beobachtung. Weiter nördlich findet sich wieder mächtigerer Seewerkalk, der noch durch zirka  $1\frac{1}{2}$  m Assilinengrünsand von den ihm sehr ähnlichen Flysch-Foraminiferenschiefer geschieden ist. In dem Zwischenstück, das uns hier noch von der Taltiefe bei St. Martin trennt, gelang es mir aber nirgends mehr, den Grünsand zu finden, dagegen setzt er wieder in normaler Weise im Hügel Ancapan links der Tamina ein. Von St. Martin stieg ich an verschiedenen Stellen in den Seewerkalk der rechten Seite hinauf und fand keinen Assilinengrünsand. Dagegen in einer Höhe, die schon einer Mächtigkeit des Seewerkalkes von zirka 80—90 m entsprechen mag, eine Bank mit schlecht erhaltenen *Austern*. Einige andere Problematica, die ich in dieser mächtigen Seeweranschwellung fand, wage ich nicht zu deuten (*Terebratula*?). Die gesamte nach oben eben unbestimmte Mächtigkeit des Seewerkalkes beträgt hier zwischen St. Martin und Panäraalp mehr als 120 m. Die höheren, stark geschieferten Teile entsprechen wohl den Seewerschiefern (Turon).

Diese rasche Anschwellung der Seewerbildungen, unter Verkümmern und Fehlen (?) von Assilinengrünsand, lässt sich am besten durch Annahme einer zwischen Abtragungen gebliebenen, submarinen Erhöhung erklären, welche dann ihrerseits durch ihr Aufragen eine Lücke in dem nachher abgesetzten Assilinengrünsand zur Folge hatte.

## 9. Zur lithologischen Integration der Kreide.

Am Ende der Besprechung der Kreidesedimente angelangt, versuchen wir dieselben dem stratigraphischen Gesamtbilde der autochthonen Kreide einzureihen.

Es hat sich gezeigt, dass beinahe sämtliche Kreidestufen in einer litoral-neritischen, vorwiegend zoogenen Kalkfazies ausgebildet sind, die sich innerhalb der einzelnen, noch festzustellenden Falten ziemlich gleich bleibt. Ihre Gesamtmächtigkeit schwankt um 150 m. Die Ausschaltung bathyaler Fazies geht so weit, dass Mergel und auch Tonschiefer noch auf einige letzte Reste reduziert erscheinen. Und auch diese letzten Reste haben nur mehr lokalen Charakter und vertreten höchst wahrscheinlich kaum eine Mergelbildung der Kreide höherer Decken. Einzig die jüngsten Kreidesedimente, die Seewerbildungen, nehmen wieder ausgesprochen bathyalen, also südlichen Charakter an. Die ganze Ausbildungsweise der Kreide schliesst sich direkt an die Mürtschenfazies<sup>1)</sup> an; sie unterscheidet sich eigentlich von ihr nur durch die grosse Mächtigkeit der Seewerschichten, eine Folge der hier weniger tiefgreifenden obercretacischen Abtragung.

In den nächsten autochthonen Gebieten, von denen wir eingehendere stratigraphische Untersuchungen besitzen (Kistenpass, *Arnold Heim*; Taminatal-Nordseite, *K. Tolwinski*), zeigt die Kreide die nämliche Fazies. Die Richtung der Linien gleicher Fazies, der Isopen, ist eine durch Verbindung dieser Punkte bestimmt. Sie geht, abgesehen von kleineren Undulationen, dem allgemeinen Alpenstreichen parallel (W 25° S).

Eine Bestimmung der isopischen Richtung oder, in unserem Falle genauer, der Zone gleicher Mächtigkeiten für die einzelnen Kreidesedimente stösst in dem so gestörten Gebirge auf grosse Schwierigkeiten. Schon in der untersten Kreide scheint eine Abweichung von der allgemeinen Richtung vorhanden zu sein. Weniger sicher beim Öhrlikalk verfolgbar, tritt sie besser beim Valangienkalk in die Erscheinung. Dieser ist nämlich im allgemeinen innerhalb des Ringel-Segnesgebietes gegenüber dem Kistenpass und den östlich anschliessenden Vättnerbergen an Mächtigkeit zurückgegangen (36 m und 21 m : 6 m); es entspräche dies einer schwachen Ausbuchtung der Isopen nach S. Ebenso habe ich die Mächtigkeiten des Kieselkalkes und der Drusbergschichten geringer angeschlagen.

Schrattenskalk und Seewerkalk gestatten infolge der Abtragung ihrer oberen Partien keine sichere Bestimmung. Jedoch lässt sich sagen, dass die Mächtigkeiten des Schrattenskalkes in einer mittleren Zone von W nach E sich ziemlich gleich bleiben ( $\pm 12$  m). Im Seewerkalk macht sich, wenn auch unzusammenhängend, gegen E eine grössere Mächtigkeit geltend. Die südliche Fazies seiner höheren Schichten (Seewerschiefer) könnte darauf hindeuten, dass die Isopen eine starke Umbiegung nach N erfahren, oder, da dieses wahrscheinlich nur Täuschung ist, bedingt durch die Abtragung der westlicheren Seewerschichten, so darf man schliessen, dass wir hier gegen E allmählich aus dem Bereich der tiefergreifenden vormitteloocänen Denudation herauskommen. Je weiter östlich, um so jüngere Schichten (Senon?) scheinen von den transgredierenden Bürgenschichten (Lutétien) überlagert zu werden.

Abweichenden Verlauf der Isopen weist das Albien auf. Im Calanda noch 35 m mächtig<sup>2)</sup>, nimmt der Gault nach W rasch ab; im Taminsergletscher ist er noch zirka 14 m, im Lavadignastal nur mehr  $\pm 4$  m, in Surcruns wieder 6—8 m (diese Richtung entspricht einer Mittellinie durch das Gebiet von E nach W und bleibt in homologen Teilen einer Falte). Man kann hier also nach diesen lokalen Verhältnissen kaum von einer autochthonen isometrischen Zone des Albien in der WSW-ENE-Richtung sprechen<sup>3)</sup>. Der Verlauf der Isopen stände so ziemlich normal auf dieser Richtung. Diese auffälligen Verhältnisse und die verschiedene Mächtigkeit des Gault könnten

<sup>1)</sup> Lit. 16.

<sup>2)</sup> Diese Mächtigkeitsangabe (Lit. 19) dürfte aber zu gross sein.

<sup>3)</sup> Lit. 19, pag. 122.

auch durch die ungleiche Abtragung des Schrattenkalkes verursacht sein. Freilich habe ich gerade in diesem Falle keine Mächtigkeitzzunahme des Schrattenkalkes bei Gaultabnahme feststellen können.

Schwieriger ist es, sich ein genaues Bild von dem Verhalten der Kreideschichten innerhalb des Ringelgebietes in der Richtung der grössten Mächtigkeitsdifferenzen, der Richtung der Pip-tusen, zu machen. Durch die verschiedenen Überschiebungen und zerrissenen Mittelschenkel, sowie durch das teilweise Fehlen der Kreide in der südlichsten Falte, ist zum voraus schon die Möglichkeit abgeschnitten, genügend Anhaltspunkte für eine exakte lithologische Integration zu bekommen. Da die Faziesverhältnisse aber sehr einfach sind, ist dennoch ein Überblick möglich. Im N und S ist die Fazies die gleiche. Die Mächtigkeiten dagegen nehmen nach S wahrscheinlich sehr rasch zu. In den Trinseralpen ist der Schrattenkalk nur zirka 12 m mächtig, auf dem Flinserstein schwillt er auf zirka 60 m an. Nach W (Alp Nagiens) hält diese starke Zunahme nicht an, im E ist der entsprechende Schrattenkalk abgewittert. Ein gleiches Wachsen, wenn auch weniger rasch, scheint auch in den tieferen Kreidekalken zum Ausdruck zu kommen. Vom Gault lässt sich etwas Bestimmtes nicht sagen. Zum mindesten ist eine anhaltende Zunahme nach S nicht ausgeprägt.

### Das Eocän.

Für ein stratigraphisches Studium der Flyschbildungen eignet sich unser Gebiet nicht. Die so gestörten Lagerungsverhältnisse, sowie die schwierige Begehrbarkeit der „Flyschseite“, d. h. der Ringel-Nordseite machen dieses verständlich.

Als tiefstes Glied findet sich der Assilinengrünsand, der das beständigste Niveau der neuerdings durch *Arnold Heim*<sup>1)</sup> präzisierten Bürgenschichten darstellt. Er setzt sich zusammen aus den Bänken des gewöhnlichen glauconitischen, schwach kalkigen Grünsandes; mit diesem wechsellagern grünsandige Kalke, die weniger konstant sind. Der Grünsand enthält massenhaft, in den meisten, aber nicht in allen Bänken, regellos zerstreut die *Assilina exponens* J. de C. Sow., während in den Kalken ihre megasphärische Form, die *Assilina mamillata* d'Arch., vorherrscht. In den Grünsandbänken selbst fand ich *Spondylus* sp. und einen weiter nicht bestimm- baren Fischwirbel. In den braunen ebenfalls glauconitischen sandigen Schiefen, welche zwischen den Nummulitenbänken liegen, sind Abdrücke von *Pecten (Chlamys)* sp. häufig.

Die Zahl der Nummulitenbänke variiert (vergl. Fig. 6).

Die vielfache Wiederholung derselben am Flinserstein-Nordrand könnte freilich auf Faltung und Zerreiſung beruhen, was aber nicht zu erkennen ist. Da aber im Südgrat des P. da Sterls an einer weniger gestörten Stelle ebenfalls 7—8 Nummulitenbänke vorhanden sind, ist wohl eine stratigraphische Repetition wahrscheinlicher. Zwischen diesen beiden Nummulitenprofilen konstatiert man unterhalb der Trinserfurka (2489 m):

Bedeckung.

Foraminiferenschiefer.

Nummulitenkalkbank  $\frac{1}{2}$  m (*Ass. exponens* + *mamillata*),

Nummulitengrünsand zirka 80 cm vorw. *Ass. exponens*,

Seewerkalk zirka 25 m (oben undeutlich), vergl. Fig. 10.

Am Westende von Segnes sura findet sich ebenfalls nur eine Nummulitenbank.

Von besonderer Wichtigkeit für die stratigraphische Stellung des Flysch ist das Studium des Kreide-Flyschkontaktes. *Arnold Heim*<sup>2)</sup> hat neuerdings durch seine eingehenden Untersuchungen gezeigt, dass zwischen Kistenpass und Linthtal die mitteleocäne Transgression durch Übergreifen

<sup>1)</sup> Lit. 17, pag. 119. Bürgenschichten = mittleres Lutétien.

<sup>2)</sup> Lit. 17, pag. 15—17 und 83—86. Lit. 20, pag. 29.

des Assilinengrünsandes auf stets tiefere Kreidestufen in der Richtung von S. nach N. sich äussert. Die Spuren dieser Transgression sind in unserem Gebiete bedeutend schwieriger zu finden, da sämtliche Kreidestufen bis zum Seewerkalk erhalten geblieben sind. Die oberen Seewerschichten, die ohnehin durch intensive Schieferung beinahe unkenntlich geworden sind, nähern sich in ihrer Ausbildung den Foraminiferen führenden Schiefen, welche über dem Assilinengrünsand folgen, so sehr, dass man sich streiten kann, ob wirklich schon tertiärer Flysch oder noch obere Kreide vorliegt (Hausegg, Moorkopf, Segnes sura). In verschiedenen Fällen aber (Hochgang, Gipfel des P. Mirutta, Lavadignas) schalten sich zwischen Grünsande und Seewerschichten schwarze Tonschiefer, welche wohl sicher zum Flysch zu zählen sind. Am Flimsersteinnordrand liegt zwischen den Nummulitenbänken und der Kreide (mechanischer Kontakt) eine ziemlich mächtige Serie schwarzer Tonschiefer (Fig. 6). Diese Umstände lassen mithin keinen direkten Schluss auf eine unmittelbare Transgression des Assilinengrünsandes auf Kreide zu. Dass aber trotzdem zwischen Tertiär und Kreide auch in unserem Gebiete eine Lücke liegt, darauf deutet schon die verschiedene Mächtigkeit der Seewerschichten hin (Panäraalp, pag. 25), von der schon die Rede war.

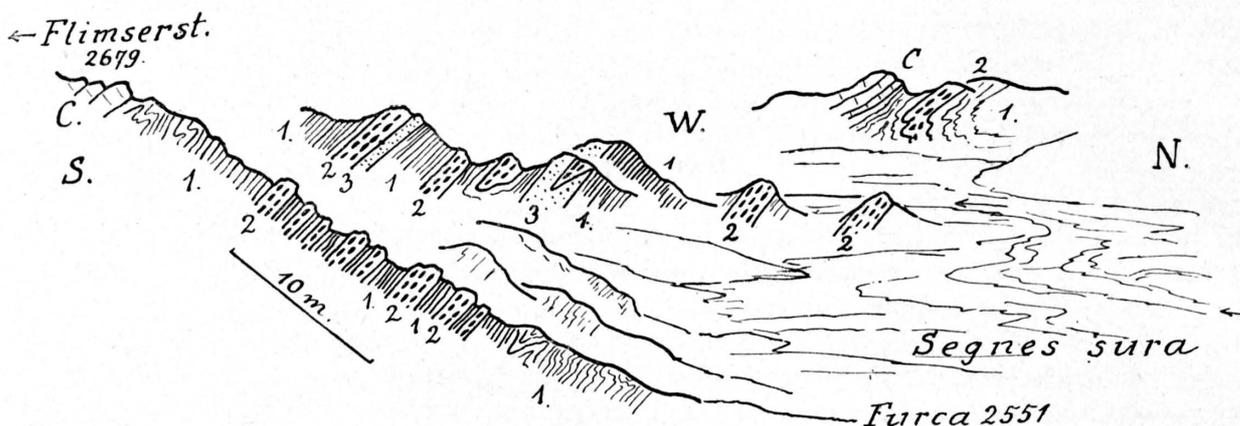


Fig. 6. Assilinengrünsandprofile bei Segnes sura.

C. Kreide.

1. Schwarze Tonschiefer und Foraminiferenschiefer.

2. Grünsandbänke mit vorwiegend *Assilina exponens*.

3. Kalke mit vorwiegend *Assilina mamillata*.

Das hinterste Profil ist von dem vordersten Profil zirka 1½ km entfernt, das mittlere zirka 800 m.  
Die Grünsandrücken des zweiten Profils tragen Gletscherschliffe.

Über dem Assilinengrünsand folgen, getrennt durch schwarze Schiefer, auf der rechten Seite von Segnes sura mehrere grüne Sandsteinbänke von je 2—3 m Mächtigkeit. Im mikroskopischen Bilde zeigen sie sich zusammengesetzt aus einem körnigen Gemenge von Quarz, feinen Muscovitblättchen und etwas Feldspat, vorwiegend Plagioklas. Ein eigentliches Zement fehlt. Bedeutend dichtere Varietäten, Quarzite, stehen gegen den Segnespass hinauf an. Das tiefe stratigraphische Niveau dieser Sandsteine und Quarzite ist hier auffällig, da solche im übrigen Gebiet erst höher, d. h. stets über den Globigerinenschiefen folgen. Sie sind wohl mit dem Grenzsandstein des Kistenpass<sup>1)</sup> zu vergleichen.

Die am Kistenpass und in der Alp Meer am Panixerpass vorhandenen *Complanata*-schichten ebenso wie die höheren „Pectinitenschiefer“ habe ich im Flyschgebiet zwischen Segnes und Ringelspitze nicht gefunden, es kommt also den Bürgenschichten (*Arnold Heim*) nur die Mächtigkeit des Assilinengrünsandes und der nächstliegenden schwarzen Tonschiefer zu: Panäraalp 0—3 m, Segnes sura 8—10 m.

Die *Globigerinenschiefer* lassen sich mit mehr oder weniger grosser Deutlichkeit durch das ganze Gebiet verfolgen. Es sind schwarze blättrige Mergelschiefer, die durch die auf der gelblich gebleichten Oberfläche als schwarze Körnchen herauswitternden Globigerinen gut charakterisiert

<sup>1)</sup> Lit. 17, pag. 16.

sind. Die starke Faltung sowie das intensive Clivage, das diese Schiefer meistens betroffen hat, machen eine Mächtigkeitsangabe ziemlich unmöglich (40—60 oder mehr Meter). Im Gebiete der Panäraalp, wo sie direkt über dem wenig mächtigen Grünsand liegen, nähern sie sich in ihrer Ausbildung sehr stark den oberen Seewerschichten; sie repetieren deren Fazies im Flysch.

Eine Gruppe der Dachschiefer auszuscheiden ist nicht möglich. Schwarzer Ton- und Mergelschiefer wiederholen sich vielfach auch innerhalb der Globigerinenschiefer. Taveyannazsandsteine, wie sie wenig weiter östlich im Taminatal auf der Alp Vindels<sup>1)</sup> wieder vorkommen, scheinen im Ringelgebiet vollständig zu fehlen.

## Der Wildflysch.

Im Augstberg (Panäraalp) folgen über den Globigerinenschiefern wenig mächtige schwarze Tonschiefer, die von mächtigen polygenen Breccien- und Konglomeratbänken überlagert werden. Als Komponenten führen dieselben die schwarzen Schiefer, in denen sie selbst eingelagert sind, nebst kristallinen Gesteinen, Muscoviten und Quarzen. Wir sind im eigentlichen Wildflysch, in dem die Möglichkeit, einzelne Zonen zu verfolgen, aufhört. Auf der Bündnerseite (P. Sax, Trinserfurca, Trinserhorn) ist der Übergang der Globigerinenschiefer in die Wildflyschfazies kein so rascher. Ein Wechsel von schwarzen, rissigen Tonschiefern und weniger mächtigen grünen und braunen Quarziten nebst feingeschichteten *Fucoidenschiefern* (Trinserfurca) und hellen Kalken und Mergelkalken (*Helminthoiden*) leitet allmählich zum eigentlichen Wildflysch über. Das Verbreitungsgebiet desselben liegt zwischen Augstberg und Sardona. Das vorherrschende Gestein ist bald als ein schwarzer, quarzitreicher, knorriger Schiefer, bald mehr als bräunlicher, schieferdurchzogener, undeutlicher Quarzit zu bezeichnen. Breccienbänke (mit ockergelben, stark verwitterten Kalken, Quarzen, schwarzen Schiefern und Glimmerschiefern als Komponenten; Sardonagletscher), Quarzkalke (vom Aussehen der Pygurus-schichten des Säntis), Quarzsandsteine, Quarzite, *Fucoidenschiefer* (Alp Tristel) usw. vervollständigen den vielgestaltigen Wechsel im Wildflysch. Quarzitbänke von einiger Selbständigkeit suchte ich auf der Karte auszuscheiden. Unter dem Glasergletscher zieht sich innerhalb dieses Wildflysches eine Zone seeverähnlicher foraminiferenführender Schiefer durch, denen in stratigraphischer wie in tektonischer Hinsicht ganz besonderes Interesse zukommt. Exotische Blöcke, sowie Nummulitenkalkeinlagerungen fand ich auf der Ringelseite des Calfeusentales keine. Es sei dagegen hervorgehoben, dass man den Eindruck erhält, es liege zwischen den eigentlichen, vereinzelt oder in Nestern vorkommenden exotischen Blöcken und den groben exotischen Komponenten der Breccien des Ringelgebietes nur ein gradueller Unterschied und beide auf ähnliche Bildungsbedingungen zurückzuführen seien.

---

<sup>1)</sup> Lit. 23, pag. 29.

## Zweiter Teil.

# Tektonik.

In Anlehnung an die geologischen Aufnahmen sei die tektonische Beschreibung im Westen begonnen. Wir gelangen so nach Art einer tektonischen Wanderung von im Faltenbau höher und ursprünglich auch südlicher gelegenen Teilen allmählich in die tieferen und nördlicheren <sup>1)</sup>.

### Das Querprofil des Segnestales.

Dieses durch die Erosion des Segnesbaches blosgelgte natürliche Profil bilde den Anfang unserer Wanderung von Westen nach Osten. Der Bau der ganzen Gebirgsgruppe zeigt sich hier gewissermassen in seinen ersten zaghaften Anfängen.

Von dem weiten Alluvialboden von Segnes sut aus erblickt man links wie rechts die zu einem nach Norden gerichteten Gewölbe aufsteigenden Kreideschichten. Wenden wir uns zuerst der rechten Talseite zu!

#### 1. Die rechte Talseite von Segnes sut und die Alp Nagiens.

Hart hinter der Segnesklubhütte steigen mit zirka 30° Südfall aus Bergsturz und Alluvionen die hellen Schichtbänke des Tithons empor. Sie repräsentieren den Kern der weiter noch zu verfolgenden Falte. Über ihnen folgen die Öhrlikalk. Sie bilden das westlich der Segneshütte den Horizont abschliessende auffällige dunkle Felsband. An seinen oberen Rand treten die hellbraunen, muschelführenden Valangienkalke. Beide diese Kalkbänder lassen sich als normales Hangendes des Jurakernes taleinwärts gegen Norden weiter verfolgen (Fig. 1, Taf. III). Als höhere Glieder des Gewölbeschenkels, aber aus der Tiefe nicht mehr sichtbar, legen sich über die Valangienkalke die dunkleren Schichten des Kieselkalkes und der Drusbergschichten und die hellen Schratzenkalke. Sie bilden die weite, teils verkarste Oberfläche der Alp Nagiens. Im westlicheren Teil derselben sind die braunen Neocomkalke von zwei Erosionsfenstern durchbrochen, so dass zwei durch Valangienkalk verbundene und umrandete Aufschüsse von Öhrlikalk entstehen. Von diesen klaren und leicht zugänglichen Profilen, die hier in der untersten Kreide geschaffen wurden, war schon im stratigraphischen Teil die Rede. Eine wenig erfolgreiche Arbeit ist aber in diesem Gebiet die gegenseitige Abgrenzung von Kieselkalk und Drusbergschichten. Die Sinuatabänke sind hier lange nicht so deutlich wie auf dem Flimserstein. Meine anfängliche Scheidung kam mir später wieder zu künstlich vor, so dass ich es vorzog, diese beiden Stufen überhaupt zusammen zu ziehen.

Der Kern der Falte — Jura — tritt bei Culm lombard wieder zutage und hängt unter Bergsturz mit dem weit nach Süden vorspringenden Kamm der Crest la pligiusa zusammen.

Zwischen die braunen Dechschichten und den überschobenen Verrucano schaltet sich eine helle Kalkbildung ein. Ihrer stratigraphischen Lage nach und infolge später noch zu erwähnender

<sup>1)</sup> Man vergleiche stets die Coulissenprofile der Tafeln I und II.

Analogieschlüsse zum Flimserstein (pag. 35) bin ich geneigt dieselbe als normal liegenden Schrattenkalk anzusehen. Die „Geologische Karte der Glarner-Alpen“ von *Alb. Heim* und *J. Oberholzer* gibt diese Kalke als Lochseitenkalk an. Fossilien fand ich ausser ein paar zweifelhaften Muschelresten keine. In Übereinstimmung mit der Darstellung der genannten Karte konnte ich die Feststellung machen, dass diese Schrattenkalke weiter nördlich auf valangienkalkähnliche Kalke zu liegen kommen. Ob echter Kieselkalk und Drusbergschichten nördlicher nochmals auftreten, konnte ich wegen Schnee- und Schuttbedeckung nicht sicher feststellen. Wenn hier eine stratigraphische Lücke existiert, so möchte ich sie am ehesten auf tektonische Ursachen zurückführen.

Der Gewölbeschenkel unserer Falte ist in intensiver Weise in kleine Falten und Fältchen gelegt, die zwar nicht direkt sichtbar, worauf aber schon das bunte Nebeneinander der hellen und dunklen Kalke hinweist. Schrattenkalk erscheint bald höher, bald tiefer, als seine Unterlage. Diese wellige Fältelung kann auf die nachträgliche stauende Wirkung der darüber hinweggehenden grossen Überschiebung der Glarnerdecken zurückgeführt werden.

Die „Geologische Karte der Glarner-Alpen“ gibt ferner über dem „Lochseitenkalk“ an verschiedenen Stellen Rötidolomit an. Von meiner davon abweichenden Annahme — kein Rötidolomit, sondern metamorphosierter Schrattenkalk — soll in anderem Zusammenhange die Rede sein (pag. 52).

Eine kleine Abweichung von der genannten prächtigen Karte zeigt unser Kartenbild auch in der Darstellung des nördlichsten Teiles unserer Falte. Die den Kern bildenden Jura- und Öhrlikalk kommen in einer kleinen Vertiefung auf der Hochfläche zum Ausstrich und werden von dem in den Mittelschenkel eintretenden Valangienkalk nordwärts umsäumt.

Der in sich wieder gefaltete Mittelschenkel der Falte zieht sich am Nordende von Segnes sut durch die hohen Felswände hinab. Ob noch eine höhere Stufe als Valangienkalk sich an demselben beteiligt, ist nicht ganz sicher festzustellen<sup>1)</sup>.

Wir konstatieren also, dass hart unter der Überschiebung eine Kreidefalte folgt, dass keine Doggerschichten vorhanden und also auch keine verkehrte Schichtfolge den Mittelschenkel der Glarnerdecken darstellt. Die Glarnerdecken ruhen hier mit Überschiebung des Verrucano auf dem Schrattenkalk der normalen Kreidefolge der Segnessut-falte auf. Das nördlich gewendete scharfe Knie der letzteren liegt in der Wand westlich Segnes sut.

## 2. Die linke Talseite von Segnes sut.

Bedeutend klarer und übersichtlicher ist diese Falte — wir haben sie vorläufig Segnessut-falte genannt — auf der linken Talseite von Segnes sut zu erkennen (Fig. 2, Taf. III). In einem tiefen und wilden, cañonartigen Durchbruch hat der Segnesbach diese Falte durchsägt. Die Tiefe desselben erreicht stellenweise 20 m, die Breite oft kaum  $\frac{1}{2}$  m. Fingerartig verzahnt, greifen die Ränder der durchschnittenen Erosionskessel gegenseitig ineinander. Vom Rande von Segnes sura nach der Tiefe des Segnessutbodens hinab stürzt sich der junge Gletscherbach in schäumenden Kaskaden.

Rechts des Baches erhält man ein deutliches Profil von Tithon bis zu den Drusbergschichten, wenn man von den Tschingel de tschingliuns<sup>2)</sup> (nördlich dem die Wasserfälle anzeigenden Pfeil der Karte) durch das kleine Felsband nach Segnes sura hinaufsteigt. Man konstatiert von unten nach oben:

Tithon, Schichtfall 20° S. Streichen E.-W.,  
Öhrlikalk zirka 10—15 m schwach echinodermisch,  
Valangienkalk 4—5 m mit Muschelresten,  
Kieselkalk 8—10 m mit sandigen Concretionen,  
Drusbergschichten mit grossen *Exogyren* und *Alectryonien*.

<sup>1)</sup> *Rothpletz* stellt schematisch Neocom bis Seewerkalk dar. Lit. 12, pag. 148, Fig. 29.

<sup>2)</sup> Als „Tschingel“ (cingulum) werden in der Gegend schmale Grasbänder innerhalb der Felsen bezeichnet (Wildheuen), während man unter „Gondas“ die Grashalden am Fusse der Felswände versteht. Tschingliuns = Schnittlauch.

Diese Schichtserie entspricht der gegenüberliegenden der Alp Nagiens, wenn auch der Öhrlikalk weniger mächtig erscheint. — Wir haben den Rücken, der die Ebene von Segnes sura im Westen begrenzt, beim Durchbruch des Segnesbaches erreicht und stehen auf den braunen Neocomschichten. Ungefähr 200 m weiter nordnordwestlich finden sich darunter helle Schrattenskalke und in deren Liegendem ein schmales Gaultband, das von  $\frac{1}{2}$  m sich nach SE auf zirka 20 cm reduziert, um aber bald wieder zu grösserer Mächtigkeit anzuschwellen. Also nach Lagerung und Schichtreduktion ein Mittelschenkel, der nach S einfällt. Dem verkehrt gelagerten Schrattenskalke zähle ich auch die in einem Fenster innerhalb des Neocoms dieses Rückens auftretenden dunklen Kalke zu, welche in den obersten Partien Nerineen enthalten. Den besten Überblick über den Zusammenhang dieser verkehrten Kreide mit der oben durchgangenen normalen gewährt ein Standpunkt im Westen von Segnes sut (vgl. Fig. 2, Taf. III). Deutlich sieht man wie der verkehrte Schrattenskalke in der die beiden Segnesböden trennenden Felswand nach unten zieht. Der Gault begleitet ihn ein Stück weit, setzt aber, noch bevor der Mittelschenkel die Segnesfälle quert, aus. Die tieferen Kreideschichten erscheinen ebenfalls stark reduziert und setzen nach unten ganz aus. Im innersten spitzen Muldenkern, rechts den Wasserfällen und das Niveau von Segnes sut fast erreichend, findet sich noch ein kümmerlicher Rest eines Mittelschenkels: ein zusammengequetschtes Paket hellgelber Kalke, vielleicht von Drusbergschichten. Neben diesen stark reduzierten unteren Kreideschichten hat der Seewerkalk eine bedeutende Mächtigkeit behalten, ja er scheint geradezu zusammengestaut. Sämtliche untere Wasserfälle stürzen sich über Seewerkalk. Die Erklärung dieser Verhältnisse ergibt sich bei näherem Zusehen ohne weiteres. Die grössere Segnessutfalte wird nämlich von zwei kleineren, sie gewissermassen unterteufenden Kreidefalten unterlagert. Der hier angestaute Seewerkalk gehört zum grössten Teil dem hangenden dieser Kreidefalten an und wurde zwischen diesen und der grösseren Falte eingeklemmt.

Die erste dieser erwähnten kleineren Falten liegt im innersten Muldenkern noch südlich der Segnesfälle. Hart neben den aus dem ebenen Boden aufsteigenden Gewölbekern bildenden hellen Tithonkalcken schlagen wir einen von ihm ununterscheidbaren Kalk an, der aber von Gault mit Turrilitenschichten (zirka  $\frac{1}{2}$  m) überlagert wird. Es kann also nur Schrattenskalke vorliegen, der hier im Muldenkern der Segnessutfalte eine kleine Falte bildet. Drusbergschichten sind keine aufgeschlossen (Fig. 2, Taf. III).

Die zweite Falte erreicht etwas grössere Dimensionen. Nördlich der Segnesfälle tritt ein Felssporn aus dem Gehänge heraus. Wir erkennen im oberen Teil deutlich eine helle, zirka 10 m mächtige Schrattenskalke wand, die von pyritreichem Gault und den Turrilitenschichten (*Turrilites*, *Holaster*) überlagert wird. Schrattenskalke und Gault stellen einen beinahe horizontalen Gewölbeschenkel dar. Als nächst tieferes treten unter dem Schrattenskalke die Bänke der *Exogyra sinuata*, die Drusbergschichten, auf. Tiefere Kreidestufen sind nicht entblösst. Als Mittelschenkel dieser kleinen Falte sind nur Reste von Gault vorhanden. Steigt man diesen von unten nach hinauf bis zum Schrattenskalke (stets zu vergleichen mit Fig. 2, Taf. III), so sieht man unter demselben nur ein verquetschtes und ausgezogenes Gaultbändchen. Der Schrattenskalke ist darüber flach hinübergeschoben und ruht zum Teil auf Seewerkalk. Es liegt ein kleiner Scheitelbruch vor; der Gewölbeteil der Falte beginnt mit Überschiebung sich vom Muldentheil abzuscheren.

Diese beiden hier angeführten Falten tauchen schon innerhalb des Segnesbodens (auf eine Erstreckung von zirka 400 m) in der Streichrichtung unter. Auf der rechten Talseite sind sie vollkommen verschwunden.

Die grosse Segnessutfalte der rechten Talseite wurde schon von *Theobald*<sup>1)</sup> festgestellt. Seine Auffassung trat dann lange Zeit in den Hintergrund, da seine Kreideschichten von *Arnold Escher von der Linth* und *Alb. Heim*<sup>2)</sup> als Dogger aufgefasst wurden. *Rothpletz*<sup>3)</sup> hat dann 1898 von neuem den zum erstenmal richtigen Nachweis für diese Kreidefalten geleistet. Er stellt

<sup>1)</sup> Lit. 3, Taf. XVI, Fig. 7.

<sup>2)</sup> Lit. 7, pag. 153.

<sup>3)</sup> Lit. 12, pag. 148 u. 153. Atlas: Taf. IV.

die Verhältnisse auch schematisch in Profil und Skizze dar. Die obere Segnessutfalte wird aber bei ihm von einer Verwerfung getroffen, von der keine Spur vorhanden ist. Auch ihre Fortsetzung in der Nische zwischen Ofen und Laaxerstöckli ist nirgends nachweisbar.

Ziehen wir nun zwischen der Segnessutfalte der rechten und linken Talseite eine Parallele, so treten trotz der geringen Entfernung eine Anzahl von Unterschieden auf. Sie seien kurz zusammengestellt:

Rechts. (Westseite.)	Links. (Ostseite.)
Ohrlikalk 30—35 m.	Öhrlikalk 10—15 m.
Schrattenkalk im Gewölbeschenkel, im Mittelschenkel nicht sicher nachweisbar.	Schrattenkalk im Mittelschenkel vorhanden.
Gault nicht nachgewiesen.	Gault im Mittelschenkel typisch vorhanden.
Seewerkalk fehlend.	Seewerkalk in bedeutender Mächtigkeit vorhanden.
Fehlend (westlich unter den Talboden gesunken).	Muldenkern von Seewerkalk mit untergelagerten kleineren Kreidefalten.

Auf beiden Seiten dagegen ist das nach Norden gewendete Umbiegungsknie des Malm, umhüllt von der rechts lückenhaften, links vollständigen Kreideserie, deutlich zu sehen und zu verfolgen.

### Die Kreide-Malmfalten des Flimsersteins.

Als ein gewaltiger rhombischer Felsblock erhebt sich über dem Bergsturzland von Flims die plumpe Masse des Flimsersteins oder Crap de Flem. Das freundliche Wiesengelände seines südlichen Fusses überragen die gegen 700 m hohen Jurakalkwände. Stellenweise echter schwarzer Quintnerkalk, wechselt dieser mit Partien weisser, metamorphosierter und staubig verwitternder Kalke ab. Dogger ist keiner entblösst.

In hohen Felswänden zieht der Malm auf der Ost- und Westseite des Flimsersteins hinan. Er bildet die flach geneigten Hänge der Alpen Cassons und Naraus — die Gleitfläche des Bergsturzes — und tritt bei Segnes sut in den uns schon bekannten Kern der Segnessutfalte.

Nehmen wir hier unsere Wanderung von Westen nach Osten wieder auf und suchen nach dem verbindenden Zusammenhange der Segnessutfalte mit dem Flimserstein. Die Feststellung der gegen Süden fallenden, verkehrt liegenden Kreide haben wir auf der rechten Seite des Segnesbaches schon gemacht. Auf's schönste lassen sich nun vom Südende des Bodens von Segnes sura in der allmählich ostwärts zur Höhe des Flimsersteins aufsteigenden, verkehrt liegenden Kreideserie die Erscheinungen eines reduzierten Mittelschenkels verfolgen (Fig. 3, Taf. III). Links des Segnesbaches, eben da, wo dieser in sein tiefes Cañon einströmt, tritt ein kleines Köpfchen von Gault spornartig in die Kiesalluvionen hinaus. Die Mächtigkeit dieses Gaults dürfte hier noch nicht stark von der normalen entfernt sein. Sie beträgt 6 m. Einige 100 Schritte verfolgen wir ihn gegen ENE aufwärts in ähnlicher Mächtigkeit. Von der hügeligen Oberfläche in bedeutend grösseren Flächen angeschnitten sind der Schrattenkalk und die übrige untere Kreide. Kieselkalk und Valangienkalk sind mangelhaft verfolgbar und Öhrlikalk erscheint nur in lückenhaften Spuren. Der Schrattenkalk hat eine Mächtigkeit von durchschnittlich 8 m. Der Gault scheint stellenweise ganz verschwunden zu sein, dann setzt er wieder als ein Bändchen von 10—20 cm weiter oben aufs neue ein. Bei P. 2425 erreicht er wulstartig eine grössere Mächtigkeit und liegt direkt unter Drusbergschichten. Schrattenkalk fehlt. Zwar setzt dieser nochmals mit 4—5 m ein, verschwindet

aber nach wenigen Schritten endgültig. Dem gleichen Schicksal erliegen die braunen Schichten des Neocom und so tritt der interessante Fall ein, dass Gault als schmaler Streifen die Kalke des Tithon unterlagert. Stets fallen die Schichten in verkehrter Folge gegen Süden. Hand in Hand mit dieser mechanischen Reduktion der Schichten geht auch eine innere Metamorphose des Gesteins. Der Schrattenkalk erscheint besonders durch Clivage entstellt und ist oft von Seewerkalk schwer unterscheidbar.

Durch diesen Gang haben wir nun den Mittelschenkel der Segnessutfalte über die Hügel im S von Segnes sura bis zum letzten steilen Anstieg zum Rücken des Flimserstein (P. 2679 m) verfolgt. Die Verbindung mit demselben ist bei guter Beleuchtung trotz der Schutthalden deutlich. Die hellen Tithonkalke ziehen steiler als bis anhin in der Streichrichtung gegen NE weiter und endigen in einem regelrechten Gewölbekopf. Es sind zugleich die nördlichsten und höchsten Jurakalke des Flimsersteins. Reste des Mittelschenkels als Schrattenkalk und Gault erkennt man beim Durchsteigen der Felsen. Aber auch die Kreideschichten des Gewölberückens, welche nur unten über den Segnesfällen erhalten, weiter oben aber verschwunden waren (Bergsturz!) sind hier wieder vorhanden (Fig. 3, Taf. III). Über dem hellen Jurakalk folgt nämlich eine zirka 20 m mächtige braune Schichtlage, die unteren Kreideschichten repräsentierend. Die einzelnen Stufen auseinanderzulesen, ist nicht mehr möglich. Darüber liegt eine zirka 2 m mächtige, helle Kalkbank und in ihrem hangenden Gault mit einigen spärlichen *Turriliten*. Dieses Gaultvorkommen ist von ganz besonderem Wert. Es ist der einzige sicher erkennbare Gault des ganzen Flimsersteinrückens.

Diese skizzierten Lagerungsverhältnisse liefern mithin den sicheren Beweis, dass der Flimserstein einer geschlossenen selbständigen Falte angehört und keinem aufsteigenden Mittelschenkel entsprechen kann. In der verfolgten Verbindung erweist sich diese Flimsersteinfalte als eins mit der Segnessutfalte, die beide ihren Jurakern gemeinsam haben und nur in den höheren Kreideschichten ungleich grosse Komplikation aufweisen. In der Streichrichtung hat sich die Faltenachse von W nach E rasch gehoben. Das Gewölbeknie im Malm liegt in der Wand zwischen Segnes sut und Segnes sura bei zirka 2300 m, östlich im Flimsersteingipfel bei zirka 2550 m bei 1500 m Distanz.

Über dem erwähnten normal liegenden Gault folgt am obersten Rücken des Flimsersteins kein Seewerkalk, sondern wieder ein Kalk von Schrattenkalkhabitus. Auch keilt der Gault nach kurzer Längserstreckung gegen Süden am Gehänge aus (Schichtlage horizontal bis schwach SE, Clivage: Streichen W—E mit 40° Südfall). Er wird umhüllt von diesen als Schrattenkalk zu deutenden Kalken. Gault liegt also in einer wenig tiefen, aber enggequetschten Mulde über dem Gewölbekopf der Hauptfalte.

Was nun über dieser kleinen Gaultmulde folgt, spricht einer jeden genaueren Entzifferung Hohn. Hat man von SW her den Rücken unter P. 2679 m erreicht, so nimmt man dort einen bunten Wechsel hellgrauer und hellbräunlicher Kalke wahr, die, beide hochgradig metamorphosiert („lochseitisiert“, „mylonitisiert“), keine gegenseitige Abgrenzung mehr zulassen. In ganz spärlichen Resten erkennt man in den braunen Kalken einige Muschelreste. Wir haben es wahrscheinlich mit Schrattenkalk und Drusbergschichten zu tun. Nahe dem Steinmann bei P. 2679 m findet sich noch ein grünsandiges Gestein eingeklemmt. Ob Flysch oder Gault ist nicht erkennbar. Den wenig ausgeprägten Gipfel bildet eine mässig mächtige Decke des überschobenen, grünen Verrucano, die sich weit nach S hinunterzieht. Der Kontrast zwischen Überschobenem und Basalem äussert sich hier nicht nur sehr auffällig durch die verschiedenen Farben der Gesteine, sondern besonders auch durch die ausgesprochene Diskordanz. Gewissermassen teilnahmslos liegt der nur flachwellig geschwungene Verrucano auf den so arg gequälten Kreideschichten. Besonders gut ist diese Diskordanz von einem etwas östlicheren Standpunkte zu beobachten.

Was die Kreide anbelangt, so bekommt man den Eindruck, es sei hier die Stirne der Flimsersteinfalte unter der Überschiebung in mehrfache kleinere Schuppen übereinandergelegt, die dann zum Teil abgerissen, durch die Glarnerüberschiebung nordwärts noch weiter über Flysch geschleppt wurden. Direkt unter der Überschiebung ist beinahe alles nur weisser Marmor. In

einigem Abstand aber gelingt es wieder den Faden zu finden. Man erkennt, dass folgerichtig die hellen Kalke nach mehrmaliger Repetition über die braunen zu liegen kommen; in dieser Lagerung ziehen sie südwärts in die Westwände des Flimsersteins, wo sie sicher als Schrattenkalk und Drusbergschichten und teilweise auch als Kieselkalk erkannt werden können. Der Schrattenkalk nimmt rasch an Mächtigkeit zu und bildet das helle auffällige Band unter P. 2568 m. Ebenfalls eine bedeutendere Mächtigkeit erreichen auch die unteren Kreideschichten. Sie bauen die zirka 80 m hohen braunen Felswände unter dem Gipfel 2568 m auf und ziehen sich südwärts um den ganzen Flimserstein herum. Einige schon aus der Entfernung sichtbare kleine Verwerfungen unterbrechen den regelmässigen Schichtverlauf.

Die Kreidestufen der Westwände kommen sämtlich auf dem ausgedehnten Hochplateau des Flimsersteins wieder zum Ausstrich. Der Schichtfall ist ziemlich einheitlich S mit geringer Abweichung nach E und schwankt zwischen  $25^{\circ}$  und  $30^{\circ}$ ; das Streichen ist entsprechend E—W. Nördlich einer Linie P. 2438—2568 m wird das Fallen beträchtlich steiler: zirka  $40^{\circ}$ . Die im südlichen Teil weiter kaum gestörten Kreideschichten legen sich mit Annäherung an die Nordkante in mehrere steilgestellte und überkippte Schuppen. Oberflächlich feststellbar beteiligen sich nur die hellen Schrattenkalke und die braunen Drusbergschichten daran. Der Schrattenkalk kommt jeweilen in eine enggepresste Mulde zu liegen und die älteren braunen Schichten überlagern so die jüngeren Kalke. Dadurch kommt die scheinbar so verwickelte Anordnung der Gesteine an der Oberfläche des nördlichen Teiles des Flimsersteines zustande.

Unter der Decke von Kieselkalk und Drusbergschichten mit ihren Schrattenkalkrelicten treten die untersten Kreidekalke noch in ausgedehnten Flächen zutage. Der Öhrlikalk erscheint in einer fensterähnlichen Nische westlich dem Muotta bella (P. 2438 m) durch den gelbbraunen Saum des Valangienkalkes deutlich hervorgehoben. Nach SE ist derselbe unterbrochen und die Öhrlikalke treten in einem verfolgbaren Felsband in die Ostwände des Flimsersteins hinaus. Mehrere *Pentacrinus*glieder und *Cidaristachel* stammen von hier.

Den Südrand der Hochfläche von Darbleuna über P. Aulta bis zur Ecke bei Alp sura bildet ein zirka 70 m hoher Schrattenkalkzug. Gault und Seewerkalk fehlen über dem Schrattenkalk gänzlich. Auch unter der Überschiebung zwischen Schrattenkalk und Verrucano findet sich keine Spur derselben. Sind sie wohl durch die Überschiebung abgeschert und weiter nördlich in die Lochseitenbildungen verknetet worden, oder ist ihr Fehlen ein stratigraphisches? Das Vorhandensein des Gault unter P. 2679 m in einer Lage, wo er durch die noch höheren Schuppen gegen die Wirkung der Überschiebung geschützt war, macht die tektonische Ursache des Fehlens wahrscheinlich.

Den analogen Fall haben wir schon früher in der Alp Nagiens gehabt, wo auch keine höhere Kreide als Schrattenkalk sich unter der Überschiebung findet. Dass jener helle verknetete Kalk auch normal liegender „lochseitiger“ Schrattenkalk sein kann, ergibt sich nach den festgestellten Lagerungsverhältnissen am Flimserstein mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit; indessen ist es auch möglich, dass an manchen Stellen zwischen normalem Schrattenkalk unten und überschobenem Verrucano oben Fetzen verkneteten Mittelschenkels aus verschiedenen Gesteinstufen erhalten sind.

Den klarsten Einblick in den Faltenbau des Flimsersteins gewährt der tiefe Taleinschnitt von Bargis auf der Ostseite. (Die Parallelprojektion Fig. 4, Taf. III orientiert über diese Verhältnisse.) Der Malmkern ist vollständig blossgelegt. Seine allmähliche Zuspitzung nach oben ist gut zu verfolgen. Die Mittelschenkelschichten sind, wie nicht anders zu erwarten war, nur mehr in Resten vorhanden. Ich fand keinen Gault und keinen Schrattenkalk; sicher erhalten geblieben scheinen mir die braunen Neocomschichten. Unterhalb P. 2438 m macht der untere Rand des Malm plötzlich eine gegen den Kern konvexe Biegung, es entsteht nach oben eine kleine Überschiebung resp. Zerreissung.

Der langgezogene, spitze Muldenkern, der die Flimsersteinfalte unterteuft, erreicht bei Bargis den Talboden. Er scheint auf der Ostseite des Flimsersteins nur von Seewerkalk erfüllt.

Das Eocän mit seinen Assilinengrünsandbänken bleibt bei der Nordostecke zurück. Die hohe Schafweide Preiaulta liegt innerhalb den Felsen in diesem Muldenkern und hebt dadurch im Landschaftsbild deutlich den innern Bau des Berges hervor.

Den unteren Rand von Preiaulta bilden die Kreideschichten des aufsteigenden Muldenschenkels. Sämtliche Stufen sind vollständig entwickelt. In einer kleinen Bachrunse auf Preiaulta konstatiert man dreimal übereinander Gault, getrennt durch Seewerkalk und etwas Schrattenkalk, herrührend von einer kleinen spitzen Falte des Muldenschenkels. Wenig weiter aufwärts erhebt sich aus dem wieder ruhigen Verlauf des Muldenschenkels eine spitze, langgezogene Falte. Der zerrissene Mittelschenkel ist noch durch ein kleines absteigendes Schrattenkalkbändchen angedeutet. Die ganze Falte zeigt die typische Gestaltung, wie sie in den Falten unseres Gebietes besonders gut zum Ausdruck kommt: scharfer, spitzer Muldenkern, zerrissener oder gänzlich fehlender Mittelschenkel und statt einer Gewölbeumbiegung ein scharfer, spitzer „Knick“. Es sind halb Schuppen, halb Falten. Nördlich dieser Schuppe, deren Fortsetzung in der Streichrichtung wir im P. Mirutta noch kennen lernen werden, ist die Kreide des Muldenschenkels talaufwärts ohne weitere Störung bis in die Alp Raschiglus verfolgbar.

Blicken wir von hier zurück in die hohen Nordwände des Flimsersteins, so fallen sofort die hellen Felsbänder in den höheren Partien desselben auf (Fig. 4 u. 5, Taf. III). Die einzelnen Bänder gehen zu einander parallel, convergieren oder divergieren. Unter P. 2679 m vereinigen sie sich zu einer mächtigen Anschwellung. Unter dem überschobenen Verrucano durch, lassen sie sich mit den sicher als Schrattenkalk erkannten hellen Kalken des Flimsersteinplateaus verbinden. Die mehrmalige Repetition hat man sich als ein System von engen und kurzen synclinalen Einspitzungen vorzustellen (Fig. 5, Taf. III). Die mächtige Anschwellung bei P. 2679 m und ihre Erklärung bestätigt nun von der Nordseite die schon gemachte Feststellung, dass in dem so komplizierten Nordwestgipfel des Flimsersteins sich die oberen Kreideschichten (Schrattenkalk) in eine Serie enger Kreidefalten gelegt haben. Unsicher bleibt mir die Deutung des westlich unter P. 2696 m plötzlich aufgehörenden Kalkzuges. Man könnte denselben nämlich auch für die Fortsetzung des Malmkernes halten. Das scheinbare Auskeilen dieses Bandes nach unten (links in der Projektion Fig. 4, Taf. III), wie es bei guter Beleuchtung einigermaßen erkennbar ist, hat mich aber veranlasst es ebenfalls als eine synklinale Schrattenkalkzone aufzufassen. Wo es nach Westen aufhört, hätte dann das Abwitterungsprofil hinter seine Muldenumbiegung gegriffen.

## Brüche.

Nicht unerwähnt seien die verschiedenen Brüche, welche den Flimserstein betroffen haben. In der Landschaft am besten ausgeprägt ist derjenige von Pala de Porcs<sup>1)</sup>. Die Rutschfläche der Verwerfung ist im Schrattenkalk deutlich aufgeschlossen. Sie fällt im unteren Teil 40° SSW, nach oben wird sie allmählich flacher. Die Streichrichtung ist schlecht bestimmbar, da die Rutschfläche nicht ebenflächig in die Tiefe sticht, sondern infolge grosser, flacher Rutschkehlen wellig verbogen erscheint. Sie weist aber nach WNW. Gegenüber dem Nordflügel ist der Südflügel um zirka 20—25 m gesunken. Rothpletz verlängert diese Verwerfung über Segnes sut und Ofen bis zum Kalkstöckli am Panixerpass<sup>2)</sup>. Ein Nachweis für diese grosse Erstreckung lässt sich aber nicht aufbringen. In Segnes sut ist keine Störung mehr festzustellen; die Verwerfung hat vielmehr nur lokalen Charakter und bleibt auf den Flimserstein beschränkt.

Unter der glatten Rutschfläche schlägt man eine harte, rot angewitterte Dislokationsbreccie an, bestehend aus lauter Schrattenkalk, der durch spätigen Calcit verheilt ist. Nach oben ist die

<sup>1)</sup> Pala de Porcs heisst der Aufstieg von Casons auf den Flimserstein bei P. 2568 m. Das Gelände, das die Siegfriedkarte mit diesem Namen belegt, heisst Gondas de Casons.

<sup>2)</sup> Vergl. Lit. 12, Karte 1:100,000.

Dislokationsbreccie in eine Schratzenkalkbank zu verfolgen, welche in ihrem Liegenden von einer zweiten Rutschfläche begrenzt wird, die zirka 30° SW-Fall zeigt. Diese Bank stellt zwischen den beiden Bruchflächen ein Klemmpaket dar, das nach unten, wo die beiden Brüche konvergieren, in die eben erwähnte Dislokationsbreccie übergeht. Ob die beiden Brüche in die Kappe des überschobenen Verrucano fortsetzen, ist an Ort und Stelle wegen Schuttbedeckung nicht feststellbar. Aus grösserer Entfernung gesehen, sieht es aus, als ob der Verrucano ebenfalls von der Verwerfung betroffen sei; dieselbe ist also jünger als die Glarnerüberschiebung.

Eine Fortsetzung des Bruches über das Plateau des Flimsersteins hinweg konnte ich nicht feststellen. Die auffällige Ebene westlich P. 2568 m ist möglicherweise durch den hier durchstreichenden Bruch bedingt. Steigt man dagegen auf der Ostseite des Flimsersteins die tiefe Runse hinab, so stösst man wieder auf eine nun aber senkrecht stehende Bruchfläche. Die Verschiebung der beiden Bruchflügel scheint geringer zu sein als auf der Westseite. Die steile Felsrunse, die von hier in die Taltiefe hinunterzieht liegt in der Richtung des Bruches. Weiter östlich ist eine direkte Fortsetzung des Bruches von Pala de Porcs nicht mehr zu finden.

Landschaftlich wenige bedeutende Brüche lassen sich noch weiter auf der Westseite des Flimsersteins feststellen. Ein solcher liegt nördlich ob Casons sura, ein anderer durchsetzt die Kreidewände unter dem Gipfel 2568 m. Beide sind unbedeutend. An letzterem stösst am Fusse der Felswände, wo eine Höhle unter der Bruchfläche herausgewittert ist, noch Öhrlikalk an Öhrlikalk ab. Eine weitere Störung der Kreideschichten trifft man beim Aufstieg durch die Felsen von Preuls (P. 1721 m) nach Darbleuna an der Südwestecke des Flimsersteins; sie ist durch eine Felshöhle in den untersten Kreideschichten angedeutet. Eine einheitliche Bruchfläche fehlt hier, mehrere kleine Brüche haben ein westliches Abbiegen der Schichten, wie es von Flims aus sichtbar ist, zustande gebracht. In dem dunklen Hintergrund der Höhle sieht man wie eine Lage stark zerknitterter und gefalteter schwarzer Schiefer in flacher Lagerung über steilgestellte gleiche Schiefer und Kalke hinübergreift. Es ist die bituminöse schwarze Schiefereinlagerung, welche am Flimserstein an der Basis des Öhrlikalkes vorkommt.

Andere kleine, innere Verschiebungen haben den grossen und steifen Klotz des Malmkernes betroffen. Beim Aufstieg auf den Flimserstein über Pinut hat man Gelegenheit verschiedene solche kleine Dislokationen an Rutschflächen festzustellen.

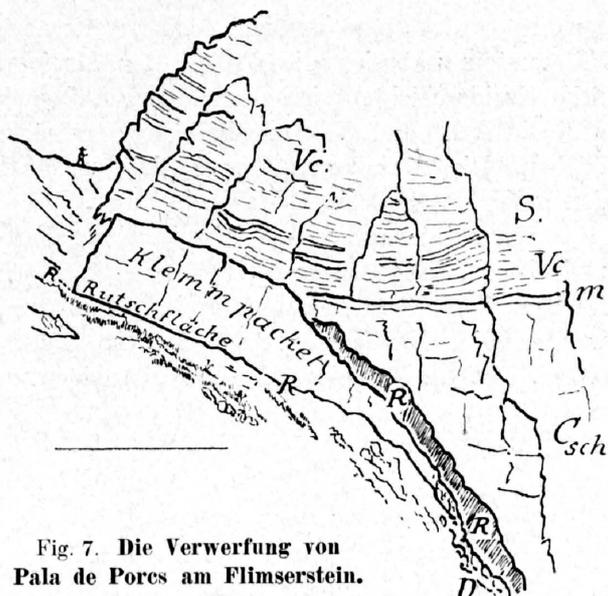


Fig. 7. Die Verwerfung von Pala de Porcs am Flimserstein.

- |   |  |
|---|--|
| Vc. = Verrucano (grüner Schiefer mit braunen Dolomitlagen). | m = gelblich metamorphosierter Schratzenkalk, zirka 20 cm. |
| Csch = Schratzenkalk.                                       | R = Rutschfläche.  |
|   | D = Dislokationsbreccie.                                   |

### Die östliche Fortsetzung der Flimsersteinfalte und ihr Gewölbekern.

Durch das tiefe Tal von Bargis geschieden, erhebt sich gegenüber der Ostfront des Flimsersteins der lange Bergrücken des Tschopp. Er ist die tektonische Fortsetzung des Flimsersteins. Auch hier ist keine Lagerungsumkehr<sup>1)</sup> mit Dogger als Deckschichten vorhanden.

<sup>1)</sup> Vgl. Lit. 7, pag. 154 u. ff.

sondern es liegt eine weitausholende, stark nach Norden überliegende Falte vor. Gegenüber dem Flimserstein hat sich dieselbe in der Streichrichtung um zirka 400 m gehoben. Beinahe sämtliche Kreideschichten sind deshalb durch Denudation verschwunden. Nur in einzelnen Fetzen ist der Öhrlikalk und Valangienkalk im Gratrücken des Tschopp und am Crap Matts erhalten geblieben. Die Auflagerung der Kreide auf die hellen Malmplatten ist schon aus weiter Ferne an den gelbbraunen Schutthalden erkennbar.

Einen interessanten Aufriss in dieser Falte bietet der Kessel, der zwischen Tschopp und Crap Matts ausgewittert erscheint. Nach Süden ist derselbe durch einen zirka 15 m hohen Rücken von Tithonkalken (einzelne Korallen) abgeschlossen. Dahinter liegt eine ansehnliche wannenartige Vertiefung, nach der die Gehänge allseitig zufallen. Es ist ein regelrechtes Kar (vergl. Fig. 8). Im Liegenden der abschliessenden Tithonbarre konstatiert man 2 m Gault, dann

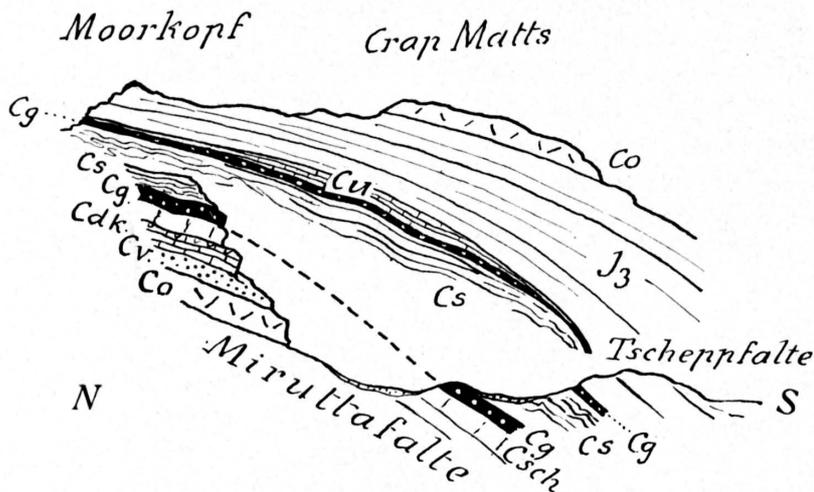


Fig. 8. Lagerungsverhältnisse im Kar zwischen Crap Matts und Tschopp.

<i>Cs</i> = Seewerschichten.	<i>Cv</i> = Valangienkalk.
<i>Cg</i> = Gault.	<i>Co</i> = Öhrlikalk.
<i>Csk</i> = Schrattenkalk.	<i>Cu</i> = Untere Kreide überhaupt.
<i>Cdk</i> = Drusbergsh. und Kieselkalk.	<i>Js</i> = Malm (Tithon).

zirka 20 m Seewerkalk und wieder Gault, welcher letzterer die Vertiefung in einem sanften Rücken durchzieht. Dieser letzte Gault gehört, wie wir später sehen werden, einer tieferen Kreideschuppe an. Der südlichere Gaultstreifen nimmt seitwärts nach E und W rasch an Mächtigkeit ab. Folgen wir ihm in die Felsen des Crap Matts, so führt er uns unter eine gut ausgeprägte Überschiebungsfläche, die bis auf die Höhe des Grates beim Moorkopf zu verfolgen ist. Mit glatter Rutschfläche (zirka 30° Südfall, höher oben flacher werdend) liegt hier Tithon auf Gault. Nach einigen Schritten schalten sich noch echinoder-

mische Schrattenkalke und weiter nicht erkennbare Kreidekalke zwischen beide ein. Wir haben hier den völlig zerrissenen Mittelschenkel der Tschopp-Crap Mattsfalte vor uns.

Die gleiche Feststellung, dass bei der Auswalzung von sämtlichen Kreidekalken exklusive Seewerkalk der Gault am längsten auszuharren vermochte, lässt sich auch auf der Westseite des Tschopp im Lavadignastale machen. Beim Aufstieg von Mirutta nach dem Tschoppgrat hinauf stösst man in zirka 2600 m auf ein dünnes Bändchen der braunen Gaultschichten. In den höheren Teilen, in der Nähe der Stirne, scheint dieser verkehrte Gault am Tschopp zu fehlen. Auf der Crap Mattsseite dagegen überschreitet er den Grat Moorkopf-Tschopp zirka 20 m unter dem Steinmann des Moorkopf (2941 m) und tritt um die Ecke in die Ostwände des Crap Matts hinaus, wo die ganze Falte durch das Lawoital von der Stirne bis zur Wurzel angeschnitten ist (Fig. 6, Taf. III). Versparen wir aber diesen „tektonischen Coup“ bis wir die tiefere Miruttaschuppe vom Flimserstein bis hierher verfolgt haben!

Die Stirne der Crap Matts-Tschoppfalte kommt nordwärts des plateauförmigen Tschoppgipfels (2943 m) unter die gerade Linie der Verrucanoüberschiebung zu liegen (vergl. Fig. 2, Taf. IV). Mit der Annäherung an dieselbe geht der durchwegs schon stark veränderte Malm in reinweissen, körnigen Marmor über. Tektonisch entspricht diese Stelle genau der Stirnumbiegung der rechtseitigen Falte von Segnes sut. Hier wie dort sieht es aus, als ob die Gesteine der Kreide-Malmfalte sich nordwärts unter der Überschiebung allmählich „auspinseln“. Man erkennt keine Grenze zwischen sogenanntem Lochseitenkalk des Mittelschenkels und den wohl mitgeschleppten Jura- und Kreideschichten unserer Falte und kann deshalb hier den Lochseitenkalk für den ver-

walzten Malm mit Kreide der grossen unterliegenden Falte halten. Die stürmische Faltenbildung der Nordwände des Flimsersteins ist am Tschepp nicht mehr vorhanden. Echten Rötidolomit fand ich auch hier keinen.

Von dem Rücken des Tscheppgrates steigt man südlich talwärts immer auf einförmigen Tithon- und Quintnerkalken zur Tiefe. Clivage und Schichtung fallen ziemlich parallel zirka  $25^{\circ}$  S, weiter unten wird das Fallen etwas steiler. (Bei Pures und Munts E-W-Streichen mit  $35-40^{\circ}$  Südfall.) Eine häufig wiederkehrende Klüftungsrichtung streicht NNW und steht beinahe saiger. Durch Clivage entstehen besonders in den oberen Teilen der Falte aus den hellen Tithonkalken dünnschiefrige, leicht verwitterbare Platten (Platta alva = weisse Platten, Mittelsäss der Alp Mora).

Diese eintönigen Verhältnisse ändern zwischen Trins und Tamins, wo die ältesten Glieder der Flimserstein- resp. Tscheppfalte zutage treten: Verrucano. Trias und Dogger. Der Verrucano findet sich in seinen verschiedenen Varietäten in relativ guten Aufschlüssen hinterhalb des Dorfes Tamins. Zwischen Anstehendem und Terrasse lässt sich zum Teil an der Poststrasse von W nach E folgendes Profil verfolgen:

Rötidolomit. Streichen:  $E 10^{\circ}$  S. Fallen: sehr steil bis fast saiger (die oberen Bänke biegen sogar schwach nach S um). Klüftung N-S mit  $80^{\circ}$  E-Fall, strassenaufwärts allmählich kleinerer Winkel. Mächtigkeit nicht bestimmbar, oberer Rötidolomit abgewittert.

Wechsellagerung von Dolomit und hellgrünen, schwachsandigen Schiefern.  $1-1\frac{1}{2}$  m. Quarzsandstein (?), weiss, rostig angewittert. 1 m.

Verrucano:

Grüner Epidotchloritschiefer, intensiv geschiefert, kleinere Brüche, zirka 40 m.

Dioritporphyritische Einlagerung  $\frac{1}{2}$  m.

Übergang in 2 m Epidotchloritschiefer.

Dioritporphyrit, Lawoibach; Schuttbedeckung.

Epidotchloritschiefer, zirka 2—3 m.

Grauer, dichter Dioritporphyrit mit schöner mikroskopischer Fluidaltextur.

Chloritepidotschiefer. Streichen  $E 15^{\circ}$  S. Fallen  $60-62^{\circ}$  S. Sehr mächtig, auf zirka 200 m anstehend (Steinbruch).

Steigt man von Girsch aus die erste grössere Runse bei Scalaseite hinauf, so stösst man auf einige Doggerköpfe über denen Quartenschiefer mit Ottrelithschiefern und eine hohe Rötidolomitwand folgen. Die ganze Schichtserie des durchgangenen Profils gehört also einem Gewölbe an, der Taminser Verrucanofalte. Dasselbe ist nach N schwach überliegend. Der Gewölbeschenkel ist im Rötidolomit bei Tamins sehr steil gestellt, nimmt aber nach oben im Munt Hämmerli flachere Lage ein und greift dem Grösserwerden der Falte entsprechend etwas weiter nach Norden. Längs der Poststrasse wird das steile Südfallen ebenfalls gelinder (durchschnittlich  $40^{\circ}$ ), ist aber sehr leicht mit der noch ausgeprägteren Klüftung zu verwechseln. Diese streicht aber N-S bis NNW-SSE. Gegen Trins wird die Falte rasch niedriger, so dass die Gewölbeumbiegung im Rötidolomit in geringer Höhe über P. 900 m (Muntadiras) ergänzt werden darf. Zwischen der Brücke über den Maliensbach und Muntadiras sind an der Strasse die verkehrt gelagerten Quartenschiefer (Ottrelithschiefer) und der quarzitisches untere Dogger aufgeschlossen. Sie gehören einer nordwärtsfolgenden spitzen Mulde an.

Die westliche Fortsetzung des Rötidolomitgewölbes liegt in dem Rücken, der die Burgruine Hohentrins trägt. Die entsprechende Mulde ist unterhalb der Kirche von Trins in verschiedenen Quartenschieferaufschlüssen nachweisbar. Das Dorf Trips liegt auf den nächst höheren Doggerschichten (Eisensandstein), die seinem Boden die rotbraune Farbe verleihen.

Auf das erste Gewölbe folgt nördlich ein zweites, das im Maliensbach sowie oberhalb Trins festzustellen ist. Im Maliensbach folgt aufwärts nach dem Dogger an der Strasse Quartenschiefer (steiler gestellt und mit einer liasähnlichen 1 m mächtigen Kalkbank), Dogger und wieder Quartenschiefer, die von dem vorigen Dogger seitlich wieder überlagert werden. Die oberen Quartenschiefer kommen im Bach auf eine grössere Strecke mit einer groben Dolomitreccie zum Aus-

strich. Die einzelnen Komponenten erreichen bis 30 cm Durchmesser und sind ihrerseits ähnlich einer Dislokationsbreccie wieder in einzelne Stücke zerborsten. Das Zement ist Quarz, Serizit und Dolomit. Eine normale Trias Doggerserie liegt also vor uns. Sie gehört in den Rücken eines Gewölbes. Die Umbiegung selbst ist oberhalb Trins in Dogger und Malm noch zu finden. Direkt nördlich über der kleinen Transformatorstation des Dorfes durchquert der steile alte Weg nach Fastage den Eisenoolith und die Echinodermenbreccie, die von typischem Schiltkalk überdeckt werden. Man steht auf dem Eisenoolith im Wege gerade auf dem nördlich vorgreifenden Doggerkern, also an der Gewölbeumbiegung, denn weiter aufwärts folgt nur Schiltkalk, der auch unter den Dogger einzufallen scheint.

Weiter westlich ist das Anstehende von Moräne bedeckt. Ein letztes Mal westlich kommt der Eisensandstein an der Ecke von Porclas zum Vorschein. Noch weiter westlich ist dann das allmählich sinkende Gewölbe ebenso wie dasjenige von Hohentrins unter dem Flimsbergsturz begraben.

Wir stellen also fest, dass zwischen Trins und Tamins der wenigstens in zwei Gewölbe gedoppelte Kern der grossen Kreide-Malmfalte des Tschupp-Flimsenstein blossgelegt ist.

### Die Schuppe von Maliens.

Nördlich Trins liegt auf dem weiten Malmrücken des Tschupp in Maliens ein Doggerrelict, das auch von *Alb. Heim*<sup>1)</sup> erwähnt wird und in dem verkehrten Mittelschenkel der „Südfalte“ einbezogen wurde. *Rothpletz*<sup>2)</sup> verbindet diesen Dogger zu einer der Tschuppffalte südlicheren Falte.

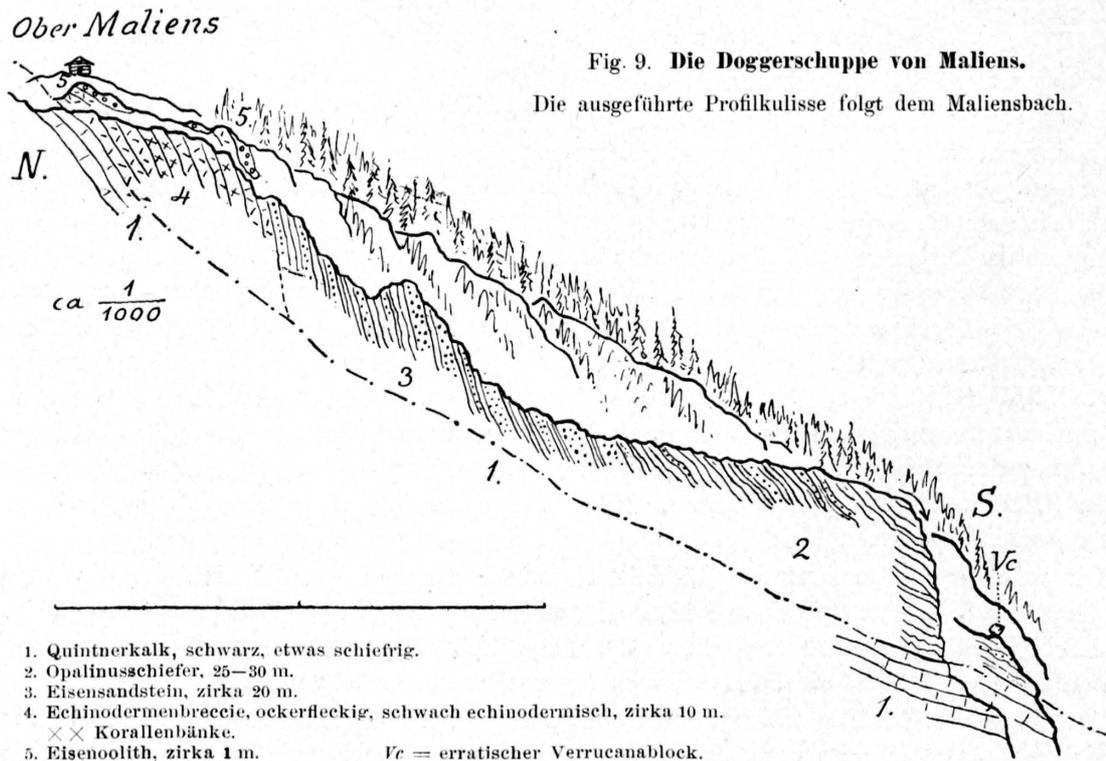


Fig. 9. Die Doggerschuppe von Maliens.

Die ausgeführte Profilkulisse folgt dem Maliensbach.

<sup>1)</sup> Lit. 7, pag. 155. Profil Nr. 14, Taf. II.

<sup>2)</sup> Lit. 12, pag. 155. Atlas Taf. IV, Fig. 2.

Die Fazies des Doggers von Maliens stimmt mit derjenigen von Vättis, Ramuztobel und Trins ziemlich überein. Einzig die Echinodermenbreccie ist durch Übergang in mehr korallogene Ausbildung bedeutend mächtiger geworden. Die Lagerung ist eine normale. Eisenoolith liegt in Ober-Maliens schwach nach S. einfallend über der gelbgefleckten Echinodermenbreccie. In der Echinodermenbreccie und besonders im Eisensandstein wird das Südfallen bedeutend steiler ( $60-70^\circ$  S), um weiter unten wieder geringer zu werden ( $30-35^\circ$ ). Die Auflagerung des untersten Dogger auf den Malm ist im Maliensbache aufgeschlossen. Spuren einer verkehrten Schichtfolge sind innerhalb des Doggers keine vorhanden; es liegt eine regelrechte Überschiebung von Dogger auf Malm vor. Eine Zone spätigen Calcits im Kontakt von Malm und Eisensandstein deutet auf die mechanischen Wirkungen derselben. Die unterliegenden Malmschichten sind schwarze, etwas schieferige Quintnerkalke. In einem kleinen Aufschluss am Wege glaube ich Schiltkalk gefunden zu haben. Er liegt so, dass er als normales Hangendes des Eisenooliths auch der Doggerschuppe zuzuzählen wäre. Was dagegen vom Malm über dem Eisenoolith in Ober-Maliens noch der Schuppe zuzuzählen ist, ist schwierig zu sagen. Die Quintnerkalke fallen wie gewöhnlich in Schichtung und Clivage nach S, eine Trennung des Malm der Maliensschuppe und der Tscheppfalte ist nicht durchzuführen.

Wo liegt nun die Wurzel dieser Doggerschuppe? *Rothpletz*<sup>1)</sup> fasst das Gewölbe von Hohentrins als „basalen Teil“ eines gegenüber der Tscheppfalte nächst höheren „Sattels“ auf. Nach Übersicht der lokalen Verhältnisse möchte ich aber die Wurzel einer solchen Maliensfalte weiter südlich vermuten.

In der Rheinschlucht, da wo der Maliensbach in den Vorderrhein mündet, folgt über dem hier in der Tiefe steiler ( $70-75^\circ$  S) stehenden Rötidolomit von Hohentrins noch einmal Verrucano. Die in den Rhein hineinragenden Verrucanoriffe streichen E-W mit  $40^\circ$  S-Fall. Sie setzen auf die andere Seite des Rheins hinüber und werden unter der Ruine Wackenau von den Flimser Bergsturzmassen überlagert. Das Gestein ist so sehr geschiefert und verwittert, dass es kaum mehr sicher deutbar ist. Links des Maliensbaches sind es stark sericitisierte, grüne Schiefer, wohl eine stark metamorphe Ausgabe der Taminser Epidotchloritschiefer. Rechts des Baches steht ein weisses, quarzreiches, sericitisches Gestein an, das man mit den ähnlichen Quarzsandsteinschiefern des Lawoitobels (Profil pag. 39) vergleichen kann. In der Enge des kleinen Malienstobels schaltet sich noch eine Bank Rötidolomit ein, die durch eine Kluft von dem Rötidolomit von Hohentrins geschieden ist. Eine kleine Trias-Verrucanoschuppe scheint hier also gewissermassen an das Gewölbe Tamins-Hohentrins herangedrückt. Ich halte es für den Kern einer Falte, deren Dogger wir soeben in Maliens kennen gelernt haben: der Maliensfalte.

Anderthalb Kilometer weiter östlich stossen wir ebenfalls an der Linie der rhätischen Bahn im sogenannten Fasortastein unterhalb Planezzas auf eine verkehrte Triasserie (Fig. 2, pag. 12). Unter  $45^\circ$  südfallendem Rötidolomit folgen Quarzsandsteine und Ottrelithschiefer in schönster Ausbildung. Die Ottrelithe verraten schon die Quartenschiefer.

In ihrer Fortsetzung ist diese Trias nicht weiter verfolgbar. Man darf sie aber wohl der Verrucano-Rötischuppe von Wackenau angliedern. In diesem Falle würde die allgemeine ruhigere Lage darauf hindeuten, dass die Maliensfalte nach E rasch sich senkte und weniger gestörte Form annahm<sup>2)</sup>.

Erst südlich dieser Maliensfalte folgen die Faltenstummel helvetischer Fazies, welche durch das Profil des Hinterrheins unter der Grundmoränendecke von Bonaduz aufgeschlossen sind, und über welchen dann die Bündnerschiefer in anomalem Kontakt liegen. (Penninische Überschiebung.) *P. Arbenz* und *W. Staub*, denen wir eine eingehende Untersuchung dieser Wurzelregion verdanken, sind geneigt, in denselben noch eher den „südlichsten Gürtel des Autochthonen als die Wurzel der Glarnerdecke“ zu vermuten<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> Lit. 12, pag. 155.

<sup>2)</sup> Die Möglichkeit, dass die verkehrte Trias des Fasortasteins einem nördlicheren kleinen Gewölbe angehört und somit der Verrucano von Wackenau südlich davon vorbeistreicht, ist auch nicht ausgeschlossen.

<sup>3)</sup> Vergl. Lit. 22, pag. 44 u. ff.

Von W nach E haben wir nun eine erste, südliche Faltenzone verfolgt. An diese Wanderung schliesse sich in gleichem Sinne eine zweite, auf der wir die nächst nördlicheren, d. h. tieferen Falten kennen lernen werden.

## Das Kreidegebiet der Trinseralpen.

Den Muldenschenkel der Flimsersteinfalte haben wir auf der Nordseite des Flimsersteins verlassen. Bevor aber die Kreideschichten desselben die linke Talseite bei Raschiglus erreichen, beschreiben sie eine gewölbeartige Aufbiegung, deren Scheitel über den Talbach zwischen Tschanonca und Raschiglus zu liegen kommt. Im Aufstieg von Rusna nach Raschiglus sieht man am Wege besonders deutlich im Kontakt von Valangienkalk und Kieselkalk den dadurch verursachten Nordfall der Kreide.

Ein für sich abgeschlossenes Kreidegebiet bilden die Hügel der Trinseralpen Raschiglus und Surcruns. Wie aus der Karte ersichtlich, nehmen hier Seewerkalk und Gault grössere Flächen ein. Kommt man von unten, so bietet sich im ersten rechtseitigen Nebenbach zum Saxbach (Bach von der Trinserfurka herunterkommend) eine Schichtfolge, welche als Ausgangspunkt für die tektonische Beschreibung diene. Da, wo der Weg über den Saxbach setzt, stehen die gelben Kalke der Drusbergsschichten an. Darüber folgen in dem genannten Seitenbache 8—10 m Schrattenkalk. Auf einige Erstreckung fliesst der Bach in Gault (fossilienreiche Turrilitenschichten). In Übergang folgt der Seewerkalk.

Interessantere Lagerungsverhältnisse bietet das Profil des nächst höheren ebenfalls rechtsseitigen Nebenbaches. Schwach nach NW ansteigend zieht sich die soeben erwähnte Kreide bis in diesen kleinen Bach hinan, wo sie steil aufgerichtet erscheint. Näher hinzutretend sieht man, dass der Schrattenkalk, der gerade unter dem kleinen Wasserfall liegt, von Gault umhüllt, einen kleinen Gewölbekern bildet. Die im Mittelschenkel dieser kleinen Falte liegenden Seewerkalke sind stark wellig verbogen und fallen 70° SE mit Streichen E 40° N. Das Spiegelbild zu dieser Falte findet sich auch auf der Seite von Surcruns, wo das den Gewölbekern repräsentierende Schrattenkalkbändchen nur 1—1½ m Mächtigkeit besitzt. Die Drusbergsschichten treten beiderseits nur wenig in den innersten Kern der Falte.

Der von hier nordwärts ansteigende Muldenschenkel bildet wieder den Rücken einer ihrer tektonischen Lage nach nächst tieferen Falte. Gut aufgeschlossen und in den Alpweiden als dunkle Felsbänder erkennbar zieht der Gault beiderseits über dem Saxbach entlang. In der Tiefe des Bachlaufes selbst bleibt immer Schrattenkalk aufgeschlossen (vereinzelt Nerineen). Über diesen Schrattenkalk legt sich etwas höher oben der Gault deutlich in Gewölbeform. In einer ziemlich tiefen Schlucht hat der Bach dieses Gewölbe, das auch oberflächlich einen Rücken bildet, durchschnitten. Im Gegensatz zur südlicheren scheint diese neue Falte bedeutend „zahmer“ zu sein.

Kompliziertere Faltung folgt noch weiter bachaufwärts. Ein kleiner rechtsseitiger Zufluss (der dritte auf der Karte) kommt aus Seewerkalk und Gault und mündet in unseren Saxbach auf

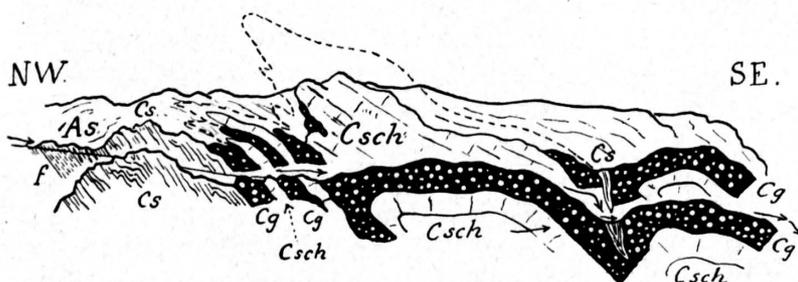


Fig. 10. Die obersten Kreidefalten im Saxbach.

f = Foraminiferenschiefer. As = Assilinengrünsand. Cs = Seewerkalk.  
Cg = Gault. Csch = Schrattenkalk.

dem Übergang zwischen Seewerkalk und Turrilitenschichten. Fig. 10 zeigt die mehrmalige Aueinanderfolge von Schrattenkalk und Gault und gibt zugleich die Deutung der Lagerungsverhältnisse. Rechts ist noch das soeben erwähnte zweite Gewölbe dargestellt. Auf dieses folgt ein

weiteres, das ebenfalls Schrattenkalk im Kern aufgeschlossen zeigt, der aber bedeutend höher emporgefaltet ist. Unter dieser Falte folgt noch zweimal Schrattenkalk und dreimal Gault in geringer (1—2 m) Mächtigkeit und ebenfalls in reduzierter Mächtigkeit der Seewerkalk (Streichen E 20° S, Fallen 40° SSW).

Nach der Trinserfurka (2489 m) zu und ebenso auf der Nordseite derselben kommt keine Kreide mehr zum Ausstrich. Was uns aber das Profil längs des Saxbaches gezeigt hat, genügt, um den tieferen Verlauf der Kreide unter dem mächtigen Flyschmantel beurteilen zu können. Etagenförmig wird sich hier Falte auf Falte legen, wie dieses schon in den ältesten Profilen durch das autochthone Gebiet der Glarneralpen schematisch aber richtig dargestellt worden ist.

Die Falten des Saxbaches sind in ihrer Streichrichtung nicht weiter verfolgbar.

In der Alp Surcruns ist es der Seewerkalk, der die ganze hügelige Oberfläche zusammensetzt. Die übrige Kreide zieht am Südrand der Alp unter der Hütte (2263 m) um die Hochfläche herum. Im Hintergrund von Plaun dils Bots nimmt der Gault einen bedeutenden Teil der Oberfläche ein. Es überrascht, wenn man auf der Suche nach dem Autochthonen dieses hier schon in einer Höhe von 2600 m antrifft. Wir befinden uns aber eben wieder im Rücken einer der autochthonen Vorfalten; durch mehrmalige Repetition solcher Falten hat sich die autochthone Schichtserie in diese Höhe geschwungen. Auf die Nordseite der Bergkette sticht diese Kreide auch nicht durch, die Umbiegung liegt wohl im Innern des Berges. Ob hier eine der Kreidefalten des Saxbaches vorliegt, ist nicht zu entscheiden. Es könnte höchstens die nördlichste sein. Über die östliche tektonische Angliederung der Kreide von Surcruns soll im späteren Zusammenhange die Rede sein.

Folgen wir nun dem Kreidezug um den Südgrat des P. da Sterls herum, so führt er uns über Culm da Sterls in das kleine Tal, das sich südwärts vom P. da Sterls herabzieht, ich nenne es Val Sterls. Eine kleine Kreidefalte ist hier ausgeschnitten, die sich aber auf der linken und rechten Talseite nicht genau entspricht. Im linksseitigen Gehänge zeichnet sich bei guter Beleuchtung ein aufsteigender kurzer Gewölbeschenkel von Schrattenkalk. Gault findet sich nicht, er bleibt am Ausgange des Tälchens zurück. Auf's neue setzt er dann nach der kleinen Falte im Muldenschenkel wieder ein. Von da weg ist er — abgesehen von Schuttunterbrechung — kontinuierlich verfolgbar.

Rechtsseitig sind die Verhältnisse nicht so übersichtlich. Ein dunkles Band, das über P. 2321 m taleinwärts zieht, möchte man zuerst für Gault halten. Es ist aber der schwarze, spätige Kieselkalk mit Quarzkörnchen, dessen Verwitterungsfarbe nur auf Entfernung der des Gault ähnlich sieht. Der Gault aber, ebenso wie die höheren Kreideschichten, zieht zirka 50 m höher oben einwärts. In spitzem Knick setzt er dann plötzlich ab und zieht als dünnes Bändchen in einem zerrissenen Mittelschenkel rückwärts. Im Muldenschenkel haben wir wieder das Spiegelbild der linken Talseite.

Welches mögen wohl die Ursachen sein, die das Fehlen des Gault in der linksseitigen Falte bedingt haben? Sind sie tektonischer oder stratigraphischer Natur? Ersteres scheint mir wegen der Kleinheit und sonstigen Regelmässigkeit der Falte eher auffällig, dürfte aber doch die zutreffende Erklärung sein.

### Die Falte des P. Mirutta.

Auf die Kreide des Val Sterls legt sich nicht definitiv der mächtige Flysch, sondern über einer tiefen Mulde von Seewerkalk und Flysch folgt auf der linken Talseite nochmals eine normale Kreideserie. Schuppenartig legt sich die untere Kreide über die Seewer- und Flyschschichten der Mulde<sup>1)</sup>. Einen verkehrten Mittelschenkel konnte ich nicht beobachten. Die normale Schichtfolge durchgeht man beim Aufstieg über den Südgrat auf den P. Mirutta (Fig 1, Taf. IV). Zu unterst an der Waldgrenze in zirka 1900 m steht noch Malm an. Es ist ein staubig-mehlig

<sup>1)</sup> Diese Falte erwähnt und zeichnet auch *Rothpletz* (Lit. 12, pag. 155, und Atlas Taf. IV, Fig. 3), verbindet sie aber unrichtig mit der tektonisch höheren Tscheppfalte auf der linken Seite des Lavadignastales.

verwitternder, stark metamorpher heller Schiefer, der bei jedem Schlag zerfällt. Die höhere Lage des Malm über der nach der Tiefe des Bargisertales sich hinunterziehenden Kreide des Val Sterls zeigt, dass sich also auch noch Jura an der Kreidefalte des P. Mirutta beteiligt. Dieser Malm zieht sich nicht mehr weiter nördwärts. Darüber folgt ein hell anwitternder Echinodermenkalk, dessen häufige *Pentacrinus*stielglieder mich denselben schon anfangs mit dem gleichen bei Muotta bella (P. 2438 m) auf dem Flimserstein parallelisieren liessen. Dass hier aber sicherer Öhrlikalk vorliegt, konnte ich erst relativ spät an Hand einiger analoger Profile entscheiden. Wie auf dem Flimserstein, so folgt auch hier darüber ein ebenfalls etwas echinodermischer, hellbraun anwitternder Kalk mit Muscheln, der Valangienkalk. Als dunkles Band zieht der Kieselkalk (auch Muscheln führend) quer über den Grat mit zirka 10° S-Fall.

Nach oben geht er in die Drusbergschichten über. Besonders gut sind in einem hervortretenden Felskerker Schrattenkalk und Gault erkennbar. Der Seewerkalk bildet Schutthalden lauter klingender Kalktäfelchen. Die runde Gipfelkuppe des P. Mirutta trägt noch eine Kappe von Eocän. Es sind zerknitterte, schwarze Tonschiefer voller Calcitadern.

Deutlich erkennt man von hier in der Ostwand des Flimsersteins die spitze Falte wieder, welche wir im Muldenschenkel der Flimsersteinfalte gefunden haben. Wir befinden uns in ihrer Fortsetzung in der Streichrichtung; sie hat sich von W nach E entsprechend der südlicheren, nächst höheren Flimserstein-Tscheppfalte gehoben.

Durch den Einschnitt des Lavadignastales erhält man auf der Westseite des Tales ein beinahe normales, gut aufgeschlossenes Profil durch diese Miruttafalte. Eine mir nicht sicher deutbare Unregelmässigkeit stört hier aber das sonst klare Bild. Unter der normalen Schichtserie, die sich durch die hohen Felswände zieht, folgt an der Basis derselben ein helles Kalkband von Aussehen und Mächtigkeit des Schrattenkalkes. Von N nach S nimmt seine Mächtigkeit allmählich zu bis es an einer glatten Verwerfungsfläche plötzlich aufhört, allseitig von schiefrigem Seewerkalk umgeben. Liegt hier der in Schrattenkalk erhalten gebliebene Mittelschenkel der Miruttafalte vor? Die Deutung ist vielleicht richtig, obwohl im Liegenden kein Gault auffindbar ist. Warum aber das plötzliche Aufhören nach Süden an einem kleinen Bruch? Dieser setzt in die höheren Schichten nicht nachweisbar fort; nach unten scheint er aber nach Beurteilung der Geländeform bis in den Talbach fortzusetzen. Man könnte dieses Band auch als eine abgerissene allseitig in Seewerkalk gewickelte Schuppe betrachten, wie wir ähnliche in der Ostwand des Crap Matts noch kennen lernen werden.

Entsprechend der rechten Seite von Lavadignas folgt auch auf der Seite des Tschepp über der dem Malm aufliegenden Kreideserie eine zweite in normaler Lagerung. Die Falte des Piz Mirutta hat hier ihre natürliche Fortsetzung. Die nördliche Spitze derselben liegt in den Schutthalden über P. 2548. Der Muldenschenkel zieht in den Hintergrund des Tales. Unter den Moränen des Lavadignasgletschers tritt Gault und Seewerkalk zutage, ja, es zieht sogar Gault und Schrattenkalk deutlich verfolgbar in die linksseitigen Wände unter der Ringelspitze bis in eine Höhe von zirka 2700 m. Der gleiche Fall wie in Surcruns liegt vor: wir müssen uns auf dem Gewölberücken einer Falte befinden.

Doch suchen wir nach der Fortsetzung der Miruttafalte! Den nächst östlicheren Aufriss bietet das schon früher erwähnte Kar zwischen Tschepp und Crap Matts. Es folgt dort unter der Überschiebung des Malm und den Resten eines Mittelschenkels die gesuchte normale Kreide von Seewerkalk bis Öhrlikalk (Fig. 8, pag. 38). Die Lagerung ist klar. Beiderseits ziehen die durch die konkave Nische des Kars entblösten Kreidestufen zur Tiefe und tauchen unter Schutt und Alluvionen. Die Mulde zwischen Tschepp- und Miruttafalte weitet sich nach oben und Norden rasch, so dass den Seewerschichten eine grosse Mächtigkeit zukommt. Flysch und Assilinengrünsand scheinen aber nicht in den noch erhaltenen Teil der spitzen Mulde einzutreten.

Durch den Steilabbruch des Grates Moorkopf-Tschepp gegen den Taminsergletscher ist eine günstige Frontansicht dieser Verhältnisse geschaffen. Vom Taminsergletscher südwärts schauend (Fig. 11), erkennt man sofort den Gault und den Schrattenkalk der spitzen Miruttafalte wieder. Nach rechts keilen beide allseitig von Seewerkalk umgeben allmählich aus. Der Verlauf

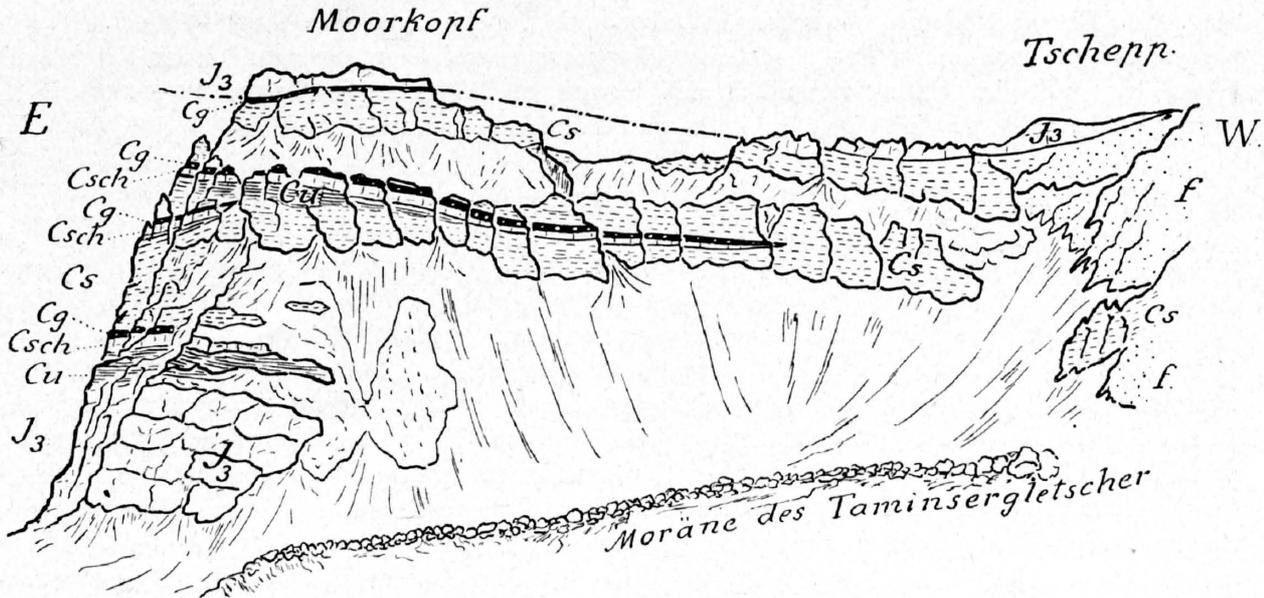


Fig. 11. Die Überschiebung des Tschopp-Crap Matts und die Miruttaschuppe.

Aufriss in der Streichrichtung. Gesehen von Norden.

*f* = Flysch. *Cs* = Seewerschichten. *Cg* = Gault. *Csch* = Schrattenkalk. *Cu* = untere Kreide. *J<sub>3</sub>* = Malm.

der Felswände, die mit der Faltenstreichrichtung einen kleinen, spitzen Winkel bilden, bedingt — zusammen mit dem Kleinerwerden der Falte — dieses Aufhören nach Westen. Ostwärts dagegen nimmt das Band des Schrattenkalk-Gault allmählich zu, d. h. es werden immer mehr südlichere Teile der Falte angeschnitten. Um die Ecke des Moorkopfes herum verfolgt man den Schrattenkalk mit dem braunen Gaultsaum im Hangenden in die weite Mulde der Ostwand des Crap Matts. Der Einblick, den diese gewaltigen Felswände in den Gebirgsaufbau gewähren, gehört zu den schönsten und überraschendsten tektonischen Bildern der ganzen Gebirgsgruppe.

Fig. 6, Taf. III, soll die tektonisch komplizierten Verhältnisse der Ostwand des Crap Matts veranschaulichen: Zwischen dem in Überschiebung (vergl. pag. 38) den jüngeren Schichten aufliegenden Malm der Tschoppfalte und dem Malm der Tiefe des Lawoitalles liegt eine weite, grosse Kreidemulde von äusserst zusammengesetzter Natur. Es ist kein einfaches „Zurückbiegen... über sich selbst“<sup>1)</sup>, das hier den Bau beherrscht, sondern eine ungestüme Falten- und Schuppenbildung schaltet sich zwischen die beiden Malmkomplexe. Schuppe legt sich auf Schuppe mit jeweilen schwachen Andeutungen eines zerrissenen Mittelschenkels. Am schönsten und in Dimension am grössten ausgebildet ist die oberste Schuppe, die Falte des Piz Mirutta. Die darüberliegende schön geschwungene und mehrmals gefaltete Muldenumbiegung ist im Schrattenkalk diskordant abgeschert durch die Überschiebungslinie des Malm der Tschoppfalte. Ebenso haben die tieferen Kreidestufen der Miruttafalte keine Fortsetzung in den Mittelschenkel; sie stossen am Malm mehrfach gefaltet plötzlich ab. Einzig der Gault scheint, wie auf der Westseite des Crap Matts durch Begehung feststellbar ist, unter dem in Überschiebung ausgearteten Mittelschenkel eine Fortsetzung zu haben. Ausgeschlossen ist es auch nicht, dass tiefere Kreidekalke in abgerissenen Fetzen vorhanden sind. Ihnen aber in die Ostwand des Crap Matts nachzugehen, wird man sich hüten!

Unter der Kreide der Miruttafalte folgt ein nach unten scheinbar gänzlich abgerissener Schrattenkalk-Gaultzug. Er nähert sich nach Norden und oben sehr der Miruttafalte (Fig. 6, Taf. III) setzt aber nicht weiter um die Ecke beim Moorkopf. In ihrer tektonischen Lage entspräche diese Schuppe dem nicht sicher zu deutenden Kalkband auf der Ostseite des P. Mirutta

<sup>1)</sup> Vergl. Lit. 7, pag. 158, und Taf. IV, Fig. 7.

(pag. 44). Ein verbindendes Zwischenglied aber zwischen hier und dort fand ich nicht. Diese, ebenso wie die noch tiefer liegende kleine Schuppe sind wohl eher nur ganz lokaler Natur und halten in der Streichrichtung vermutlich nicht länger an. Die Sohle des Lawoitaes sowie seinen Hintergrund setzen die eintönigen Quintner- und Tithonkalke zusammen.

## Die grossen Falten der Panärahörner und der Orgeln.

Die Kreideschichten des Muldenschenkels der grossen „schuppenerfüllten“ Synklinale des Craps Matt haben ihre Fortsetzung nach Norden in einem kleinen Felszug, der den Taminsergletscher in zwei Arme teilt. Der Kontakt von Gault und Schrattekalk ist hier sehr gut zugänglich. Der zirka 12 m mächtige Gault liegt mit scharfer Trennungsfläche auf dem zirka 14 m mächtigen Schrattekalk. Dieser ist nur oberflächlich durch den Gault gewissermassen bräunlich „infiziert“. Ein echter Erosionskontakt (Karren Schlote), ist nicht vorhanden. Entsprechend dem Sinken in der Streichrichtung (nach Westen) fallen die Schichten schwach nach SW, während das eigentliche Fallen senkrecht dazu zirka 35° beträgt. Von hier ziehen sich die Kreideschichten gut verfolgbar nach dem Grat der Panärahörner hinauf<sup>1)</sup>. Auf dem Gipfel des Hintern Panärahorns (P. 3107 m) schlagen wir einen stark metamorphen Seewerkalk. Eine Verrucanokappe ist nicht mehr vorhanden. Die Überschiebungslinie der Glarnerdecken hebt sich also von der Ringelspitze, wo sie in zirka 3080 m liegt, nach E immer noch höher.

Den Gipfel des Vorderen Panärahorns (P. 3062 m) krönt ein Köpfchen von Schrattekalk. Im Liegenden desselben zieht ein zirka 1 m mächtiges Gaultbändchen den Felshang hinunter. (Fig. 6, Taf. III.) Darunter folgt Seewerkalk und wieder Gault mit Turrilitenschichten. Die Kreide erhebt sich also hier noch zu einer kleinen Falte, deren Rücken einst wohl direkt unter die Verrucanoüberschiebung zu liegen kam.

Die tieferen Kreideschichten bilden den weiteren Verlauf des zackigen Grades nach E. Der Malm bricht in einem über 200 m hohen Absturz gegen die Orgeln ab und ist in der Tiefe auf — Seewerkalk überschoben<sup>2)</sup>. (Fig. 7, Taf. III.) Es war also noch nicht die endgültig nach Vättis sich hinabziehende Kreide — wie man aus den frühern Kartierungen entnehmen könnte<sup>3)</sup> —, der wir auf die Panärahörner gefolgt sind, sondern es liegt eine weitere noch tiefere grosse Falte vor. Ihr mächtiger (zirka 200 m) Malmkern löst sich im Hintergrund des sogenannten Ochsentäli von der zusammenhängenden Malmmasse des Schafgrates ab, er liegt ohne eine Spur eines Mittelschenkels auf einer tieferen normalen Kreideserie. Die Malmbänke biegen im innersten Teil des Muldenkerns steil zur Tiefe. Unter ihnen liegen:

6—10 m schiefrige Seewerkalke.	12—14 m Drusbergsschichten und Kieselkalk.
± 3 „ Gault.	6—8 „ Valangienkalk.
± 10 „ Schrattekalk.	? Öhrlikalk und wieder Malm.

Als hohe Felsabstürze lassen sich der überschobene Malm und die Kreide der Panärahörner auf gut 4 1/2 km auf der Nordseite der Ringelspitze bis über den Glaserghletscher verfolgen. Hier spitzen sie sich ziemlich rasch zu, um kurz vor dem P. da Sterls auszukeilen<sup>4)</sup>. (Fig. 3, Taf. V.) Weiter

<sup>1)</sup> Als Panärahörner sind die auf Blatt 402 des Siegfriedatlas unbenannten Gipfel P. 3107 m und P. 3062 m im Ostgrat der Ringelspitze zu bezeichnen. Vergl. Jahrbuch d. S. A. C. Bd. 30, 1894, und Bd. 34, 1898.

<sup>2)</sup> Diese Überschiebung wurde schon von Reallehrer F. W. Sprecher beobachtet und vortragsweise erwähnt. Vergl. Jahrbuch der St. Gallischen naturwissenschaftlichen Gesellschaft, 1907, pag. 175.

<sup>3)</sup> Vergl. geolog. Karte der Schweiz 1:100,000, Blatt XIV, von Alb. Heim, und geolog. Karte des Calanda 1:50,000 von Chr. Piperoff (Lit. 10).

<sup>4)</sup> Inwieweit die Kreide auf der Nordseite des Glaserhorns (P. 3128 m) und der Ringelspitze zum Durchstich kommt, war mir wegen den anhaltenden schlechten Schnee- und Witterungsverhältnissen des Sommers 1910 nicht möglich festzustellen. Ich nehme dagegen an, dass sämtliche Kreidestufen in normaler Lagerung über dem Malm bis zum Glaserghletscher vorhanden sein werden. Dieser Schluss ist gerechtfertigt durch Funde sämtlicher Kreideblöcke (exkl. Gault) in den Moränen des Glaserghletschers.

westlich kommt auf der Nordseite der Ringelgruppe keine Kreide mehr vor. Wir begreifen nun auch die hohe Lage des Gault über dem Lavadignasgletscher (pag. 44) auf der Südseite. Wir befanden uns damals eben auf dem Gewölberücken dieser Falte der Panärahörner. Ebenso gehört sehr wahrscheinlich die Kreide des Val Sterls (pag. 43) und von Surcruns dieser sich dort allmählich erhebenden Falte an.

An den östlichen Absturz der Panärahörner schliesst sich die zinnengekrönte Mauer der Orgeln. Ich fasse die zwei hintersten, d. h. westlichsten, Gipfel als *Hintere*, die fünf mehr oder weniger isolierten östlicheren Felszacken als *Vordere Orgeln* zusammen und nummeriere sie von E nach W I—V und I—II. (Fig. 7, Taf. III.) Die Malmüberschiebung der Panärahörner liegt zwischen Spitze II und I der Hintern Orgeln und streicht über den vorderen Spitzen hinweg. Unter ihr öffnet sich eine weite Mulde von Seewerkalk. Flysch scheint nicht vorhanden zu sein. Die tieferen Kreideschichten lassen sich mit Hilfe des leitenden braunen Gaultbandes aus dem spitzen und steilgestellten Muldenkern des Ochsentäli in schönem Schwunge hinauf in den Fuss der Südwand der Hintern Orgel I verfolgen. Schwach nach E ansteigend durchqueren sie dann die Vorderen Orgeln V—I, an den Schichtabstufungen besonders bei Schneebedeckung schon aus der Ferne erkennbar. Die Kreide wird von einer Malmwand unterlagert, welche ebenfalls im Ochsentäli wurzelnd, nach oben sich rasch verjüngt. Analog dem Malm der Panärahörner ist dieser Malm ebenfalls auf Seewerkalk überschoben. In den Felswänden unter P. 2693 m (= Vordere Orgel II) liegt der noch  $\pm 40$  m mächtige, stark zerklüftete und metamorphosierte Quintnerkalk auf den beinahe unkenntlichen Schiefem des Seewerkalkes, als ob eine normale Schichtreihe vorliege. Auf der dem Calfeusental zugekehrten Seite lässt sich diese Orgelfalte oder besser -schuppe über dem Schuttband des Hochgang noch zirka  $2\frac{1}{2}$  km nach Westen verfolgen. Sie senkt sich nach dieser Richtung allmählich. (Vergl. Fig. 3, Taf. V.) In der Muldenzone zwischen dieser Kreide-Malm-Schuppe der Orgeln und dem Malm der Panärahörner erhebt sich ein weiteres Zwischenglied: wieder eine spitze, wahrscheinlich abgerissene, kleine Kreidefalte. In der Südwand der Hintern Orgel I zeichnet sich deutlich ein helles Schrattenkalkband mit seinem dunkeln Gaultsaum ab. (Fig. 7, Taf. III.) In der Mitte der Wand setzt es plötzlich ab. Nach unten und rückwärts zieht sich ein kurzes Schwänzchen von Schrattenkalk als Mittelschenkel. Eine eigentliche Umbiegung an der Stirne fehlt; es ist wiederum ein scharfes Abknicken wie es schon die P. Miruttafalte zeigte. Auf Taf. II stellte ich diese Falte als abgerissenen Fetzen in der Seewerkalkmulde schwimmend dar. Zu dieser Auffassung gelangte ich, weil ich die normalgelagerten Schichten der kleinen Falte nirgends mit der aus der Tiefe des Ochsentäli aufsteigenden Kreide der Orgeln verbinden konnte. Die Möglichkeit ist übrigens gegeben, dass eine kleine Falte, die sich im Rücken der Orgelfalte erhob, durch die darüber hinwegsetzende grössere Panärafalte von ihrer Wurzel abgerissen wurde.

Unter den Abstürzen des mächtigen, von Malm überlagerten Seewerkalk der Basis der Vorderen Orgeln folgt in der Alp Ramuz die übrige Kreide. Eine untergeordnete kleine Falte unterbricht den regelmässigen Verlauf der nordwärts ansteigenden Schichten. Sie ist einzig in dem westlich der Alphütte (2076 m) herabziehenden Hügelrücken („Augstbühel“) festzustellen. (Fig. 7, Taf. III.) Schrattenkalk kommt über eine kleine Mulde von Gault zu liegen und wird selbst wieder von Gault und Seewerkalk überlagert. Zwischen Ofen (P. 2414 m) und Simel erreicht die Kreide die Kammhöhe zwischen Ramuz- und Calfeusental. Die hier auf dem Grat ohnehin nicht übersichtlichen Verhältnisse lassen sich von dem gegenüberliegenden Drachenberg zusammenhängender verfolgen. (Fig. 8, Taf. III.) Der Gault, der von S her den Grat erreicht hat, zieht beinahe horizontal in die Felsen des in das Calfeusental vorspringenden Rückens hinaus. Dort keilt er allmählich aus. Ein tieferes Gaultband zieht zu obigem parallel und endigt unter dem Ofen. Zwischen beiden lässt sich bei guter Beleuchtung noch eine die auskeilenden Enden verbindende gerade Linie verfolgen, die Richtung des zerrissenen Mittelschenkels. Der Öhrlikalk des Simel<sup>1)</sup>, sowie der Valangienkalk, die Drusbergschichten und der Kieselkalk unter dem Ofen bilden

<sup>1)</sup> Über die Zugehörigkeit der hellen Kalke des Simelgipfels zum Öhrlikalk bin ich nicht ganz sicher.

die Kernschichten dieser letzten und tiefsten Falte. Das untere Gaultband gehört dem von hier in die Tiefe des Calfeusentales absteigenden Kreidezug, der autochthonen Aufwölbung, an. Im Gegensatz zu dieser Aufwölbung lassen sich die verschiedenen Faltenzüge, welche wir von S nach N durchgangen haben, als parautochthone Falten zusammenfassen.

### Die autochthone Aufwölbung von Vättis.

Das allgemeine Ansteigen der Faltenachsen sämtlicher Falten von W nach E lässt auf eine gemeinsame, einheitliche Ursache schliessen. Diese liegt höchst wahrscheinlich in der autochthonen Aufwölbung von Vättis, deren Scheitel wir mit den Falten des Simel erreicht haben. Ohne einer weiteren selbständigen Faltung zu unterliegen zieht sich die Kreide unter dem Hochgang und Hausegg über die Panäraalp nach St. Martin hinab. Der bisanhin stetige Südfall geht allmählich über in SW- und W Fallen. Besonders ausgeprägt äussert sich diese Änderung in der Orientierung der Schichten in dem tieferen Malm. So fallen z. B. unterhalb Stegen-sässli die 30—50 cm mächtigen Bänke von Quintnerkalk  $85^{\circ}$  W mit Streichen, N  $20^{\circ}$  W; 30 m höher oben fallen die nämlichen Bänke nur mehr  $30^{\circ}$  W ein, und noch zirka 150 m höher ziehen sie als horizontale Bänder in den Felswänden von W nach E; ihr Fallen geht dabei wohl bergewärts, also nach S. Auf der gegenüberliegenden Talseite fallen die typisch schwarzen Quintnerkalke (an der Strasse) nordwärts ein. Diese Orientierung zeigt also deutlich die kuppelförmige Aufwölbung, der sämtliche Sedimente von der Trias bis zum Flysch im Calfeusentale unterliegen. Sehr scharf und deutlich ist das allgemeine Abbiegen im Rötidolomit und Dogger gegenüber Gigerwald zu sehen. Im untersten Teil des Tersolbachs stehen die nach N fallenden Rötidolomitbänke beinahe saiger, während sie auf der Südseite (Kunkelstal) zirka  $40^{\circ}$  nach S fallen. Das Gewölbe ist also asymmetrisch mit schwacher Tendenz nach N überzuliegen.

In der Tiefe des Tales kommt wie bekannt <sup>1)</sup> unter der Trias das kristalline Grundgebirge zum Vorschein. Es bildet aber nicht nur ein durch die tiefe Erosion blossgelegte Partie des untertauchenden Aarmassivs, sondern ist ein bis in eine Höhe von zirka 1200 m emporgefaltetes kleines „Centralmassiv“ für sich. Seine Scheitellinie streicht ungefähr WSW-ENE und erreicht in der NE-Spitze unserer Gebirgsgruppe die grösste Höhe. Die westliche Hälfte zeigt unterhalb Hochwald eine rasche Erniedrigung. Im überlagernden Rötidolomit ist dieselbe durch ein  $\searrow$  förmiges Abbiegen seiner Bänke nach W gut ausgeprägt.

Die Aufschlüsse innerhalb der kristallinen Gesteine sind nicht gerade günstig. Von den auf der Ringelseite vorkommenden Gesteinen war schon im stratigraphischen Teil die Rede. Sie als Verrucano zu bezeichnen ist nicht statthaft. Der gleiche grüne Verrucano von Tamins kommt nirgends mehr zum Vorschein. Für das Studium der Kontaktverhältnisse zwischen kristallinem Grundgebirge und der Trias eignen sich die Aufschlüsse auf der Ringelseite des Vättnermassivs nicht gut. Im Übergang des kristallinen Konglomerates in den Arkosegneiss bestimmte ich auf der rechten Seite der Tamina: Streichen E  $10^{\circ}$  N fallen  $40-50^{\circ}$  N.

Auf der gegenüberliegenden Seite scheinen die steil gestellten Bänke der kristallinen Gesteine nach SE zu fallen. Sie stossen in ihrer (nicht aufgeschlossenen) Verlängerung nach oben diskordant an der Rötidolomitwand ab. Einen Faltenbau in diesem älteren Gebirge konnte ich nicht konstatieren.

Aus diesen wie besonders auch aus den früheren Darstellungen von *Alb. Heim* ergibt sich, dass die Gesteine des Vättnerfensters einem älteren (hercynischen) abgetragenen Gebirgssystem angehören, das durch die jüngere alpine Faltung wieder ergriffen in der Gegend zwischen Calanda und Ringelspitze zu einer domförmigen Aufwölbung aufgestaut wurde. Der Falten Schub, der weiter südlich Falte auf Falte legte, äusserte sich im kristallinen Gebirge viel schwächer: „on dirait que,

<sup>1)</sup> Vergl. Lit. 3, Bd. I, pag. 11 — Lit. 7, pag. 122—125 — Lit. 23, pag. 37.

ne pouvant satisfaire à la poussée alpine, celle-ci s'est exercée avec plus de puissance sur les espaces voisins, capable d'en être victimes." (*Lugeon*, Nappes de recouvrement). Ob diese Auf-faltung gleichzeitig mit der Bildung der parautochthonen Falten und der Überschiebung der Glarnerdecke stattfand, ihr voranging oder nachfolgte — wie *K. Tolwinski* für das Vättnermassiv anzunehmen geneigt ist — lasse ich dahingestellt.

Am Ausgang des Ramuztobels treten Trias und Dogger unter dem mächtigen Malm noch einmal zutage. Der Zusammenhang mit dem Dogger und der Trias von Vättis ist an der Ober-fläche nicht verfolgbar. Es ist aber dieses nochmalige Auftauchen der tieferen Gesteine wohl auf eine kleinere Aufwölbung oder Falte in den untersten Deckschichten des Vättnermassivs zurück-zuführen. Der Rötidolomit am Ramuzbach streicht N 20° W mit 20° WSW-Fall. Merkwürdigerweise ist seine oberste Bank in eine kleine Falte übergelegt. (Fig. 3.) Die höheren Doggerschichten fallen im Eisenoolith 5° W. Die Malmschichten lassen höher oben im Hochwandwald die Mulden-umbiegung und den aufsteigenden Schenkel einer kleineren Falte erkennen.

Das nächst südlichere Auftreten der tieferen Gesteine liegt bei Tamins, wo wir sie im Gewölbe-kern der Tscheppfalte schon kennen gelernt haben.

## Über die Tektonik des Flyschgebietes.

Dem Kreidegebiet nördlich vorgelagert, dehnt sich ein grosses Flyschareal aus, das vom Segnespass bis St. Martin im Calfeusental reicht. Es gehört der weiten, zusammengesetzten Mulden-zone an, welche zwischen die autochthone Aufwölbung von Vättis und seine überdeckte westliche Fortsetzung einerseits, und die parautochthonen Falten und die Glarnerüberschiebung anderseits, zu liegen kommt.

Der Faltungscharakter, der diese Masse beherrscht, ist ein von dem schon bekannten völlig verschiedener. „Die Eocänfalten sind wie die nördlichen Nebenwellen der Südfalte in seichterem Wasser“ (*Heim* „Mechanismus“). Weitausholende Falten finden sich keine.

Die den Kreide-Malmfalten zunächst anliegenden Teile machen, wo nicht Überschiebung herrscht (Orgeln, Panarahörner), die Muldenumbiegung mit und treten in deren Mittelschenkel ein. Das beste Profil dafür liefert wieder der Einschnitt von Segnes sut (Fig. 1 Taf. III). Auf der rechten Seite sehen wir in der Erosionsnische unter dem Ofen die Assilinengrünsande sich hinaufziehen; von der Verrucanoüberschiebung werden sie in scharfer Linie discordant abgescheert. In gleicher Weise ziehen mehrere grüne, mittel- bis feinkörnige Sandsteinbänke in die Höhe. Sie erreichen aber die Überschiebung nicht, sondern scheinen vorher auszuweichen. Gegen den Segnespass hinauf finden sich wiederholt massige Quarzitbänke. Zwischen diese und die im Mittelschenkel aufsteigenden Sandsteinbänke kommt eine Mulde zu liegen, in deren innerem Teile man die Globigerinenschiefer erkennen kann. Die gleiche Flyschmulde scheint auch in etwas höherer Lage auf der linken Seite von Segnes sut vorhanden zu sein.

Im Flimserstein dagegen ist es zu einem mechanischen Kontakt von Kreide und Eocän gekommen. Unter den auf Flysch geschobenen Schuppen von Drusberg- und Schrattenkalk folgen unter P. 2679 m steiler gestellte (55—60° S) schwarze Tonschiefer, dann eine Serie von Nummuliten-Grünsandbänken (Fig. 6 pag. 28) und wieder schwarze Tonschiefer voller Calcitadern. Diese Schicht-folge gehört der grossen Mulde, die den Flimserstein unterlagert, an; ihre Nummulitenbänke sind bis an die NE-Ecke zu verfolgen. Eine Flyschmulde im Hangenden der Flimsersteinfalte ist nach der schon gegebenen Darstellung des Flimsersteins nicht mehr vorhanden. Das zusammengequetschte Schichtenpaket von vorwiegend Nummulitenkalk, das in der Gegend von Panix und Val Frisal nördlich anliegt dem grossen Wurzelgewölbe der Glarnerüberfaltung und das, wie *Alb. Heim*<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Lit. 24 pag. 52.

neuerdings hervorhebt, einen charakteristischen Zug im Bau der Wurzelregion darstellt, ist in unserem Gebiet, wo Verrucano direkt auf normaler Kreide liegt, also vollständig ausgequetscht.

Die Fortsetzung der Mulde im Liegenden des Flimsersteins ist nach E über P. Sax, P. da Sterls-Südgrat bis in die Westwände der Ringelspitze verfolgbar. Durch die im Muldenschenkel der Flimsersteinfalte sich absplaltende Falte des P. Mirutta wird sie gedoppelt. Die 55—60° S-fallende Transversalschieferung, sowie die starke Schuttbekleidung der Gehänge machen eine Einzelbeobachtung nicht mehr möglich. Nur der Verlauf der Nummulitengrünsande gibt einigen Aufschluss. Wir sehen aus ihren häufigen Verbiegungen, dass die Mulde durch viele sekundäre Falten kompliziert wird (z. B. Westwand des Ringelspitz-Südgrates). Weiter nach E wird die Mulde durch die Verrucanoüberschiebung und die in ihrem Liegenden rasch sich erhebende Falte der Panärahörner in ihrer Weite reduziert.

Den Flysch zwischen Orgeln- und Panärafalte konnte ich nirgends verfolgen. In der Tiefe des Ochsentäli liegt, wie schon dargetan, der Malm der höheren Falte auf der Kreide der tieferen überschoben. Erst weiter westlich scheint sich allmählich zwischen beiden Eocän einzustellen.

Die nächst tiefere Muldenzone zwischen Orgelnfalte und der autochthonen Aufwölbung ist gekennzeichnet durch den Hochgang, einer stellenweise schmalen Schutterraße über den Kreide und Jurawänden des Calfeusentales. Auf dem vordersten, in das Calfeusental vorspringenden Erker sitzt noch ein letzter Rest von Eocän mit einem Stück der Muldenumbiegung im Assilinengrünsand. Seine westliche Fortsetzung ist zunächst unterbrochen, tritt dann aber mit einer  $\zeta$  förmigen Biegung der Grünandsbänke auf dem Rücken der Vorderen Orgeln wieder auf. Von hier bis zum Hausegg ist nur eine Grünsandbank zu verfolgen, im Hausegg sind es dagegen deren drei, die auf Repetition kleinerer Falten zurückzuführen sind. Ein prägnantes Muldenknie stellt das isolierte Nummulitenriff auf P. 2296 m dar. Die Muldenzone des Flysch ist hier aufgelöst in ein System kleiner nordwärtsgerichteter Falten.

Dem raschen Untertauchen der autochthonen Kreide zwischen Panäraalp und St. Martin und dem allmählichen Aüsspitzen der Orgelnfalte entspricht eine mächtige Zunahme der Flyschzone. Es treten die höheren Horizonte in die gemeinsame Muldenzone ein. Damit kompliziert sich das tektonische Detail zusehends. Auf der ganzen Nordseite der Ringelspitze herrscht ein unentzifferbares Gewirr von kleinen Falten, die eskalierend oft im Sinne des Gehänges talwärts stürzen; keine derselben lassen sich auf längere Erstreckung verfolgen; einzelne Streichrichtungsmessungen sind auch belanglos, da sie sich nicht mehr an die allgemeine Streichrichtung halten. In ihren Dimensionen bleiben diese Flyschfalten aber weit hinter den Kreidefalten zurück. Eigentliche Überschiebungen finden sich nicht besonders ausgeprägt. Wir befinden uns hier eben in dem gestauten Vorlande der Glarnerüberschiebung und seiner vorgelagerten grossen Falten.

Eine helle Quarzitzzone, welche in der Gegend der Tristelalp beginnt, ist gut verfolgbar über die Sardonahütte und unter dem Scheibegletscher bis auf die andere Talseite. Sie ist  $\pm 25$  m mächtig und in kurze kleine Falten gelegt, die allmählich gegen N ansteigen.

Ob auch verkehrte Flyschkomplexe sich auf der Nordseite der Ringelspitze vorfinden, ist schwer zu sagen <sup>1)</sup>. Die Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit, dass solche unter der Verrucanoüberschiebung in beschränktem Masse sich finden können, ist gross. Über dem Lavadignasgletscher sieht es am Glaserhorn aus, als ob hier mitgeschleppter Flysch „lochseitenkalkartig“ unter der Überschiebung liege (vergl. Fig. 4 Taf. V). Die Annahme dagegen, dass der ganze Wildflysch der Nordseite verkehrt liegen sollte oder unter der Glarnerüberschiebung mitgeschleppt sein könnte, ist nicht wohl zu begründen. Alle die neuen Fragen der Flyschtektonik und -stratigraphie werden sich an der Ringelspitze mit ihren mächtigen Felswänden und unnahbaren Tobeln kaum weiter prüfen oder beantworten lassen. Der Entscheid muss anderswo fallen. Der Seewerkalk inmitten von Wildflysch, den Dr. K. Tolwinski <sup>2)</sup> von der Brennhütte im Calfeusental erwähnt,

<sup>1)</sup> Vergl. Jean Boussac, *Interprétation tectonique du Flysch dit Autochthone de la Suisse centrale et orientale*. C. R. Ac. Sc. Paris, 2 mai 1910.

<sup>2)</sup> Lit. 23 pag. 54.

möchte dieser Autor „als einen vom Mittelschenkel der Glarner- oder vielleicht noch tieferen Decken abgerissenen, vollständig in Flysch eingewickelten und fortgeschleppten Lappen betrachten.“ Wären die ähnlichen Schiefer unter dem Glaserletscher analoge Fetzen? Ihrer tektonischen Lage nach, so scheint mir, kann man sie aber kaum als solche auffassen. Sie liegen eingeklemmt im Muldenkern unter der Panärafalte anscheinend als stratigraphische Einlagerung im Flysch. Mit der Glarnerüberschiebung kann man sie ebensowenig wie diejenigen von der Brennhütte in Beziehung bringen. Die Glarnerüberschiebung setzt viel zu hoch darüber hinweg. Eine andere tektonische Erklärungsweise für das Vorkommen der seewerkalkähnlichen Schichten sowie den ganzen Wildflysch gibt *Arnold Heims* neueste Hypothese der Deckeneinwicklung für den Flysch der östlichen Schweizeralpen<sup>1)</sup>. Danach würde der Wildflysch und mit ihm die der Kreide zuzählenden seewerartigen Schichten einer (oder mehreren) Decken angehören, die faziell zwischen die höchste helvetische Decke und die erste präalpine zu stellen wären, nach der heutigen tektonischen Situation aber infolge sekundärer Einwicklung durch den jüngeren helvetischen Schub unter die helvetischen Decken zu liegen kommen. Auf der Südseite des Calfeusentales liessen sich die Lagerungsverhältnisse des Flysches mit dieser zwar etwas kühnen Hypothese vereinbaren; Überschiebungskontakte innerhalb des Flysch habe ich dagegen nicht beobachtet.

### Die Deckschollen des überschobenen Verrucano der Glarnerdecke.

Die Ergebnisse der bisherigen tektonischen Untersuchung haben eine Loslösung der früher mit dem Verrucano verbundenen Jura- und Kreidebildungen zur Folge gehabt. Der Verrucano bleibt als eine den parautochthonen Falten diskordant aufliegende „Schubmasse“ für sich allein. Er ist ein Rest der Glarnerüberfaltungsdecke, die innerhalb unseres Gebietes aus einer Überfaltungsdecke zu einer durch Erosion zerteilten Deckscholle geworden ist. Die einzelnen Teile derselben bilden die meist wild zerrissenen und zerklüfteten Gipfel- und Grataufsätze der Ringelspitze (Fig. 2, Taf. IV) des Glaserhorn (Fig. 4, Taf. V)—P. da Sterls, des Trinserhorn, des P. Segnes—P. Sardona, des Flimserstein P. 2679—2568 m und P. 2696—2681 m. Es sind typische Erosionsrelikte, die in ihrer gegliederten Grundrissform den Verlauf der Kammlinie wiedergeben. Nach S ziehen sich entsprechend der Neigung der Überschiebungsfläche halbinselförmig weitvorspringende Lappen (Ringelspitzgrat). Der nächst westlich anschliessende Verrucano der Mannen ist in Zusammenhang mit der ausgedehnten, petrographisch vielgestaltigen Verrucanodecke, welche bei Ilanz den Rhein erreicht und sich bis Truns hinaufzieht.

Von den verschiedenen Varietäten, die sich im überschobenen Verrucano unserer Gruppe unterscheiden lassen, war schon die Rede. Die Verschiedenartigkeit zwischen dem bankigen Gneiss und dem dünnschichtigen Sericitschiefer äussert sich auch in ihrem tektonischen Verhalten. Die Gneisse sind nur flachwellig verborgen, während die Sericitschiefer oft kleine nordwärtsgerichtete Falten bilden. Solche sind besonders deutlich bei leichter Schneebedeckung am P. Segnes auf der Gletscherseite zu beobachten.

### Die Überschiebungsfläche der Glarnerdecke.

Die fast ebene Überschiebungsfläche, welche den Verrucano von dem verschieden gefalteten „Basalen Gebirge“ trennt, ist seit den klassischen Untersuchungen eines *Arnold Escher von der Linth* und eines *Alb. Heim* allbekannt. Ich beabsichtigte, dieselbe innerhalb des Ringelgebietes eingehender zu verfolgen; verschiedene Umstände (Schnee etc.) zwangen mich aber zur Kürze.

<sup>1)</sup> Lit. 25 pag. 38.

Unter der aus der Ferne stets sehr scharfen Überschiebungslinie folgt in vielen Fällen (Mannen, P. Atlas, P. da Sterls, Ringelspitze) ein hellgrauer bis weisslichgelber, kristalliner Kalk mit der charakteristischen Verknetungslinie gegenüber dem darunterliegenden Flysch. Es ist der bekannte Lochseitenkalk, das dynamometamorphe Äquivalent des Mittelschenkels der Glarnerdecke. Ein schwach gelblich gefärbtes Band, das den Lochseitenkalk nach oben begrenzt, repräsentiert nach *Alb. Heim* den verkehrt gelagerten Rötidolomit.

Gegenüber den älteren Profilen <sup>1)</sup> bedarf aber die Verbreitung des Rötidolomites und des Lochseitenkalkes einer Einschränkung:

Wir haben schon gesehen, dass im Flimserstein unter der auflagernden Masse des überschobenen Verrucano gleich der hier mächtige Schrattenkalk liegt. Dieser wurde früher als Rötidolomit aufgefasst <sup>1)</sup>. Die Überschiebung ist hier sehr scharf. Teile eines Mittelschenkels scheinen vollständig zu fehlen. Die obersten 20 cm des Schrattenkalkes sind zu einem gelblichen Marmor umgewandelt. Die gelbe Farbe dürfte eine Einwirkung des überlagernden Verrucano sein. Am Trinserhorn z. B. kann man beobachten, wie diese hellen Kalke — hier echter Lochseitenkalk — dicht unter dem grünen Verrucano wohl durch reichlicheren FeO-Gehalt auch grünlich gefärbt erscheinen. Die Bildung des Hydroxyds, zum Teil wohl auch aus fein verteiltem ursprünglichem Pyrit, gibt dann dem Kalk das rötidolomitähnliche Aussehen.

Den analogen Fall zum Flimserstein haben wir in der Alp Nagiens vor uns. Auch hier möchte ich die hellen Kalke unter der Verrucanodecke eher noch für normalliegenden Schrattenkalk halten als für verwalzten Lochseitenkalk oder Rötidolomit. Von oben nach unten geht der unter der Überschiebungsfäche prächtig reinweisse Marmor streifenweise in den lichtgrauen Schrattenkalk über. Eine Verknetungslinie oder etwas ähnliches, wonach man auf in Lochseitenkalk eingewalzten Rötidolomit schliessen könnte, ist nicht zu sehen. Oder ist am Ende doch die mechanische Mischung der verkneteten Mittelschenkelglieder so innig, dass uns diese metamorphe Bildung völlig einheitlich erscheint? Ich möchte diese Frage vorläufig nicht endgültig beantwortet sehen. Auf verdünnte HCl reagieren diese verschiedenen Marmore noch durch lebhaftes Brausen.

Einen besonderen Fall der Lochseitenkalkbildung konstatierten wir an der Stirne der Tschepffalte. Der Malm der unterliegenden Falte wird hier unter der Verrucanoüberschiebung nach N verschleppt, so dass man zwischen Lochseitenkalk, der dem Mittelschenkel der Glarnerdecke und solchem, der der Tschepffalte entstammt, keine Grenze setzen kann.

Ähnlich sind die Verhältnisse auf der rechten Seite von Segnes sut, wo der Lochseitenkalk mit gleich bedeutender Mächtigkeit nördlich der Kreide-Malmfalte einsetzt (Fig. 1, Taf. III). Unter den Mannen beträgt er mehr als 30 m. (Hier der bekannte eingewalzte Flyschfetzen, in dem auf einem kleinen vertikalen Bruch das Martinsloch ausgewittert ist; der nördliche Flügel erscheint um einige Meter gehoben.) Die grosse Mächtigkeit lässt sich vielleicht in Zusammenhang bringen mit dem südlichen Zurückbleiben der Segnessut-Falte. Der Lochseitenkalk konnte nämlich erst da recht erhalten bleiben, wo der Mittelschenkel der Glarnerdecke auf den Flysch zu liegen kam. Die über die südlichere Kreidefalte hinweggleitenden Schichtbänke wurden erst hier in den nachgiebigen Flysch eingepresst, nachdem sie dort hinweggeschürft worden waren.

Im Gebiete der Ringelspitze hat der Lochseitenkalk viel geringere Mächtigkeit; 5—6 m ist das Höchste; er kann sogar ganz aussetzen, so dass der Gneiss des Verrucano auf den Flyschschiefern aufliegt. (Glaserhorn Fig. 4, Taf. V.) Stellenweise trennt beide nur mehr ein dünnes, marmorisiertes, gelbliches Bändchen, dessen Natur, ob Rötidolomit oder lochseitisierten Malm oder beide zusammen ineinandergewalzt, nicht mehr zu erkennen ist. Die Region der höchsten Lage der Überschiebungsfäche zeichnet sich auch durch die spärlichsten Reste des Mittelschenkels aus.

Verfolgen wir nun noch kurz den Verlauf der Überschiebung. Mit mässiger Neigung steigt sie von S nach N an. Je weiter nördlich, um so geringer ist ihr Gefälle:

<sup>1)</sup> Lit. 7, Taf. IV, Fig. 8 u. 11.

Ofen-Crap St. Gion 15–16 ‰, Flimserstein Nordrand–Südrand 17 ‰

dagegen:

Ofen-Mannen 5–6 ‰, Flimserstein Nordrand–Sardonagletscher 6 ‰, Tschepp–Ringelspitze 6 ‰.

Eine relativ rasche Hebung erfährt die Überschiebungslinie auch in ihrer Streichrichtung von W nach E. Über der Alp Nagiens liegt sie zirka 2300 m, am Ringelsüdgrat in zirka 2950 m, was einem Ansteigen von zirka 7 ‰ entspricht. Nach E folgt dann der definitive Erosionsabbruch über den hinaus die ansteigende Überschiebungslinie nirgends mehr erhalten ist. Auf eine nicht sicher zu bestimmende Strecke muss sie sich aber noch weiter gehoben haben, da sie noch über dem 3107 m hohen Gipfel des Hinteren Panärahorns hinwegstreicht. Man darf wohl annehmen, dass ihre höchste Erhebung (3200 m?) über die autochthone Aufwölbung von Vättis zu liegen kam. Die gleiche Erscheinung, welche die tieferen Falten beherrscht, würde sich also bis in die Glarnerdecke hinauf geltend machen. Jenseits dieser maximalen Erhebung muss das Gefälle der absinkenden Glarnerdecke ein ganz beträchtliches gewesen sein, wenn dieselbe schon im Rheintal unter die überschobenen Bündnerschiefer taucht<sup>1)</sup>.

## Über den tektonischen Zusammenhang der parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen.

Werfen wir nun noch einen Rückblick auf die einzelnen festgestellten Faltenzüge und suchen nach ihrer Fortsetzung ausserhalb der Ringel-Segnesgruppe<sup>2)</sup>.

Im Westen beginnend konnte festgestellt werden, dass sich unter der überschobenen Verrucanodecke eine nordwärts überliegende Falte erhebt, welche sich von der Alp Nagiens über Segnes sut und sura in den Flimserstein und Tschepp fortsetzt und an Grösse bedeutend zunimmt. Die Scheitellinie dieser Flimserstein-Tscheppfalte erfährt in der Streichrichtung ein ziemlich rasches Ansteigen (Segnes sut—Flimserstein 16 ‰, Flimserstein—Tschepp zirka 12 ‰). Die im Flimserstein beginnende ZerreiSSung des Mittelschenkels hat sich im Tschepp und Crap Matts zur völligen Überschiebung des Malmkernes auf den Muldentheil gesteigert.

Sehen wir von den kleineren Falten ab, so verfolgten wir dann im Muldenschenkel dieser Falte vom Flimserstein über Piz Mirutta, Lavadignas und Crap Matts eine tiefere, spitze Falte, die Falte des P. Mirutta. Unter derselben erhebt sich eine die andern an Grösse übertreffende Falte mit direkter Überschiebung des Malm auf Seewerkalk: die Falte der Panärahörner oder kurzweg Panärafalte. Wieder ein Abnehmen in den Dimensionen bedeutet die nächst tiefere, ebenfalls auf Seewerkalk überschobene Falte der Orgeln. Unter derselben erhebt sich bis in beträchtliche Höhe (2300 m) die autochthone Aufwölbung mit dem kleinen Vättnermassiv als Gewölbekern.

Und nun die östliche Fortsetzung dieser Faltenzüge?<sup>3)</sup> Im Ostabbruch des Crap Matts findet die Tschepp- und Miruttafalte ein plötzliches Ende. Eine sichere Fortsetzung der kleinern Miruttafalte kenne ich nicht mehr, dagegen könnte man jenseits dem Kunkelstale die ebenfalls nordwärts überliegende grosse Falte des Calanda als Fortsetzung der Tscheppfalte betrachten. Dafür scheint auch zu sprechen, dass Trias und Jura beider dem gleichen Verrucano-Kerngewölbe von Tamins aufzusitzen scheinen. Auch die Darstellung durch *Chr. Piperoff*, nach welcher der

<sup>1)</sup> Vergl. auch die Schlussfolgerungen von *P. Arbenz* und *W. Staub* (Lit. 22, pag. 61).

<sup>2)</sup> Vergl. die Übersicht pag. 59.

<sup>3)</sup> Über die westlichere Fortsetzung vermag ich nach eigenen Beobachtungen etwas Genaueres noch nicht mitzuteilen; ich gedenke im Sommer 1911 das Gebiet zwischen Kistenpass und Segnespass einer geologischen Kartierung zu unterziehen.

Calanda die östliche Fortsetzung des „Südflügels der Glarnerdoppelfalte“ darstellt, entspräche einem solchen Zusammenhang<sup>1)</sup>. Genauere Begehungen führen aber zu ganz anderen Schlüssen.

Die tektonischen Verhältnisse des Calanda sind lange nicht von der schematischen Einfachheit, wie sie *Chr. Piperoff* 1897 darstellte; dieser kannte nur eine einzige, grosse, überliegende Falte über der autochthonen Aufwölbung. Wie auch zu erwarten war, setzen aber in den Nordwänden des Calanda die durch den tiefen Einschnitt des Taminatales in ihrer gesamten Mächtigkeit blossgelegten Falten der Ringelgruppe weiter. Ihre Parallelisation ist aber trotz dem kaum 5 km betragenden Unterbruch durch das Kunkelstal nicht so leicht<sup>2)</sup>. Der Aufriss, den das Taminatal durch den Faltenbau des Calanda geschaffen hat, ist für die Klarheit in der Übersicht nicht günstig; er schneidet die Falten in spitzem Winkel an. Ebenso macht die Art der Übereinanderlagerung der einzelnen Falten die Verbindungen in der Streichrichtung unsicher.

Um ein durchgehendes Profil durch sämtliche tektonischen Glieder der Calanda-Nordseite zu erhalten, müssen wir dieselbe in zwei verschiedenen Profilen durchgehen, durch deren Projektion in ein Übersichtsprofil, wir dann einen Überblick über die sämtlichen wichtigeren parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen gewinnen können. (Fig. 12.)

Nördlich St. Peter im Taminatal taucht der Rücken der autochthonen Aufwölbung unter der Flyschbedeckung unter das Talniveau. Eine engequetschte Mulde von Flysch zieht darüber dem Calandaabhang entlang bis Schröter (über P. 1493 m). Diese wird nach oben beherrscht von einer hohen Malmwand, welche von Mastrils im Rheintal über die Kaminspitze, Zweienspitze und Zweikopf bis nach Schröter sich verfolgen lässt und hier mit dem Malm der autochthonen Aufwölbung zu einer einheitlichen Masse verschmilzt. Es löst sich hier also eine erste, grosse Falte (mit Malmüberschiebung!) von der basalen Vättner Aufwölbung ab. Im Hangenden ihrer wenig mächtigen Kreide finden wir einen spitzen Keil von Flysch und Seewerschiefer, die sich im Streichen bis nach Untervaz hinabziehen, und darüber, bei Guaggis, durch eine scharfe Überschiebungslinie hervorgehoben, wieder eine zirka 250 m mächtige Malmwand, die in gleicher Weise wie die untere in zirka 2000 m rechts des Latloutobels sich mit dem unteren Malm verbindet. Diese höhere Malmfalte enthält eine vollständigere Kreideserie als die tiefere. Diese bildet, in mehrere Falten gelegt, den Calandagrät und sinkt ostwärts im Streichen rasch in die Tiefe<sup>3)</sup>.

Ein zweiter Aufstieg auf den Calanda weiter südlich durch das Gonscherolatobel bei Vättis führt bis in die karförmige Wanne des Haldensteiner Schaftäli (2300 m) immer nur durch Malm, der hier also schon drei verschiedenen Einheiten angehört: der autochthonen Aufwölbung der ersten (Kaminspitz-) und der zweiten Calandafalte. Auf der Nordseite des Schaftäli biegt nun die hangende Kreide der zweiten Falte in prächtiger Muldenumbiegung über sich selbst um und ein dritter Malmkern, der sich darüberlegt, zeigt, dass sich hier noch eine dritte Falte über die autochthone Basis von Vättis legt. Diese Falte bildet mit ihren nur zum Teil erhaltenen, aber kompliziert gefalteten Kreiderücken die Gipfelpartie des Haldensteiner Calanda (Männersattel). Die Mulde des Schaftäli streicht unter dem Felsberger Calanda (Weibersattel) resp. P. 2420 m nicht mehr weiter die Nordseite des Berges entlang. Der Malm dieser obersten kleineren Falte, der Calandagipfelfalte, zieht sich unter den Wänden des Felsberger Calanda durch und verschmilzt mit der einheitlichen, tieferen Malmmasse. Die Nordabstürze des Felsberger Calanda bauen sich also von unten bis oben aus lauter Malm auf, dessen Mächtigkeit

---

<sup>1)</sup> Lit. 10, pag. 25. Mit dieser falschen Annahme entfernte sich *Piperoff* von der früher schon durch *Theobald* und *Alb. Heim* (Lit. 7, pag. 160) gewonnenen richtigeren Erkenntnis, dass der Calanda eine Falte im Muldenschenkel der „Südfalte“ darstellt.

<sup>2)</sup> Ich benütze hier schon die Ergebnisse meiner geol. Neuaufnahme des Calanda im Frühsommer 1911. Zur Orientierung vergleiche man vorläufig für das Folgende die geol. Karte von *Piperoff*, dessen Kartierung aber auf der Nordseite des Calanda sehr mangelhaft ist.

<sup>3)</sup> In seiner eingehenden Bearbeitung der Grauen Hörner kommt *K. Tolwinski* (Lit. 23) auch auf die Tektonik der Calanda-Nordwände zu sprechen und korrigiert hier mit genaueren Profilangaben *Piperoff's* falsche Profile. *Tolwinski* beschreibt zwei dem autochthonen Gewölbe von Vättis aufliegende grosse Falten. Die höhere (hier stets als Calandafalte bezeichnet!) nennt er Drachenüberschiebung.

zirka 1500 m beträgt. Das Abwitterungsprofil hat hier hinter die sämtlichen spitzen und zum Teil vielleicht auch ausgequetschten Muldenkerne der übereinandergelagerten Falten gegriffen, so dass diese allein mehr mit ihren mächtigen Malmwurzeln am Aufbau des Felsberger Calanda sich beteiligen.

Und nun die Parallelisation dieser Calandafalten mit den Falten des Ringelgebietes! Darf man die tiefste Falte der Kaminspitze ohne weiteres mit der Falte der Orgeln verbinden oder ist die erstere noch eine tiefere Abspaltung von dem autochthonen Sedimentmantel? Im ersteren Falle entspräche dann die Panärafalte der grossen Calandafalte, und in der kleineren Gipfelfalte hätten wir möglicherweise ein Äquivalent der Mirutta- oder Tscheppfalte.

Fazielle Vergleiche, welche die Frage beantworten könnten, sind schwierig auszuführen, da die Ausbildungsweise der Kreidesedimente in den einzelnen Falten sich zu wenig ändert und die schlechte Zugänglichkeit der Profile die genauere Aufnahme erschwert. Anhaltspunkte lassen sich aber dennoch gewinnen, wenn man z. B. die mittlere Kreide der Orgeln- und Panärafalte mit der Kaminspitz- und Calandafalte vergleicht:

	Schrattenkalk	Gault
Orgelnfalte . . . . .	± 10 m	3—5 m
Kaminspitzfalte . . . . .	0—2 m	3—5 m
Panärafalte . . . . .	12—15 m	12 m
Calandafalte . . . . .	± 20 m	12—15 m

Die grössere fazielle Verwandtschaft der tieferen Falten ist ersichtlich, nicht aber wird dadurch entschieden, ob die Falte der Kaminspitze nicht doch noch tiefer liegt, als die der Orgeln.

An der Basis der Kreide wechsellagern am Calanda härtere, schwarze Kalkbänke mit schieferigeren, oft auch mergeligen Schichtlagen, von denen es nicht sicher zu sagen ist, ob sie der Kreide oder dem Jura zuzuzählen sind. Diesen letzteren entsprechen die im stratigraphischen Teile (pag. 15) schon vom Flimserstein erwähnten schwarzen, glänzenden Tonschiefer, welche ich im Calandagebiet auch wieder fand (z. B. am Felsberger Calanda zwischen P. 2700 m und P. 2560 m und bei Oldis). Sie dürften, wie hier nachträglich ergänzend bemerkt sei, doch den Zementsteinschichten entsprechen. Im Ringel-Segnesgebiet kenne ich diese Schiefer nur von der Flimserstein-Tscheppfalte, im Calanda von der Calandagipfelfalte. Sie dürften aber verbreiteter sein, da sie meistens von Schutt bedeckt sind und der Beobachtung leicht entgehen. Für unsere Frage kommt ihnen kaum genügend Beweiskraft zu.

Noch als eine weitere fazielle Ähnlichkeit zwischen der höchsten Calandafalte und der Flimserstein-Tscheppfalte sei erwähnt, dass unter den braunen Neocomschichten in der Haldensteinalp, das ist im Rücken der Calandagipfelfalte, ein Schrattenkalkzug sich erhebt, welcher über Batania bis an den Rhein hinabzieht<sup>1)</sup>. Mit seiner grossen Mächtigkeit von vielleicht > 50 m erinnert dieser Schrattenkalk an den ebenfalls mächtigen Schrattenkalk auf dem Flimsersteinplateau.

Aus diesen faziellen Vergleichen könnte man also ableiten:

- Orgelnfalte = Falte der Kaminspitze
- Panärafalte = Calandafalte
- Tscheppfalte = Calandagipfelfalte.

Und dennoch kann eine solche Gegenüberstellung nicht richtig sein! — Zwischen Tschep- und Panärafalte liegt im Ringelgebiet die bekannte Mulde des Crap Matts mit ihren Kreideschuppen. Sie hätte nach der obigen Parallelisation am Calanda in der erwähnten Synklinale des Haldensteiner Schaftäli ihr Äquivalent. Die innere Muldenspitze der Kreide im Schaftäli in zirka 2300 m lässt sich nun aber in keiner Streichrichtung mit derselben des Crap Matts in Zusammenhang bringen. Sie müsste mit ihren Kreideschichten durch den scharfen Felskamm, der vom Felsberger Calanda

<sup>1)</sup> Rothpletz wirft Piperoff vor, er hätte diese hellen Kalke trotz seiner Mitteilung an ihn als Schrattenkalk anstatt als Jura kartiert. Ich fand sie aber in regelrechtem Verband mit den Sinuataschichten und Gault mit Turrilitenschichten, also Piperoffs — zwar nicht vollständige — Kartierung bestätigt. Vergl. Rothpletz, A., Geologische Alpenforschungen I. Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen etc. München 1900, pag. 144.

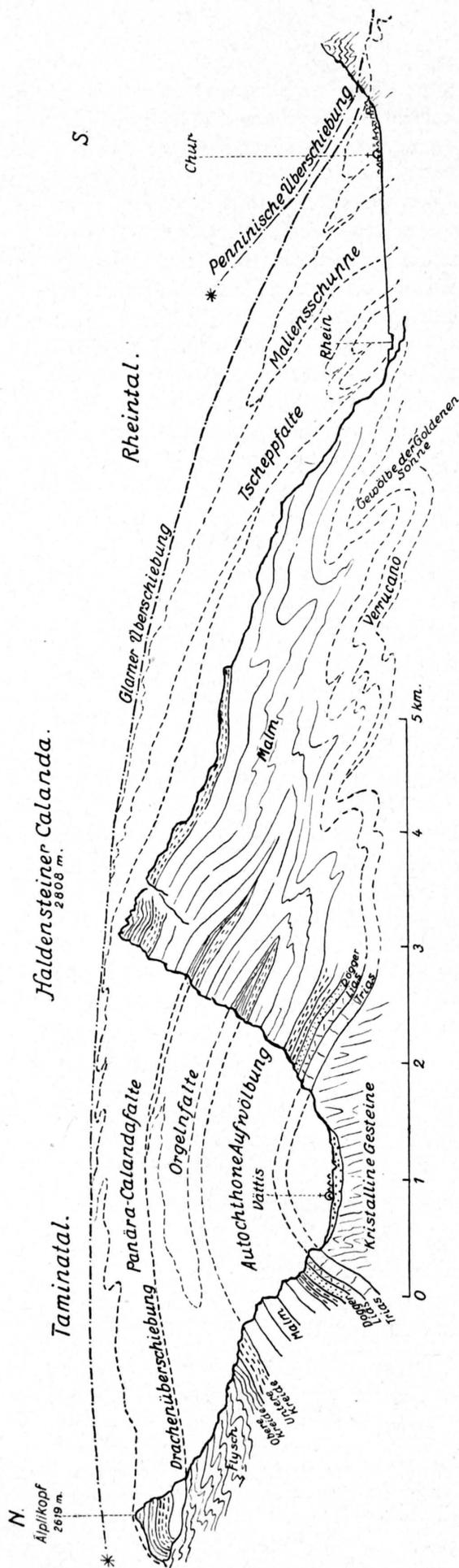


Fig. 12. Die östliche Fortsetzung der parautochthonen Falten der Ringelgruppe im Calanda<sup>1)</sup> (halbschematische Darstellung).

nach seinem auf Vättis hinabschauenden Vorgipfel P. 2420 m zieht, durchsetzen. Hier ist aber alles einheitlicher, südfallender Malm, und kein Kreidekeil setzt durch diesen Felskamm. Eine Verbindung nordwärts um P. 2420 m herum ergäbe eine abnorme Streichrichtung der Mulde (NW). Auch die Annahme, dass die Kreide nach W sich so rasch heben würde, dass sie über den Kamm 2700 m—2420 m zu liegen käme, ist an Ort und Stelle nicht gut vorstellbar, und eine Ausquetschung der Muldenspitze hier anzunehmen, ist auch nicht statthaft.

Visiert man vom Schafftäli nach der Muldenspitze zwischen Panära- und Orgelnfalte oder nach der darunterliegenden zwischen Orgeln- und Simelfalte, so trifft man dieselben noch hart nördlich an P. 2420 vorbei in der Richtung E-W. In der Calandagipffalte kann also trotz einiger fazieller Ähnlichkeiten nicht die Tschepffalte, sondern nur die Panärafalte oder eine in ihrem Gewölbeschenkel sich erhebende kleinere Falte vorliegen. Der mächtige Malm in der Nordwand des Haldensteiner Calanda, der sich oberhalb Guaggis um die NW-Ecke (P. 2248 m) des Calandagrates bis oberhalb Gänge (Val Cosenz) hinzieht, hat in seiner Mächtigkeit, ebenso wie in der glatten Auflagerung auf Seewerschichten (bei Guaggis) sein Analogon in dem überschobenen Malm der Panärahörner (pag. 46). Oder sollte doch die Orgelnfalte nach E bedeutend gewachsen sein und in dieser grossen Überschiebungsmasse der zweiten Calandafalte ihre Fortsetzung haben und der Kreide-Malmzug Kaminspitze—Zweispitze eine neue, tiefere Falte repräsentieren?

Die Höhenlage der Muldenumbiegungen und der Überschiebungslinien gibt keinen sichern Anhaltspunkt. Man darf wohl annehmen, dass sämtliche Faltenachsen auf einer Meridianlinie zirka 1 km westlich von Vättis, entsprechend der maximalen Aufwölbung des Vättner-Massivs, ihre Scheitelhöhe erreichten. Es zeigt sich dann weiter, dass die parautochthonen Falten gegen das Rheintal zu nicht so allmählich absteigen, wie sie im Ringelgebiet angestiegen sind. Der Schichtfall der Kreidestufen zwischen Haldenstein und Mastrils gegen den Rhein hinab entspricht dem

<sup>1)</sup> Das vorliegende Profil wurde in Anlehnung an Piperoffs Prof. V gezeichnet. Es enthält deshalb in der Gipfelregion obere Kreide statt Neocom, welches sich in komplizierter Faltung über den vom Malm der Panära-Calandafalte sich abspaltenden kleineren Malmkern der Calandagipffalte legt. Man denke sich also die im Rücken der Panära-Calandafalte angedeutete kleine Falte in etwas grösseren Dimensionen und die Tschepffalte in etwas geringerer Ausdehnung. Für eine solche Korrektur im Profil war es leider zu spät.

raschen Niedersinken der Falten gegen das Rheintal. ( $\sphericalangle$  30°.) Man kann deshalb nicht etwa nach symmetrisch gleichhoher Lage der Mulden und Überschiebungen westlich und östlich der Vättner Aufwölbung die Falten in Verbindung bringen.

Nach all dem Gesagten bleibt also eine gewisse Unsicherheit bestehen, ob die Orgelfalte der Ringelseite in der ersten (Kaminspitze) oder zweiten Calandafalte ihre Fortsetzung hat und somit, ob die Panärafalte in den hohen Malm-Kreidewänden des Haldensteiner Calanda ihr Homologon hat oder in der Calandagipfelfalte allmählich nach E austönt. In der Übersichtstabelle pag. 59 habe ich den ersteren Fall als den wahrscheinlicheren angenommen; die Calandagipfelfalte ist dort als eine sekundäre, kleinere Falte im Rücken der grossen Calanda-Panärafalte aufgefasst. In einem Profil durch den Haldensteiner Calanda erscheint ihr Malmkern noch klein und unbedeutend, im Felsberger Calanda würde sich dagegen ihr Malmkomplex schon bedeutend grösser zeigen.

Wenden wir uns nun noch zu den sich entsprechenden tieferen Teilen der Falten, den Gewölbekernen!

Das Verrucanogewölbe von Tamins, das wir als Kern der Tscheppfalte kennen gelernt haben, gehört ebensogut der Tschepp- als auch der Panärafalte an, denn der sich darüberwölbende mächtige Malm trennt sich erst bedeutend höher und nördlicher in die beiden Falten. Die Fortsetzung des Taminsergewölbes findet sich im Calanda in dem ebenfalls nach Norden überliegenden Gewölbe der Goldenen Sonne, welches in seinem Gewölbeschenkel bei Tschingels eine neue Aufbiegung zeigt. Das sich wohl einst daran anschliessende südlichere Gewölbe von Rötidolomit ist der Erosion zum Opfer gefallen. Will man in dieser zwar nicht bedeutenden Aufbiegung von Tschingels den aufsteigenden Teil eines neuen Gewölbekerns sehen<sup>1)</sup>, so entspräche dieses dem Kern der Tscheppfalte, die sich hiemit nach E in ihrem Kern und der sie unterlagernden Mulde mehr akzentuieren würde. Ob südlich dieser Falte die Maliensschuppe noch weiter nach E fortsetzt bleibt ebenfalls hypothetisch.

Es erübrigt nun noch, die Zugehörigkeit der dem Eocän auf der Nordseite des Tamina-Calfeusentales aufliegenden Klippen des Drachenberg (vergl. Fig. 3, Taf. V), Älplikopf und Gigerwaldspitz kennen zu lernen. Stellen sie die Stirnpartie der Panärafalte oder der Orgelfalte dar?

Anfänglich glaubte ich in der bekannten, schönen Gewölbeumbiegung des Drachenberg etc. die nördlich vorgelagerte Stirn der Orgelfalte sehen zu müssen. Dem relativ raschen Sinken der Orgelfalte nach Westen auf der Südseite des Calfeusentales entspricht eine gleiche Neigung der Auflagerungsfläche der überschobenen Kreide auf der Nordseite des gleichen Tales. Es darf dieser Erscheinung aber nicht allzu grosses Gewicht beigelegt werden. Die gleichen Beziehungen können auch zwischen der höheren Panärafalte und den nördlichen Kreideklippen geherrscht haben. Sie springen nur nicht mehr so sehr in die Augen, weil die Panärafalte schon westlich der Vorderen Orgeln mit einem Erosionsabbruch nach Osten endigt.

Für eine Angliederung an die Panärafalte — resp. Calanda-Panärafalte, in der Annahme, diese habe in der zweiten, grossen Calandafalte ihre Fortsetzung — wie sie auch in allen älteren Profilen durch den Calanda (*Heim, Piperoff*) durchgeführt wurde und wie sie auch neuerdings von *K. Tolwinski* befürwortet wird<sup>2)</sup>, sprechen folgende Umstände:

1. Grössere fazielle Übereinstimmung der Kreide des Drachenberg-Älplikopf mit der der Calandafalte (nach Tolwinski).

Im grossen und ganzen bleibt sich aber die Fazies innerhalb kleiner Schwankungen in beiden Falten im Ringelgebiet so ähnlich, dass dieser Umstand kaum entscheiden dürfte. In den Orgeln habe ich zudem zu wenig Anhaltspunkte für einen faziellen Vergleich.

<sup>1)</sup> *Rothpletz* (Geologische Alpenforschungen I. Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen etc. 1900) misst dieser Aufbiegung besondere Bedeutung zu und zeichnet ebenfalls ein neues südlicheres Gewölbe. Den Rötidolomit im Bleiswald resp. bei Pradamal möchte ich nicht für anstehend halten.

<sup>2)</sup> Lit. 23, pag. 45.

2. Die Calanda-Panärafalte erreicht auf der Ringelseite bedeutend grössere Dimensionen. Ihre Stirn reichte also wohl weiter nach N als die der tieferen Orgelfalte. (Die relativen Höhen der Überschiebungen entscheiden in keinem Sinne.)
3. Vorhandensein des Malm im Drachenberg-Äplikopf.

Der Malm der Orgelfalte spitzt sich von seiner Wurzel bis in die Orgeln sehr rasch aber gleichmässig zu, so dass in einer 2 km nördlicheren Stirn nicht mehr ein zirka 90 m mächtiger Malmkern erwartet werden dürfte. Dem in den Orgeln-Nordwänden zirka 40 m mächtigen Malm stehen in den Nordwänden der Panärahörner zirka 200 m Malm gegenüber.

Aus diesen Gründen und aus der allgemeinen tektonischen Situation überhaupt geht mit ziemlicher Sicherheit hervor, dass wir in den überschobenen Massen des Drachenberg die nördlich gesenkte Stirne der grossen Calanda-Panärafalte vor uns haben<sup>1)</sup>.

Den Zusammenhang der einzelnen Faltenzüge, wie er sich aus der gegebenen tektonischen Beschreibung, sowie aus der hier angeknüpften weiteren Verfolgung nach E ergeben hat, möge die nebenstehende Zusammenstellung dartun. Die sich entsprechenden Teile eines Faltenzuges sind auf eine Linie gesetzt. Links ist Westen, rechts Osten. Von unten = Süden gelangen wir von tektonisch höheren und auch ursprünglich südlicheren Teilen nach oben zu den tektonisch tieferen und nördlicheren Falten. Durch die Pfeile ist die zweite ebenfalls mögliche Verbindung der Falten zwischen Ringelgruppe und Calanda angedeutet.

Als wichtigstes Gesamtergebnis dieser Übersicht halten wir fest:

Das helvetische Faziesgebiet der Glarneralpen endigt in der autochthonen Region gegen E mit drei grösseren und mehreren kleinen parautochthonen Falten, deren wichtigste von oben nach unten sind:

Die Falte des Flimserstein-Tschepp (4),  
" " der Panärahörner-Calanda (7),  
" " " Orgeln (8).

Die vermeintliche Drehung in der Streichrichtung von WSW-ENE nach SSW-NNE oder stellenweise fast N-S (*Heim*, Lit. 7) ist nur Täuschung, bedingt durch das rasche Sinken dieser Faltenzüge in der Streichrichtung.

---

<sup>1)</sup> Nach ihren Dimensionen sowie ihrem tektonischen Charakter (Überlagerung des Flysch, nach N gerichtete liegende Gewölbestirn usw.) hätte diese Falte beinahe Anspruch auf den Rang einer Deckfalte. Ihre Längsentwicklung E-W beträgt > 16—17 km, ihr grösstes Breitenmass 6—8 km.

# Übersicht über die parautochthone Falten im Ostende der Glarneralpen.

Norden	
9	<p>Flyschgebiet des Calfeusentales</p> <p style="text-align: right;">Autochthone Aufwölbung von Vättis (Kristallines Fenster)</p>
8	<p style="text-align: center;">Falte der Orgeln</p> <p style="text-align: right;">Tiefere Falte des Calanda (Falte der Kaminspitze)</p>
7	<p>Kreide u. Malm über dem Glaserletscher</p> <p style="text-align: center;">Falte der Panarahörner mit der zugehörigen Gewölbestirn des Drachenberg-Alplikopf</p> <p style="text-align: right;">Höhere Falte des Calanda</p>
6	<p>(Gewölbeschenkel: Kreide von Surcruns, des Lavadignasgletschers, Taminsergletschers und des Calanda-Ostabhanges. Gewölbekern: Verrucano von Tamins, Dogger-Verrucano der Goldenen Sonne.)</p> <p style="text-align: right;">Falte des Calandagipfels</p>
5	<p>Kreideschuppe im Mulden- schenkel der Flimserstein- falte in der Flimserstein- Ostwand</p> <p style="text-align: center;">Normal gelagerte Kreide des Kars Oberste Kreideschuppe zwischen Tschopp und Crap Matts</p>
4	<p>Segnessutfalte (rechte Talseite: Alp Nagiens, linke Tal- seite: Segnesfälle)</p> <p style="text-align: center;">Falte des Flimserstein</p> <p style="text-align: right;">Falte des Tschopp — Crap Matts (Dogger- und Trias-Gewölbekern bei Trins, Verrucano bei Tamins)</p> <p style="text-align: right;">Kreideschuppe im Calanda-Ostabhang. (Haldensteiner Alp—Batania—Scal- ripp) vielleicht = Tschoppfalte</p>
3	<p style="text-align: center;">Doggerschuppe von Maliens</p> <p style="text-align: right;">(Wurzel: Verrucano am Vorderrhein bei Wackenau. Trias des Fasortasteins.)</p>
2	<p style="text-align: right;">Faltenreste helvetischer Fazies zwischen Rotenbrunnen und Bonaduz</p>
1	<p style="text-align: center;">Überschobener Verrucano der Glarnerüberfaltung Reste des Mittelschenkels als Lochseitenkalk</p>
Süden	

Westen

Osten

### Dritter Teil.

## Morphologie der Oberfläche.

### Tektonik und Gebirgsform; Täler.

Die verschiedenen Falten und Schuppen, wie wir sie im tektonischen Teil kennen gelernt haben, sind einzeln in der Formgebung für den äusseren Gebirgsbau wenig bedeutsam. In ihrer Gesamtheit aber haben sie durch ihren einheitlichen Südfall, verstärkt noch durch das dazu parallele oder nur schwach geneigte Clivage, die pultförmige Gestalt der ganzen Gebirgsgruppe bedingt. Nach Süden daher die allmähliche Abdachung, während nach Norden die von der Erosion angeschnittenen Steilabbrüche der Schichtköpfe schauen. Dementsprechend müssen auch die Talformen sein.

Auf der weiten Südabdachung des Gebirges schuf die Erosion kleiner Zuflüsse die linksseitigen Nebentäler des Vorderrheintales: das Tal des Segnespases, dasjenige von Bargis, das Lawoital und ihre kleinen Seitenzweige. Es sind kleine Quertäler, die in der Hauptsache in der Richtung des Schichtfalles von NNW nach SSE ihr grösstes Gefälle aufweisen (Abdachungstäler).

Die Nordgrenze unserer Gruppe bildet ein W-E verlaufendes Tal: das Calfeusental. Es stellt besonders in seinem untersten Teil einen der markantesten Typen eines reinen Erosionstales dar. Die höheren Kreide-Malmfalten hat die Tamina durchsägt, das Autochthone durchbrochen und noch das kleine Vättner Massiv aufgedeckt, in dem sie sich auch schon 200 m tief in die Gneisse eingeschnitten hat. Sehr wirksam ist der Gegensatz zwischen dem engen Durchbruch durch die Kalkformationen der autochthonen Kreide und der raschen Ausweitung innerhalb des Flyschgebietes seines Hintergrundes. Der vorderste Teil trägt den Charakter eines Anticlinaltales.

Ein alpines Längstal mit SW-NE Verlauf bildet den Südrand unserer Gebirgsgruppe: das Tal des Vorderrheins von der Gruob (Talkessel von Ilanz) bis Reichenau. Auf diese ganze Erstreckung ist das alte, wohl noch bedeutend tiefere Tal durch die Bergsturzmassen von Flims und dem Kunkelspass ausgefüllt. In seiner Anlage ist es ein durch tektonische Linien vordingter Tallauf, ein Abschnitt der bekannten Rhein-Rhonetalnarbe<sup>1)</sup>. In dieser Zone wurzeln die helvetischen Decken. In einem Querprofil des Tales in der Gegend von Reichenau treffen wir auf der Südseite die nach SE einfallenden Bündnerschiefer, die, wie im tektonischen Teil schon erwähnt, in Überschiebung den helvetischen Faltenresten bei Bonaduz aufliegen, welche ihrerseits aber NW- oder auch SW-Fall aufweisen und zum Teil zum Alpenstreichen quer liegen. Die Nordseite des Tales flankieren die einheitlich südfallenden parautochthonen Falten. In seinen Grundzügen ist das Tal ein Isoklinaltal. Auch in morphologischem Sinne gut zu gebrauchen ist seine Bezeichnung als Narbental, da durch dieselbe am besten sein morphologisch komplexer Charakter sowie seine Abhängigkeit vom regionaltektonischen Bau angedeutet wird.

<sup>1)</sup> Vergl. *C. Schmidt*. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. *Eclogae geol. Helv.*, vol. IX, p. 572.

Zwischen Rhein und Tamina stossen wir auf das Kunkelstal, das Tal des Görbsbaches. Es zeichnet sich im Verhältnis zu seinem kleinen Talbach durch eine auffällige Breite aus. Die Erklärung dafür wurde schon früh von *Alb. Heim* gegeben<sup>1)</sup>. Seine Anschauung, dass dieses Talstück dem ursprünglichen Stammtal eines Westrheines angehöre, also ein Taltorso bildet, wurde später von *A. Bodmer*<sup>2)</sup> und *Piperoff*<sup>3)</sup> weiter verfolgt und ausgebaut, weshalb ich hier auch eine Rekapitulation unterlasse.

Weitere Einzelheiten in den Talformen sollen bei Besprechung der Bergstürze berührt werden.

## Bergstürze.

In der Diluvialgeschichte unseres Gebietes bilden die vielfach erfolgten Bergstürze eine auffällige Erscheinung. Es gibt wenige Talstücke in den Schweizeralpen in denen die Bergstürzungen im Landschaftscharakter eine so hervorragende Rolle spielen. Einzig die Umgebung von Glarus<sup>4)</sup> lässt sich — zwar nur in bezug auf die Zahl nicht auf die Grösse der Bergstürze — mit dem Vorderrhein in Parallele setzen. Innerhalb unserer Gebirgsgruppe lassen sich als deutlich individualisierte Bergstürze unterscheiden:

1. Der Flimserbergsturz.
2. Der Bergsturz von Bargis.
3. Der Kunkelser Bergsturz.

### 1. Der Flimserbergsturz.

Es ist hier nicht der Ort, eine eingehende Schilderung des Flimserbergsturzes zu geben, zumal nur das Abrissgebiet vollständig in unserem Untersuchungsgebiete liegt und ein Teil des ausgedehnten Ablagerungsgebietes über dasselbe hinausreicht. Auch geben darüber schon mehrere Spezialstudien Auskunft, auf die hier verwiesen sei<sup>5)</sup>.

#### Das Abrissgebiet.

Blickt man von Flims hinauf nach dem Segnespass, so erkennt man mit ziemlicher Sicherheit die Umrisse jener grossen Nische, welcher die gewaltigen Gesteinsmassen entstammen müssen, die heute das Vorderrheintal erfüllen. Sie ist gegeben durch die SW-Wand des Flimsersteins einerseits und das Felsband SSW der Segneshütte anderseits. Die Südwände des Flimsersteins, Darbleuna-Pinut, sind dagegen kaum auf den Hauptflimserbergsturz zurückzuführen. Sie gehören wahrscheinlicher dem Bergsturz zeitlich vorausgehenden grossen Abbrüchen an<sup>6)</sup>. Den nördlichen Rand des Abrissgebietes sehen wir nicht als eine Abrisswand, sondern als eine nach oben ausreichende Gleitfläche, über welcher die fehlende Gesteinsmasse zur Tiefe gegangen ist (nach *Penck* + 3 km<sup>3</sup>). Diese Gleitfläche entspricht dem allgemeinen Schichtfall. Der Bergsturz

<sup>1)</sup> Lit. 3, pag. 321, und Lit. 7, pag. 469.

<sup>2)</sup> *A. Bodmer*. Terrassen und Talstufen in der Schweiz. Ein Beitrag zur Erklärung der Talbildung. Inaugural-Dissertation, Zürich 1880, pag. 28.

<sup>3)</sup> Lit. 10, pag. 45 u. ff.

<sup>4)</sup> Vergl. *J. Oberholzer*. Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. IX, n. F.

<sup>5)</sup> Vergl. Lit. 3, pag. 203 u. ff, Lit. 6, Lit. 7, pag. 431 u. ff, Lit. 12, pag. 233 u. ff, Lit. 20, pag. 18.

<sup>6)</sup> *Penck* zieht dagegen den Rand der Ausleitfläche um den Südrand des Flimsersteins herum und schätzt so die fehlende Gesteinsmasse, welche nötig wäre, um die Böschungen der Nachbargehänge zu erreichen auf 5 km<sup>3</sup>. Lit. 18, pag. 436.

ist also als ein gewaltiger Bergschliff zu bezeichnen. Dass der Bergsturz noch weiter über eine Linie Flimserstein P. 2679 m—Segnes sut nach N hinübergelassen hat, dafür gibt es keine Anhaltspunkte. Vielmehr beweisen — abgesehen von der Geländeform — schon das Fehlen von Nummulitengrünsand und das Vorherrschen des Verrucanoschiefers gegenüber dem Gneiss im Ablagerungsgebiet, dass wir uns hier am Nordrand des Abrissgebietes befinden.

Stehen wir auf dem Südrand des Bodens von Segnes sura und sehen talwärts, so erblicken wir in den stark verkarrten Malmplatten ob Cassons (Gondas de Cassons) noch die ursprüngliche Gleitfläche, auf der sich kein Sturzmaterial mehr gehalten hat. Sie fällt zirka 25° SSE, nach unten wird sie flacher. Wenig weiter südwestlich beginnt in zirka 2150 m ein grossblockiges Haufwerk von Malmblöcken, die sich quer über das Tal legen und einen oft schon für Moräne gehaltenen Wall bilden. Durch diesen Riegel ist der hintere Teil des Segnestales gestaut worden. Das ursprünglich wohl vorhandene Seebecken ist heute mit Alluvionen vollständig ausgefüllt. (Segnes sut, unterer Segnesboden.) Das lose Blockwerk zieht sich von der Segneshütte hinüber über Alp Platta und brandet gewissermassen an die anstehende Felsrippe des Crest la pligliusa-kammes hinauf, um auf der andern Seite nach der Alp Nagiens hinabzustürzen. Der ganze Kamm der Crest la pligliusa ist von diesen überbrandenden Bergsturzböcken (alles Malm) übersät. Diese zusammenhängende Blockzone gibt uns die mittlere Richtung der Bergsturzmassen an. Sie geht hier von NE nach SW. Im oberen Abschnitt nahm der Bergsturz mehr SW-Richtung an und breitete sich erst in tieferen Teilen fächerförmig gegen SE aus.

Links des Flembaches, in den Heubergen von Salein und Stargels ist die Blocklage wenig mächtig. Rechts dagegen verfolgen wir das Blockmeer durch den Uaul Desch über Tarschlin und Muletg bis Flims. Auf der Westseite der Crest la pligliusa ist der Bergsturz an die breite Schulter des Crap St. Gion angeprallt und hat hier den Laaxerbach gestaut. Ein kleiner Alluvialboden, Il pleun, ist auch hier dem vorübergehenden See gefolgt<sup>1)</sup>. Mit seinen Alluvionen hat auch der Flembach ob Punt Desch zufällige Vertiefungen im Bergsturz ausgeebnet.

Von Santeglias (bei Narraus) über Bargons, Salein und Tuffs (so heisst die Felspartie zwischen Foppa und Flembach) wird die Abrutschfläche des Bergsturzes von einem Bord anstehenden Felsen begrenzt, der weiter südlich unter Spaligna wieder zurückbiegt und so den dem Flimserstein vorliegenden anstehenden Sockel von Foppa begrenzt. Auf demselben findet sich kein Bergsturzmateriale. Er gehört nicht mehr in den Bereich des Flimser Bergsturzes, sondern hat diesen hier vielmehr in seiner Laufbahn eingeengt.

Bei Salein treten die glatten Platten der Gleitfläche hervor. Auf ihnen liegt ein eckiges Grus von Malmkies. Es ist die randliche Fazies des Bergsturzes, der hier im Kontakt mit dem Anstehenden, dieses zerriebene Material führte. Wenig weiter abwärts (Tuffs) ist der neue Alpweg in dickbankigen, schwarzen Quintnerkalk gehauen. Stellenweise ist dieses anstehende, normalen Südfall zeigende Gestein völlig zersplittert wie Bergsturz, man möchte sagen, es sei hier in loco beim Niedergang des Sturzes zertrümmert worden. Unterhalb Tuffs tritt der Weg wieder in den Bergsturz hinaus. Von hier an befinden wir uns im Ablagerungsgebiet des Bergsturzes, das sich von Reichenau im Osten bis gegen Kästris im Westen ausdehnt. (Vergl. die Umgrenzungsangaben in den oben genannten Abhandlungen über dem Flimserbergsturz.)

### Das Ablagerungsgebiet.

Die hügelige Landschaft mit den kleinen Seen inmitten der dunkeln Wälder ist bekannt<sup>2)</sup>. Malm, die verschiedenen Kreidestufen (Schrattenkalk von Malm nicht unterscheidbar) und Verrucano (vorwiegend die schiefrige Ausbildung) setzen das Blockwerk bei Flims zusammen. Auf dem

<sup>1)</sup> A. Bodmer hat diesen ebenso wie den Boden von Segnes sut irrtümlicherweise als Reste alter Talböden aufgefasst. Loc. cit., pag. 24.

<sup>2)</sup> Heim schätzte das Volumen des Bergsturzes auf 15 km<sup>3</sup>, Penck auf 11 km<sup>3</sup>, Staub neuerdings auf 10 km<sup>3</sup>. Grundriss des Ablagerungsgebietes zirka 40 km<sup>2</sup> (Staub).

Rücken des Mutta (P. 1247 m) und bei Staderas herrschen Kreidegesteine vor, welche vereinzelt in der westlichen Hälfte des Bergsturzesgebietes überall anzutreffen sind. Weiter SE-wärts treten alle Gesteine gegenüber dem allein vorherrschenden Malm zurück<sup>1)</sup>. Am linksseitigen Bergsturze, bei Porclas und Digg, finden sich auf der Oberfläche des Bergsturzes zahlreiche Doggerblöcke, Eisensandstein und Eisenoolith. Dieses Doggervorkommen kann einem rätselhaft berühren, da ja im ganzen Hinterland des Bergsturzes kein Dogger ansteht. *Rothpletz* zählt diesen Dogger einem selbständigen Bergsturz zu, der, von Munt her auf den Flimserbergsturz niedergegangen sein sollte und die Veranlassung zur Stauung und Seebildung bei Mulins gewesen wäre<sup>2)</sup>.

Betrachtet man aber an Ort und Stelle die Verhältnisse, so ersieht man leicht, dass ein Bergsturz von Munt sein Ablagerungsgebiet allein zwischen Digg und Dabi haben könnte. Es ist nicht gut vorstellbar, dass ein solcher Bergsturz über die Kante der nördlich ansteigenden Malmfelsen bei Crap Barcatzi hinübergefallen wäre, damit sein Ablagerungsgebiet westwärts bis Pintrun, wie es *Rothpletz* auf seiner Karte darstellt, reichen würde. Zudem fehlt jede Andeutung eines Abbruches bei Munt. Wie soll man sich dann aber die Herkunft des Doggers und die Entstehung des Bodens von Mulins erklären?

Die Hauptansammlung von Doggerblöcken findet sich nur ungefähr 200 m entfernt von dem sicher anstehenden Eisensandstein bei Porclas. Einen Eisenoolith fand ich mit Puntaigliasgranit zusammen beim Signal P. 937 m; er könnte also zum Teil auch erratisch sein. Für die Hauptmasse des Doggers aber möchte ich annehmen, dass er die durch den Bergsturz aufgeschürfte Fortsetzung des Vorkommens bei Porclas ist. In das hier im unteren Teil sich erweiternde Val Turnigel (Tal von Bargis) fielen die Bergsturzmassen, und in der so entstandenen Depression in der Bergsturzoberfläche bildete sich der breite Seeboden von Mulins. Im Hügel bei Porclas (P. 937 m) haben wir den an dem vorspringenden Malmrücken des Crap Barcatzi aufgestauten Flimserbergsturz vor uns. Diese Erklärungsweise zerreisst nicht weiter die Einheitlichkeit des Flimserbergsturzes und wird dennoch den vorhandenen Tatsachen gerecht.

Ebenfalls in der Tiefe des Vorderrheintales anstehend gewesen und durch den Bergsturz aufgeschürft dürften die früher von *Theobald*, *Rothpletz* und *Tarnuzzer* für anstehenden Fels gehaltenen Doggervorkommen im Val Surda und bei der Ruine Wackenau sein.

Besondere Verhältnisse sollen nach *Rothpletz* auf der SW-Seite des Bergsturzes in der Umgebung von Laax herrschen. Der genannte Forscher glaubte, hier ein in seiner Entstehung „grundverschiedenes Gebilde“, die „Laaxerbreccie“, von der einheitlichen Bergsturzmasse, die er in der Hauptsache für einen anstehenden durch Versenkungen isolierten Felsriegel hält, abtrennen zu müssen<sup>3)</sup>. Dieselbe soll im Laaxertobel unter dem Flimserbergsturz, dem *Rothpletz* eine nur ganz beschränkte und willkürlich begrenzte Mächtigkeit zukommen lässt, zutage treten. Die Veranlassung zu dieser separaten Breccienbildung gaben „grosse Schutthalden, die sich am Fusse der ehemaligen bedeutend nach Süden vorgeschobenen Flimserkalkberge gebildet hatten“ und, wie *Rothpletz* in seinem Erklärungsversuch annimmt, wahrscheinlich von Wildbächen in den gestauten Ilanzersee geschwemmt wurden.

Ein zirka 100 m tiefer und wilder Erosionseinschnitt, das Laaxertobel, gewährt einen guten Einblick in die Verhältnisse dieses Bergsturzesgebietes. In der Tiefe des Tobels kommt unter den hellen, gigantisch gezackten Ruinen der vermeintlichen „Laaxerbreccie“ der nach Süden einfallende grüne Verrucano, wie er zwischen Laax und Fellers anstehend sich findet, zum Vorschein. Er bildet hier die sichere anstehende Basis des Flimserbergsturzes. Darüber lagert sich ohne sichtbare Moränenzwischenlage die Breccie, die stellenweise die von *Rothpletz* angegebenen Merkmale, welche sie so sehr von seiner Flimserbergsturzbreccie trennen soll, trägt. Es ist eine mancherorts etwas feine, schichtungslose Malmbreccie, deren Bindemittel ein oft erhärtetes Kalk-

<sup>1)</sup> Die dieser Arbeit zugrunde liegende Karte (Spezialkarte Nr. 63) verzeichnet die mehr oder weniger schwarmweise auftretenden Blöcke von Kreide (K), Dogger (J<sub>2</sub>) und Verrucano (Vc).

<sup>2)</sup> Lit. 12, pag. 235.

<sup>3)</sup> Lit. 12, pag. 229, und Geolog. Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die Glarner Doppelfalte. Stuttgart 1894, pag. 235.

mehl darstellt. Die Verkittung dieser „Laaxerbreccie“ ist aber durchaus nicht überall vorhanden. Oft ist es nur ein loses Haufwerk. Der feine Überzug von „Kalkschlamm“, auf den *Rothpletz* besonderes Gewicht legt, findet sich ebenfalls häufig an Stellen stärkerer innerer Reibung und Zertrümmerung im typischen Flimserbergsturz. Der scheinbare Unterschied zwischen gewöhnlichem Bergsturzmaterial und der „Laaxerbreccie“ besteht nur darin, dass wir zum Beispiel in den Felswänden der Vorderrheinschlucht ganze, innerlich zertrümmerte, aber noch zusammenhängende Schichtpakete vor uns haben, während wir im Laaxertobel die durch die Bewegung stark hergenommenen und zerkleinerten randlichen Partien der gleichen und einheitlichen Sturzmasse treffen. Die Grösse der Malmtrümmer im Laaxertobel kann ebenfalls stark wechseln, ganz wie in der gewöhnlichen Flimserbergsturzmasse. Ebenso finden sich neben den vorwiegenden Malm- auch Kreideblöcke (Kieselkalk und Valangienkalk), welche *Rothpletz* wahrscheinlich seinem überlagernden „Flimserbergsturz“ zuzählt. Sie heben sich durch ihre gelbbraune Anwitterungsfarbe und durch eine bräunliche erdige Zwischenmasse deutlich hervor. In Fig. 21, Tafel IX, des Atlas seines „Geotektonischen Problems der Glarneralpen“ stellt *Rothpletz* auf der linken Seite am Ausgange des Laaxertobels eine in die „Laaxerbreccie“ hineingreifende Zunge seines „Flimserbergsturzes“ dar. Dieselbe soll aber der „Laaxerbreccie“ nur angelagert nicht eingelagert sein, was das Vorhandensein einer ziemlich tiefen Erosionsfurche in der „Laaxerbreccie“ schon vor Niedergang des „Flimserbergsturzes“ dartun würde. An einem auffälligen, vorstehenden Felsturm lässt sich aber deutlich feststellen, dass diese „Zunge“ dem einheitlichen Bergsturz eingelagert und nicht angelagert ist. Ich möchte sie für einen Schwarm stark zertrümmerter Kreidesteine halten.

Nach all dem Gesagten scheint mir die Trennung einer „Laaxerbreccie“ von der Flimserbergsturzbreccie ein nicht gerechtfertigtes Vorgehen zu sein — mag man diese Breccie mit *Rothpletz* als eine Art Deltabildung von einem eben nicht vorhandenen „anstehenden Querriegel“ oder auch vom Bergsturz herkommen lassen. Der Flimserbergsturz ist hier der gewaltige einheitliche Trümmerstrom, in dem ausser dem Verrucano im Laaxertobel kein anstehendes Gestein zum Vorschein kommt.

### Die Moränen des Bergsturzes.

Auf die Moränen gründet sich die Altersbestimmung des Bergsturzes. Liegend- und Hangendmoränen verweisen den Flimserbergsturz in eine Interglacial- resp. -stadialzeit. Nach *Penck* und *Brückner* gehören die Grundmoränen, die mit Sturzbreccie verknetet, durch die Erosion des Vorderrheins unter dem Bergsturz gegenüber der Bahnstation Trins abgeschlossen sind, dem *Bühlstadium* an<sup>1)</sup>. Die gleichen Moränen sollen nach den Angaben von *W. Staub*<sup>2)</sup> gegenüber der Station Valendas-Sagens an einem Strässchen nach Planezzas unter dem Bergsturz hervorstechend wieder zu finden sein. Was ich aber dort feststellen konnte, möchte ich kaum für die zutage tretende Grundmoräne halten. In die genannten Moränen hatte sich der Vorderrhein nach den Feststellungen von *W. Staub*<sup>3)</sup> schon einen Cañon eingeschnitten, als die gewaltigen Trümmermassen alles überdeckten.

Die Moränen im Dache des Bergsturzes, die sich durch bedeutend geringere Mächtigkeit auszeichnen und auch schon in ihrer Ausbildung sich von der mehr sandigen Liegendmoräne unterscheiden, wurden schon von *Heim*, *Hartung* und *Rothpletz*<sup>4)</sup> erwähnt. Dem Eisvorstoss, dem sie angehören, geben *Penck* und *Brückner* aus nicht zu unterschätzenden Gründen<sup>5)</sup> nur mehr beschränkte Ausdehnung (bis in die Gegend von Chur) und parallelisieren ihn mit dem *Gschnitz-*

<sup>1)</sup> Lit. 18, pag. 438.

<sup>2) 3)</sup> Lit. 21, pag. 27.

<sup>4)</sup> *Rothpletz* (Lit. 12, pag. 234) betont zwar ausdrücklich, er hätte davon „keine Spur“ gefunden. Dieser Widerspruch löst sich, da *Rothpletz*, wie schon erwähnt, ebenso *Hartung*, grosse Teile des Bergsturzes mit Moränenbedeckung für Anstehendes hielten.

<sup>5)</sup> Fehlen von Rheinmoränen und erratischen Blöcken bei Flims und im Abrissgebiet, also geringe Eismächtigkeit; Moränenanreicherung bei Bonaduz und Sagens (Zungenbecken). Lit. 18, pag. 438.

*stadium*. W. Staub kommt an Hand seiner detaillierten Moränenstudien zur gleichen Annahme und benennt dieses Stadium das *Stadium von Chur*<sup>1)</sup>.

Neuere Weganlagen ermöglichten mir, mehrere Moränenvorkommnisse, die diesem Stadium zugehören, zu kartieren: bei Pintrun, Con, Tuora, im Uaul grond, am oberen und unteren Conweg und bei Salums. Die Moränenbedeckung ist meist nicht auf grössere Erstreckung zusammenhängend; sie findet sich in vielen kleinen Fetzen mehr auf der talabwärts schauenden Leeseite der Hügel zerstreut und ist in der Umgebung von Con so häufig, dass man sagen kann, der Bergsturz sei hier förmlich mit Grundmoräne überkleistert. Spärlich sind dagegen die sicheren Moränenaufschlüsse in der Umgebung von Laax. Erratische Blöcke sind recht selten, was um so mehr auffällt, wenn man den westlichsten Bergsturzurücken, auf dem das Dorf Laax liegt, überschritten hat, an dem bergsturzfrenen Gehänge gegen Fellers hinauf reichliche und mächtige Moränenbedeckung und ganze Schwärme von erratischen Blöcken (vorwiegend Puntaiglasgesteine und konglomeratischer Verrucano) antrifft.

Die Mächtigkeit der Moränen auf dem Bergsturz ist durchschnittlich nur  $\frac{1}{2}$  m. Geschiebe kristalliner Herkunft fehlen so ziemlich vollständig. Malm und untergeordnet grüne Verrucanoschiefer bilden die Komponenten der stark Lokalfazies zeigenden Moränen. Erratische Blöcke von linksseitigen Oberländergesteinen sind vereinzelt.

Besondere Erwähnung verdient noch das ausgedehnte Vorkommnis zwischen Ransun und Lagizun. Hier zieht sich die Moräne auf der rechten Seite des Flembaches ein gutes Stück in dessen Erosionseinschnitt hinab; es war also dieser Durchbruch zur Zeit des letzten Eisüberzuges schon in einiger Tiefe vorhanden.

Die Flims am nächsten kommenden Moränen fand ich südöstlich dem Caumasee in zirka 1050 m. Sie liegen schon auf der Nordseite der höchsten Erhebungen im Bergsturz (Ault la Mutta 1247 m und Ault de Val Gronda 1270 m), welche von unserem Stadialgletscher wahrscheinlich nicht mehr überflossen wurden. Sollte also der Eisstrom auch nördlich des Ault la Mutta durch die des Erraticums sonst vollständig entbehrenden Mulden des Lai de prau duleritg und Cauma geflossen sein, oder weisen diese Moränen am Ende gar hinauf nach dem Segnes? Nach Penck und Brückner entspricht dem Gschnitzstadium ziemlich allgemein eine Depression der Schneegrenze von zirka 600 m. Die einem jüngeren Rückzugsstadium zugehörigen Moränen sind im Segnestal somit in bedeutend grösserer Höhe zu erwarten. Schon aus diesem Grunde ist nicht anzunehmen, dass sich zu jener Zeit das Segneseis mit dem Rheineis verbunden habe. Aber ganz besonders auch das gänzliche Fehlen von Moräne zwischen Flims und Caumasee lässt die genannten nördlichsten Moränen auf dem Bergsturz noch zum Rheingletscher zugehörig erscheinen. Die Moränen und erratischen Blöcke des Bergsturzes sind auf eine mittlere Zone des hier breiten Vorder-rheintales beschränkt. Erratische Blöcke sind häufig auf den Erosionsterrassen, die den Vorder-rhein begleiten. Tarnuzzer erwähnt einen leichten Grundmoränenüberzug auf dem bei Valendas der Flimsbreccie aufliegenden Bergsturz aus der Bündnerschieferzone<sup>2)</sup>, und W. Staub<sup>3)</sup> gibt genauere Angaben über Moränen zwischen Bonaduz und Versam. An und auf den höheren Bergsturzurücken (Ault la Mutta) gelang es mir nicht mehr, irgendwelche glaciale Spuren zu entdecken.

Aus der Verbreitung der Glacialgebilde ist also zu schliessen, dass der Gletscher nur mehr die Talbreite südlich der höchsten Schuttberge einnahm und die nächste Umgebung von Flims nicht erreichte.

Er dürfte hier eine Breite von  $2\frac{1}{2}$ —3 km gehabt haben. Die übrigens kleinen Moränenfetzen am Fusse des nördlichen Mutterückens liegen in diesem Falle da, wo dieser Bergsturz hügel niedriger wurde und der Rheingletscher sich verbreiterte und das ganze Gelände zwischen Rens und Ransun überflutete.

<sup>1)</sup> Lit. 21, pag. 27.

<sup>2)</sup> Chr. Tarnuzzer. Ein diluvialer Bergsturz der Bündnerschieferzone auf der Flimsbreccie bei Valendas. Jahresbericht d. naturf. Ges. Graubündens. 1900—1901.

<sup>3)</sup> Lit. 21, pag. 19.

Der Gletscher vermochte nicht, der Landschaft ein besonderes Gepräge zu verleihen. Die Oberflächenformen des Bergsturzes sind reine Akkumulationsformen, die weder durch Gletscherarbeit noch Flusserosion wesentlich verändert wurden. Schon aus diesem Grunde ist zu schliessen, dass die Eismächtigkeit des den mittleren Teil des Bergsturzes noch überziehenden Gletschers nicht mehr gross gewesen sein kann.

Einen interessanten kleinen Moränenaufschluss fand ich in 1300 m an einem neuen Wege, kurz bevor dieser die Ställe von Spaligna nordwestlich ob Flims erreicht. Die Moräne ist nur 30 cm mächtig, liegt aber auf geschliffenem Malm (anstehender Sockel von Foppa) und führt geschrammte Malmgeschiebe und feinen, verwitterten Verrucanoschiefer. Grössere Verrucanoblöcke liegen in der Nähe. Die verbindenden Moränenvorkommnisse, die diese Moräne nach unten oder nach oben verweisen, suchte ich vergebens. Bei Flims fehlt wie schon erwähnt Moräne. Segnesaufwärts liegt über dem anstehenden klüftigen Fels auf der linken Seite des Flem meistens eine wenig mächtige Lage (1—2 m) von feinerem Malm- und Verrucanoschutt, hie und da untermischt mit grösseren Blöcken von Kreide und Malm. Sichere Gletschergeschiebe und -schliffe fehlen. Es ist Bergsturzmateriale.

Die kleine Moräne von Spaligna liegt also ohne verbindende Zwischenglieder ganz isoliert dicht am Bergsturz auf anstehendem Fels. Die Deutung, dass wir es hier mit einem Moränenrest zu tun haben, der älter ist als der Niedergang des grossen Bergsturzes, macht unter diesen Verhältnissen am meisten Anspruch auf Wahrscheinlichkeit. Freilich lag dieser kleine Moränenüberzug in sehr gefahrvoller Nähe der Sturzbahn.

Die nächst höheren, gut ausgeprägten Moränen liegen erst in 2150 m hinter Segnes sut und ziehen sich von hier gegen den Segnespass hinauf. In der Umgebung der Segneshütte liegt keine Moräne. *Penk* benützt zwar hier „typische Endmoränen eines kleinen bis 2100 m herabreichenden Gletschers“ zur Fixierung eines Daunstadiums<sup>1)</sup>. Wo diese aber gelegen sind, ist mir nicht klar. Ich fand nur Bergsturzwälle. Der auf Blatt IX 1:100,000 der geolog. Karte der Schweiz durch *Alb. Heim* als Moräne kartierte Wall ist ein sicherer Bergsturzurücken, wie auch *Heim* selbst längst erkannt hat (Mitteilung auf Exkursion).

Das ganze Bergsturzgebiet, das wir nun in Ausdehnung und Geschichte verfolgt haben, wird beinahe in seiner ganzen Länge vom Flenbach durchflossen. Sein Lauf gewährt mancherlei Einblicke in die Talgeschichte. Die beiden Sammelarme vom Segnespass und Segnesgletscher — kurzerhand Segnesbäche genannt — durchfliessen schon in ihrem Oberlauf weite Alluvialböden, ausgefüllte Seebecken. Segnes sut haben wir schon als durch Bergsturz abgedämmtes Talstück kennen gelernt, Segnes sura stellt dagegen ein in anstehendem Gestein (Fleysch) ausgekolktes, wahrscheinlich nur sehr seichtes Becken dar. Sein südlicher Teil wird von einem weit vorspringenden Riff von Nummulitengrünsand (mit Gletscherschliffen), dem härtesten Gestein seines Untergrundes durchsetzt, wodurch eine kleine südliche Wanne abgetrennt wird. Den Querriegel (Kreide) hat der Bach in tiefer Schlucht durchsägt.

Von der Vereinigung beider Bäche weg fliesst dann der Flem in Bergsturz bis oberhalb Punt Desch. Unter dieser Brücke hat er sich schon in zirka 10 m tiefer Schlucht in das Anstehende eingeschnitten. Bei Muletg tritt er wieder in Bergsturz über, den er zum Teil in schäumenden Fällen (Val Stenna) durchsetzt. Östlich von Flims suchte er dem Bergsturz nördlich auszuweichen und gelangte dabei wieder auf anstehenden Fels, den er in der Felsbachschlucht, einer wilden Erosionsrinne von ungefähr 30 m maximaler Tiefe — ein Massstab für die Zeit, die seit dem Niedergange des Bergsturzes verfloren! — durchschneidet. Bei Cresta tritt er hinaus in die Alluvionen des Mulinserbodens, einem ehemaligen Staubecken des Bergsturzes, das wohl ursprünglich von dem grössten Bergsturzsee des Gebietes eingenommen war. (Deltaschichtung ist zwar mangels an Aufschlüssen nicht feststellbar.) Der Flem hat zusammen mit dem Mulinserbach den See ganz ausgefüllt und nachher gleichmässig mit der Vertiefung der Schlucht bei Pintrun, d. h. dem Einsägen in den Bergsturziiegel, tiefere Erosionsterrassen in seinem Alluvialboden eingeschnitten. Der letzte Abschnitt des Baches bildet wieder einen wildromantischen Durchbruch durch Bergsturz.

<sup>1)</sup> Lit. 18, pag. 439.

## 2. Der Bergsturz von Bargis.

Einen weiteren Bergsturz im Gebiete von Flims gehört der Hügel II Stutz an, der den Boden von Bargis östlich begrenzt. Dieser kleine Bergsturz setzt sich aus lauter Malmblöcken zusammen. Sein Abrissgebiet liegt im Südgrat des Tschepp. Dass hier in diesem Blockwall nicht eine lokale Endmoräne vorliegt, ergibt sich aus folgenden Gründen:

1. Fehlen von Verrucano, der doch aus den Tälern von Sterls und Lavadignas etc. in der Obermoräne zahlreich hierher gekommen wäre.
2. Fehlen sicherer glacialer Geschiebe in den Aufschlüssen am Hügel.
3. Der Talbach hätte in seiner starken erosiven Tätigkeit eine Endmoräne bald durchbrochen, der weite Alluvialboden von Bargis wäre nicht zustande gekommen.

Moränenablagerungen sind hier aber dennoch vorhanden. Eine vom Tscheppgrate herabkommende Runse hat links des Baches die Bergsturzablagerungen günstig angeschnitten und darunterliegende sichere Moräne aufgedeckt. Unter den groben Trümmern des Sturzes liegt mit scharfer Grenze eine zirka 1 $\frac{1}{2}$  m mächtige Lehmschicht mit Malmgeschieben.

Es liegt hier also eine ähnliche Zeitfolge vor wie beim Flimsbergsturz. Der Bergsturz stürzte hier wie dort auf Moränenablagerungen.

Hinter dem Walle von Bergsturz und Moräne wurde der Talbach zu einem kleinen See gestaut, wie die am Mulinsbach in einem Anriss der Alluvionen aufgeschlossene Deltaschichtung dartut. Aus der Alluvialebene hat der Bach ein kleines Erosionsterrassensystem herausgeschnitten. Besonders schön ist diese Miniaturterrassenlandschaft im Hintergrund der Ebene zu sehen.

## 3. Der Kunkelser Bergsturz und andere kleinere Stürze.

Der beträchtliche Bergsturz, der das Rheintal bei Reichenau erfüllt, ist bekannt<sup>1)</sup>. Sein Abrissgebiet ist schon im topographischen Bilde der Karte durch den Felszirkus Vogelstein-Sessagit-Carschlunkopf sehr deutlich gekennzeichnet. Sein Alter ist analog dem des Flimsbergsturzes. Moränen unterteufen ihn und andere bedecken in dünnen Überzügen seine Oberfläche. Zum Absturz kamen Malm, Dogger, Rötidolomit und Verrucano. Wir finden diese Gesteine, wie *Staub* darstellt, im Ablagerungsgebiet, auf der rechten Rheinseite am Hügel IIs Auts noch schwarmweise geordnet<sup>2)</sup>.

„Der Hügel Rascheu, welcher den Girsch, einen kleinen, jetzt ausgelaufenen Bergsturzsee abgedämmt hatte, scheint einem späteren Nachbruch von Calanda her anzugehören.“ (*Staub*.)

Eine tiefe Nische greift unterhalb der Silberegg in die Felsgehänge des Calanda. Auch hier dürfte die Abbruchsregion eines alten, bisanhin in der Literatur noch nicht erwähnten Bergsturzes oder -schliffes sein. In dem Gebiet des darunterliegenden Bleiswaldes findet sich kein sicher anstehendes Gestein. Oberhalb Pradamal verzeichnet die Karte Piperoffs eine normale Schichtserie von Trias, Dogger und Malm. Ich fand aber über dem Rötidolomit, den nach oben Quarzsandsteine mit eingelagerten Dolomitbreccien abschliessen, keinen anstehenden Dogger und Malm. Der Rötidolomit ist stark zerklüftet und fällt bergwärts mit NW-Streichen. Wenige Schritte westlich folgt unter dem Dolomit unterer Dogger und darunter wiederum Rötidolomit. Es scheint mir sehr zweifelhaft, ob wir es hier in dieser Trias mit dem noch an Ort und Stelle befindlichen normalen Hangenden des Verrucano von Tschingels zu tun haben. Die Streich- und Fallrichtung sprechen dagegen. Viel wahrscheinlicher liegen hier grössere verstürzte oder verrutschte Schollen vor, die einem grösseren Bergschliffe, der die Lücke zwischen den Felsbändern von Tschingels und Foppastein einnimmt, angehören.

Der Vollständigkeit halber seien hier noch die weiter talabwärtsliegenden Bergstürze des Calanda und der Bündnerschiefergehänge erwähnt, deren Ablagerungsrelikte in den Toma der

<sup>1)</sup> Vergl. Lit. 7, pag. 448; Lit. 10, pag. 37; Lit. 21, pag. 20.

<sup>2)</sup> *W. Staub* schätzt das Areal, das von diesem Bergsturz bedeckt wird, auf zirka 4.5 km<sup>2</sup>, das Volumen im Maximum auf 0.4—0.5 km<sup>3</sup>.

Umgebung von Ems und Chur erhalten geblieben sind. (Vergl. *Heim* Lit. 7, *Piperoff* Lit. 12 und *Staub* Lit. 21.)

Kleinere Stürze des Ringel-Segnesgebietes liegen noch im Tal von Bargis (bei Rusna), am Südrand des Flimsersteins (Uaul de Fidaz) und bei Trins. (Dogger.)

#### 4. Ursachen der diluvialen Bergstürze.

Eine berechtigte Frage ist diejenige nach der Ursache der vielen Bergstürze, die das Rheintal zwischen Chur und Ilanz einnehmen. Die grösseren Sturzmassen (Flims, Kunkelspass, Bleiswald (?) Toma von Ems und Chur) haben interglaciales resp. -stadiales Alter. Sie brachen beim Zurückweichen des Gletschers, der die Liegendmoräne des Flimserbergsturzes abgelagerte, nieder. *Brückner* glaubt, den Niedergang des Flimserbergsturzes wie so vieler anderer interglacialer Bergstürze auf das Unterschneiden der Gehänge durch den Gletscher zurückführen zu müssen. Dem ist in unserem Falle entgegenzuhalten, dass im jetzigen, der Beobachtung zugänglichen Talprofil ein übertieftes Tal nicht festzustellen ist. Die älteren, höheren Moränen, die sich in ihrer Verteilung den jetzigen Talformen anpassen (vergl. folgenden Abschnitt), zeigen, dass seit ihrer Ablagerung zwar viel abgeschwemmt wurde, die Täler aber seit der oder den ältern Vergletscherungen — die grösseren Eiszeiten dürften hier vielleicht überhaupt einheitlich gewesen sein! — bis zum letzten Stadium von Chur in einer mittleren Höhenzone nicht wesentlich verändert wurden. Über einer solchen mittleren Höhenzone streicht die Gleitfläche des Flimserbergsturzes aus.

Ausschlaggebend für den Niedergang der vielen Bergstürze dürften vielmehr rein klimatische Ursachen gewesen sein. Die überaus reichlichen Niederschläge durchtränkten den klüftigen Fels auf lange Zeiten und lockerten den Zusammenhang ganzer Schichtpakete. Beim ersten Zurückweichen des Gletschers verloren die für einen Schlipf vorbereiteten Massen den Gegendruck des Eises und glitten deshalb zu Tale. Den wesentlichsten Vorschub zur Bildung der grossen Bergstürze leistete aber natürlich der einheitlich gegen das Tal gerichtete Südfall der Schichten auf der Nordseite des Vorderrheintales.

---

#### Die höheren Moränen des Rheingletschers.

Der diluviale Rheingletscher füllte zur Zeit der letzten grossen Vergletscherung (Würm und Bühl) das Talprofil bis in beträchtliche Höhe. Die höchsten dem Rheingletscher zugehörigen Moränenreste liegen bei der Alp Mora südlich des Tschepp in zirka 2000 m. Hinter denselben, besonders im Val Trimosa, öffnen sich typische Kare. Die Moränen zeigen ausgeprägte Lokalfazies, indem sie sich beinahe ausschliesslich aus Verrucano und Malm der Umgebung zusammensetzen. Man könnte sie deshalb auch einem Lokalgletscher zuschreiben, der auf dem weiten, der Ringelspitze vorgelagerten Bergrücken zur Entwicklung gelangen konnte. Am Wege zwischen Purcs und Alp Mora ist in 1850 m der anstehende Fels mit der schönsten Schifffläche aufgedeckt. Sämtliche Schrammen zeigen W-E-Richtung und weisen aber diese Moränen einem Eisstrom, der sich in der Richtung des Haupttales bewegte, zu. Das Moränenmaterial mag von Seitenlokalgletschern stammen, die in diesem Niveau in die allgemeine Strömungsrichtung des vielfach zusammengesetzten Rheingletschers einbezogen waren. Dieser reichte hier im Vorderrheintal mithin bis über 2000 m hinauf. Zwischen Munt und Maliens bedeckt Rheinmoräne auf grössere Strecken das Gehänge. Ihre Mächtigkeit wächst bis über 2 m. An diese Moränenvorkommnisse knüpfen sich in der so wasserarmen Gegend mehrere kleine Quellen.

Auffällig ist in den höheren Regionen das Fehlen erratischer Blöcke besonders der kristallinen Gesteine aus dem Oberland. (Puntaiglas.) Bedenkt man aber, dass diese Gesteine entsprechend ihrem Ursprungsbezirk im Eisstrom eine vom Rande relativ entfernte Stromlinie einnehmen

mussten, so ist diese Tatsache leicht erklärlich. Beim Rückschmelzen des Eises kamen sie dann in tieferen Lagen zur Ablagerung. Die höchsten Puntaiglasgesteine (Diorit) fand ich in Munt (1200 m).

Moränen, die in ihrer Höhenlage mit den erwähnten korrespondieren, finden sich talaufwärts auf dem Flimserstein. Diese sind aber eher einem Plateaugletscher des Flimsersteins selbst zuzuschreiben. Im Gebiete des Segnestales, dem Abrissgebiet des Bergsturzes, fehlen sichere Rheinmoränen. Reichlich finden sie sich am Südgehänge des Crap-St. Gion und rheinabwärts auf der Passhöhe des Kunkels. Die mächtigen Moränen des Kunkelspasses (1351 m) enthalten prächtige geschrammte und glänzend polierte Malmgeschiebe, wie nicht oft so schöne angetroffen werden. Von der Passhöhe zieht sich die Moränenbedeckung bis zur Taminser Grossalp hinauf (1800 m) und ist an günstigen Stellen auch jenseits am Taminser Calanda erhalten geblieben. Im Kunkelstal selbst sind reine Moränen äusserst spärlich <sup>1)</sup>. Dagegen finden sich auf den Gehängen bis hoch hinauf erratische Kreideblöcke.

Die Frage nach dem letzten Gletscher, der den Kunkelspass noch überschritt, lässt sich leicht entscheiden. Das Eis des letzten Stadiums, das den Flimserbergsturz noch überzog und bis Chur reichte, kann es nicht sein, denn dasselbe reichte zu wenig hoch. Es kommt also das Bühlstadium in Frage. Die Endmoränen desselben liegen in zirka 400 m bei Rapperswil (Hurden) und bei Bregenz. (Nach *Penck* und *Brückner*.) Bei Annahme eines durchschnittlichen Oberflächengefälles von 16 ‰ käme die Bühlgletscheroberfläche am Kunkels mindestens 1600 m zu liegen. Der Rheingletscher hat sich also noch während des Bühlstadiums bei Reichenau in zwei Arme gespalten, einer zog über Kunkels, der andere über Chur, dem Vorlande zu. In der Hauptsache dürften die Moränen der Kunkelspasshöhe dieser späten Vergletscherung angehören. Wieviel davon älteren Vergletscherungen angehören mag, ist nicht zu bestimmen.

Noch müssen wir hier die tieferen Rheinmoränen, welche denjenigen des Flimserbergsturzes entsprechen, Erwähnung tun. Solche liegen in der Umgebung von Trins. Ihre Lokalfazies ist nicht mehr so ausgeprägt. Auch erratische Blöcke sind häufig. Eine bunte Musterkarte von solchen bietet das alte Gemäuer der Burgruine Hohentrins. Puntaiglasgranite und -diorite, Ruseindiorite, gneissartiger und konglomeratischer Verrucano, Rötidolomit, Dogger und die verschiedensten Kreidegesteine sind hier zusammengekommen.

### Diluviale und recente Lokalmoränen.

Unter den Diluvialmoränen, welche nicht dem Rheingletscher zuzurechnen sind, ist ausser den schon berührten Vorkommnissen von Bargis und Spaligna die mächtige Moräne auf der Höhe des Flimsersteins von besonderem Interesse. Sie liegt zwischen 1950 und 2100 m, könnte also auch mit den Moränen der Alp Mora in Zusammenhang gebracht werden. Ihre Zusammensetzung gibt keinen sicheren Entscheid. Es finden sich malmähnlicher Schrattenkalk, Verrucano und diverse Kreide, Kristallines fehlt. Auf ihrem Rücken trägt sie verschiedene Kieselkalk- und Drusbergblöcke. Sie ist  $\pm 3$  m mächtig. Die gesamte Anordnung der zwar nicht ausgeprägten Moränenwälle, sowie das weite hochgelegene Hinterland, dürften diese Moränen einem Plateaugletscher des Flimsersteins selbst zuweisen. Rundhöcker, die man zwar finden sollte, sind nicht mehr vorhanden. Die hügeligen Formen des Flimsersteinrückens sind schon Erosionsprodukte. Karrenbildung in Kieselkalk, wie in Drusbergschichten und Valangienkalk ist verbreitet. Der Schrattenkalk hat zu geringe Oberflächenausdehnung, um dieses Phänomen hier richtig in Erscheinung treten zu lassen.

Unter der am tiefsten gelegenen Partie der Flimsersteinhochfläche lehnt sich oberhalb Scheia an die beinahe senkrechten Malmwände ein grosser, ebenmässiger Schuttkegel (La Halda) an. Er verdankt seinen Ursprung zum Teil herabgestürzter Moräne.

<sup>1)</sup> *Piperoff* erwähnt aus dem Ramuztobel eine lokale Ringelspitz(!)moräne. (Lit. 10, pag. 42)

Andere Lokalmoränen knüpfen sich an noch bestehende Gletscher- und Firngebiete. Ihre Ausdehnung wurde auf der Karte berücksichtigt. Ausser dem nach N exponierten Sardona- und Glasergletscher weisen sämtliche Gletscher- und Firnfelder unseres Gebietes in den letzten Jahrzehnten bedeutende Rückgänge auf: Segnesgletscher von 1897—1909: — 211 m. Die beiden ersteren blieben in den letzten Jahren ziemlich konstant<sup>1)</sup>.

### Terrassen.

Ein System gut ausgeprägter Terrassen zieht sich dem Vorderrhein entlang. Teils liegen sie im Bergsturz, teils in Bergsturzalluvium oder auch in anstehendem Fels (bei Pullis). *Alb. Heim* hat sie 1891 in einer Spezialkarte dargestellt, und auf seine Anregung hin hat sie *W. Staub*<sup>2)</sup> noch genauer verfolgt und in eine I., II., III. und IV. Stufe zusammengefasst. Die drei höheren sind älter als der letzte Eisvorstoss, da sie erratische Blöcke tragen. Das Dorf Tamins liegt auf der obersten und entspricht in seiner Lage mithin der grossen Grundmoränenoberfläche von Bonaduz-Räzüns. Verschwemmte Grundmoräne findet sich südlich unter dem Kirchhügel von Tamins aufgeschlossen. Über der Terrasse, auf der das Dorf Sagens liegt, findet sich ein in den Ilanzer-Stausee gebildetes Delta.

Eine weitere bedeutendere Terrassenlandschaft ist der Talgrund von Vättis. Das Dorf Vättis selbst liegt innerhalb der Terrasse in dem Erosionseinschnitt der Tamina und des Görbsbaches. Das Terrassenniveau überragt den heutigen Flusslauf um zirka 40 m (Vättis 940 m, Mattlina 980 m). Die Alluvionen der Terrasse setzen sich aus sämtlichen Gesteinen der näheren Umgebung zusammen. Erratische Rheingesteine (Granit und konglomeratischer Verrucano) finden sich auch, aber selten. Sie müssen aus verschwemmter Moräne des Kunkelstaes herrühren. Moräne findet sich keine auf der Terrasse. Es könnte solche allenfalls unter den jüngeren Alluvionen verborgen sein. *Piperoff*<sup>3)</sup> hat als Erklärungsversuch für die Bildung dieser mächtigen Alluvionen von Vättis die stauende Wirkung des weiter talauswärts mündenden Gletschers der Grauen Hörner angeführt. Das Fehlen von Grundmoräne im Talboden beim Dorfe Vättis, sowie das verschwemmte Moränenmaterial, lassen eine solche Annahme eines Stausees plausibel erscheinen.

### Diluviale Breccien.

Im Hintergrund des Drosstobels oberhalb dem Bergdörfchen Kunkels liegt auf dem Gehänge zwischen 1400—1600 m eine Breccienbildung von über 15 m Mächtigkeit. Die Komponenten bestehen durchwegs aus den verschiedenen Nüancen schwarzen und metamorphen Quintnerkalkes. Andere Gesteine beteiligen sich keine daran. Bindemittel ist Kalksinter. Die unteren Lagen der vollkommen fossilleeren Breccie sind eher grobblockig, während oben feineres Material mit ganz schwacher Andeutung von Schichtung folgt. Gegen die Grossalp zu verschwindet sie unter Schutt- und Moränenbedeckung. Die Breccie liegt auf anstehendem Fels. Ihr interglaciales Alter erhellt aber aus der Überlagerung von erratischen Blöcken (Kreide) und Moräne. Zudem ist ein rezentes Alter ausgeschlossen, da unter heutigen Verhältnissen an den genannten Stellen eine so mächtige Bildung von Gehängeschutt direkt unmöglich ist. Eine in ihrer Ausbildungsart gleiche aber noch bedeutend mächtigere Breccie findet sich auf der rechten Seite am Calanda oberhalb Gaschleira. Dieselbe wird schon von *Penck*<sup>4)</sup> angeführt, der auch Grundmoräne (?) in ihrem Liegenden erwähnt.

<sup>1)</sup> Vergl. Les variations périodiques des glaciers des Alpes. Jahrb. des S. A. C.

<sup>2)</sup> Lit. 21, pag. 23.

<sup>3)</sup> Lit. 10, pag. 42.

<sup>4)</sup> Lit. 18, pag. 440.

## Quellenverhältnisse.

Unser „Kalkgebirge“ ist, wie zu erwarten, im allgemeinen sehr wasserarm. Die vorkommenden Quellen sind entweder Fels- — und als solche Kluft- oder Schichtquellen — oder Schutt- und Moränenquellen. Der Ertrag der Felsquellen ist gewöhnlich sehr reichlich. Grosse Mengen Regen- und Schmelzwasser gehen den höheren Partien verloren, indem dasselbe in dem klüftigen Untergrund bald versiegt. In den tieferen Taleinschnitten tritt dann das gesammelte Wasser in ganzen Quellengruppen und oft bedeutenden Quellbächen zutage. Es seien besonders erwähnt die prächtigen Quellen bei Felsbach an der Strasse nach Flims, im Dorfe Flims, bei Mulins (Wasserversorgung beiden Quellströme von Partmunt bei Gaschleira (Kunkelstal). Sämtliche dieser Quellen kommen Trins) und die auf Schichtflächen zum Vorschein und liefern wohl eine Wassermenge von je über 10,000 Minutenliter.

Eine Gruppe wasserreicher und beständiger Quellen ist gebunden an die Basis der grossen Schuttkegel: bei Mattlina (Wasserversorgung Ragaz), Kunkels, Alp Sardona etc.

Ein kleiner Teil der Sickerwasser des sonst so trockenen Flimserbergesturzes tritt in den Quellen bei Tarschlins (Wasserversorgung Flims), Lagizun (bei Mulins) und in der Rheinschlucht bei Con zutage. Die Hauptmenge dagegen geht tiefere Wege bis in das Grundwasser des Rheintales und zum Bodensee, ohne anders als in den Grundwasserquellen des Rheintales sich zu äussern.

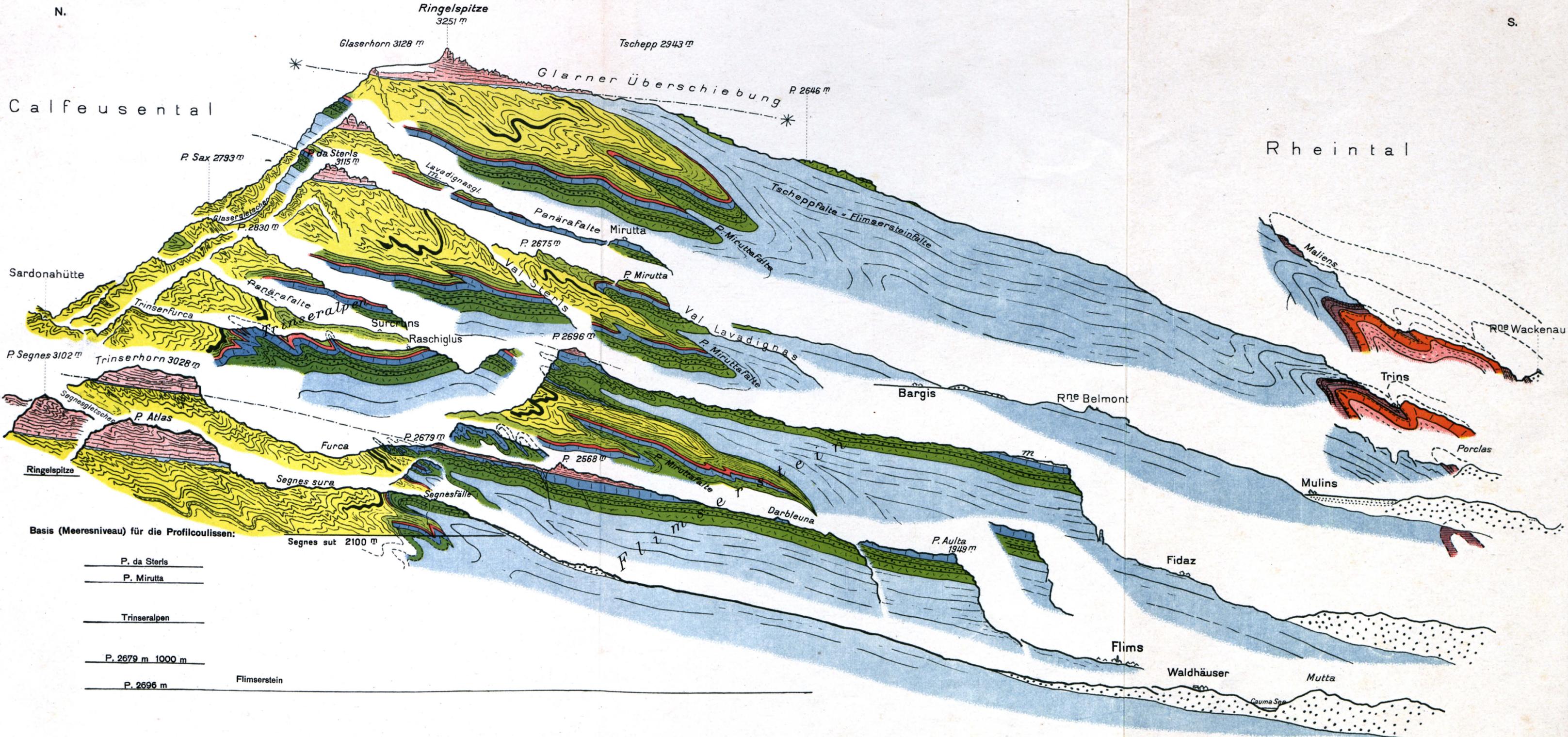
Mit der Wasserführung des Bergsturzes hängt auch die Entstehung und der Stand der verschiedenen kleinen Seen des Gebietes zusammen. Es sind der Lai la Cauma, der Lai de prau duleritg, der Lai de prau pulté und der Lai tiert in der Umgebung der Waldhäuser Flims, der Lai la Cresta bei Mulins und der Lai grond bei Laax. Sie nehmen mehr oder weniger zufällige Mulden in der Bergsturzoberfläche ein und verleihen inmitten der ernsten Wälder in ihrer träumerischen Stille und Ruhe der Landschaft einen ganz besonderen Reiz.

Der 8 ha Fläche umfassende und zirka 30 m tiefe Caumasee, ebenso wie der bedeutend kleinere Crestasee haben weder sichtbaren Zu- noch Abfluss. Sie werden durch tiefere Bergsturzquellen gespiesen und zeigen daher eine unmittelbare Abhängigkeit vom Stande des Grundwassers. Der Caumasee zeigt im Winter und Vorfrühling seinen tiefsten Stand. Das Niveau zwischen Höchst- und Niedrigstwasser kann um mehr als 4 m differieren, so dass die Badanstalt verlandet und die kleine Insel im See trockenen Fusses erreicht werden kann. Die Schneeschmelze der nächsten Umgebung vermag den Wasserstand nicht wesentlich zu beeinflussen, erst wenn dieselbe in den höheren Regionen einsetzt, steigt der Wasserspiegel.

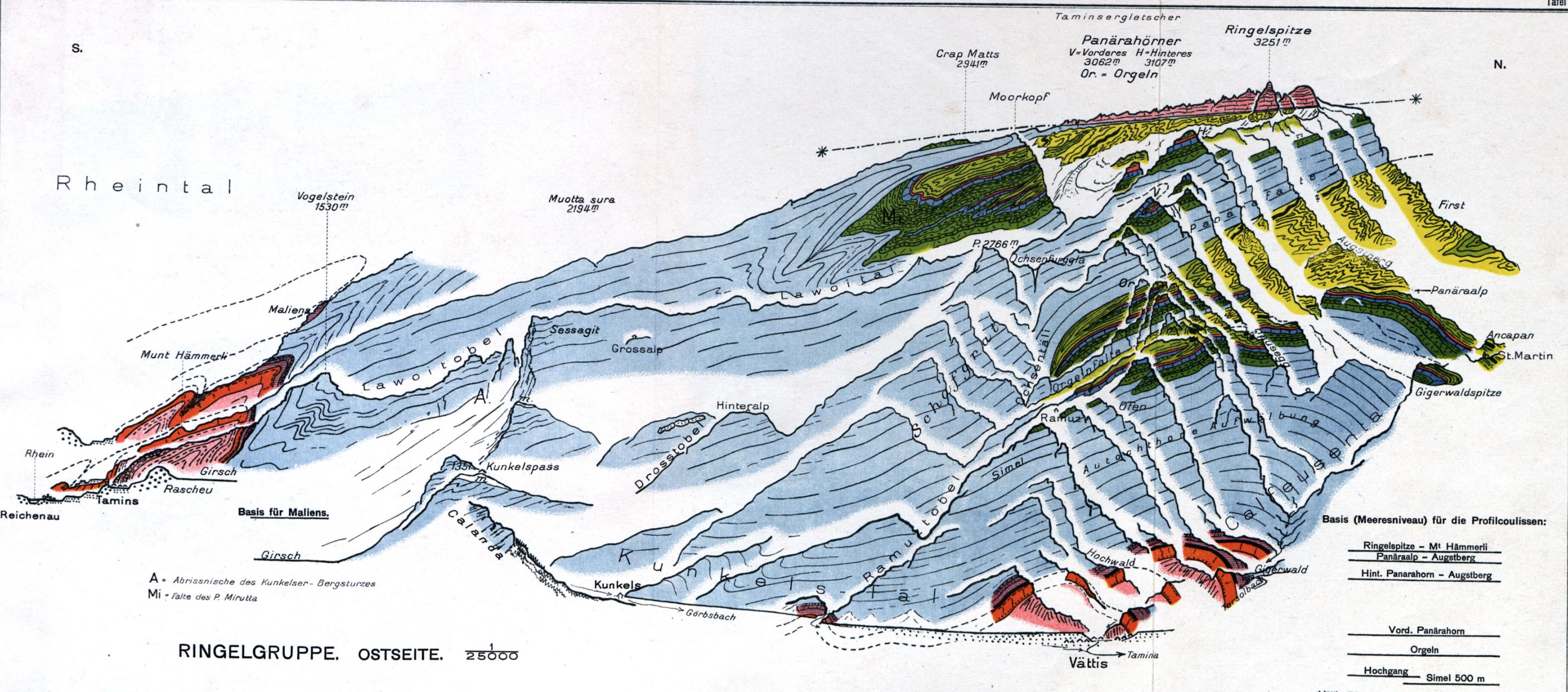
Besondere Erwähnung verdient der kleine Laitiert am linken Ufer des Laaxerbaches. Er stellt ein kreisrundes, im Bergsturz (zum Teil verschwemmtem) ausgespültes Quellbecken dar. Am Ufer und auf dem Grunde des kleinen Wasserbeckens treten zahlreiche Quellen hervor, die zusammen dem Laaxerbach einen stattlichen Quellbach zuführen. Ein ähnliches Quellbecken dürfte der ebenfalls kreisrunde, zirka 5 m tiefe Lai de prau pulté gewesen sein. Er liegt innerhalb grösserer Bergsturzhaufen westlich der Waldhäuser und erhält heute einen künstlichen Zufluss. In einem Frühling sah ich ihn beinahe vollständig ausgetrocknet. Der Boden und die Wandungen dieser kleinen Wanne sind mit einem dicken, feinstgeschlämmten, lehmig-sandigen Überzug ausgepicht, weshalb das Wasser stets schmutzig, trüb erscheint. Die im Bergsturz zu Tale fliessenden Wasseradern, die hier in einer zufälligen Vertiefung austraten, dürften heute zum Teil andere Wege eingeschlagen haben.

Noch bleibt übrig, eine andere Gruppe von Quellen unseres Untersuchungsgebietes zu erwähnen. Es sind solche, die an die verschiedenen Moränenvorkommnisse gebunden sind. Ihr Ertrag ist gering und wenig beständig.





RINGEL-SEGNESGRUPPE. WESTSEITE. 1/25000



Paläozoicum:		Trias	Jura	Kreide.	Eocän.	Schuttbildungen.	
O	grüne Sericitschiefer	Quartenschiefer	Malm	Seewerschichten	Seewerähnliche Schiefer	Terrassen	
a	Plagioklasgneiss		Eisenoolith	Gault		Quarzite und Breccien	Moränen
O	Dioritporphyr		Echinodermenbreccie	Schrattencalk			Assilinengrünsand
J	Epidotchloritschiefer		Eisensandstein	Drusbergschichten und Kieselkalk	Flysch	Diluviale Breccie	
r	Kristalline Gesteine von Vättis	Unterer Sandstein	Valangienkalk	Öhrlikalk			
v			Lias				

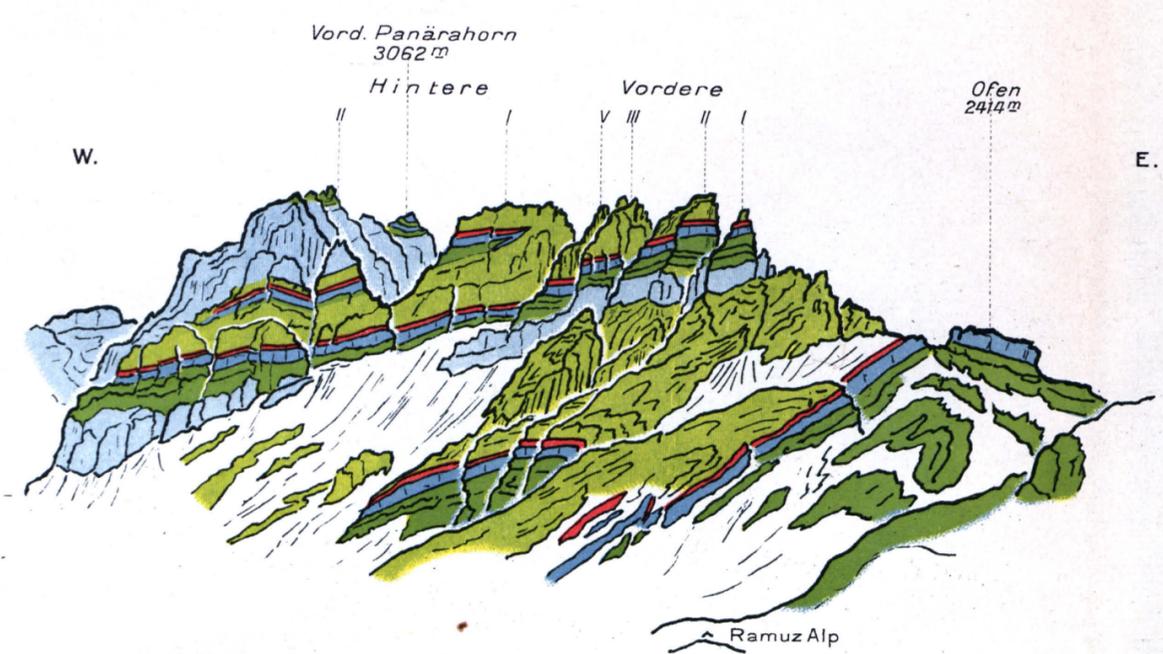


Fig. 7. Die Orgeln gesehen aus S. E.

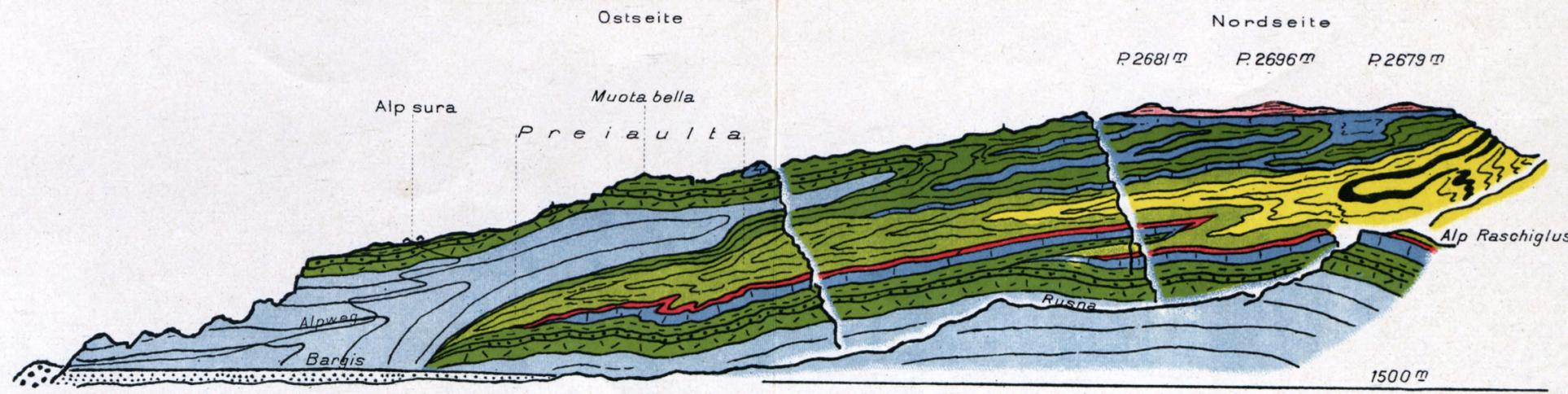


Fig. 4. Hinterseite des Flimserstein in Parallelprojektion. 1:25000

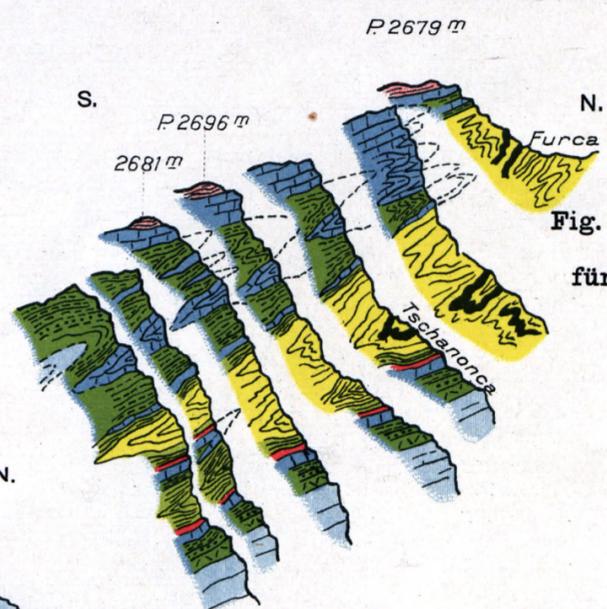


Fig. 5. Erklärungsschema für die Nordwand des Flimserstein.

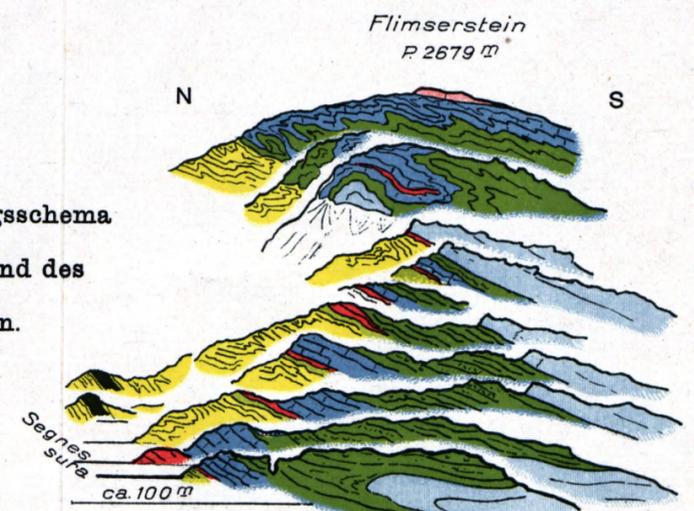


Fig. 3. Mittelschenkelprofile der Flimsersteinfalte zwischen Segnes sura und Flimserstein.

Farben - Erklärung siehe Tafel II

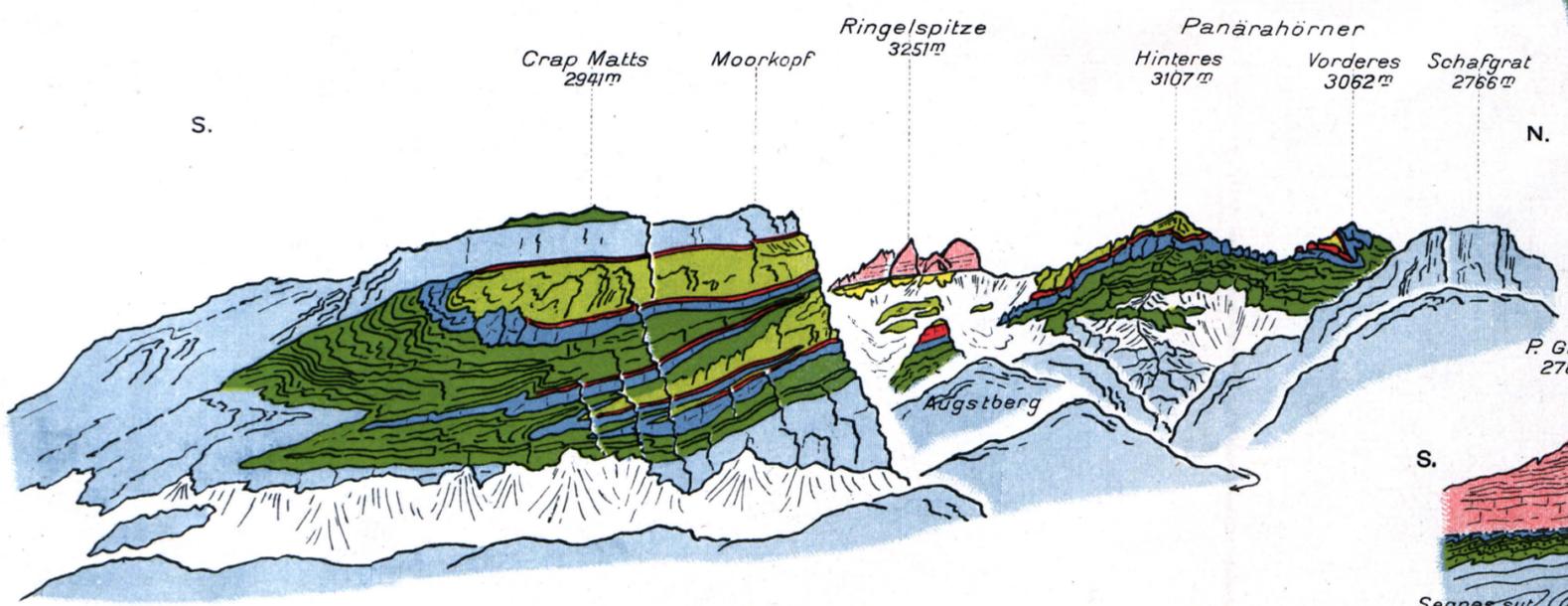


Fig. 6. Hintergrund des Lawoitaies. ges. aus S. E. (combinierte Skizze)

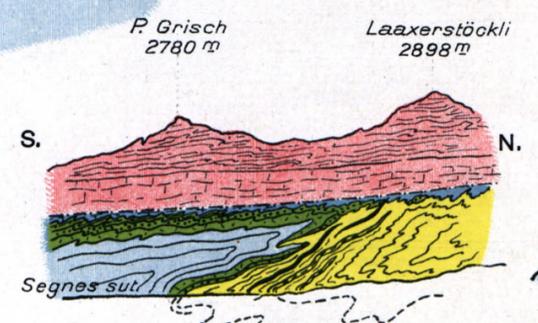


Fig. 1. Rechte Talseite von Segnes sut. 1:25000

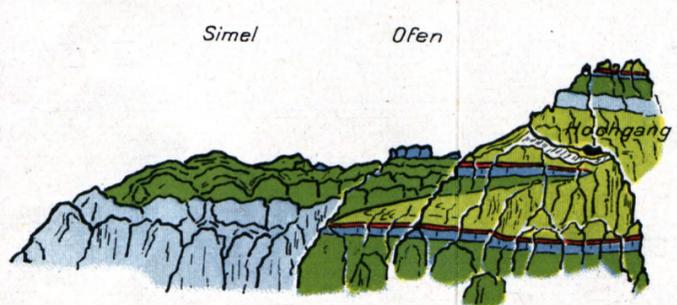


Fig. 8. Die Simelfalte vom Drachenberg her gesehen.

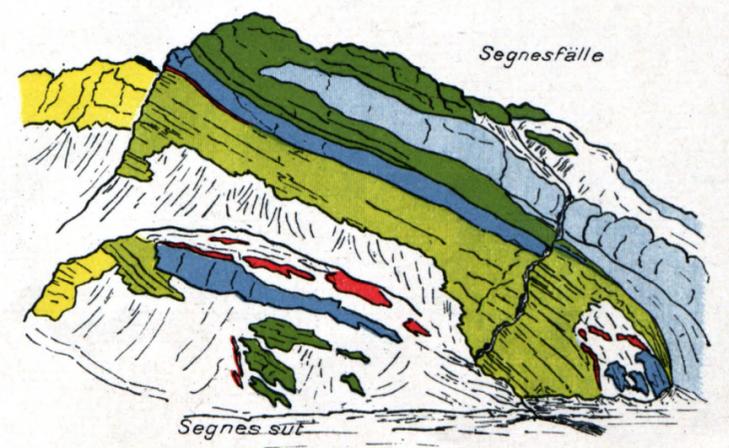
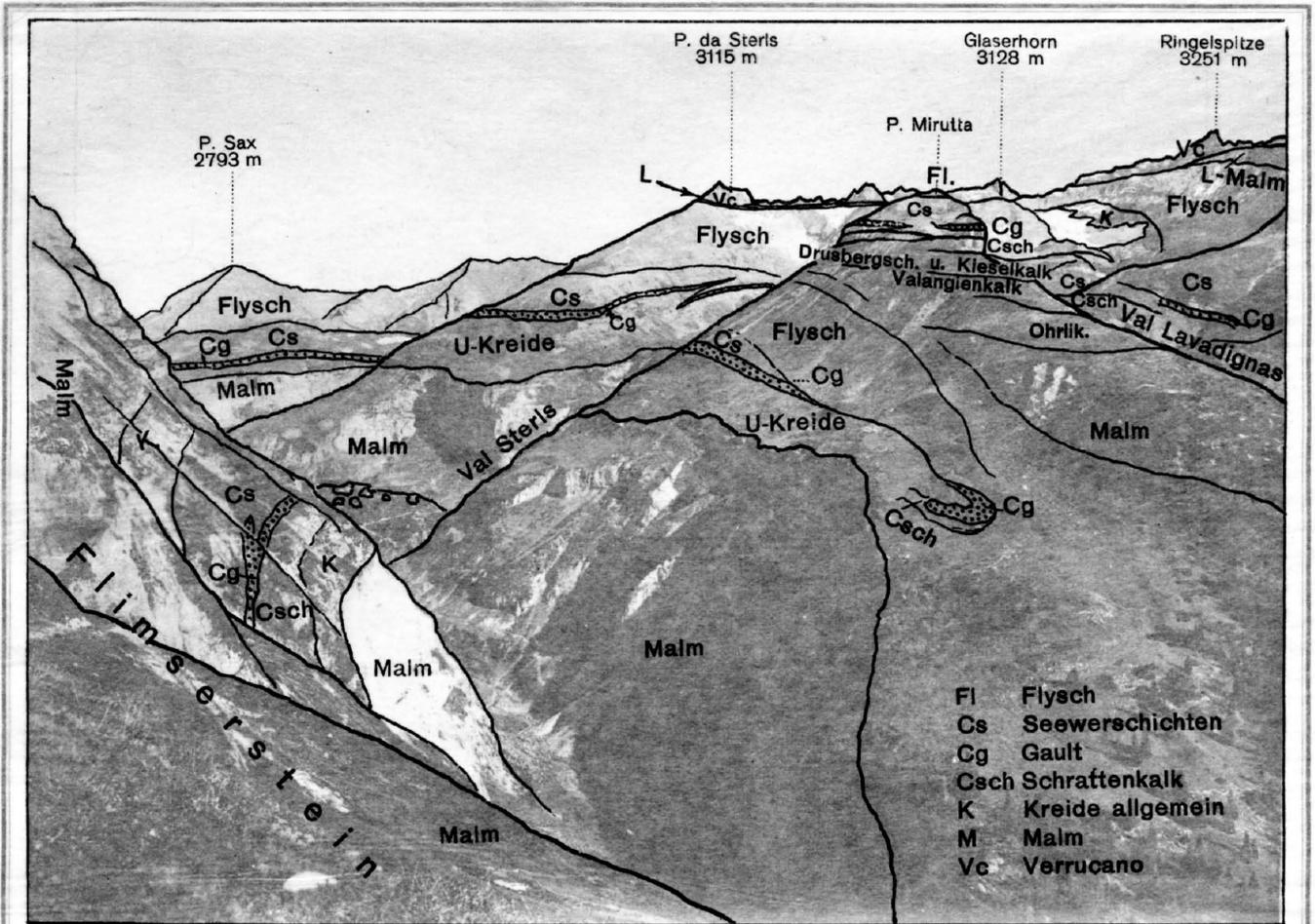


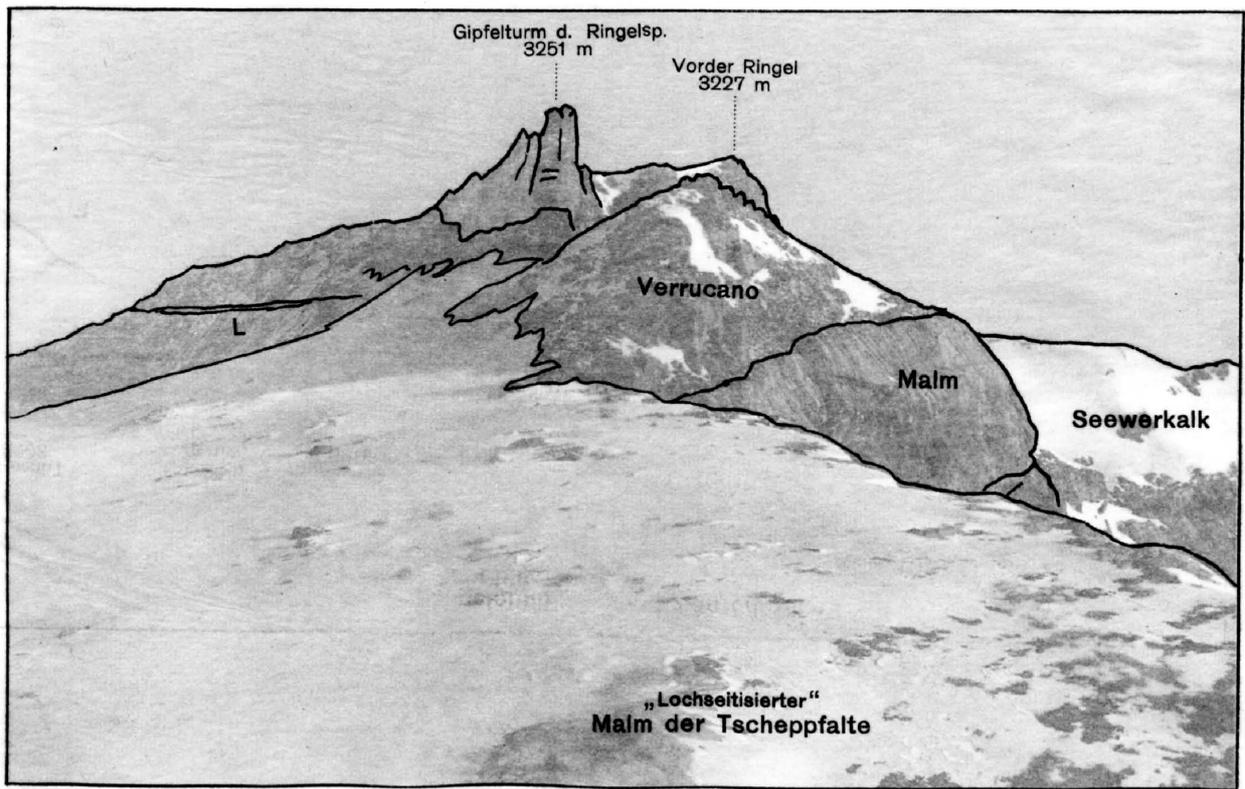
Fig. 2. Linke Talseite von Segnes sut.



Aufnahme von Photoglob Zürich

Fig. 1.

Blick vom Flimsenstein in den Hintergrund des Tales von Bergis



Aufnahme von F. W. Sprecher

Fig. 2.

Ringelspitze vom Tschepp.



Aufnahme von Photoglob Zürich

Fig. 1.

Blick vom Flimserstein in den Hintergrund des Tales von Bargis



Aufnahme von F. W. Sprecher

Fig. 2.

Ringelspitz vom Tschopp.

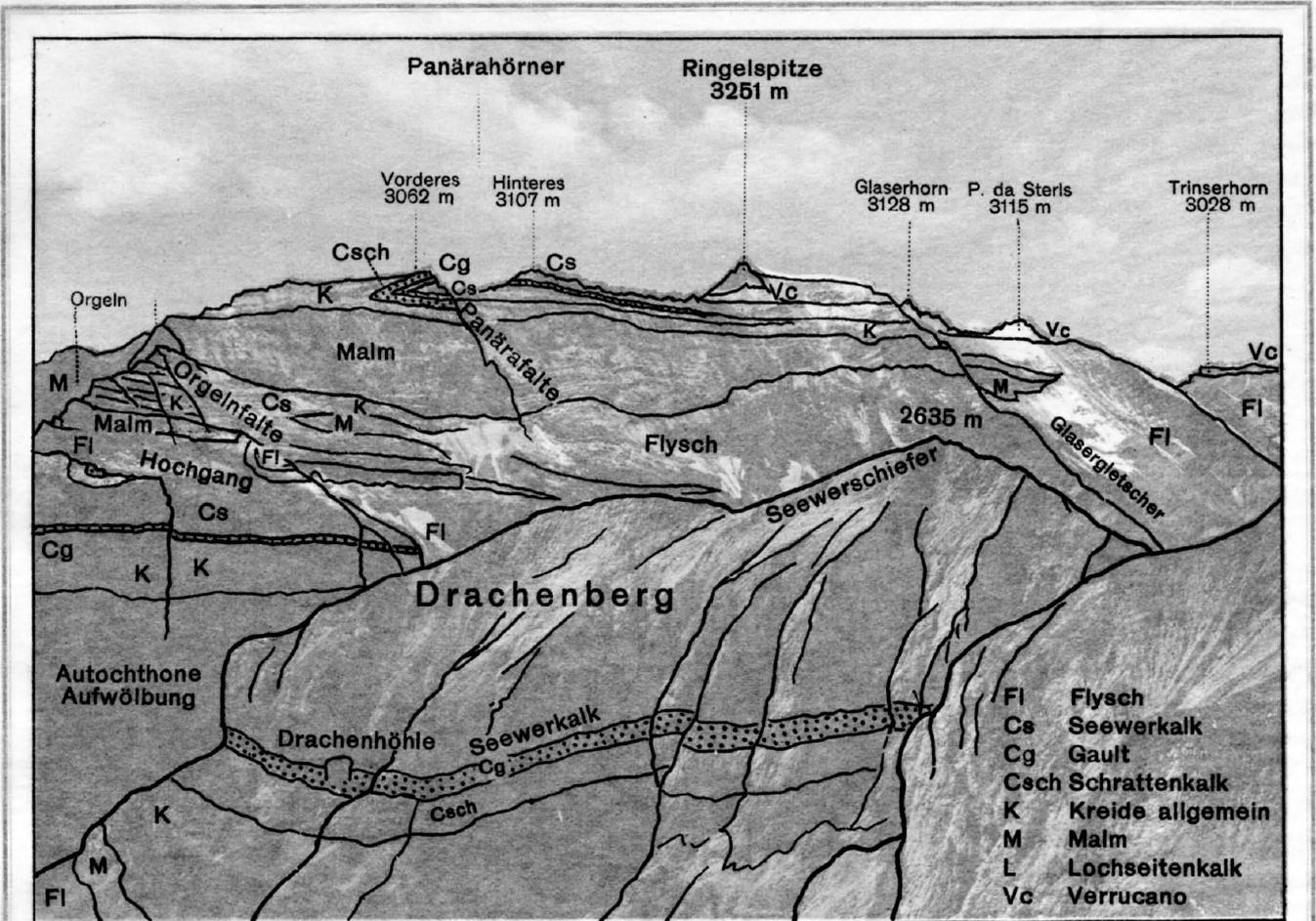


Fig. 3. Ringelkette von N., gesehen vom Aelplikopf 2619 m, im Vordergrund der überschobene Drachenberg (Stirne Panärafalte).

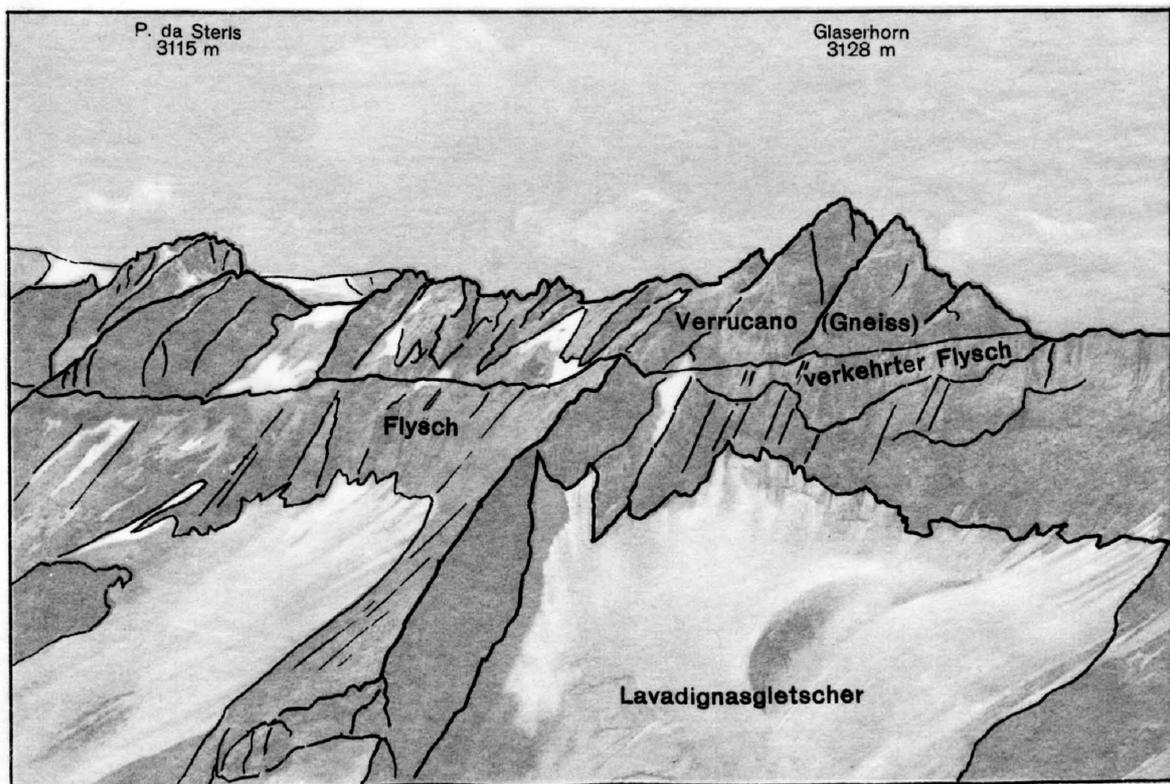


Fig. 4. Die Verrucanoüberschiebung zwischen P. da Sterls und Glaserhorn vom Tschopp aus gesehen.



Phot. F. W. Sprecher

Fig. 3.

Ringelkette von N., gesehen vom Aelplikopf 2619 m, im Vordergrund der überschobene Drachenberg (Stirne Panärafalte).



Phot. F. W. Sprecher

Fig. 4.

Die Verrucanoüberschiebung zwischen Piz da Steris und Glaserhorn vom Tschepp aus gesehen.