

Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz Gesteine

Autor(en): **Quervain, F. de**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **8 (1928)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-9916>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine

Von *F. de Quervain*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
<i>Einleitung</i>	2
<i>Petrographischer Teil</i>	5
I. Vorbemerkungen	5
II. Die Einzelbestandteile	6
1. Die Ergussgesteins-Komponenten	6
A. Die Gesteinstypen	6
B. Die Textur der Ergussgesteine	11
C. Form und Grösse der Bruchstücke	11
D. Die Einzelminerale	13
E. Eigenschaften der primären Minerale	13
F. Die Benennung der Ergussgesteine	19
G. Die Umwandlungsminerale und der Zersetzungsvorgang der primären Mineralkomponenten	20
2. Die Nichtergussgesteins-Komponenten	25
A. Eruptiva	25
B. Sedimente	27
C. Einzelfossilien	27
D. Metamorphe Gesteine	28
E. Form und Grösse der Bestandteile	28
F. Bindemittel	28
III. Die Komponenten im Gesteinsverband	29
1. Die feinsandigen Gesteine	29
2. Die grobsandigen Gesteine	32
3. Die feinkonglomeratischen Gesteine	34
4. Die grobkonglomeratischen Gesteine	35
5. Zusammenfassung	35
IV. Die chemischen Verhältnisse der Tav.-Gesteine	36
1. Analysen einheitlicher Ergussgesteinsgerölle	37
2. Analysen der heterogenen Gesteine	41
3. Zusammenfassung der Analysenresultate	47
4. Anhang: Ältere Analysen	48
V. Dislokationsmetamorphe Strukturen	49
VI. Die Fleckung der Tav.-Gesteine	51

	Seite
<i>Geologischer Teil</i>	54
I. Geographischer Überblick	54
II. Die Lagerung der Tav.-Gesteine	57
III. Verteilung der Lagerungsformen und Mächtigkeiten längs des Alpenstreichens	63
IV. Verteilung des Eruptivgehaltes längs des Alpenstreichens	65
V. Änderungen im Querprofil	65
VI. Beziehungen der Tav.-Gesteine zu den gleichaltrigen helvetischen Ablagerungen	68
<i>Ablagerung und Herkunft der Bestandteile des Tav.-Gesteins</i>	70
I. Art und Ablagerung des Materials	70
II. Die Herkunft des Materials	74
Ergebnisse	82
Literatur	83
2 Tafeln.	
14 Figuren im Text.	

Einleitung

Schon in der ersten Zeit der geologischen Erforschung der Alpen fielen den Geologen grüne und eigenartig gefleckte Sandsteine der nördlichen Kalkzone auf. Nach kurzen Beschreibungen in den 20er Jahren des vorigen Jahrhunderts (NECKER, B. STUDER, WILD, Lit. 45, 68, 78) ging BERNHARD STUDER in seiner Geologie der westlichen Schweizeralpen 1834 (Lit. 69) eingehender auf die Gesteine ein. Er benannte sie nach einem wichtigen Fundort, der Alp Taviglianaz (später Taveyannaz) im Tal der Gryonne in der westlichen Diableretsgruppe. Studer beschrieb die Gesteine makroskopisch und zählte die verschiedenen Fundpunkte, die ihm damals schon bekannt waren, auf.

Einen ausführlicheren Abschnitt widmete Studer den Taveyannaz-Gesteinen in seiner Geologie der Schweiz (Lit. 70). Er vermutete hier als erster, dass irgendwie eruptives Material am Aufbau der Gesteine beteiligt sei, denn die Gesteine schienen sich ihm teils wie Trapp, teils wie dioritische Tuffe zu verhalten. Zudem wollte er Erscheinungen der Kontaktmetamorphose an Nebengesteinen bemerkt haben. Die Stellen, an denen Tav.-Gesteine und Schiefer wechsellagern, erregten in ihm allerdings wieder Zweifel hinsichtlich des eruptiven Ursprungs. Im weiteren wurden in diesem Werk nochmals alle Fundpunkte aufgezählt und das eozäne Alter der Schichtgruppe festgestellt.

In den 60er Jahren veröffentlichte L. R. v. FELLEBERG (Lit. 21) eine Analyse des Gesteins von Merligen am Thunersee; um die

gleiche Zeit wurde dieses Vorkommen von L. RÜTIMEYER (Lit. 58) genau beschrieben. Ebenfalls in den 60er Jahren untersuchte A. FAVRE (Lit. 20) die Tav.-Gesteine Savoyens. Er erkannte deutlich vulkanische Gerölle als Hauptbestandteile des Gesteins. Für den Ursprungsort dieser Gerölle hielt er die Basaltdurchbrüche des Vizentinischen. CH. LORY (Lit. 37) beschrieb das Vorkommen von Taveyannaz-ähnlichen Gesteinen aus der Dauphiné. Er benannte sie nach ihrem typischen Aussehen „grès mouchetés“.

Um 1870 stritten sich die Paläontologen FISCHER-OOSTER, W. A. OOSTER und I. BACHMANN (Lit. 8, 23, 52) über das Alter des Tav.-Gesteins von Merligen. Auf Grund der von O. HEER (Lit. 28) bestimmten Pflanzenreste wird auch dieses Vorkommen schliesslich, wie alle andern, endgültig ins Tertiär gestellt.

Die Bearbeiter der geologischen Karte der Schweiz (A. BALTZER (Lit. 9), ALBERT HEIM (Lit. 30), F. I. KAUFMANN (Lit. 35), C. MÖSCH (Lit. 43), E. RENEVIER (Lit. 55)) stellten die Verbreitung der Tav.-Gesteine in der Schweiz genau fest. Im Verein mit den Untersuchungen der Autoren der neueren Spezialkarten wurden auch die stratigraphischen Verhältnisse ziemlich genau abgeklärt. Zusammenfassungen über die Resultate dieser Arbeiten finden sich in J. BOUS-SAC'S „Etude stratigraphique sur le Nummulitique alpin“ (1912) (Lit. 14) und in der „Geologie der Schweiz“ von ALBERT HEIM (Lit. 31). *Es wird festgestellt, dass der Tav.-Sandstein sich nur in einem Horizont der helvetischen Tertiärfolge vorfindet. Er liegt normal über den Globigerinenschiefern und kann von der Dach-schiefer-Sandsteingruppe überlagert werden. Weitere Ergebnisse waren: Konstanz des Auftretens längs des Alpenstreichens, Vorkommen nur in der nördlicheren Zone des helvetischen Faziesgebietes, Fehlen gleichaltriger Ablagerungen im südlicheren Faziesgebiet, das ausnahmslos mit den Globigerinenschiefern abschliesst, ferner obereozänes bis unteroligozänes Alter.*

Die erste *mikroskopisch-petrographische* Beschreibung des Gesteins veröffentlichte C. SCHMIDT im Jahre 1888 (Lit. 61). Im Diableretsgebiet sammelte er Proben, deren Mikrostruktur und Mineralbestand (Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Augit, Hornblende, Chlorit), teils eine Deutung als *Quarzdiabas*, teils als *Diabastuff* zuliessen. Diese Bezeichnungen sind dann allenthalben in die Literatur übergegangen. Schmidt verglich die Diabase des Tav.-Gesteins mit den Ophiten der Pyrenäen.

Tav.-Gesteine wesentlich savoyardischer Herkunft beschrieben 1895 L. DUPARC und E. RITTER (Lit. 19). Sie fanden nur *klastisches*

Baumaterial und unterschieden Bruchstücke eines *jungen Ergussgesteins* (Andesit, Labradorit) neben solchen *alter Eruptivgesteine* (Granit, Pegmatit, Amphibolit), wozu sich noch Bruchstücke von *Sedimenten*, und Einzelminerale aller der genannten Gesteine gesellen. Von den jungen Ergussgesteinen unterschieden sie eine Menge Varietäten, deren Struktur und Mineralbestand sie genau beschrieben. Nach der Korngrösse wurden verschiedene Strukturtypen unterschieden, wobei besonderes Gewicht auf die *konglomeratische* Ausbildung gelegt wurde.

Ebenfalls Andesitbruchstücke in Tav.-Gesteinen von Savoyen fand P. TERMIER (Lit. 72), in den grès mouchetés der Dauphiné P. TERMIER und P. LORY (Lit. 73). Vereinzelt petrographische Notizen über Gesteine verschiedener Vorkommen veröffentlichten noch E. GERBER (Lit. 25), A. TRÖSCH (Lit. 76), DOUXAMI (Lit. 17), W. STAUB (Lit. 67), J. BOUSSAC (Lit. 14), W. ADRIAN (Lit. 1), E. G. BONNARD (Lit. 13).

Die Erkenntnis des Vorhandenseins vulkanischen Materials rief nach Vermutungen über dessen Herkunft. Duparc und Ritter suchten die Heimat der jungen Ergussgesteine, wie schon früher A. Favre, im Vicentinischen. Flüsse sollten das Material hertransportiert haben. Boussac betonte das häufige Vorkommen von Gneis und Granitfragmenten im Tav.-Gestein. Er hielt den Taveyannaz-Sandstein für ein verschwemmtes Abwitterungsprodukt aus dem Süden, die Eruptivbrocken sollten von den Ophiolithen stammen.

Im Jahre 1919 warf R. STAUB (Lit. 67) eine neue Ansicht in die Diskussion. Er suchte den Ursprung der Ergussgesteine in oligozänen Vulkanen, die sich über dem Granitmassiv des Bergell erhoben haben sollten. Wenig später postulierte E. Argand dasselbe für den Dioritstock von Traversella im Piemont. NIGGLI (Lit. 49) überprüfte die chemische Verwandtschaft der Tav.-Gesteine (drei neue Analysen wurden veröffentlicht) mit den Graniten und Dioriten der jungalpinen Stöcke. Niggli fand eine verhältnismässig gute chemische Übereinstimmung des Tav.-Gesteins mit dem Diorit von Traversella.

Gerade für die Frage der *Herkunft* war die petrographische und chemische Untersuchung zu lückenhaft und zum Teil auch irreführend. Ausser der eingehenden Arbeit von Duparc und Ritter über die Gesteine Savoyens lagen neuere petrographische Beschreibungen, wie oben ausgeführt, nur sehr vereinzelt vor. *Es sollten daher in dieser Arbeit insbesondere die petrographischen und chemischen Verhältnisse der Gesteine aller Gebiete untersucht werden. Auch*

die „grès mouchetés“ wurden mit einbezogen; sie sind dem Wesen nach identisch mit den Tav.-Gesteinen und werden auch mit diesem Namen bezeichnet werden.

Ein zweiter Abschnitt wird nur ganz kurz die stratigraphischen Verhältnisse streifen, wobei auch auf die verschiedenen Vorkommen eingegangen werden wird.

Die vorliegende Arbeit umfasst lediglich die Gesteine der Tav.-Schichtgruppe. Es war mir unmöglich, die Untersuchungen auch auf die Sandsteine der Altdorfergruppe auszudehnen, so sehr ihre Verhältnisse mit denen der Tav.-Gruppe verknüpft sind.

Die Arbeit wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der E. T. H. in Zürich ausgeführt. Die Anregung verdanke ich Herrn Prof. P. Niggli. Ich möchte hier meinem Lehrer bestens danken für die stete Anteilnahme und die vielen Anregungen. Vielen Dank schulde ich Herrn Prof. L. Duparc in Genf. Er stellte mir Handstücke und Schliffe seiner Sammlung aus Savoyen in liebenswürdigster Weise zur Verfügung. Für Anregungen der verschiedensten Art danke ich den Herren Prof. P. Arbenz, Prof. L. W. Collet, Prof. E. Hugli, Prof. J. Jakob, Prof. M. Reinhard und Prof. H. Schardt.

Petrographischer Teil

I. Vorbemerkungen

Der Name „*Taveyannaz-Sandstein*“ oder „*Tav.-Gestein*“ wird von den Geologen in zweifachem Sinne gebraucht. Erstens belegen sie mit diesem Namen die ganze *Schichtgruppe*, zweitens deren Hauptbestandteil, den eigentlichen „*Sandstein*“.

Die Untersuchungen zeigten, dass die ganze Gruppe durchwegs eine klastische Ablagerung ist. Nach der Korngrösse lassen sich *Pelite*, *Psammite* und vereinzelt *Psephite* unterscheiden. Die *Pelite* als eigentliche Mergelschiefer nach Art der Dachschiefer werden hier nur kurz behandelt. Die *Psammite* und *Psephite* umfassen den Hauptteil der Gruppe, sie sollen als eigentliche „*Tav.-Gesteine*“ hier in erster Linie untersucht werden.

Das *petrographische Bild* der Tav.-Gesteine ist im wesentlichen ein *einheitliches*. Das Gestein ist durch das Schliffbild charakterisiert, und sofort als solches zu erkennen, aber nur selten sicher einem bestimmten Gebiet zuzuweisen. Es lässt sich in vielen Fällen aus dem Dünnschliff allein nicht bestimmt erkennen, ob z. B. ein

Gestein aus der Ostschweiz oder aus der Dauphiné stammt. Es gibt allerdings gewisse Gesteinstypen, deren Vorkommen örtlich beschränkt ist, oder die an einigen Stellen häufig, anderswo selten sind. Das Gleiche gilt für gewisse sekundäre Erscheinungen, wie Art der Zersetzung oder Grad der mechanischen Umwandlung. Sehr verschiedenartig ist das Gestein in Einzelheiten, ja fast jeder Schliff zeigt in mancher Beziehung neue Erscheinungen. Vielleicht würde eine statistische Bearbeitung, die nur mit einer sehr grossen Menge von Schliffen möglich wäre, in manchen dieser Einzelheiten bestimmte Gesetzmässigkeiten erkennen lassen, die für ein Vorkommen typisch werden können. Trotz dieser Unterschiede soll die petrographische Beschreibung einheitlich gestaltet werden, die Unterschiede werden dann besonders im zweiten Fall bei der Behandlung der einzelnen Gebiete hervorzuheben sein.

II. Die Einzelbestandteile

Die psammitischen und psephitischen Taveyannaz-Gesteine setzen sich aus Gesteinsbrocken und Einzelmineralien zusammen. Die Gesteine entstammen Eruptivgesteinen und Sedimenten. Von grösster Bedeutung sind durchwegs Ergussgesteine; als weitaus wichtigste Bestandteile sollen sie zuerst behandelt werden.

1. Die Ergussgesteins-Komponenten

A. Die Gesteinstypen

Die Ergussgesteine haben einen primären Mineralbestand von *Plagioklas, Augit, Hornblende, Biotit, Quarz, Orthoklas, Magnetit, Apatit*. Sie lassen sich zweckmässig einteilen in:

- a) *Gesteine mit Plagioklas und einem oder mehreren dunklen Mineralien als Hauptgemengteilen.*
- b) *Gesteine mit nur dunkeln Mineralien als Hauptgemengteilen.*
- c) *Gesteine mit Quarz als wichtigem Bestandteil (oft orthoklasführend).*

Die unter a) aufgeführten sind die weitaus wichtigsten, sie bestreiten über 95 % des gesamten Ergussgesteinsmaterials. Der Plagioklas ist fast immer der wichtigste Gemengteil. Als dunkle Minerale treten diopsidartiger Augit, braune oder grüne Hornblende, einzeln oder usammen, in untergeordneten Fällen mit Hornblende (nie mit Augit), auch Biotit auf. Die Schwierigkeit, bei den oft kleinen Brocken zu erkennen, ob ein vorhandener dunkler Gemengteil auch einziger des Gesteines war, bewog mich, die

Einteilung der Gesteine nicht nach dem Mineralbestand, sondern nur nach den Strukturen vorzunehmen. So einfach der Mineralbestand ist, so mannigfaltig sind die strukturellen Verhältnisse der verschiedenen Bruchstücke. Fast alle möglichen Mikrostrukturen der Ergussgesteine lassen sich auffinden. Einige wurden in Mikrophotographien oder in Skizzen dargestellt (Fig. 1 a—d, I—IV).

Um zu einer Übersicht zu gelangen, teile ich die Gesteine in die folgenden Typen ein. Sie sind zum Teil identisch mit den von Duparc und Ritter aus Savoyen beschriebenen.

Typ 1: Zu diesem Typus werden alle *vitrophyrischen* und *mikrolithenarmen hyalopilitischen* Strukturformen zusammengefasst.

Bei den rein vitrophyrischen Gesteinen (Typ 1 a, Fig. 1) schwimmen die Einsprenglinge in einer glasigen, jetzt allerdings meist veränderten Grundmasse. Als femischen Gemengteil führen diese Formen öfters Hornblende und Biotit. Die Plagioklase sind meist leistenförmig, oft an den Ecken etwas gerundet und manchmal einheitlich gerichtet. In diesen Fällen zeigt auch das Umwandlungsprodukt des Glases Fliesstruktur. In einem Schliff fand sich ein Bruchstück eines braunen, fast einsprenglingfreien Glases.

Untertyp b. Zum Untertyp b rechne ich alle Formen, die neben den Einsprenglingen noch vereinzelt Mikrolithe führen. Meist sind es solche von isometrischen oder leistenförmigen Plagioklasen. Augit oder Hornblende als Mikrolithe sind wenig verbreitet. Untertyp b tritt häufiger Hornblende- als Augit-führend auf.

Der Typus 1 ist weniger häufig als die folgenden, man trifft ihn jedoch allenthalben. Bemerkenswert ist, dass fast alle grösseren eruptiven Einschlüsse diesem Typus angehören.

Typ 2: Der 2. Typus umfasst alle *mikrolithenreichen hyalopilitischen, trachytischen* und *pilotaxitischen* Formen; seine Strukturbilder sind äusserst mannigfaltige.

Untertyp a: Hier finden sich die Brocken, deren Grundmasse erfüllt ist von äusserst kleinen Plagioklasmikrolithen. Oft sind sie wirr durcheinander gelagert, oft sehr schön fluidal angeordnet. Teilweise war wohl noch eine Glasbasis vorhanden, was jetzt nicht mehr sicher festzustellen ist. Gewöhnlich ist zwischen den kleinen Mikrolithen und den Einsprenglingen keine Übergangsgeneration vorhanden (Fig. 1 a—c). Als dunkle Gemengteile führt dieser Untertypus meist nebeneinander Augit und braune Hornblende. Selten sind Gesteine mit Hornblende und reichlichen Mengen Biotit.

Untertyp b: Zum Untertypus b sind die Formen zu rechnen, die etwas grössere, bestimmbare Plagioklasmikrolithe führen. Hier

lassen sich die pilotaxitischen deutlich von den hyalopilitischen Bruchstücken unterscheiden. Bei den ersteren sind die Mikrolithe ganz dicht gedrängt, so dass sie die Grundmasse vollständig erfüllen. Bei den hyalopilitischen sind noch Zwischenräume vorhanden, die jetzt von Chlorit erfüllt sind. Erreichen die Mikrolithe eine ansehnliche Grösse und tritt dazu noch eine ausgesprochene Fliesstextur, so wird die Grundmasse trachytähnlich. Mikrolithe

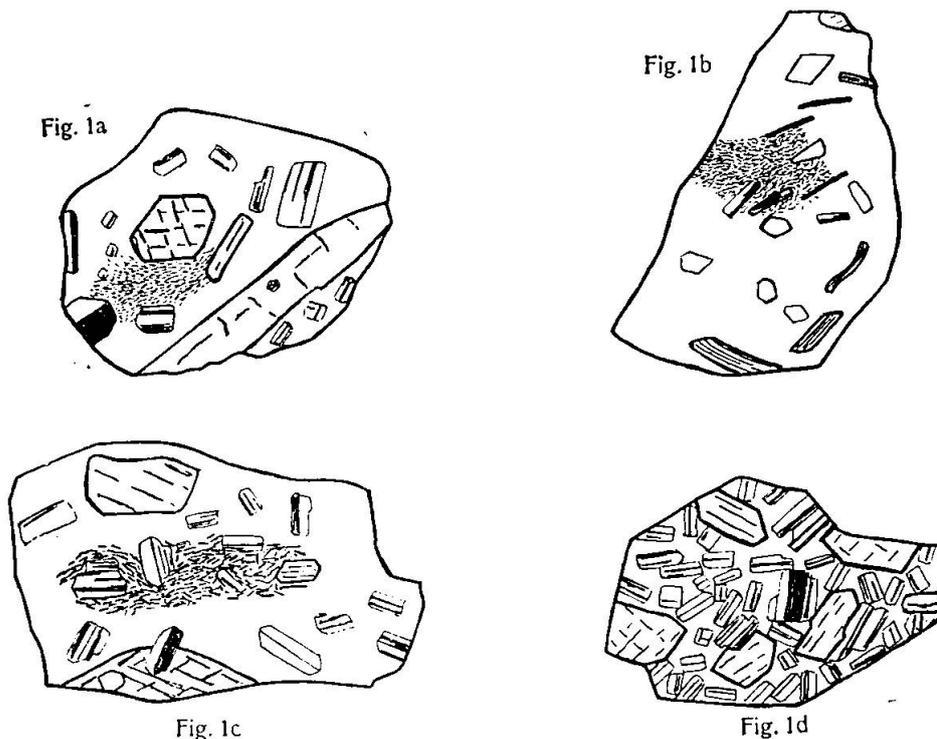


Fig. 1 a-d. Skizzen von Ergussgesteinsformen

a (Rochers de vents, Diableretsgeb.) führt Augit (hier ausnahmsweise langprismatisch) Hornblende und Plagioklaseinsprenglinge in einer Grundmasse, in der nur äusserst feine Mikrolithe von Plagioklas zu erkennen sind. *b* (Plan de Châtillon, Diablerets) enthält reichlich Biotit neben (zersetztem) Plagioklas in gleicher Grundmasse. Ob in diesen beiden ursprünglich Glas vorhanden war, ist nicht mehr zu entscheiden. *c* (Rochers de vents) führt grosse braune Hornblenden, neben kleineren Plagioklasen und Augiten. Die Grundmasse bildet ein Gemenge von fluidal angeordneten Plagioklasmikrolithen und Chlorit; dieser dürfte aus einer Glasbasis entstanden sein. *a*, *b*, *c* können zum Typus 2*a* gestellt werden. *d* (Dürrenberg, Kiental) ist ein Vertreter des Typus 3: Augite und Plagioklasleisten sind von nur spärlicher, mikrolithenfreier Grundmasse umgeben. Vergr. 20 fach.

femischer Gemengteile sind sehr untergeordnet, es sei denn, sie hätten sich zersetzt und nähmen an dem vielen Chlorit Anteil (Ansicht von Duparc und Ritter). Es fehlen jedoch Pseudomorphosen, es scheint viel eher, dass der Chlorit sich aus der Glasbasis gebildet hat, denn es fehlen auch in den ganz frischen chloritfreien

Brocken dunkle Mineralien ganz oder sind sehr spärlich. Unter den Einsprenglingen tritt der Augit häufiger auf als die Hornblende.

Untertyp c: Dieser Untertypus ist gekennzeichnet durch den kontinuierlichen Grössenübergang von den Mikrolithen zu den Einsprenglingen. Die Kristalle liegen fast ständig wirr durcheinander. Eine Glasbasis war ursprünglich wohl meist vorhanden. Wieder ist unter den dunklen Mineralien Augit weit häufiger als Hornblende. Einige Formen führen sehr viel Magnetit, der als Staub in der Grundmasse und in einigen grösseren Körnern auftritt. Im allgemeinen ist aber der Magnetit selten und untergeordnet, ja oft gar nicht vorhanden. Der Apatit ist hier wie auch bei den vorigen Typen spärlich.

Von allen drei Untertypen sind eine Menge Varietäten überall sehr zahlreich vertreten. Insbesondere treten viele Abarten von c massenhaft auf, sie nehmen vielleicht 50 % der gesamten Ergussgesteinbestandteile ein.

Typ 3: Zum Typus 3 rechne ich ein ganz bestimmtes Gestein, das grössere Einsprenglinge von Augit und viele kleinere Leisten von Plagioklas enthält. Eigentliche Mikrolithe fehlen. Der Raum zwischen den, die Hauptmasse des Gesteins einnehmenden, Feldspäten ist von Chlorit erfüllt. Die Struktur ist somit ähnlich der *intersertalen*, wenn man den Chlorit als aus der Glasbasis hervorgegangen annimmt, was wohl der Fall sein wird. Der Typ 3 tritt nur sehr vereinzelt auf.

Typ 4: Die Gesteine dieses Typus sind *holokristallin*. Zuerst ausgeschieden sind Augite. Sie treten als kleine Körner und Säulchen und als grössere kurzsäulige Kristalle auf. Später bildeten sich die Plagioklase. Ihre Grösse liegt zwischen denen der beiden Augitformen; sie bilden ein sperriges Gefüge zwischen den grossen Augiten. Diese Gesteine haben somit eine *diabasartige* Struktur. Brocken dieses Typus finden sich ebenfalls nur vereinzelt, doch im ganzen Gebiet. Der frischeste grobe Einschluss erwies sich als zu dieser Form gehörig. Er wird später noch ausführlicher beschrieben.

Typ 5: Holokristallin-porphyrische Gesteine. Es lassen sich nach den Strukturen der Grundmasse folgende Untertypen aufstellen:

Untertyp a: Grundmasse felsitisch. In diesen Formen ist die Grundmasse sehr fein gekörnt oder besteht aus sehr feinstrahligen Individuen. Dieser Untertypus schliesst sich somit eng an den unter Typ 1 beschriebenen vitrophyrischen an, doch ist hier die Grund-

masse feldspatisch (Fig. II). Als femischen Bestandteil führen diese Gesteine meist Augit und Hornblende zusammen.

Untertyp b: Die Grundmasse besteht hier aus einem körnigen Gemenge von in der Hauptsache Plagioklas. In einigen Fällen ist etwas Quarz und Orthoklas beigemengt. Der Plagioklas tritt teils noch in Kristallform auf, teils ist er xenomorph. Die Einsprenglinge bestehen wiederum aus Plagioklas, Hornblende und Augit (Fig. IV). Eines der grössten mir bekannten Ergussgesteinsgerölle gehörte dieser Art an, auch sonst ist sie nicht selten.

Vereinzelt finden sich kleine Brocken von hypidiomorph-körniger Struktur. Plagioklas und Augit sind die Hauptgemengteile; einige führen noch grüne Hornblende. Diese Mineralien haben genau die gleichen Eigenschaften wie bei den porphyrischen Gesteinen. Es wird sich da um unbedeutende Abarten handeln, wie sie häufig in Ergussgesteinen auftreten. In einem Falle liess sich auch deutlich eine hypidiomorph-körnige Verwachsung der drei Minerale innerhalb eines grossen Ergussbruchstückes feststellen.

Mengenverhältnis der Mineralien in den Typen 1—5

In den meisten Fällen ist Plagioklas der vorwiegendste Bestandteil. Oft nimmt er gegen 90 Volum % des ganzen Gesteines ein. Augit und Hornblende können aber auch etwa vorwiegen, besonders deshalb, weil sie meist bedeutend grösser sind als die Feldspateinsprenglinge. Bei der Kleinheit der meisten Bruchstücke hängt zumeist das bestimmbare Mengenverhältnis vom Zufall ab und kann nur nach dem Durchschnitt gewertet werden.

b) Gesteine mit nur dunkeln Mineralien als Hauptgemengteilen

Vereinzelt treten Gesteine auf, die als Einsprenglinge nur Augit oder Augit und dunkle Hornblende führen. Die Grundmasse enthält in erster Generation zahlreiche Augitsäulchen und einige Plagioklasleisten. Die zweite Generation führt neben Chlorit eine Menge ganz feiner Plagioklasleisten. Da die dunklen Gemengteile weit vorwiegen, dürfte es sich hier um ein ganz basisches Gestein handeln.

c) Gesteine mit Quarz als wesentlichem Gemengteil

Formen, die Quarz führen, sind vereinzelt überall zu treffen. Sie sind alle holokristallin-porphyrisch. Der Quarz tritt in Form gerundeter und oft stark korrodierter Einsprenglinge auf. Unter den Einsprenglingen finden sich weiter Plagioklas und seltener Orthoklas, ferner Biotit und Hornblende. In Hornblende führenden

Formen fehlt der Orthoklas. Die Grundmassen sind granophyrisch oder felsitisch. In einem Fall traten schöne Sphärolithe auf.

Ob alle diese sauren Formen genetisch mit den vorher besprochenen Ergussgesteinen zusammenhängen, ist fraglich. Die, welche Hornblende und vorwiegend Plagioklas enthalten, halte ich zu dem Ergussgestein gehörig. In ihrem ganzen Verhalten zeigen sie durchaus Übereinstimmung mit diesem. Die Gesteine mit viel Orthoklas hingegen möchte ich eher mit den später zu besprechenden granitischen Tiefengesteinen in Beziehung setzen.

B. *Die Textur der Ergussgesteine*

Die Textur ist im allgemeinen massig. Ausnahmen machen nur gewisse Formen des Typus 1, wo die Anordnung der Einsprenglinge primäre Fluidaltextur erkennen lässt. Eine solche ist sehr häufig zu sehen bei den Grundmassemikrolithen des Typus 2. Die Raumerfüllung ist bei der grossen Mehrzahl der Bruchstücke eine vollständige, doch sind auch poröse, schlackenartige Gebilde nicht selten. Im Innern solcher Gesteine finden sich Räume, die von dem üblichen Verwitterungssaum umgeben sind. Teils sind diese Mandeln mit Chlorit, teils mit Mergelsubstanz, in die oft Quarzsplitter, Muskovit und Calzit eingelagert sind, erfüllt. Die mit Chlorit erfüllten waren wohl bei der Ablagerung nicht mit der Umgebung in Verbindung, der Chlorit ist eine spätere Ausscheidung. Die andern waren nach aussen geöffnet, weshalb das oben erwähnte Material eindrang. Fig. V zeigt ein solches schlackiges Ergussgesteinsbruchstück. Es gehört, wie die Mehrzahl dieser Gebilde, dem Typus 2 an. Es zeigen übrigens sehr viele Brocken am Rand konkave Ausbuchtungen. Diese Bruchstücke werden einst Randteile um Hohlräume gewesen sein.

C. *Form und Grösse der Ergussgesteinbruchstücke*

Das *grösste Gerölle*, das ich fand, hatte eine Länge von etwa 15 cm und wog im Bruchstück über 1 kg. Es war ellipsoidisch und gut gerundet. Stücke von annähernd dieser Grösse sind stellenweise sehr häufig. Öfters sind sie flach scheibenförmig, immer *gerundet*. Sie gehören, wie schon erwähnt, alle bis auf eines der grössten (750 gr Gewicht), dem Typ 1 an. Möglicherweise lassen sich noch bedeutend grössere Gerölle auffinden; sie können jedoch nicht häufig sein. Brocken von $\frac{1}{2}$ bis 5 cm (unter Längenangaben ist immer die maximale lineare Ausdehnung verstanden) sind über-

all verbreitet, stellenweise machen sie einen beträchtlichen Teil der Ablagerung aus. Sie sind meist gut gerundet, doch kann man auch eckige finden. Auch diese sind meist sehr mikrolithenarm, gehören also zum Typ 1. Die Taveyannazgesteine vom typischen Aussehen enthalten wesentlich feineres Material. Hier sind Bruchstücke von 1 bis 4 mm vorhanden. Die Mehrzahl dieser ist eckig. Die Schliffquerschnitte sind rundlich, quadratisch, rechteckig, dreieckig oder

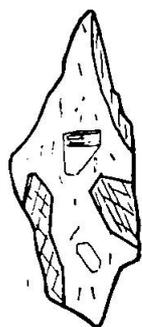


Fig. 2a

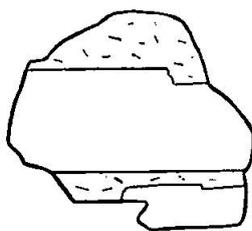


Fig. 2b

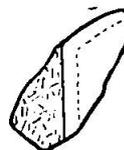


Fig. 2c

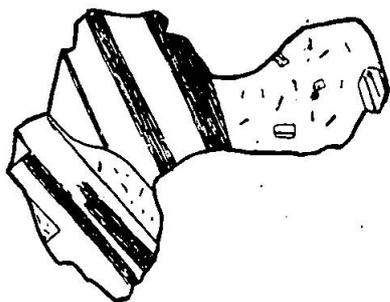


Fig. 2e

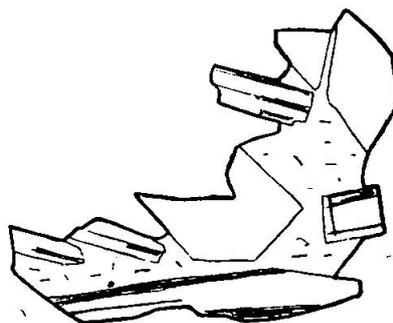


Fig. 2d

Fig. 2a-e. Umgrenzungen von Ergussgesteinsbruchstücken. *a* (Dürrenberg, Kiental) und *d* (Durnachtal, Glarus) zeigen randlich zerbrochene Kristalle von Hornblende und Plagioklas; in *d* ragt aber ein Teil der Einsprenglinge randlich weit vor. In *b* (Savoyen) und *e* (Rochers de vents) sind grössere Plagioklaseinsprenglinge durch etwas Grundmasse verbunden. *c* (Durnachtal, Glarus) zeigt einen zerbrochenen Feldspat mit etwas anhaftendem Grundmassenmaterial, Gebilde wie sie häufig auftreten. (Vergr. $\times 20$ fach).

sonstwie unregelmässig gestaltet. Auch lange schmale Formen kommen häufig vor. Auf die vielen konkaven Ausbuchtungen wurde schon oben hingewiesen. Die äussere Form passt sich in vielen Fällen den Einsprenglingen an, indem die Umgrenzung diesen nachgeht, so dass sie unter Umständen weit vorspringen können. Ebenso häufig aber sind die Einsprenglinge am Rande des Bruchstückes mitten durchbrochen (Fig. 2a-e). Oft ist das Erkennen der Grenzlinien der Brocken schwierig, besonders bei stärkerer Zersetzung. Die Brocken gehen dann ohne Diskontinuität ineinander über und

nur die verschiedenen Strukturen lassen eine ungefähre Trennungslinie vermuten.

Sinkt der Gerölldurchmesser unter 1 mm, so kann man kaum mehr von eigentlichen Gesteinen reden. Es handelt sich dann entweder um Grundmassepartikel oder um Einsprenglinge mit etwas anhaftendem Grundmassematerial. Solche Gebilde treten in den feinkörnigern Gesteinen in grosser Masse auf. Noch viel zahlreicher sind die isolierten Minerale des Ergussgesteins.

D. Die Einzelminerale

Alle Mineralien der Ergussgesteinsformen finden sich isoliert in völlig gleichartiger Entwicklung wie bei den Ergussgesteinen. Sie sind also auch fast immer idiomorph. Sie sind teils als isolierte Bestandteile abgelagert worden, teils durch vollständige Zersetzung der Grundmasse losgelöst worden.

E. Eigenschaften der primären Minerale der Ergussgesteine.

Die Mineralien der verschiedenen Ergussgesteinstypen sind unter sich so gleichartig, dass eine Gesamtbehandlung mit gelegentlichen Hinweisen gerechtfertigt ist.

Plagioklase

Mittelbasischer Plagioklas ist das häufigste Mineral der Eruptivgesteinsbrocken. Einsprenglinge wie Mikrolithe haben die für Ergussgesteine übliche Formentwicklung: sie zeigen meist die Leistenform. Wie gewöhnlich, sind fast alle Plagioklase verzwillingt. Ich habe einige Feldspäte der verschiedensten Gesteinsformen nach der Fedoroff'schen Methode bestimmt. Bei der Deutung der Messungen benutzte ich die Diagramme von DUPARC und REINHARD (Lit. 18 a). Die Resultate sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt. Es wurde hiebei nur der An-Gehalt (auf 5 % genau) und das Zwillingsgesetz des untersuchten Feldspats angegeben.

Tabelle 1.

Nr.	Typ	Herkunft	% An.	Zw. Gesetz
1	1a	Hohen Faulen, Uri	0—5	Albit
2	1a	Romme, Savoyen	30—35	Kompl. Albit Ala B
3	1a	Romme, Savoyen	25—30	Albit
4	1a	Romme, Savoyen	30—35	
5	1b	Gers, Savoyen	50	Albit
6	1b	Gers, Savoyen	40—45	
7	1b	Thônes, Savoyen	Zonar: R. 40—45 Z. 65—70	Albit

Nr.	Typ	Herkunft	% An.	Zw. Gesetz
8	1b	Thônes, Savoyen	60—65	Karlsbad
9	1b	Thônes, Savoyen	Zonar: R. 45—50 Z. 60—65	K. Manebach Ala A
10	1b	Solalex, Diablerets	25—30	
11	1b	R. d. vents, Diablerets	30—35	
12	1b	Dürrenberg, Kiental	15	
13	1b	Dürrenberg, Kiental	30—35	
14	1b	Romme, Savoyen	30—35	Ala B u. K Ab. Ala
15	1b	Romme, Savoyen	30—35	
16	2a	Schächental, Uri	30—35	
17	2a	R. d. vents, Diablerets	30—35	K. Albit Ala B
18	2a	R. d. vents, Diablerets	30—35	Karlsbad
19	2b	Romme, Savoyen	30—35	
20	2b	Romme, Savoyen	30—35	K. Albit Ala B
21	2b	Gers, Savoyen	45—50	Albit
22	2b	Platé, Savoyen	30—35	K. Albit Ala B
23	2	R. d. vents, Diablerets	30—35	
24	2	R. d. vents, Diablerets	30—35	
25	2	R. d. vents, Diablerets	30—35	
26	2c	Gers, Savoyen	50	Karlsbad
27	2c	Gers, Savoyen	60	Albit
28	2c	Gers, Savoyen	45—50	K. Albit Karlsbad
30	2c	Taveyannaz	30—35	
31	2c	Dündengrat, Kiental	35—40	Ala A
32	3	Dürrenberg, Kiental	30—35	K. Albit Ala B
33	3	Dürrenberg, Kiental	30—35	K. Albit Ala B
34	4	Les Saix, Savoyen	65—70	Karlsbad
35	5a	R. d. vents, Diablerets	30—35	
36	5b	Schächental, Uri	30—35	K. Albit Ala B
37	5b	Schächental, Uri	25—30	K. Albit Ala B
38		Platé, Savoyen	30—35	K. Albit Ala B

Wie aus dieser Zusammenstellung und aus den vielen sonstigen Bestimmungen hervorgeht, bewegt sich der An-Gehalt der Plagioklasse zwischen 0 und 70 %. Die meisten besitzen einen *Anorthitgehalt* um 30 bis 35 %. Solche finden sich in allen Typen. Die Art des Plagioklases ist also durchaus nicht vom Typus abhängig. Trotz der grossen Vorherrschaft der Plagioklasse mit 30 bis 35 % An nehme ich die vereinzelt basischeren (40 bis 70 % An) als die ursprünglich vorhandenen und eigentlichen Feldspäte der Ein-

sprenglinge der Tav.-Gesteine an. Die saureren halte ich für nachträglich umgewandelt. Die Gründe sind folgende:

1. Alle ganz frischen Feldspäte mit dem glasigen sog. Mikrotinhabitus gehören zu den basischeren (Nr. 7, 8, 9, 34). Oft sind diese Feldspäte auch in primäres Glas eingebettet.

2. Nur die basischeren und somit frischeren Feldspäte sind sehr häufig deutlich zonar (Nr. 7, 9).

Umgekehrt sind die saureren Plagioklase meist nicht mehr völlig frisch, vor allem weisen sie nicht mehr den glasklaren Habitus auf. Ferner zeigen sie keinen oder nur einen verwischten Zonenbau, auch sind die Spaltrisse weniger deutlich. Abgesehen davon können sie noch durchaus „gut“ aussehen, mit scharfer Zwillingslamellierung. Ganz ohne Zweifel sind die vereinzelt sehr sauren Feldspäte nachträglich verändert (Nr. 1, 12).

Ebenfalls für primär basischere Plagioklase spricht der Umstand, dass die gegenüber den gewöhnlichen weit selteneren frischen sich gewöhnlich da finden, wo die Ergussgesteinsbrocken in Mergelsubstanz eingebettet sind. In einem solchen mergelreichen Gestein sind meist alle Feldspäte frisch, zonar und basisch. Ergussgesteinsbrocken jedes Typus verhalten sich in diesem Fall gleich.

Die Zwillingsbildungen: Von den 23 bestimmten Zwillingsgesetzen sind vorhanden: Albit 6; Karlsbad 4; Ala A 1; Ala B 1; Komplex Albit Ala B 10; Komplex Manebach Ala A 1.

Auffallend ist, dass der Komplexzwilling Albit Ala B eine so grosse Häufigkeit erlangt. Er ist in den untersuchten Feldspäten sogar zahlreicher vertreten als der sonst immer weitaus häufigste Albit-Zwilling. Da das Zwillingsgesetz sich äusserlich nicht erkennen lässt, ist es durchaus nicht besonders gesucht worden. Der Komplex Albit Ala B ist ein Zwilling nach dem Kantennormalengesetz. Er tritt in den Tav.-Gesteinen gewöhnlich nur in zwei Individuen in einem Kristall auf, die polysynthetisch verzwilligten sind wie gewöhnliche Albitzwillinge. In einigen Fällen besteht aber der Plagioklas aus drei Individuen. In einem Fall liess sich das dritte als Ala B-Zwilling bestimmen (Nr. 14).

Von Bedeutung ist nun der Umstand, dass alle Albit Ala B-Zwillinge einen An-Gehalt von 30 bis 35% haben. Sie gehören also alle der in den Tav.-Ergussgesteinen verbreitetsten Plagioklasform an, die ich, wie oben erwähnt, nicht für die ursprüngliche erachte. Alle Plagioklase mit über 40% An, also die ganz frischen haben, neben den andern weniger verbreiteten Arten, nur Zwillinge nach dem Albitgesetz. Es gibt allerdings auch Albitzwillinge, die saurer

sind, aber sie sind sicher seltener als die komplexen Zwillinge. Dieser Umstand liess die Frage auftauchen, ob nicht der Komplex sich bei der Umwandlung der basischeren Feldspäte erst gebildet hat, d. h. dass eine Änderung der Orientierung eingetreten ist, die in vielen Fällen von primären Albitzwillingen zu den Komplexen führte.

Die Plagioklasmikrolithe sind da, wo die Plagioklase dem Andesin angehören, meist Oligoklase. Vereinzelt sind sie noch saurer und gehören schon zu den Albiten. Auch die Mikrolithe halte ich für sekundär verändert, denn die Bruchstücke mit den frischen basischen Einsprenglingen sind auch recht basisch. Sie gehören zu basischen Andesinen bis Labradoren.

Die Plagioklase enthalten bisweilen Einschlüsse von Augit, Hornblende, Magnetit und Apatit. Sie schieden sich also später als diese Minerale aus. Ganz allgemein sind die Feldspäte von Chloriteinschlüssen durchsetzt. Bald sind es deren nur wenige, bald ist der ganze Kristall von ihnen durchspickt. Oft sind sie zonar angeordnet. Sie können besser dargestellt als beschrieben werden (Fig. VI). Ein Vergleich ihrer Formen mit Glaseinschlüssen in Feldspäten von frischen Ätnalaven ergab deutlich, dass die Chloriteinschlüsse meist ein getreues Abbild von ursprünglichen Glaseinschlüssen sind.

Augite

Die Augite lassen sich etwa in die folgenden zwei Gruppen teilen:

- a) Die grünlichen bis gelblichen Augite.
- b) Die bräunlichen Augite.

Augite der ersten Gruppe bilden den häufigsten dunklen Gemengteil. Vertreter finden sich bei allen Strukturtypen, sowie in Einzelkristallen. Der Habitus ist meist kurzprismatisch mit dem typischen achtseitigen Querschnitt. Selten findet man langsäulige Augite. Zwillinge nach (100) sind sehr verbreitet. Die Farbe der ersten Varietät ist schwach gelblich bis grünlich. Ein Pleochroismus fehlt. Die Auslöschungsschiefe c/n_y bewegt sich meist zwischen 40° und 48° (Einzelmessungen an Augiten aller Gebiete und Typen: 45° , 40° , 44° , 40° , 41° , 48° , 44° , 43° , 45° , 43°). Daneben finden sich aber auch Formen mit weit geringerer Schiefe c/n_y (30° , 35° , 34° , 32°). $n_y - n_\alpha$ wurden in drei Fällen zu 0,025—0,027 bestimmt. Diese Merkmale stellen die Augite der ersten Gruppe in die Reihe der diopsidischen Augite.

Die bräunlichen Augite sind sehr untergeordnet. Da ich sie nur isoliert fand, kann ich nicht angeben, in welchen Typen sie vorkommen. Sie sind meist zonar, mit tiefer gefärbtem Rand. c/n_{γ} wurde an einem Kristall zu 30° am Rand und 34° im Zentrum bestimmt. Ein anderer dagegen hatte 45° Auslöschungsschiefe. Es scheint bei diesen Gliedern die gleiche Variabilität zu herrschen wie bei den grünlichen. Auch diese wären somit zu den diopsidischen Augiten zu rechnen.

Einen rhombischen Pyroxen habe ich nirgends getroffen.

Die Augite enthalten nicht selten Einschlüsse von Plagioklas-mikrolithen und von Glastropfen (Fig. VII). Hieher gehört auch eine siebartige Durchwachsung von Augit mit Plagioklas.

Hornblenden

Hornblenden sind ganz allgemein in den Ergussbrocken weniger häufig als Augite, nicht nur, weil sie sich viel leichter umwandeln. Ihre Ausbildung ist sehr verschieden, teils sind sie stengelig, teils isometrisch. Die Umgrenzung ist allgemein sehr vollkommen, besser noch als bei den Augiten. Nach (100) verzwillingte Hornblenden sind viel häufiger als nicht verzwillingte. Nach der jeweiligen intensivsten Farbe teile ich die Hornblenden ein in:

- a) tiefbraune bis rotbraune,
- b) olivbraune bis olivgrüne,
- c) tiefgrüne,
- d) blass-schmutziggrüne bis bläulichgrüne.

Die tiefbraunen Hornblenden sind selten. Optische Daten sind: c/n_{γ} 14° , $n_{\gamma}-n_{\alpha}$ 0,021, Pleochroismus kräftig, $\parallel n_{\gamma}$ tiefbraun, $\parallel n_{\alpha}$ hellgelb. Auch rötliche Töne sind zu beobachten.

Am verbreitetsten sind die olivbraun gefärbten Hornblenden mit c/n_{γ} 10° bis 17° (10° , 14° , 15° , 17°). $n_{\alpha}-n_{\gamma}$ betrug an einem schönen Einsprengling aus dem Kiental 0,024. Pleochroismus: $\parallel n_{\gamma}$ olivgrün, $\parallel n_{\alpha}$ gelblichgrün.

Seltener wiederum sind die ausgesprochen grünen Formen. Häufig sind sie zonar. c/n_{γ} Zentrum 18° , Rand 22° . Der Pleochroismus ist stark: $\parallel n_{\gamma}$ tiefgrün, $\parallel n_{\alpha}$ gelblich bis gelblichgrün.

Sehr stark von den normalen Hornblenden weichen die blassgrünen ab. Sie zeigen nur einen sehr schwachen Pleochroismus von blassgrünen bis schmutziggrünen zu etwas helleren Tönen. Die Doppelbrechung beträgt kaum 0,015. c/n_{γ} wurde zu 29° bestimmt. Der optische Charakter ist negativ. Diese Hornblendeart tritt ganz normal an Stelle anderer als Einsprengling auf. Ich vermute, dass

sie eine sekundär ausgebleichte Varietät der gewöhnlichen olivgrünen Hornblende darstellt. Vereinzelt fanden sich Hornblenden mit deutlich bläulichen Tönen.

Die Hornblenden sind nicht selten magmatisch korrodiert worden. Ebenso lässt sich eine Umwandlung in Augit häufig beobachten. Eine im Zentrum erhaltene Hornblende ist von einer Zone von Augitkörnern umgeben.

Als Einschlüsse in Hornblenden treten Augit und vereinzelt auch Plagioklase auf.

Biotit

Ein Glimmer tritt nur in vereinzelt Ergussgesteinsbruchstücken als primärer Gemengteil auf. Da er sich aber sehr leicht zu Chlorit umwandelt, mag er häufiger gewesen sein als jetzt zu erkennen ist. Er ist immer mit Hornblende vergesellschaftet. Der Pleochroismus ist: $\parallel n_{\gamma}$ braun, $\parallel n_{\alpha}$ gelblich. Die häufigeren isolierten Biotite werden eher aus den später zu behandelnden Tiefengesteinen als aus den Ergussformen stammen.

Magnetit

Der Magnetit ist nur in einigen Abarten des Typus 2 Hauptbestandteil. Bei diesen ist die ganze Grundmasse von kleinen Magnetitkörnern völlig durchtränkt, so dass das Gestein im Schliff ganz schwarz erscheint. Im allgemeinen tritt er nur in vereinzelt isolierten Körnern auf, fehlt aber auch in vielen Fällen vollständig.

Quarz

Der Quarz kommt in einigen Brocken des Typus 5 spärlich in der Grundmasse vor. In den sauren Gesteinen wird er natürlich ein wichtiger Gemengteil der Grundmasse und tritt auch in Form korrodierter Einsprenglinge auf.

Orthoklas

Der Orthoklas ist ebenfalls in den meisten Gesteinen höchst selten und dann nur als Grundmassebestandteil vorhanden. In den quarzreichen Typen wird er wichtiger und bildet auch Einsprenglinge. Wie schon erwähnt, erachte ich aber orthoklasreiche Gesteine als genetisch nicht mit den Tav.-Ergussgesteinsformen verknüpft.

Apatit

Apatit findet sich in Form langer Säulchen in vielen Bruchstücken. In einigen ist er geradezu massenhaft vertreten.

Pyrit

Ein grösseres, im allgemeinen sehr frisches Bruchstück führt sehr viel Pyrit in Form kleiner Körner und würflicher Kristalle. Ich halte ihn in diesem Falle für primär.

Olivin

Ein Gestein, das viel Augit und basischen Plagioklas enthält, führt eine Menge Pseudomorphosen von faserigem Chlorit, die auffallend die Form des Olivin haben. Da aber die Hornblende in einem andern Schlicke die gleiche Chloritbildung, wenn auch sehr selten, aufweist und auch ähnliche Formentwicklung hat, muss die Frage der Zuweisung dieser Pseudomorphosen zu Olivin oder Hornblende offen bleiben.

Glas

Gesteinsglas tritt einerseits als Grundmassesubstanz, andererseits als Einschluss in Einsprenglingen auf.

Die Glasbasis der Grundmasse ist unzersetzt noch mehrfach zu treffen. Sie ist grünlich, bräunlich oder dunkelbraun gefärbt. Ursprünglich war sie in den meisten Formen der Typen 1 bis 3 vorhanden.

F. Die Benennung der Ergussgesteine

Nach dem Mineralbestand von mittelbasischem Plagioklas, diopsidischem Augit, gewöhnlicher brauner oder grüner Hornblende und Biotit und den Strukturen ist für die Typen 1 bis 5 die Bezeichnung „Andesit“ die zutreffende. (Schon Duparc und Ritter, und Termier nannten die Ergussgesteine Andesit und Labradorit. Der letztere Name ist in der deutschen Sprache als Gesteinsbezeichnung nicht üblich.)

Es wären demnach nach dem Mineralbestand zu unterscheiden:

- a) *Augit-Andesite*,
- b) *Augit-Amphibol-Andesite*,
- c) *Amphibol-Andesite*,
- d) *Amphibol-Biotit-Andesite*.

Mit Angabe der Struktur wäre ein Gestein der Typen 1 bis 5 vollständig charakterisiert.

Das Gestein mit nur dunklen Mineralien als Einsprenglingen und Plagioklas nur in der Grundmasse ist am ehesten als *glasiger Basalt* zu bezeichnen.

Die Gesteine mit Quarz als Einsprengling sind bei Fehlen von Orthoklas und bei Hornblendeführung als *Dazite* zu betrachten.

Tritt Orthoklas auf, so wären sie mit dem Namen „*Liparit*“, wenn zu den Ergussformen genetisch gehörend, „*Quarzporphyr*“, wenn zu den Tiefengesteinen gehörig, zu belegen.

G. Die Umwandlungsminerale und der Zersetzungsvorgang der Ergussgesteins-Komponenten

Die Umwandlungsminerale

Das mikroskopische Bild vieler Taveyannaz-Sandsteine wird weitgehend beherrscht durch die sekundären Umwandlungserscheinungen und ihre Produkte. Sekundäre Mineralien sind: *Calzit* und andere *Karbonate*, *Chlorite*, *Epidot*, *Klinozoisit*, *Saussurit*, *Serizit*, *Leukoxen*, *Kaolinit*, *Zeolithe*, *Quarz*, *Rutil*, *Seladonit*, *Pyrit*, *Limonit*.

Bemerkenswert im Auftreten sind:

Chlorite

Die Chlorite geben den Gesteinen die grüne Farbe, sie sind Hauptzersetzungsminerale. Sie treten in mannigfachen Abarten auf. Über deren Habitus und optische Verhältnisse orientiert nachstehende Tabelle:

Tabelle 2.

Farbe, Pleochr.	Doppelbr.	opt. Ch.	Interferenzfarben	Ausbildung
1. hellgrün, nicht pl.	sehr klein, oft fast isotrop	+	meist anomal, tief blau	radialfaserig, feinschuppig, fetzig
2. fast farblos bis hellgelblichgrün	sehr oft völlig isotrop, sonst sehr klein	?	normal	feinfaserig, meist nicht zu bestimmen
3. c grün-braun, ⊥ chellgelblichgrün	meist wie Quarz bis 0,020	—	normal	radialfaserig, feinschuppig
4. tiefgrün, tiefgrün-braun, rotbraun. Pl. schwach oder fehlend	isotrop bis von der Grössenordnung derjenigen von Quarz	+ od. —	normal	feinfaserig, feinschuppig, Fetzen

Nur in den seltensten Fällen lässt sich der optische Charakter feststellen. Die dafür angegebenen Werte gelten daher nur für ganz bestimmte Fälle innerhalb der auch wieder sehr heterogenen Gruppen. In den meisten Fällen sind die Individuen für eine genaue optische Beschreibung viel zu klein oder zu feinfaserig oder es verhindert fast völlige Isotropie die Untersuchung.

Die Zuteilung dieser verschiedenen Varietäten, die nur undeutlich voneinander abzutrennen sind, zu den Chloritfamilien ist schwierig. Die Vertreter der ersten Gruppe sind wahrscheinlich Pennine, jedenfalls ist es ein grosser Teil davon. Die fast oder ganz isotropen farblosen bis hellgelblichgrünen der Gruppe 2 neigen am ehesten zu den Prochloriten. (Siehe darüber weiteres im chemischen Teil.) Die Formen der 3. Gruppe sind nach Farbe und Absorptionsverhältnissen Leptochlorite (Delessit). Die sehr heterogenen Glieder der 4. Abteilung werden wohl teils zu den Orthochloriten, teils zu den Leptochloriten gehören. Fehlen von Absorptionsunterschieden und jeglicher Formbegrenzung und Spaltbarkeit machen eine genaue Zuteilung unmöglich. Optisch sind einige positiv, andere negativ.

Die verschiedenen Chlorite lösen sich in verschiedenen Gesteinen zum Teil ab. So scheinen die Formen 1 und 3 kaum zusammen vorzukommen. Häufig tritt in einem Gestein der gleiche Chlorit in Bindemittel, Grundmasse und Pseudomorphosen auf, er gibt dem Gestein das Gepräge. Makroskopisch braune Gesteine enthalten wesentlich braune Chlorite.

Epidote

Epidotmineralien sind vom Klinozoisit bis zum Pistazit vertreten; sie können lokal den Chlorit teilweise ersetzen, sind aber allgemein weit weniger häufig als dieser. Die Klinozoisite haben geringe Doppelbrechung, sind farblos mit häufig anomalen Interferenzfarben. Sie sind im Gegensatz zu den Chloriten gut idiomorph. Die eigentlichen Epidote treten dagegen meist in Form von Körnern auf. Die Farbe reicht von gelbgrün über meergrün bis zu tiefgrün. Alle sind kräftig pleochroitisch und haben fleckige Interferenzfarben.

Kaolinit

In zahlreichen Fällen sind Plagioklase (noch häufiger Orthoklase der Tiefengesteine) von einem schuppigen, oft auch etwas radialfaserigen, farblosen bis schwach gelblich oder bräunlich gefärbten Mineral erfüllt. Die optischen Daten stellen es am ehesten zum Kaolinit. Das Mineral ist optisch positiv, Hauptzone negativ, oft sehr geringe, oft aber auch merklich schiefe Auslöschung (bis 25°). Lichtbrechung etwas höher als Feldspäte, Achsenwinkel nicht sehr gross. Doppelbrechung wechselnd, meist wenig $>$ Quarz, seltener bis über 0,02. Die meisten dieser Daten liessen sich übrigens ebenso gut auf Hydrargillit beziehen. Die Spaltbarkeit ist undeutlich.

Karbonate

Zu bemerken ist, dass sich neben dem Calzit noch ein im Dünnschliff ausgeprägt braunviolettes Karbonat als Zersetzungsmaterial findet.

Seladonit

Als Seladonit bestimmte ich ein glimmerähnliches Mineral. Hauptkennzeichen sind die tiefgrüne bis blaugrüne Farbe und der sehr intensive Pleochroismus. Die Doppelbrechung ist etwas tiefer als bei Muskovit. Als Umwandlungsprodukt von Ergussgesteinsbestandteilen tritt es nur selten auf. In einem Fall scheint es sich aus einem Augit gebildet zu haben. Häufiger kommt es als Neubildung im Bindemittel vor.

Die Umwandlungserscheinungen der primären
Mineralkomponenten

Die folgende Tabelle zeigt die verschiedenen Umwandlungen der einzelnen Mineralien. Die häufigeren Erscheinungen sind in Kursivschrift.

Plagioklase →	{	Zeolith Kaolinit <i>Serizit</i> <i>Calzit</i> Epidote <i>Chlorit</i> <i>Saussurit</i>	Augit →	{	<i>Chlorit</i> ± Leukoxen Calzit (violettbr. Karbonat) Epidot Seladonit
			Biotit →		<i>Chlorit</i>
Hornblende →	{	<i>Chlorit</i> (3) <i>Calzit</i> + Quarz ± Erz Leukoxen <i>Kelyphit</i>			
Magnetit →	Limonit, (Pyrit?)		Glas →	{	<i>Felsit</i> <i>Chlorite</i>

In den Plagioklasen tritt der Calzit oft in Form kleiner Schüppchen auf. Der Chlorit dringt meist längs Zonen von aussen ein und kann in seltenen Fällen die Plagioklassubstanz ganz verdrängen. Ebenso bildet der Kaolinit Pseudomorphosen.

Die Chloritisierung der Augite vollzieht sich fast durchwegs von Rissen aus. Die Augite werden von einem Netzwerk von feinfaserigem Chlorit durchzogen. Endprodukt der Umwandlung sind Chloritpseudomorphosen. Oft findet bei diesem Prozess noch eine Ausscheidung von Leukoxen und Erz statt. Eine Calzitbildung in

Augiten ist recht selten, ebenso eine Epidotisierung. In einem Falle scheint die grüne Seladonitsubstanz einen Augit verdrängt zu haben.

Ganz anders als Augit verhält sich Hornblende. Sie wandelt sich in erster Linie in Calzit und Quarz um. Leukoxen, Erz und etwas Chlorit können hinzutreten. Mit „Kelyphit“ habe ich oben Bildungen bezeichnet, die ganz wie Granatkelyphitränder aussehen. Hier bestehen diese Ränder aus radialfaserigem Quarz. Innerhalb des Randes findet sich fast immer eine Leukoxen- und Limonitreiche Zone, das Zentrum enthält meist noch einen Rest von Hornblende. Gewöhnlich beteiligen sich auch Calzit und Chlorit an diesen Gebilden. Eine reine Chloritbildung, wie sie bei dem Augit die Regel ist, findet man bei der Hornblende sehr selten.

Etwas ungewöhnlich sind die Umwandlungsprodukte der Glasbasis: die Chlorite. In glasreichen Gesteinen (Typ 1) sieht man oft im polarisierten Licht deutlich, wie die ursprüngliche Glassubstanz ganz oder teilweise in feinfaserigen Chlorit aufgelöst ist. Im gewöhnlichen Licht stellt die Basis bei nur teilweiser Umsetzung eine feingekörnelte Masse dar, in der die noch erhaltenen Glaspartien sich deutlich durch tiefere Lichtbrechung und etwas andere Färbung von dem Umwandlungsprodukt abheben. Bei ganzer Umsetzung ist die Basis häufig glasklar, da die Chloritfasern wegen der sehr geringen Doppelbrechung sich kaum voneinander abheben. Am glasklaren Aussehen ist auch ein isotroper Chlorit von der Glassubstanz zu unterscheiden, da die letztere meist leicht getrübt erscheint.

In glasarmen Gesteinen muss man die Chloritfetzen, die zwischen den Mikrolithen liegen, als aus Glas hervorgegangen annehmen. Dass sich der Chemismus bei dieser Umwandlung stark verändert haben muss, ist klar. Die Chlorite sind viel basischer, Mg und Fe reicher als auch die basischeren Gläser. Es ist demnach zu erwarten, dass glasreiche, in der Basis umgewandelte Ergussgesteinsbruchstücke jetzt basischer sind, als sie es ursprünglich waren. Die Umwandlung der Glassubstanz in Chlorit soll im Abschnitt über den Chemismus der Tav.-Gesteine noch eingehender behandelt werden.

Alter und Art der Umwandlungserscheinungen

Ergussgesteinsbruchstücke und Einzelminerale, die in ein reichliches mergelig-toniges Bindemittel eingebettet sind, haben meist eine sehr grosse Frische bewahrt. Dies beweist, dass das Material ganz frisch zur Ablagerung gelangte. Die Umwandlung setzte also

erst später ein. Sie entwickelte sich in sehr verschiedener Richtung, je nach Bindemittel, Lagerungsform, tektonischer Beanspruchung und jedenfalls noch weiteren, nicht mehr zu ermittelnden Faktoren.

Ganz im allgemeinen sind die Umwandlungsvorgänge typisch für die der sogenannten säkulären Verwitterung. Ihr muss der Hauptteil zugeschrieben werden. Da die Zersetzung unter dem Einfluss der zirkulierenden Wasser stattfand, ist es einleuchtend, dass Gesteinsmaterial, das in wasserundurchlässigen Mergel eingebettet ist, von einer stärkeren Umwandlung verschont blieb. Möglich ist, dass die Veränderung schon durch das Meerwasser eingeleitet wurde. Besonders liegt diese Annahme für die Plagioklasse nahe. Eine längere Einwirkung von Meerwasser ist aber auch für die bindemittelfreien Gesteine nicht anzunehmen, da die Sedimentation sehr rasch geschah und sich vielerorts sofort abschliessende Mergellager einstellten.

Die Taveyannaz-Gesteine lassen sich roh in fünf verschiedene Umwandlungsformen einteilen. Deren Abhängigkeit von den oben angeführten geologischen Faktoren wird später kurz behandelt. Hier sollen die Formen nur petrographisch skizziert werden. Dass in diesem Abschnitt die Zersetzung der Ergussgesteinsbestandteile ständig mit der Zersetzung des ganzen Taveyannaz-Gesteins identifiziert wird, hat seinen Grund darin, dass in dieser Beziehung das Ergussgesteinsmaterial das Gesteinsbild völlig beherrscht, indem der andere wesentliche Gemengteil, der Quarz, keine Umwandlungserscheinungen zeigt.

Die Umwandlungsformen

Form a: Alle Bestandteile sind frisch, insbesondere haben die Plagioklasse noch den glasigen Habitus. Primäres Glas ist häufig vorhanden.

Form b: Feldspäte und dunkle Gemengteile sind ungefähr in gleichem Masse umgewandelt, neben unzersetzten finden sich halb und ganz veränderte. Alle oben angeführten Neubildungen können auftreten. Glas ist zum grössten Teil oder vollständig chloritisiert.

Form c: Die Plagioklasse sind im allgemeinen frisch, gehören aber doch der etwas entkalkten Varietät an. Augite und Hornblenden sind alle zersetzt.

Form d: Die Augite und Hornblenden sind alle unverändert, die Plagioklasse dagegen zum grössten Teil völlig zersetzt, meistens saussuritisiert.

Form e: Alle Bestandteile sind weitgehend umgewandelt.

Natürlich finden sich alle Übergänge häufig. Die Formen a und e sind selten, c und d treten nicht etwa nur vereinzelt auf, sondern sie sind für grosse Vorkommen charakteristisch. Bei diesen letztern Formen muss sich die Umwandlung in zwei gegensätzlichen Richtungen bewegt haben, um diese vollständig verschiedenen Resultate zu bewirken.

Diesen Umwandlungsformen könnte man noch die anreihen, die durch die mechanische Beanspruchung des Gesteines bewirkt wurde. Wesentlich andere Erscheinungen als die oben angeführten traten aber dabei, ausser einer Deformation, nicht ein.

2. Die Nichtergussgesteinskomponenten

Neben den Ergussgesteinskomponenten finden sich Vertreter von Gesteinen verschiedenster Herkunft. Besonders häufig sind Granite, Quarzite, Kalksteine und Tonschiefer.

A. Eruptiva

Bruchstücke von Tiefengesteinen sind in den Tav.-Gesteinen fast immer vertreten, wenn auch meist sehr untergeordnet. Besonders verbreitet sind:

Granite

Der Mineralbestand ist der normaler Granite bis Granodiorite: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Perthit, Albit bis Oligoklas und Biotit. Akzessorisch treten auf: Titanit, Apatit und Zirkon. Die Granite lassen sich vielleicht in mikroklinführende und mikroklinfreie einteilen, die letzteren führen viel Plagioklas. Wo die Granite als grössere Einschlüsse auftreten, sind sie makroskopisch meist weiss, selten rötlich. In grösserer Menge treten grobe Graniteinschlüsse im Kiental auf. Hier erinnern sie sehr an den Gasterngranit. Einen solchen Einschluss habe ich analysiert. Leider war er nicht mehr ganz frisch. Das Gestein enthält wesentlich Oligoklas, Biotit und Quarz, Orthoklas ist spärlich. Neubildungen von Calzit, Epidot, Serizit und Chlorit sind verbreitet. Die Analysenwerte lauten:

SiO ₂	63.12	si	246
TiO ₂	.88	al	38.3
Al ₂ O ₃	16.87	fm	29.5
Fe ₂ O ₃	2.43	c	10.5
FeO	2.68	alk	21.5
MnO	.01	k	.23

MgO	2.37	mg	.47
CaO	2.50	ti	2.82
Na ₂ O	4.32	p	.47
K ₂ O	1.98	c/fm	.36
H ₂ O ⁺	2.25		
H ₂ Q ⁻	.23	Magma: granodioritisch bis	
CO ₂	.28	quarzdioritisch.	
P ₂ O ₅	.26		
	<hr/> 100.18		

Die Analysen haben eine grosse Ähnlichkeit mit den älteren Analysen von Gasterengraniten. Ein wesentlicher Unterschied liegt nur in dem viel tieferen k-Wert des Einschlusses. TRUNINGER (Lit. 76) machte auf quarzdioritische und granodioritische Abarten des Gasterengranites aufmerksam, diese dürften mit dem Einschluss noch mehr übereinstimmen.

Pegmatite

Vereinzelt treten grobe eutektische Verwachsungen von Quarz und Orthoklas auf. Sie sind wohl Bruchstücke pegmatitischer Gesteine.

Aplite

Sehr häufig sind Reste von aplitischen Gesteinen. Es sind dies meist Bruchstücke von Mikropegmatiten. Ein Schliff von einem etwa faustgrossen würfelförmigen Aplitgerölle, das makroskopisch als dunklen Gemengteil nur etwas Granat führte, erwies sich zum grössten Teil als aus ganz vorzüglichen mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Orthoklas bestehend. Auch dieses Gerölle stammt aus dem Kiental.

Granitische Gang- und Ergussgesteine

Wie schon bei der Besprechung der Ergussgesteine bemerkt, sind die sauren orthoklasführenden, porphyrischen Eruptivgesteine wahrscheinlich mit den Graniten in Beziehung zu setzen.

Einzelminerale der Eruptiva

Wohl der grösste Teil der nachfolgend aufgezählten isolierten Mineralien stammt aus Tiefengesteinen, meist aus Graniten.

Quarz: Der Quarz ist der verbreitetste Nichtergussbestandteil. Kennzeichnend sind allgemein in Reihen angelegte Gaseinschlüsse, undulöse Auslöschung und starke Kataklyse. Viele Quarze zeigen eine feine Streifung. Häufig sind Einschlüsse von Glimmern.

Orthoklas tritt vereinzelt in den meisten Schliffen auf. Oft ist er völlig von Serizitschuppen durchsetzt.

Saure Plagioklase sind verbreitet. Von den Ergussgesteinsplagioklasen unterscheiden sie sich durch feinere Zwillingslamellierung und durch xenomorphe Formen.

Mikroklin mit der typischen Gitterlamellierung ist vereinzelt überall zu finden. Er zeichnet sich immer durch grosse Frische aus.

Auch *Perthite* sind in fast jedem Schliff anzutreffen.

Überall vorkommende Bestandteile sind *Biotit*, *Muskovit*, *Apatit*, während *Turmalin*, *Zirkon*, *Granat*, *Rutil*, *Titanit* nur sehr vereinzelt zu finden sind, ja man kann sie geradezu als selten bezeichnen.

B. Sedimente

Folgende Sedimente lassen sich bestimmen:

Sandsteine, oft mit reichlich Muskovit, sehr häufig.

Sandkalke, dichte Kalke mit eckigen Quarzkörnern.

Quarzite, sehr häufig. Viele grünliche Quarzite enthalten Glaukonit. Sie gleichen sehr den Ölquarziten.

Kalksteine aller Art. Besonders zu unterscheiden sind:

Glaukonithaltige dichte Kalke mit *Globigerinen*.

Kalke mit *Nummuliten*.

Kalke mit *Lithothamnien* und *Rotaliden*.

Dichte Kalke ohne Mikrofauna.

Alle diese Kalke finden sich nur vereinzelt.

Hornsteine mit kleinen sphärolithischen Gebilden, nicht selten.

Tonschiefer und Mergelschiefer. Diese Schiefer erfüllen die Tav.-Gesteine oft in grosser Zahl. Sie sind identisch mit den Schiefen der Begleitschichten der psammitischen und psephitischen Gesteine.

C. Einzelfossilien

Von *tierischen Einzelfossilien* habe ich fast nur Foraminiferen beobachtet: kleine *Nummuliten* (bis 2 mm), *Orthophragminen* von etwa der gleichen Grösse, *Rotaliden*, *Lageniden*, *Globigerinen*. Dazu fanden sich etwa noch Bruchstücke von *Echinodermen*. CSWALD HEER (Lit. 28) erwähnt noch einige *Mollusken* aus dem Tav.-Gestein von Merligen, Renevier von der Diableretsgruppe einen *Haifischzahn*.

Weit häufiger als tierische Fossilien sind die Reste von *Landpflanzen*. An vielen Stellen ist der echte Tav.-Sandstein erfüllt von kohligen Blattresten, leider befinden sie sich aber immer in kaum bestimmbarem Zustande. An einer nicht zugänglichen Stelle (enger Felsspalt) (Dauphiné) fand sich ein Stammstück von etwa

50 cm Länge und 4 bis 5 cm Dicke. Es bestand ganz aus leicht zerbröckelnder glänzender, pechschwarzer Kohle. Andere Kohlen-schmitzen mögen ebenfalls von Holzteilen herrühren. Auch Pflanzen sind von O. Heer bestimmt worden (Merligen). Vielleicht würde ein Absuchen der verschiedenen Fundstellen noch bestimmbares Material liefern.

D. *Metamorphe Gesteine*

Die folgenden nur mikroskopischen Gesteinsbrocken könnte man unter die metamorphen Gesteine reihen:

Muskovitquarzit mit granoblastischer Struktur und deutlicher Kristallisationsschieferung.

Trümmerquarzite.

Quarzit mit welligen Zügen von Chlorit, Serizit und Erz.

Gestein wesentlich aus Epidot, Chlorit und Quarz bestehend.

Amphibolitartiges Gestein, mit grüner Hornblende, Plagioklas und Quarz.

Alle diese Bestandteile fanden sich nur vereinzelt, doch im ganzen Gebiet. Sie sind oft wegen ihrer kleinen Dimensionen unmöglich bestimmt zu benennen.

E. *Form und Grösse der Nichtergussgesteinsbestandteile*

Die Nichtergussgesteinsbestandteile (ohne Schiefer) sind im allgemeinen von der *gleichen Grösse und Form* wie das *vulkanische Material* im gleichen Gestein. Nur lokal können aber Kalke, Granite und Quarzite viel gröber werden und Dimensionen von 10 cm bis zu einem Meter erreichen.

Die *Mergelschiefer*einschlüsse erlangen alle Grössen ganz unabhängig vom Gesteinskorn. Sie bilden zum Teil stratigraphische Einlagerungen, die zu den Schieferlagen zwischen den Sandsteinbänken überleiten. Sehr oft sind die Tonschiefer-einschlüsse eigenartig gewunden.

F. *Bindemittel*

Ein Grossteil der Tav.-Gesteine führen *keine* wesentlichen Mengen von Bindemittel. Die Gesteinstrümmer und Einzelminerale sind oft nur durch eine Limonithaut und etwas Chlorit voneinander getrennt. Ein Bindemittel kann aber auch auftreten und einen grossen Teil der Gesteinsmasse einnehmen. Das Bindemittel kann bestehen aus:

- a) *Mergelsubstanz*. Erkennbar sind Calcitstückchen und neugebildete Serizitflitter. Oft ist viel Erz (Limonit, Pyrit) eingelagert.
- b) *Calcit*.
- c) *Kaolinit*.
- d) *Chlorit*, stammend aus zersetztem Ergussgesteinsmaterial.
- e) *Limonit*.
- f) *Zeolith*.

Die letzten vier Substanzen treten nur in untergeordneter Menge auf.

III. Die Komponenten im Gesteinsverbande.

Eine *Einteilung der Tav.-Gesteine* lässt sich am zweckmässigsten nach der *Korngrösse* vornehmen. Das Korn lässt sich meist auch makroskopisch gut erkennen; während die Zusammensetzung des Gesteines von blossem Auge viel schwerer oder gar nicht zu beurteilen ist. Schon im Handstück lassen sich die folgenden Arten nach der Körnigkeit auseinanderhalten:

1. Feinsandige Gesteine, Korngrösse wesentlich > 1 mm.
2. Grobsandige Gesteine, Korngrösse wesentlich > 4 mm.
3. Feinkonglomeratische Gesteine, Korngrösse wesentl. 5 mm—3 cm, selten bis 5 cm.
4. Grobkonglomeratische Gesteine, Einschlüsse von einigen cm bis 1 m.

1. Die feinsandigen Gesteine

Die folgenden Beschreibungen typischer Vertreter feinkörniger Tav.-Gesteine sollen einen Einblick in die Verbandsverhältnisse bestimmter Gesteine geben.

Beschreibung 1: Gestein vom Creux de Champ, Diableretsgruppe.

Im Handstück ist das Gestein gleichmässig grün. Das feine Korn ist gut zu erkennen. Unter dem Mikroskop erweist es sich von einheitlicher Korngrösse (0,1 bis 0,4 mm). Größere Komponenten sind selten (Maximum 0,8 mm). In einem calcitischen Bindemittel liegen Einzelkristalle und kleine Gesteinsbruchstücke. Der Anteil von vulkanischem Material beträgt etwa 50 %. Besonders häufig sind isolierte idiomorphe Augite. Plagioklase bilden selten Einzelkristalle, sondern sind noch im Verband, d. h. es haftet noch Grundmassematerial an ihnen. Kleine Brocken von hyalopilitischen

Grundmassepartikeln sind verbreitet. Ihre Umgrenzung ist wie gewöhnlich unregelmässig und eckig. Der sedimentäre Anteil wird zum grössten Teil von Quarz bestritten. Er ist von der gleichen Grösse wie das Eruptivmaterial und von eckiger, ja meist äusserst scharfkantiger bis feinsplittiger Form. Als Seltenheit treten einige Feldspatbruchstücke aus Tiefengesteinen, sowie Muskovitflitter und Magnetitkörner auf.

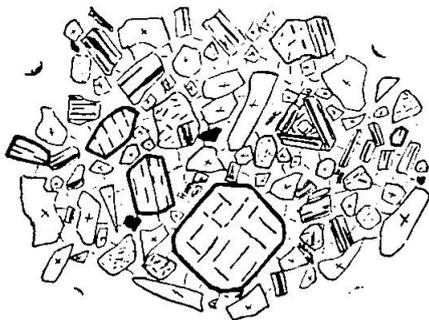


Fig. 3. Strukturtyp A (Beschreibung 1).

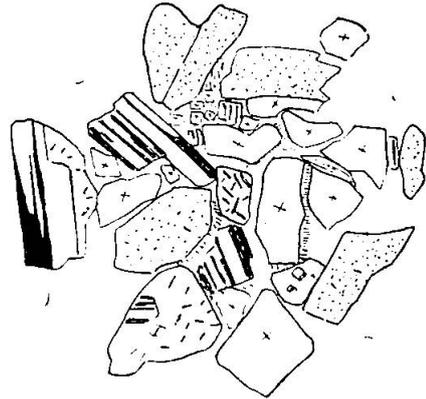


Fig. 4. Strukturtyp B (Beschreibung 2).

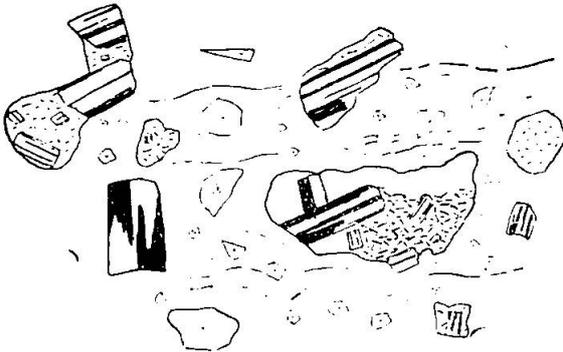


Fig. 5. Strukturtyp Cb (Beschreibung 4).



Fig. 6. Strukturtyp Ca (Beschreibung 3).

Das Bindemittel besteht aus grobkristallisiertem Calzit; es erfüllt $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{4}$ des Gesteines. Die Verbandsverhältnisse sind in Fig. 3 skizziert.

Gesteine mit einer *Korngrösse*, deren Durchschnitt *unter 0,4 mm* liegt, sind *nicht häufig*. Charakteristisch ist für sie der *hohe Quarzgehalt*, der ohne Bindemittel meist 50 % beträgt. Bei diesen kleinen Korndimensionen sind natürlich fast nur Einzelminerale vorhanden. Ob von den Ergussgesteinskomponenten Plagioklas oder Augit vorwiegt, hängt von der Art der Zersetzung ab. Ein Bindemittel kann auch untergeordneter sein oder ganz fehlen. Gesteine von der beschriebenen Art, d. h. isoklastische Formen mit der Korngrösse im

wesentlichen unter 0,5 mm bezeichne ich als zum *Strukturtyp A* gehörig.

Beschreibung 2: Gestein vom Hochtürligrat, Kiental.

Makroskopisch ist das Gestein schwärzlich mit undeutlichen Taveyannazgesteinsmerkmalen. Viele Quarzkörner sind zu erkennen. Im Schliff bemerkt man eine durchgehende mittlere Korngrösse von 0,7 bis 1 mm. Die Komponenten sind: Ergussgesteine, Einzelergussgesteinsplagioklase, Quarze, Orthoklase, Perthite, Plagioklase aus Tiefengesteinen, Muskovite, Biotite. Alle Bestandteile sind eckig. 30 bis 40 % ist vulkanisches Material. Das sehr spärliche Bindemittel wird durch Limonit, Calzitkörner und Serizitschuppen gebildet. Das Gestein gleicht durch seine vielen Feldspäte sehr einem Arkosesandstein. Es ist abgesehen vom Eruptivmaterial in seinem mikroskopischen Aussehen identisch mit den Molassesandsteinen vom sogenannten Zugertypus. Eine Skizze dieser Form gibt Fig. 4.

Vertreter von *isoklastischen* Formen von 0,6 bis 1 mm sind bei Tav.-Gesteinen *selten*, insbesondere deshalb, weil die meisten Einzelkristalle kleiner sind als 0,5 mm, die Gesteinsbrocken meist grösser als 1 mm. Eine solche Struktur entsteht nur bei stark sedimentärem Einschlag (die Bezeichnung „sedimentär“ bezieht sich auf alle Nichtergussgesteinsbestandteile, sowie die Bezeichnung „eruptiv“ sich nur auf Ergussgesteinsmaterial bezieht), wie bei der oben beschriebenen. Dieser *Strukturtyp B* ist kennzeichnend für Übergangsformen von Tav.-Gesteinen zu gewöhnlichen Sandsteinen oder Arkosen.

Beschreibung 3: Probe vom Dorf Merligen am Thunersee.

Im Handstück ist das Gestein dunkelgrün. Erkennbar sind Quarze und Muskovitflitter. Mikroskopisch ist der Sandstein auch noch in der Hauptsache feinkörnig. Vereinzelt finden sich aber bedeutend grössere Komponenten. Der Hauptteil mit einem Korn von 0,1 bis 0,5 mm macht über 80 % des Gesteines aus. Die grösseren Brocken messen bis 2 mm. Es sind Ergussgesteine verschiedener Typen, Granitfragmente und Quarzkörner. Alle Bestandteile sind eckig. Die feinkörnige Masse besteht in erster Linie aus Quarz. Dazu treten Ergussgesteinsplagioklase, Orthoklase, Perthite, Serizitschuppen, Magnetit und Zersetzungsprodukte. Die geringen Zwischenräume sind erfüllt von Calzit (Fig. 6).

Kennzeichnend für diese Form sind die *vielen Einzelminerale* $< 0,5$ mm und die *vereinzelt grösseren Gesteinsbruchstücke* bis über 2 mm. Gesteine solcher Art sind *sehr häufig*. Sie bestreiten

einen grossen Anteil des Schichtkomplexes. Der Anteil des vulkanischen Materials beträgt meist 60 bis 85 %/o. Im allgemeinen haben diese Gesteine wenig oder kein Bindemittel, tritt aber ein solches zur Seltenheit auf, so nimmt es die Stelle des feinen Materiales ein. Solcherart ist das im folgenden beschriebene Gestein.

Beschreibung 4: Gestein vom Durnachtal, Glarus.

Im Handstück glaubt man einen schwärzlichen Schiefer vor sich zu haben, irgend ein Taveyannazgesteinsmerkmal fehlt. Unter dem Mikroskop lässt sich dies Aussehen leicht durch das über $\frac{3}{5}$ betragende Bindemittel erklären. Einsprenglingsartig schwimmen darin: Ergussgesteine verschiedener Struktur (bis 2 mm), Plagioklase, deren anhaftende Grundmassepartikelchen sie deutlich dem Ergussgesteinsmaterial zuweisen, Quarze und vereinzelt Tiefengesteinsfeldspäte. Das Eruptivmaterial wiegt im Nichtbindemittel weit vor. Alle Bestandteile sind eckig. Eruptives und sedimentäres Material ist von der gleichen Grösse.

Das Bindemittel besteht aus vielen äusserst feinen Calcit-schüppchen, Serizitflittern und vereinzelt Quarzkörnern. Es ist von Limonit durchsetzt. Deutliche Schieferung ist zu beobachten. Das Gestein enthält noch eine Menge grösserer Einschlüsse von Schiefer, die sich durch grösseren Erzreichtum vom Bindemittel abheben, sonst aber ähnlich zusammengesetzt sind. Fig. 5 zeigt die Verbandsverhältnisse dieses Gesteins.

Tritt ein mergeliges Bindemittel in erheblichem Masse auf, so verlieren ganz allgemein die Tav.-Gesteine ihr typisches Aussehen völlig. Sie werden wie das oben beschriebene Gestein zu schwärzlichen Schiefeln.

Gesteine nach Art der Beschreibung 3 (heteroklastisch feinkörnige Formen ohne Bindemittel) entsprechen dem *Strukturtyp C a*, mit Bindemittel (Beschreibung 4) dem *Strukturtyp C b*.

2. Die grobsandigen Gesteine

Eines der charakteristischsten Gesteine sei im folgenden beschrieben: Nr. 5. Herkunft: Rochers de vents, Alp Taveyannaz.

Es handelt sich um ein typisches grünes Tav.-Gestein mit von blossen Auge erkennbaren Plagioklasleisten, Augit- und Hornblendekristallen. Im Schliff ist ersichtlich, dass das Gestein recht verschieden gekörnt ist. Es zeigen sich zahlreiche Einzelkristalle von 0,2 bis über 1 mm, doch wiegen Gesteinsbruchstücke von 1 bis 3 mm vor. Dem Ergussgestein gehören über 90 % der Komponenten

an, so dass also Quarz und andere sedimentäre Gemengteile selten sind. Äusserst mannigfaltig sind die Ergussgesteine entwickelt. Alle Typen, inklusive der basischen, sind mit mannigfachen Abarten und Zwischenformen vertreten. Die Hauptmenge stellt der Typ 2.

In einem Schliff von zirka 2 cm² Oberfläche sind etwa 20 Bruchstückquerschnitte von 2 bis 3 mm, etwa 50 von 1 bis 2 mm vorhanden. Bruchstücke gleicher Struktur kommen nur wenige vor, oft ist eine Form nur einmal vertreten. Dass eine grosse Mannigfaltigkeit herrschen muss, ist also leicht zu verstehen. Die Bruchstücke sind alle beliebig geformt und eckig. Sie stehen unter sich

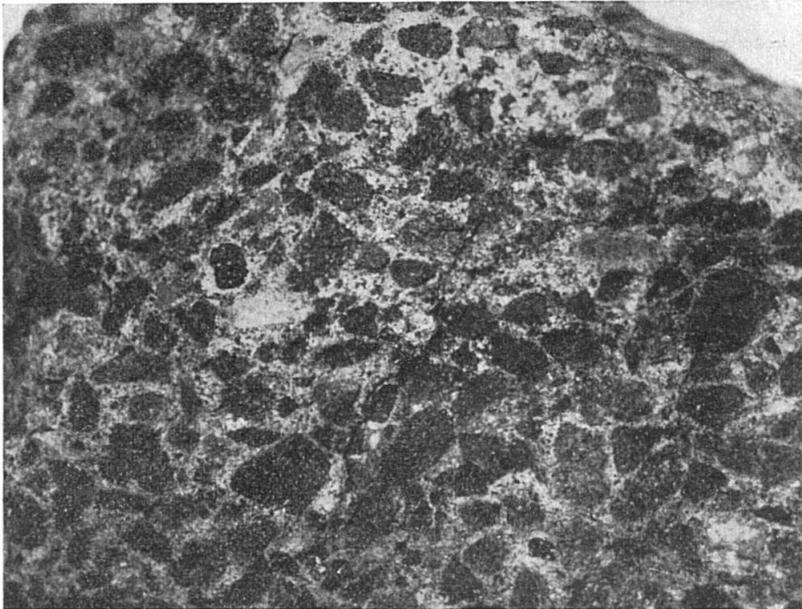


Fig. 7 (Savoyen).
Strukturtyp E.

teils direkt, teils durch die Einzelmineraleien oder kleine Grundmassepartikel in Verbindung. Ein eigentliches Bindemittel fehlt ausser etwas Limonit und Chlorit, die Gesteinsbrocken und Einzelminerale umsäumen. Die sedimentären Bestandteile verhalten sich durchaus gleichartig wie die eruptiven; sie sind von gleicher Grösse und ähnlicher Form. Ein Ausschnitt aus einem ähnlichen Gestein ist in Fig. VIII photographisch aufgenommen worden.

Diese Beschreibung könnte von einer *grossen Menge* von Tav.-Gesteinen *aller Gebiete* herrühren, der dargestellte Typus ist der *häufigste* von allen. Er ist auch allgemein der an *Eruptivmaterial reichste*. Fast immer führt er über 75 %, sehr oft über 90 % Ergussgesteinsbestandteile. Eine Mischung der verschiedensten Ergusstypen im gleichen Gestein ist die Regel. Einheitlich ist nur die

Art der Zersetzung, von der auch das Aussehen im Handstück wesentlich abhängt. Gesteine von grobsandigem Korn führen nicht häufig ein Bindemittel. Ist ein solches vorhanden, so füllt es an Stelle der Einzelminerale den Raum zwischen den größeren Gesteinsbrocken.

Gesteine nach Art der Beschreibung 5, d. h. heteroklastische Formen mit zahlreichen Gesteinsbruchstücken von 1 bis 5 mm und untergeordnetem feinem Einzelkristallmaterial (oder Bindemittel) stelle ich zum *Strukturtyp D*.

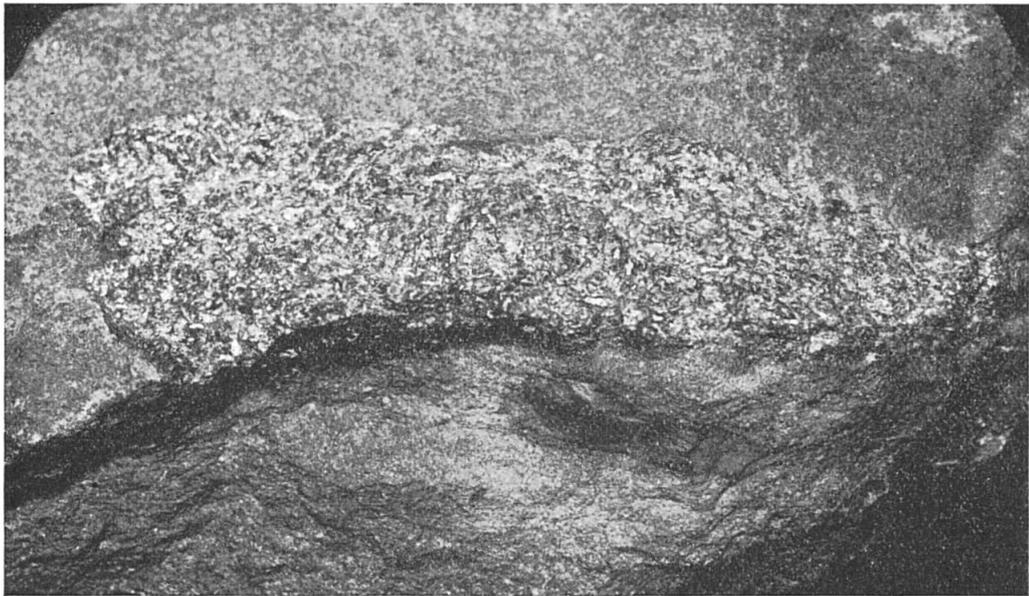


Fig. 8. (Muttensee, Glarus).
Scheibenförmiges Ergußgesteinsgerölle in feinkörnigem Sandstein.
(Natürliche Größe.)

3. Die feinkonglomeratischen Gesteine

Die feinkonglomeratischen Formen lassen bei günstiger Anwitterung die Gesteinsbrocken schon makroskopisch deutlich hervortreten. Diese erscheinen dann als schwärzliche Gerölle in hellerem Bindemittel. Fig. 7 zeigt die photographische Aufnahme eines solchen Gesteins.

Unter dem Mikroskop erweisen sich alle schwarzen Einschlüsse als Ergussgesteinsgerölle. Wiederum finden sich verschiedene Typen im gleichen Schliffbild. Die nichtvulkanischen Bestandteile sind, wie aus der Figur ersichtlich, spärlich. Bei genauer Prüfung des Handstücks erkennt man Quarzkörner, Kalke und Granittrümmer. Sie sind von gleicher Grösse und Form wie die Ergussgesteinsgerölle. Das weissliche Bindemittel besteht aus Calzit und Kaolinit und Einzelkristallen von Plagioklas und Quarz.

Sehr oft sind die Gerölle bedeutend gröber als in dem oben beschriebenen Gestein. Das Mittel reicht bis 4 cm. Immer sind die Bruchstücke *gerundet* und von *isometrischer Form*. Der eruptive Gehalt ist sehr wechselnd, jedoch meist über 50 %.

Feinkonglomeratische Gesteine stelle ich zum *Strukturtyp E*.

Nicht selten treten in Gesteinen vom Strukturtyp C b vereinzelte Einschlüsse von sehr grossen, öfters flach scheibenförmigen Ergussgesteinsgeröllen auf (Fig. 8). Zugleich enthält das Gestein noch eine Menge Schiefereneinschlüsse. Es wird später noch einmal auf diese merkwürdigen Gesteine zurückzukommen sein.

4. Die grobkonglomeratischen Gesteine

Nur lokal treten im typischen Tav.-Gestein grobe Einschlüsse von mehreren cm bis zu einem Meter auf. Es sind Quarzite, Kalke und Granite. Die groben Gerölle sind sehr zerstreut. Auf 1 m² Gesteinsfläche trifft es ihrer nur wenige. Der zwischen ihnen sich befindliche Tav.-Sandstein ist gewöhnlich vom Typ D oder E und sehr stark eruptiv.

Solche Gesteine rechne ich zum *Strukturtyp F*, die groben Einschlüsse sind *nicht* Ergussgesteine, die Zwischenmasse hat aber *normalen Tav.-Habitus*.

Die Gesteinsstrukturen sind eines der wenigen wichtigen Merkmale, die von Gebiet zu Gebiet wenigstens nach der Häufigkeit ihres Vorkommens wechseln.

5. Zusammenfassung

Die Bezeichnungen für die verschiedenen Strukturen seien hier noch kurz zusammengefasst. Es entsprechen dem

Strukturtyp A	Isoklastische Gesteine mit Korn < 0,5 mm
„ B	„ „ „ „ 0,5 bis 1 mm
„ C	heteroklast. „ „ „ wes. < 0,5 bis 2 mm
„ D	„ „ „ „ 0,5 bis 4 mm (6 mm)
„ E	iso- und heteroklastische Gesteine mit Kornmittel von 0,5 bis 5 cm (Max. 10 cm).
„ F	heteroklastisches Konglomerat mit Einschlüssen von einigen cm bis 1 m.

Die Typen C und D sind die häufigsten und für den Tav.-Sandstein charakteristischsten, die Typen A und E sind verbreitet, B tritt wesentlich nur bei sehr sedimentären Gesteinen auf. Der Typ F ist ganz vereinzelt.

Die nachstehende kleine Tabelle soll zeigen, wie sich die Typen nach Eruptivgehalt geordnet auf 100 untersuchte Gesteine verteilen (nur Gesteine aus dem typischen Tav.-Komplex):

Tabelle 3.

Eruptivgeh.	über 90 %	75—90 %	50—75 %	< 50 %	Total:
Typ A	—	1	4	4	9
B	—	—	—	2	2
C	—	13	16	3	32
D	24	23	3	—	50
E		wechselnd			7

Die Gesteine des Typus E lassen wegen des groben Korns nicht alle im Dünnschliff eine genaue Schätzung des Eruptivgehaltes zu. Jedenfalls wechselt dieser stark (von 50 bis über 90 %).

Diese Zusammenstellung, die Gesteine des ganzen Gebietes umfasst, zeigt deutlich, dass

1. die Typen C und D vorwiegen,
2. bei den gröberen Typen der Eruptivgehalt zunimmt und demzufolge
3. die meisten Gesteine einen Eruptivgehalt nahe 75 % oder darüber haben.

Durch sekundäre Vorgänge (mechanische Beanspruchung) wurden vereinzelt die Ursprungsstrukturen etwas verändert. Bevor auf diese nur unbedeutenden Veränderungen eingegangen werden wird, sollen zuerst die chemischen Verhältnisse der Gesteine erörtert werden.

IV. Die chemischen Verhältnisse der Taveyannaz-Gesteine

Die chemische Untersuchung wurde durchgeführt, um über den *Chemismus der Eruptivkomponente* Aufschluss zu erlangen. Da aber fast alle zu diesem Zwecke geeigneten Gesteine zum Teil umgewandelt sind, musste der Einfluss der Umwandlung auf die chemische Zusammensetzung festzustellen versucht werden. Von vorneherein erschiene es wohl als das geeignetste, hauptsächlich die groben eruptiven Einschlüsse chemisch zu untersuchen. Leider gehören diese meistens zum Ergussgesteinstyp 1, dieser führt als Umwandlungsprodukt der Glasbasis immer viel Chlorit. Dadurch wurde der Ursprungschemismus des Gesteins weitgehend verändert. Deshalb geben die Analysen der gemischten feinkörnigen

Gesteine bessere Hinweise auf die mittlere Zusammensetzung der Ursprungsgesteine. Es wurden insbesondere Gesteine gewählt, die möglichst wenig Nichtergussgesteinsmaterial wie Tonschiefer, Granitbrocken, Kalksteine, Feldspäte enthalten und die zugleich sehr frisch sind. Wie schon erwähnt, sind aber fast alle ganz frischen Ergussgesteinsbrocken (mit den glasigen Feldspäten) wegen Beimengung von viel fremdem Material (mergeliges Bindemittel) unbrauchbar zur Analyse.

Die Analysen sind nach den Methoden von NIGGLI (Lit. 47—51) berechnet und dargestellt worden. Neben den eigenen werden auch die in Lit. 49 publizierten besprochen, da ich die Gesteine im Schlicke zu prüfen Gelegenheit hatte, was bei Tav.-Analysen übrigens für eine richtige Interpretation unbedingt notwendig ist. Anhangsweise ist noch auf die mir bekannten älteren Analysen hingewiesen.

1. Analysen einheitlicher Ergussgesteinsgerölle

Nr. 1. Geröll von ca. 6 cm Durchmesser von les Saix d'en Haut, Savoyen, aus konglomeratischem Gestein (Strukturtyp E).

SiO ₂	51.36	CaO	8.90	si	140	ti	1.72
TiO ₂	.84	Na ₂ O	4.25	al	28	p	.50
Al ₂ O ₃	17.42	K ₂ O	3.18	fm	29	h	15.5
Fe ₂ O ₃	1.99	H ₂ O ⁺	1.68	c	26	co ₂	2.6
FeO	2.43	H ₂ O ⁻	.23	alk	17	c/fm	.90
Fe ber.	1.43	CO ₂	.72	k	.33		
MgO	3.60	P ₂ O ₅	.43	mg	.50		
MnO	.19	S	1.64	K : P =	.25 : .75		
			100.29	Ab : An =	.68 : .32		

Der normative Mineralbestand wurde berechnet zu:

or	18.9	an	18.9	di	18.2	mt	3.0	ap	1.0
ab	26.2	ne	5.4	ol	4.2	ru	0.8	py	3.0

Das Gerölle gehört dem Ergussgesteinstyp 4 an. Der Mineralbestand weist auf: Labrador, Augit als Hauptgemengteile. Nebengemengteile sind: Quarz, Orthoklas, Apatit, Magnetit, Pyrit. Merkwürdig ist der grosse Pyritreichtum des Gesteins. Die Struktur ist die für den Typ 4 charakteristische.

Das Bruchstück hat eine für grössere Einschlüsse seltene Frische. Die Plagioklase, gegen $\frac{4}{5}$ des Gesteins einnehmend, sind neben den Serizit- und Calcitschüppchen, die sie enthalten, glas-

klar mit scharfer Zwillingslamellierung. Teilweise sind sie zonar. Es handelt sich also um die nicht entkalkte Form. Nach dem Schliffbild ist das Verhältnis $K:P = 0,25:0,75$ etwas überraschend, da Orthoklas nur sehr spärlich in der Zwischenmasse auftritt. Das Kali wird daher zum grössten Teil im Serizit stecken. Die Augite sind zum grössten Teil unverändert, ein geringer Teil ist teilweise oder ganz zu Calzit, Chlorit und Quarz umgewandelt. Pyrit ist in grösseren oder kleineren Körnern im ganzen Gestein verteilt. In allen Gemengteilen sind Apatitsäulchen in grösster Menge vorhanden. Die Norm stimmt bis auf den hohen Betrag für Orthoklas gut mit dem mikroskopischen Befund. Das Auftreten von Nephelin und Olivin hängt mit der Umwandlung (Serizit, Chlorit) zusammen.

Ein merkwürdiges Resultat ergab die Untersuchung eines eruptiven Einschlusses aus dem Hohen Faulengebiet, Uri. Makroskopisch erkannte man Plagioklasleisten und ein dunkles Mineral in tiefschwarzer Grundmasse (Analyse Nr. 2).

SiO ₂	42.39	CaO	1.81	si	99	ti	1.23
TiO ₂	.70	Na ₂ O	1.94	al	24	p	—
Al ₂ O ₃	17.55	K ₂ O	3.34	fm	62	h	49
Fe ₂ O ₃	5.61	H ₂ O ⁺	6.30	c	4.5	c/fm	.07
FeO	11.51	H ₃ O ⁻	.42	alk	9.5		
MnO	.30	P ₂ O ₅	sp.	k	.54		
MgO	8.25	CO ₂	.00	mg	.47		
			100.12				

Die Norm beträgt:		or	19.5	ab	16.2	an	8.9
sil	120	mt	8.1	hy	2.0	ol	25.6
						ru	0.7

Die Werte sind nicht mehr die eines Eruptivgesteines. Der Tonerdeüberschuss beträgt 10 Einheiten. Ganz niedrig ist der Kalkgehalt für das tiefe si.

Der mikroskopische Befund ist der folgende: In einer hellgelbgrünen, im gew. Licht anscheinend einheitlich zusammengesetzten Grundmasse schwimmen eine Menge randlich etwas gerundeter Feldspäte, olivgrüne Hornblenden und Biotitblätter. Die Struktur ist also ausgesprochen vitrophyrisch. Die Hornblende ist durchwegs sehr gut erhalten, sie zeigt die typischen Winkelverhältnisse der Spaltrisse und Umrisse, ist also sicher primär. Der Biotit ist zum Teil noch erhalten, zum Teil chloritisiert. Die Feldspäte sind im polarisierten Licht alle fleckig. Sie bestehen aus einer heller polarisierten Grundsubstanz mit Zwillingslamellierung und eingelagerten dunkleren Flecken. Die hellere Substanz ist Albit bis Albitoligo-

klas. Die Flecken haben eine tiefere Lichtbrechung als der Albit und sind, da dunkler, auch weniger doppelbrechend. Es handelt sich somit um Orthoklas. Da Grundsubstanz und Flecken einheitlich auslöschbar, sind beide optisch gleich orientiert. Als sehr spärliche Zersetzungsprodukte treten sehr kleine radialstrahlige Kaolinitgebilde in den Feldspäten auf.

Etwas über die Hälfte des Gesteins nimmt die Grundmasse ein. Unter gekreuzten Nikols erweist sie sich als aus feinen Fasern zusammengesetzt, die verschieden polarisieren. In gewissen Partien kann eine Aufhellung nur mit dem Rot I. Ordnung nachgewiesen werden, andere Teile weisen die tief stahlblaue Farbe auf, noch andere sind grau, selten weiss oder gelblich. Die Fasern zeigen zum Teil eine fluidale Anordnung, wohl ein Abbild von Fluidaltextur des Glases. Diese Fasersubstanz ist sicher ein Chlorit, ich stelle sie zur Chloritform 2. Über die Zusammensetzung dieses Chlorites kann man aus der Analyse einige Anhaltspunkte gewinnen. Er muss sehr basisch sein, neben wenig Ferrieisen (die Hauptmenge Ferrieisen stammt aus dem Limonit, der am Rande des Gerölles den Chlorit durchsetzt) sehr viel Ferroeisen enthalten. Ebenso darf ihm der Tonerdeüberschuss und, da er über die Hornblende sehr weit vorwiegt, die Hauptmenge des Magnesiums zugeschrieben werden. Ohne dass eine genaue Berechnung durchzuführen wäre, zeigt es sich sofort, dass dieser Chlorit etwa eine Zusammensetzung haben muss wie der Prochlorit, Washington (aus Niggli, Lehrbuch der Mineralogie, Bd. 2). Dessen Analysenwerte lauten: SiO_2 25,40; Al_2O_3 22,80; Fe_2O_3 2,86; FeO 17,77; MnO 25; MgO 19,09; H_2O 12,21.

Halbiert man diese Werte, entsprechend dem halben Chloritanteil in dem Ergussgesteinsgerölle, so erhält man Zahlen, die überraschend ähnlich sind der Grösse der Bestandteile, die aus der Analyse 2 dem Chlorit zugeschrieben werden müssen. Man wird daher diesen Chlorit und damit auch die vielen ähnlichen Grundmassechlorite anderer Ergussbrocken als einen eisenreichen Prochlorit ansprechen dürfen.

Dieser Chlorit ist sicher aus einer Glasbasis hervorgegangen. Weder Feldspäte noch Hornblenden zeigen grössere Ansätze zur Chloritbildung, zudem hätte ein Mineralgemenge, aus dem der Chlorit sich gebildet haben könnte, kaum eine solch homogene Masse ergeben. Die Glasbasis ist bei der Umwandlung chemisch völlig verändert worden. Besonders gross muss die Veränderung beim Kieselsäuregehalt sein. Der Mineralbestand von Plagioklas,

grüner Hornblende und Biotit und die Struktur weisen auf ein primär viel saureres Gestein. Ebenso wird es kaum Gläser geben, die einen SiO_2 -Gehalt unter 30 % haben, denn nach Abzug der Kieselsäure für die vielen sehr sauren Feldspäte wird bedeutend weniger als 30 % SiO_2 für die Grundmasse übrig bleiben. Es wurden also grosse Mengen Kieselsäure weggeführt, ebenso viel Kalk. Angereichert haben sich Magnesium und Eisen. Identische grobe Gerölle vom Muttensee (Glarus) und anderwärts zeigen in der gleichen Grundmasse grosse Calzitausscheidungen. Es mag dies zum Teil Kalk sein, der aus der ursprünglichen Glasmasse stammt.

Mit der starken Veränderung des Glases ist auch eine solche der Feldspäte vor sich gegangen. Auch bei ihnen hat ohne Frage eine sehr starke Entkalkung stattgefunden. Während dieser Umwandlung ist Kali in die Plagioklase eingewandert und führte zur Orthoklasbildung. Ein Teil des Kali wird von aussen stammen, ein Teil kann aber ganz gut vom chloritisierten Biotit herrühren.

Der normative Mineralbestand lässt sich bei derartig veränderten Gesteinen nicht mehr mit dem wirklichen vergleichen.

Über den Ursprungsschemismus des Gesteins sagt diese Analyse sehr wenig aus, wertvolle Hinweise gibt sie jedoch über den Vorgang der Umwandlung und über die dabei auftretenden chemischen Veränderungen.

Verhältnisse ganz derselben Art, nur weniger ausgesprochen, liegen bei dem folgenden Gestein vor. Es handelt sich um einen Einschluss von ca. 3 cm. Fundort: Creux de Champ, Diableretsgebiet.

Analyse Nr. 3:

SiO_2	45.31	CaO	6.66	si	116	ti	2.1
TiO_2	1.07	Na_2O	3.04	al	28	p	1.2
Al_2O_3	18.57	K_2O	1.67	fm	43.5	h	48
Fe_2O_3	4.13	H_2O^+	5.65	c	18	CO_2	2.0
FeO	7.19	H_2O^-	.46	alk	10.5	c/fm	.4
MnO	.33	CO_2	.57	k	.27		
MgO	5.05	P_2O_5	.37	mg	.45		
			<u>100.07</u>				

Magma: gabbrodioritisch bis essexitgabbroid.

Norm:	or	10.0	an	31.1	ol	10.0	ru	1.1	sil	0.5
	ab	25.7	hy	6.7	mt	6.1	ap	0.8		

Die Beschreibung bezieht sich auf einen andern groben Einschluss als auf den analysierten, da dieser bei der Untersuchung

aufgebraucht wurde. Er stammt aus dem gleichen Handstück und war makroskopisch identisch mit ihm.

Das Gestein führt als Hauptgemengteile grüne Hornblende und Labrador. Beide sind zum Teil noch gut erhalten, ja die Plagioklase zeigen neben Calzit- und Seriziteinschlüssen noch den glasigen Habitus und sind zonar. Die Grundmasse besteht aus braungrünem Chlorit mit spärlichen Plagioklasmikrolithen. Der Chlorit ist hier nicht homogen, sondern zeigt eine feine Körnelung. Bei stärkerer Vergrößerung erkennt man ganz feine, unregelmässig verteilte Einschlüsse, die etwas heller gefärbt sind und das Licht tiefer brechen. Sie sind isotrop, während der Chlorit bei gekreuzten Nikols an der verschiedenen Polarisationsfarbe seinen faserigen Bau zeigt. Allem Anschein nach handelt es sich bei diesen Einschlüssen um noch nicht entglaste Partien oder um Übergangsprodukte von Chlorit zu Glas. Eine solche Körnelung der Grundmassechlorite ist übrigens häufig zu beobachten. In den Chlorit sind eine Menge unregelmässiger Calzitzfetzen eingelagert (in dem analysierten Brocken wohl bedeutend weniger, wegen des dort geringen CO₂-Gehaltes).

Der Chemismus lässt sich leicht aus dem Mineralbestand erklären. Die Verhältnisse liegen ähnlich wie bei dem vorigen Gestein. Entsprechend den hier nicht entkalkten Plagioklasen und der unvollständig chloritisierten Basis hat dieses Gestein aber noch Eruptivgesteinszusammensetzung. Es ist auch noch bedeutend saurer, hat aber sicher auch Kieselsäure verloren. Dieses Gestein ist ebenfalls für die Beurteilung des primären Chemismus kaum verwendbar, wenn schon die Einsprenglinge noch wohlerhalten sind.

Ein ähnliches analytisches Resultat hätten wahrscheinlich alle groben Gerölle vom Ergussgesteinstyp 1 gegeben.

2. Analysen der heterogenen Gesteine

Analysen von *heterogenen Gesteinen* können von vornherein nur *Mittelwerte* der chemischen Zusammensetzung der Tav.-Eruptiva geben. Abgesehen von sedimentären Beimengungen ist es, wie im vorigen Abschnitt ausgeführt, charakteristisch, dass im gleichen Gestein die verschiedensten Ergussgesteinstypen vorkommen. Da aber bei den feinkörnigen Gesteinen die glas (chlorit-) reichen Typen stark zurücktreten, so können gerade die gemischten Formen wegen geringerer chemischer Veränderung bei der Umwandlung dem Chemismus der Hauptlaven der Tav.-Vulkane ziemlich nahe kommen.

In jedem Fall ist zur Beurteilung der Analysen ein genaues Studium des Schliffes nötig.

Gesteine mit wenig Quarz

Unter sich sehr ähnlich sind die beiden folgenden Analysen:

	Nr. 4	Nr. 5	Werte nach Niggli		
			Nr. 4	Nr. 5	
SiO ₂	54.55	53.87	si	168	161
TiO ₂	.84	1.12	al	31	24
Al ₂ O ₃	17.14	13.56	fm	37	40.5
Fe ₂ O ₃	1.93	2.53	c	14	17
FeO	5.74	6.70	alk	18	18.5
MnO	.20	.13	k	.21	.12
MgO	3.76	3.97	mg	.44	.44
CaO	4.27	5.44	ti	1.9	2.5
Na ₂ O	4.80	5.61	p	.6	1.1
K ₂ O	1.98	1.14	h	36	34
H ₂ O ⁺	3.49	3.19	co ₂	3.6	6.6
H ₂ O ⁻	.13	.26	c/fm	.37	.42
CO ₂	.88	1.59	K : P =	.15 : .85	K : P = .10 : .90
P ₂ O ₅	.49	.75	Ab : An =	.69 : .31	Ab : An = .88 : .12
	100.20	99.86			

Die Berechnung der Norm ergibt:

	Q	or	ab	an	di	hy	ol	mt	ru	ap	sil
Nr. 4	1.1	11.7	40.9	18.1	—	20.8	—	2.8	0.8	1.2	0.6
„ 5	—	6.7	47.7	8.8	11.9	12.4	1.4	3.7	1.1	1.7	—

Herkunft: Nr. 4. Rochers de vents, Taveyannaz. (An. aus Lit. 49).

Nr. 5. Hohtürliqrat, Kiental.

Beide Gesteine sind relativ kalkarm und alkalireich. Sie passen eigentlich in keinen gewöhnlichen Magmentyp Niggli's hinein, obwohl sie ins Eruptivfeld fallen. Nr. 4 hat am ehesten Ähnlichkeit mit dem essexitischen Magma, Nr. 5 wurde zum natronlamprosyenitischen Typus gestellt.

Makroskopisch sind beide Gesteine gleich beschaffen, sie sind gleichmässig grün. Auch im Schliff zeigen beide gute Übereinstimmung. Beide gehören dem Strukturtyp D an, sie sind also grobsandig und heteroklastisch; beide enthalten 90 bis 95 % eruptives Material, meist in Form von Brocken von 1 bis 3 mm. An sedimentären Bestandteilen führen sie etwas Quarz, Calcit und Schiefer und vereinzelte Tiefengesteinsfeldspäte.

Die Zersetzungsform ist die Form b; Augite, Hornblenden und Feldspäte sind teils frisch, teils zersetzt. Chlorit tritt teils in der 1., teils in einer grünen Varietät der 4. Form auf.

Brocken des glasreichen Eruptivgesteinstypus 1 sind nur untergeordnet vorhanden. Die Hauptmenge bilden Bruchstücke des Typus 2 mit vielen Mikrolithen aller Grösse, Chlorit führen sie als Zwischenmasse. Der Chlorit wird auch hier eine chemische Veränderung bewirkt haben, in erster Linie durch Wegfuhr von SiO_2 aus dem Glas. Alle Feldspäte gehören zu den 30 bis 35 % Anführenden Andesinen oder zu Oligoklasen. Es hat bei ihnen eine Entkalkung und damit eine SiO_2 -Anreicherung stattgefunden. Die Kieselsäure ist vielleicht aus der Glasbasis zugeführt worden. Der Kalk ist teils in Form von Calzifetzen in Plagioklasen und Grundmasse angereichert, teils wohl weggeführt worden. In Nr. 5 kommen Brocken vor, die bis auf die veränderten Feldspäte identisch sind mit dem der Analyse Nr. 1.

Sehr deutlich wird die Entkalkung bei Betrachtung des Ab:An-Verhältnisses. Nr. 4 zeigt da einen An-Gehalt des Plagioklases von 31 %; Nr. 5 nur von 12 %. Die Plagioklase sind also bei Nr. 5 sehr sauer. Da die Einsprenglinge zum normalen Andesin gehören, müssen die sehr zahlreichen Mikrolithe in diesem Gestein sehr sauer sein. Wenn sie sich bestimmen lassen, gehören sie zum Oligoklas. Vielleicht sind die in vielen Brocken vorkommenden äusserst feinen Mikrolithe schon Albite, die äusserste Kleinheit verhindert eine Bestimmung.

Die Normen beider Gesteine zeigen weder freien Quarz in erheblicher Menge, noch treten wesentlich niedrig silifizierte Minerale auf. Dieser Umstand lässt es als wahrscheinlich erscheinen, dass der SiO_2 -Gehalt bei all den Umsetzungen der gleiche geblieben ist wie beim primären Gesteinsmittel, indem ja auch die primären Ergussgesteine frei an Quarz und Olivin sind. Wägt man noch alle andern Veränderungen gegeneinander ab (wozu auch der geringe Einfluss der Nichtergussgesteinsgemengteile zu rechnen ist), so wird man den mittleren primären Chemismus dieser Gesteine als nahestehend dem normaldioritischen anzusprechen haben bei vielleicht etwas erhöhtem Alkaligehalt.

Unter sich wieder ähnlich sind die Analysen Nr. 6 und Nr. 7.

	Nr. 6	Nr. 7	Werte nach Niggli		
			Nr. 6	Nr. 7	
SiO_2	55.18	54.96	si	170	165
TiO_2	1.06	.91	al	28	27
Al_2O_3	15.38	15.52	fm	36.5	34
Fe_2O_3	2.22	2.52	c	22	25
FeO	5.67	4.76	alk	13.5	14
MnO	.16	.19	k	.27	.36
MgO	3.52	3.55	mg	.45	.47

	Nr. 6	Nr. 7	Werte nach Niggli		
			Nr. 6	Nr. 7	
CaO	6.63	7.66	ti	2.1	2.4
Na ₂ O	3.34	3.06	p	1.1	.4
K ₂ O	1.87	2.59	h	36	32
H ₂ O ⁺	3.57	3.23	co ₂	4.0	4.5
H ₂ O ⁻	.00	.05	c/fm	.61	.71
CO ₂	.96	1.12	K : P =	.17 : .83	K : P = .25 : .75
P ₂ O ₅	.78	.28	Ab:An =	.60 : .40	Ab:An = .61 : .39
	100.34	100.40			

Die Norm von Nr. 7 lautet:

or	ab	an	di	hy	mt	ru	ap	Q
15.5	25.6	20.8	12.3	9.5	3.5	0.9	0.6	9.1

Herkunft: Nr. 6. Pointe de Platé, Savoyen.

Nr. 7. Dürrenberg, Kiental.

Die Gesteine sind makroskopisch und mikroskopisch ziemlich verschieden und trotzdem chemisch fast gleich. Sie entsprechen sehr gut dem normaldioritischen Magmentyp Niggli's.

Nr. 6 ist im Handstück hellgrün. Deutlich sind eine Menge dunkler Minerale erkennbar. Unter dem Mikroskop erweist es sich als vom Strukturtyp D. Um 90 % ist Eruptivmaterial. Plagioklase und femische Gemengteile sind in vielen Brocken sehr frisch. In andern sind häufig nur die Plagioklase verändert zu Calzit, Kaolinit, Saussurit und Chlorit. Glasreiche Gesteine sind untergeordnet, zum Teil wandelte sich Glas statt in Chlorit in Mikrofelsit um. An fremdem Material lässt sich in den Schliffen etwas Quarz, Calzit und Tonschiefer erkennen, bei dem Analysenmaterial wurden diese Bestandteile nach Möglichkeit entfernt.

Nr. 7 ist makroskopisch fast schwarz. Besonders gut treten eine grosse Zahl dunkler Minerale hervor. Im Schliff erweisen sich wieder gegen 90 % als Ergussgesteinsmaterial. In ausgezeichneter Weise macht sich die Zersetzungsform d bemerkbar. Ein grosser Teil der Plagioklase ist völlig unkenntlich. Sie haben sich in Saussurit umgewandelt. Merkwürdig ist aber daneben das vereinzelte Auftreten unveränderter Plagioklase. Augite und Hornblenden sind in grosser Zahl frisch erhalten. Auch dieses Gestein ist grobsandig (Strukturtyp D). Die Verbandsverhältnisse und die Mikrostrukturen der Ergussgesteinsbrocken sind durch die Umwandlung fast aller Plagioklase stark verwischt.

Es scheint mir, dass in diesen beiden Gesteinen trotz mannigfacher Umwandlungserscheinungen der Ursprungschemismus gut

erhalten geblieben ist. Insbesondere ist eine Kalkwegfuhr infolge Bildung zahlreicher Kalkminerale (in Nr. 7 des zoisitreichen Sausurits aus den Plagioklasen an Stelle der Albitisierung) nicht eingetreten. Der Chlorit tritt ganz zurück, da Augite und Hornblenden frisch sind, Glas sehr wenig vorhanden ist. In Nr. 7 ist wahrscheinlich eine Kalianreicherung bei der Umwandlung eingetreten, ein k-Wert von 0,36 ist hoch für ein Gestein ohne wesentliche Mengen Orthoklas oder Biotit.

Nr. 8		Werte nach Niggli					
SiO ₂	57.52	CaO	5.80	si	193	mg	.35
TiO ₂	.87	Na ₂ O	3.99	al	31	ti	2.2
Al ₂ O ₃	15.78	K ₂ O	2.64	fm	29.5	p	.3
Fe ₂ O ₃	3.96	H ₂ O ⁺	3.48	c	21	h	39
FeO	2.95	H ₂ O ⁻	.32	alk	18.5	co ₂	2.4
MnO	.22	CO ₂	.52	k	.30	c/fm	.71
MgO	2.05	P ₂ O ₅	.21	K : P = .22 : .88			
			100.31	Ab:An = .68 : .32			

Norm: Q	or	ab	an	mt	di	hy	ap	ru
10.5	15.6	33.5	17.5	7.3	8.1	3.3	0.5	0.9

Magma: quarzdioritisch.

Herkunft: Plan de Châtillon, Diablerets.

Makroskopisch weicht das Gestein durch die braune Farbe völlig vom gewöhnlichen Habitus ab. Die Farbe ist, wie der Schliff zeigt, durch einen Chlorit der 4. Gruppe bedingt. Wieder handelt es sich um ein Gestein vom Strukturtyp D. 85 bis 90 % sind eruptiv. Ergussgesteinsbruchstücke sind sehr verschiedenartige vorhanden, auch solche, die Biotit führen. Die Plagioklase sind in der Mehrzahl frisch, Hornblenden und Augite zum grössten Teil verändert unter Chlorit- und Calzitbildung. Die Normberechnung ergab 10,5 % freien Quarz. Fast ebenso gross ist der Gehalt des Gesteins an fremdem Quarz. Um etwas weniger als die Hälfte dieses Betrages ist also der Kieselsäuregehalt der Analyse herabzusetzen. Man gelangt so wieder in SiO₂-Bereich der Analysen 4 bis 7, und dementsprechend wird die si-Zahl ähnlich. Der Wert für fm ist in diesem Gestein tiefer als in den andern.

Gesteine mit reichlicher Quarzbeimengung

Von den folgenden fünf Analysen Nr. 9 bis 13 stammen Nr. 11 und 13 aus Lit. 49.

	Nr. 9	Nr. 10	Nr. 11	Nr. 12	Nr. 13
SiO ₂	62.40	62.28	61.45	60.58	59.90
TiO ₂	.94	1.02	.86	1.01	1.98
Al ₂ O ₃	12.93	12.00	15.88	12.98	13.14
Fe ₂ O ₃	1.36	2.46	1.69	2.64	1.30
FeO	6.19	5.42	4.06	4.79	6.31
MnO	.17	.16	.12	.12	.07
MgO	2.98	2.60	2.49	2.70	2.58
CaO	4.50	5.87	5.08	6.02	5.61
Na ₂ O	2.68	2.99	3.43	3.12	3.74
K ₂ O	2.11	1.76	2.35	1.91	1.86
H ₂ O ⁺	2.82	2.67	2.42	2.87	2.94
H ₂ O ⁻	.06	.04	.10	.16	.06
CO ₂	.72	.69	Spur	.88	Spur
P ₂ O ₅	.51	.31	.17	.45	.83
	100.37	100.27	100.10	100.23	100.32

Werte nach Niggli:

	Nr. 9	Nr. 10	Nr. 11	Nr. 12	Nr. 13
si	230	225	219	212	209
al	28	25.5	33.5	27	27
fm	39.5	37.5	30	35.5	35.5
c	17.5	22.5	19.5	22.5	21
alk	15	14.5	17	15	16.5
k	.34	.29	.31	.29	.25
mg	.41	.37	.43	.40	.38
ti	2.6	2.7	2.3	2.6	5.2
p	.8	.5	.2	.7	1.3
h	35	32	36	35	34
co ₂	3.6	3.4	—	4.5	—
c/fm	.44	.61	.64	.65	.59

Herkunft: Nr. 9—12. Schächental, Uri.

Nr. 13. Muttenstock, Glarus.

Die fünf Gesteine verhalten sich chemisch so einheitlich, dass sie zusammen behandelt werden können. Alle haben Eruptivgesteinszusammensetzung und entsprechen dem quarzdioritischen Magmentyp, wenn man die si-Zahl berücksichtigt. Sehen wir von dieser ab, so stimmen die andern Werte, abgesehen von Nr. 11, noch besser mit dem normaldioritischen Typ überein. Es ist wieder einzig die si-Zahl, die diese Gesteine von den vorhergehenden unterscheidet, die si-Zahl ist auch hier durch den fremden Quarz bedingt. Seine Menge lässt sich annähernd durch die Berechnung der Norm ermitteln. Die Normwerte von Nr. 9 lauten:

Q	or	ab	an	di	hy	mt	ru	ap
21.7	12.2	23.1	16.9	2.3	16.3	2.1	.9	1.0

Gegen 20 % Quarz lässt sich auch aus dem Schliff ermitteln. Im übrigen führen alle fünf Gesteine als Hauptgemengteile Plagioklasse. Femische Mineralien sind nur in Chloritpseudomorphosen erhalten. Die Gesteine sind alle feinsandig (Strukturtyp C). Die Ergussgesteinsbrocken sind spärlich. Die meisten Bestandteile sind isoliert. Der eruptive Anteil beträgt um 75 %. An fremdem Material führen sie 15 bis 20 % Quarz, 5 bis 10 % mögen die weiteren Komponenten ausmachen (Tonschiefer, Fossilreste von Calzit, Tiefengesteinsfeldspäte etc.).

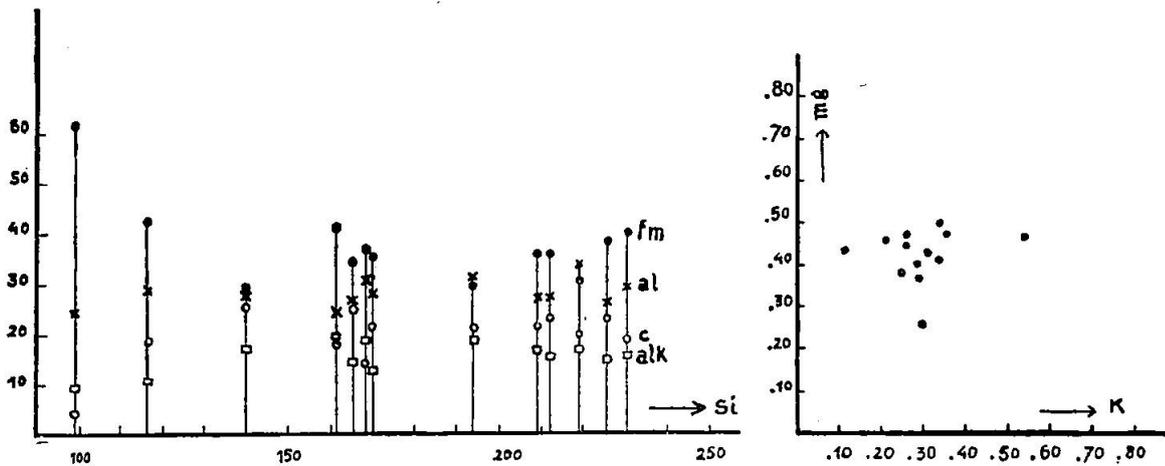


Fig. 9. Projektionspunkte der neueren Analysen

Tabelle 4

Zusammenstellung der Werte der neuern Analysen

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	h	p	co ₂
1	140	28	29	26	17	.33	.50	.90	1.7	15.5	.5	2.6
2	99	24	62	4.5	9.5	.54	.47	.07	1.2	49	—	—
3	116	28	43.5	18	10.5	.27	.45	.61	2.1	48	1.2	2.0
4	168	31	37	14	18	.21	.44	.37	1.9	36	.6	3.6
5	161	24	40.5	17	18.5	.12	.44	.42	2.5	34	1.1	6.6
6	170	28	36.5	22	13.5	.27	.45	.61	2.1	36	1.1	4.0
7	165	27	34	25	14	.36	.47	.71	2.4	32	.4	4.5
8	193	31	29.5	21	18.5	.30	.35	.71	2.2	39	.3	2.4
9	230	28	39.5	17.5	15	.34	.41	.44	2.6	35	.8	3.6
10	225	25.5	37.5	22.5	14.5	.29	.37	.61	2.7	32	.5	3.4
11	219	33.5	30	19.5	17	.31	.43	.64	2.3	36	.2	—
12	212	27	35.5	22.5	15	.29	.40	.65	2.6	35	.7	4.5
13	209	27	35.5	21	16.5	.25	.38	.59	5.2	34	1.3	—

3. Zusammenfassung der Analysenresultate

In Tabelle 4 sind die Molekularwerte der Analysen 1 bis 13 zusammengestellt und in den Diagrammen Fig. 9 dargestellt. Betrachtet man nur die Analysen 1 und 4 bis 13, so sind die *geringen*

Unterschiede der Werte direkt auffallend. Trotz ganz verschiedener Herkunft, verschiedener Umwandlung, verschiedenem Korn und verschiedener Ergussgesteinstypen sind die Gesteine chemisch nahe verwandt. Innerhalb der Grenze der verschiedenen Analysen würde sich sicher der Chemismus der meisten der petrographisch untersuchten Gesteine (insbesondere der stark eruptiven Typen C und D) bewegen, denn es ist nicht einzusehen, warum sie es nicht tun sollten, da sie im Schliffbild im Wesen gleich sind. Man darf diese Annahme ruhig auf die ganze Ablagerung übertragen: Die Hauptgesteine der ganzen Ablagerung werden vom gleichen Chemismus sein.

Die chemische Untersuchung hat die petrographischen Befunde bestätigt. Die Taveyannaz-Ablagerung ist überaus einheitlich, als klastisch sedimentäre Ablagerung ist sie sicher in dieser Beziehung ohne Beispiel, wenn man bedenkt, dass es sich nicht um einen Quarzsandstein oder um eine Arkose handelt mit allgemein wenig variabler petrographischer und chemischer Zusammensetzung auch bei verschiedenem Ursprung, sondern um eine Ablagerung eines wohl definierten Ergussgesteins.

Der mittlere Chemismus dieses Ergussgesteins mag folgenden Werten entsprochen haben: si 140 bis 180; al 26 bis 30; fm 30 bis über 40; c primär wahrscheinlich immer über 20 bis 26; alk 14 bis 18; k etwas wechselnd, meist unter .30; mg um .40; ti 2,0 bis 2,7.

Verschiedene Formen der strukturell so verschiedenen Eruptivtypen werden diese Grenzen in verschiedener Richtung etwas überschreiten, ganz sicher sind die untergeordneten basaltischen und die Quarz-führenden Abarten wesentlich anders zusammengesetzt. Sie waren in den von mir untersuchten Proben chemisch nicht zu fassen.

4. Anhang: Ältere Analysen

Im Jahre 1865 publizierte L. R. v. FELLEBERG (Lit. 21) eine Analyse des Tav.-Gesteins von Merligen. Sie ist noch ganz unvollständig. Eine weitere wurde auf Veranlassung BALTZERS um 1880 ausgeführt (Lit. 9). Die Werte lauten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	h	c/fm
Nr. 14.	172	34	33	24	9	.35	.44	32	.72

Von Baltzer wurde das Gestein unter dem Namen eines grünen Sandsteins von Rosenlauri im Berner Oberland veröffentlicht. Als Mineralbestand wurde Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Augit und Chlorit

angegeben. Bis auf den sehr tiefen alk-Wert, dessen Ursache nicht zu ermitteln ist, hält sich das beliebig herausgegriffene Gestein gut im Rahmen der neu analysierten Proben.

Es ist die Übereinstimmung dieser Analyse mit Bergeller Tonaliten, die R. Staub in der Ansicht bestärkte, das Taveyannaz-Material vom Bergeller Massiv, beziehungsweise von dessen Vorläufern abzuleiten. Dieser grüne Sandstein ist allerdings von tonalitischem Chemismus, der hier aber jedenfalls durch sedimentäre Beimengungen entstanden ist. Irgend einen Schluss lässt diese Analyse nicht zu.

Ebenfalls Zufallsproben sind die Analysen entnommen, die sich in ROSENBUSCH'S „Elementen der Gesteinslehre“ (Lit. 57) unter dem Namen des Tav.-Sandsteins finden. Die Werte lauten:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	h	co ₂
15	230	13.5	10	73	3.5	.26	.73	7.3	12	79
16	256	41	23	19	17	.10	.50	.83	51	12

Fundorte: Nr. 15. Merligen am Thunersee.

Nr. 16. Taveyannaz.

Die Werte von Nr. 15 fallen nicht mehr ins Eruptivfeld. Es muss sich um einen kalkigen Sandstein handeln, der wohl gar nicht aus der Tav.-Gruppe stammt. Bei Nr. 16 dagegen handelt es sich sicher um ein Tav.-Gestein. Eine Ähnlichkeit mit den Analysen 9 bis 13 ist unverkennbar.

V. Dislokationsmetamorphe Strukturen

Infolge des Faltungsvorganges sind Taveyannaz-Gesteine lokal deutlich metamorphosiert worden. Diese Dislokationsmetamorphose wirkte auf zwei verschiedene Arten und erzeugte auch zwei verschiedene Produkte.

1. Bildung von *Kakiriten*. Kakiritische Gesteine sind überaus häufig. Die Gesteine sind dicht von Rutschharnischen und Kluftflächen durchzogen, so dass sie beim Schlag mit dem Hammer in meist parallelepipedische Stücke zerfallen. Es ist oft fast nicht möglich, eine Fläche mit frischem Gestein zu erhalten. Eine Änderung von Struktur und Mineralbestand hat bei diesen Bruchstücken nicht stattgefunden.

2. Bildung von *Kataklasiten* bis *Myloniten*. Schwärzliche geschieferte Gesteine, die sich nur durch das Korn von den Mergelschiefern unterscheiden, erweisen sich unter dem Mikroskop als

schwach kataklasitisiert bis mylonitisiert. Besonders gut lässt sich diese Metamorphose an einem schwarzen schieferartigen Gestein aus dem Durnachtal (Glarus) erkennen. Das Gestein gehört zum Strukturtyp D und ist stark eruptiv. Ein Bindemittel ist nur sehr untergeordnet vorhanden.

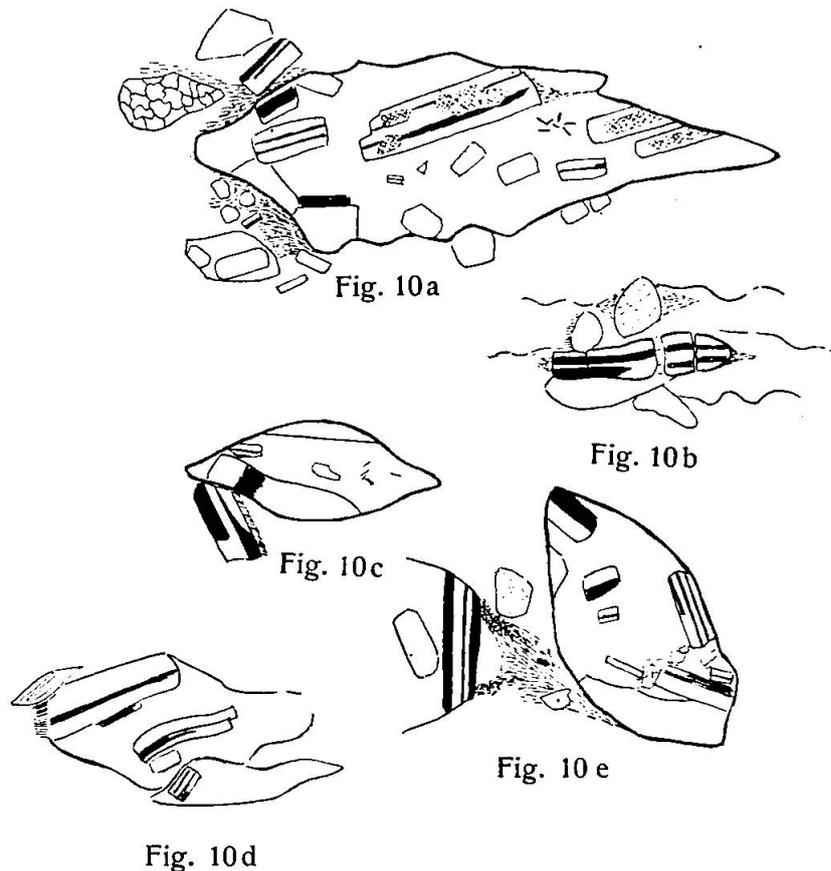


Fig. 10 a-e. Dislokationsmetamorphose an Tav.-Gesteinen (Durnachtal, Glarus)

- In die Länge gestrecktes Ergussgesteinsbruchstück mit gerichteten Plagioklasen. An den Breitseiten sammeln sich neugebildete Serizitflitter an.
- Zerbrochener und gebogener Plagioklas.
- Linsen bis spindelförmiges Bruchstück mit gebogenem Plag. Einsprengling.
- Stark gebogener Plagioklas in gewalztem Bruchstück.
- Links: Ende eines spindelförmigen Bruchstückes mit quer zur Schieferrichtung verlaufenden Plagioklasen. An der Spitze Häufung von Serizit. Rechts: Schief zur Schieferrichtung verlaufendes Bruchstück mit willkürlich angeordneten Einsprenglingen.

Die Ergussgesteinsbrocken haben in diesem Gestein zumeist Spindelform mit der Längserstreckung in die Schieferrichtung. Vereinzelt finden sich auch Bruchstücke, deren längste Erstreckung einen Winkel von etwa 45 Grad mit der Schieferrichtung aufweist. Möglicherweise handelt es sich hier um die Richtung der Scherflächen. Trotz der auffallenden äusseren Deformation der Erguss-

gesteinsbrocken scheint die Grundmasse nur in wenigen Fällen eine Veränderung erlitten zu haben. Die Mikrolithe sind meist ganz normal ausgebildet und häufig wirr durcheinandergelagert. Nur ganz vereinzelt ist die Grundmasse stark von gerichtetem Serizit durchsetzt. Die Plagioklaseinsprenglinge scheinen häufig gerichtet zu sein, eine stärkere Drehung ist aber nur selten nachzuweisen. Sehr viele Plagioklase sind dagegen in den Bruchstücken stark gebogen, seltener zerbrochen.

Das Bindemittel, einst wohl mergelig, ist nun von neugebildeten Serizitschuppen durchsetzt. Besonders an den Spitzen der Spindeln und in Schnüren reichert sich der Serizit an. Die vereinzelt Quarze sind meist undulös, nicht aber kataklastisch. Ausser der Serizitisierung hat eine Mineralneubildung nicht stattgefunden, mit Ausnahme der üblichen Umwandlungsprodukte des Eruptivgesteinsmaterials: Calzit, Chlorit und Kaolinit aus den Feldspäten, Chlorit und Calzit aus den dunklen Mineralien. Im allgemeinen sind die Feldspäte aber noch gut erhalten und vereinzelt treten Reste der femischen Gemengteile auf (Augit und olivbraune Hornblende).

Man wird solche Gesteine als *Mylonite* im Anfangsstadium bezeichnen können.

Gesteine, die Anzeichen einer solchen Metamorphose aufweisen, sind im autochthonen Tav.-Gestein der Glarneralpen allgemein verbreitet. Meist äussert sich die Umwandlung nur durch Bildung von Serizit im Bindemittel, und durch vereinzelt zerbrochene oder gebogene Feldspäte. Undulöse Quarze sind dagegen nicht Anzeichen einer speziellen Dislokationsmetamorphose. Sie kommen überall vor und wurden wahrscheinlich schon in diesem Zustand abgelagert.

In Fig. 10 a—e sind einige Einzelheiten aus dem oben beschriebenen Gestein skizziert.

VI. Die Fleckung der Tav.-Sandsteine

Die bekannte Tüpfelung, die oft als Charakteristikum der Tav.-Gesteine angeführt wird, ist von verschiedener Art und Entstehung.

1. Oft zeigen Gesteine an der Verwitterungsoberfläche *unregelmässige, verwaschene helle Flecken* auf bräunlichem Grund. Es ist dies eine reine Verwitterungserscheinung. Die Fleckung ist durch unregelmässige Limonitisierung der Oberfläche entstanden.

2. Viele Gesteine zeigen auch in ganz unverwitterten Handstücken eine *durchgehende helle Fleckung* auf mehr oder weniger tief grünem Grund. Bald sind nur vereinzelt Flecken im Gestein

zerstreut, bald bildet der dunkle Grund nur ein schmales Netzwerk zwischen den hellen Flecken. Die Grösse der Flecken schwankt zwischen einigen mm und wenigen cm.

Die Dünnschliffe der gefleckten Gesteine zeigen die Tüpfelung deutlich. Betrachtet man den Schliff von blossen Auge vor einem dunkeln Hintergrund, so zeigen sich die Flecken wie im Handstück heller als der Grund. Lässt man aber Licht durch den Schliff ins Auge fallen, so werden die Flecken dunkler als der Grund. Natürlich erscheinen auch unter dem Mikroskop die Flecken dunkler. Es zeigt sich sofort, dass die Flecken Partien stärkerer Umwandlung sind. Insbesondere sind die Plagioklase hier meist völlig zu schuppigen Aggregaten verändert (Kaolinit, Calzit, Saussurit, Zoisit). Diese schuppigen Aggregate erscheinen im durchfallenden Licht dunkel, während natürlich die Partien mit viel klaren Feldspäten hell erscheinen.

Die Flecken entstanden also durch Umwandlung der Plagioklase, die ja auch Hauptgemengteile sind. Die Veränderung muss von vielen, annähernd gleichweit voneinander gelegenen Punkten ausgegangen sein und durch allseitige Zunahme eben die Bildung der räumlich kugeligen Flecken verursachen. Die Erklärung dafür, dass die Flecken vor dunklem Grund heller sind als die Umgebung, liegt meines Erachtens darin, dass die Flecken mit den vielen feinschuppigen Aggregaten das Licht weniger gut in die Tiefe lassen als die klareren Partien, wo die grüne Farbe des Chlorits weit besser durchschimmern kann.

Die Tüpfelung tritt in guter Ausbildung nur bei feinkörnigen Gesteinen auf. Aber auch hier sind ungefleckte Gesteine (mit unregelmässiger oder allgemein schwacher Zersetzung der Feldspäte) häufiger als gefleckte Gesteine.

3. Nicht selten sind Gesteine mit *dunkeln, grünen bis schwärzlichen Flecken* auf hellem Grund. Hier stellen die Flecken meist chloritreiche Ergussgesteinsbrocken dar, die von feinem Material umgeben sind. Das feine Material ist häufig auf ähnliche Weise wie vorhin die Substanz der Flecken zersetzt. Solchermassen gefleckte Gesteine sind beim Strukturtyp E verbreitet und besonders in der Dauphiné häufig. Fig. 7 gibt das Bild einer solchen Tüpfelung.

Anhang: Oberflächenverwitterung

Grüne Tav.-Gesteine haben an der, der Atmosphäre ausgesetzten Oberfläche oft vorzüglich eine braune, nur wenig cm tief

reichende Verwitterungskruste. Sie ist durch die Oxydation des Ferroeisens der dunklen Minerale hervorgerufen. Als dekorativer Baustein ist der Tav.-Sandstein deshalb nicht zu verwenden.

Geologischer Teil

Im vorliegenden geologischen Abschnitt werden nur kurz die Beziehungen der einzelnen Gesteinsformen zu dem Schichtverband und den örtlichen Verhältnissen erörtert. Für die geologische Untersuchung war ich, was die Beurteilung der regionalen Tektonik anbelangt, auf Karten und Text der, die betreffenden Gebiete bearbeitenden, Geologen angewiesen. Im ersten geographischen Kapitel werden die geologischen Karten angeführt; die Literatur findet sich im Verzeichnis am Schluss. Auf eine eingehendere Auseinandersetzung mit diesen Arbeiten wird hier verzichtet.

I. Geographischer Überblick der Tav.-Ablagerungen

Ich trenne die verschiedenen Vorkommen der Tav.-Gesteine folgendermassen ab, und benenne sie mit Stichwörtern:

a. „Glarus“: Vorkommen vom Rheinquertal westlich bis zur Linie Kammlistock-Klausenpass.

Karten: J. OBERHOLZER, Geol. Karte des Gebietes zwischen Linth und Rhein. Sp.-K. Nr. 63.

J. OBERHOLZER und A. HEIM, Geol. Karte der Glarneralpen. Sp.-K. Nr. 50.

F. WEBER, Geol. Karte des Tödi-Vorderrheintalgebietes. Sp.-K. Nr. 100; ferner Geol. Karte 1 : 100 000, Bl. 14.

Literatur: Nr. 12, 30, 33, 74.

Alle Vorkommen dieses Gebietes sind autochthon. Besonders angeführt seien von Osten nach Westen:

Im Taminatal: Alp Vindels, Tschugg.

Rheintal: Umgebung von Vilters.

Hausstockgruppe: Grosse Massen, vielfach mit Wildfysch verfaltet, bes. am Panixerpass, Richetlipass, im Durnachtal und Muttenseegebiet.

Claridenstockgruppe: Fuss des Kammerstocks, Altenorenalp, Bocktschिंगel, Claridenhörner, Kammlhörner.

b. „Uri“: Vorkommen von der Linie Kammlistock-Klausenpass westlich bis zum Reussquertal; fast alle in der Gebirgsgruppe zwischen Schächen- und Maderanertal gelegen.

Karten: W. STAUB, Geol. Karte der Gebirge zwischen Schächen- und Maderanertal. Sp.-K. Nr. 62, Lit. Nr. 30, 42, 67.
Die Vorkommen sind teils autochthon, teils parautochthon.

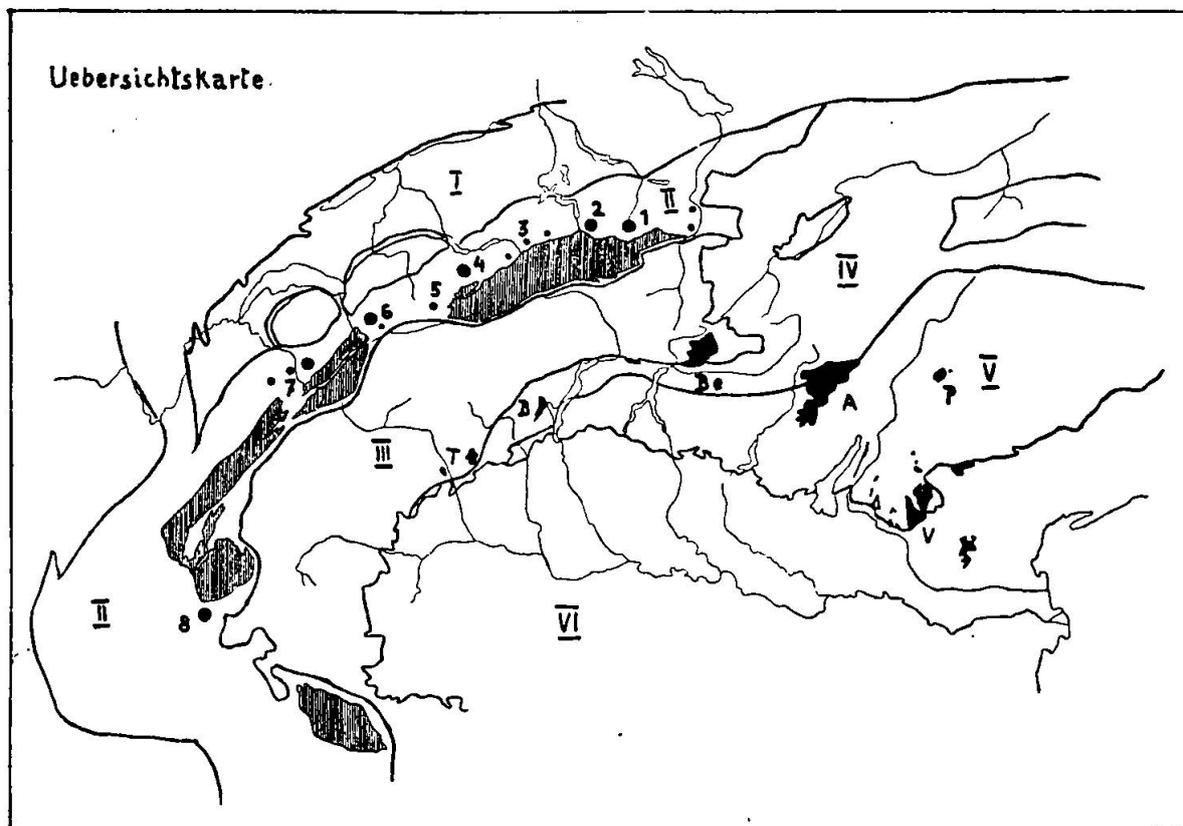


Fig. 11. *Legende der Karte*

Geologische Einheiten:

- I = Molasseland, südwestlich des Genfersees mit autochthonen Jurafalten.
- II = Helvetisches Faziesgebiet mit den Zentralmassiven (schraffiert).
- III = Penninisches Gebiet.
- IV = Ostalpines Gebiet.
- V = Dinarisches Gebiet.
- VI = Poebene.

Vorkommen der Tav.-Gesteine:

Die Vorkommen sind je nach der Bedeutung mit grösseren oder kleineren Punkten markiert. Die genauere Verteilung für die Vorkommen der Schweiz und Savoyens findet sich auf der geol. Karte der Schweiz 1 : 500 000, 1912. Die Nummern auf der Übersichtskarte entsprechen den Vorkommen wie sie in dem geographischen Überblick näher erläutert sind. Es bedeutet:

- 1 = Glarus; 2 = Uri; 3 = Engelberg-Grindelwald; 4 = Kiental;
- 5 = Wildstrubel; 6 = Diableretsgebiet; 7 = Savoyen; 8 = Dauphiné.

Des weiteren sind die südalpinen jungen Durchbrüche auf der Karte eingetragen. Es ist: T = Traversella-Biella; B = Baveno; Be = Bergell; A = Adamello; V = vizenitische Basalte und Euganeen; P = Predazzo.

Autochthon: Grosse Teile der (Altdorfer) Sandsteine südlich des Schächentals: Unterlage des Wespen, Spitzen, Burg, Riedertal.

Parautochthon: Scheerhörner, Kl. Ruchen, Wespen, Schwarzstöckli, Seewligrat, Hochfläche zwischen Hohen Faulen, Sittliser, Blinzi und Burg. Alle diese Vorkommen rechnet W. Staub zu einer Decke (Hohen Faulendecke). Einer höhern Schuppe (Griesstockdecke) soll das isolierte Vorkommen der Weid und der Heitmannsegg auf der nördlichen Talseite nahe der Klausenpasshöhe angehören.

c. „Engelberg-Grindelwald“: Vereinzelt kleine Vorkommen vom Reusstal bis gegen Grindelwald.

Karten: P. ARBENZ, Geol. Karte der Urirotstockgruppe. Sp.-K. Nr. 84.

P. ARBENZ Geol. Karte der Gebirge zwischen Engelberg und Meiringen. Sp.-K. Nr. 55.

Literatur: Nr. 3, 4, 5, 9, 59.

Die Vorkommen sind alle parautochthon. Besondere Fundpunkte sind:

Schlossberggruppe: Surenenpass, Fürrenalp.

Titlisgruppe: Laubersgrat, Trübsee, Jochstock, Gental.

Westlich der Aare: Urbachtal, Rosenloui, Grosse Scheidegg.

d. „Kiental“: Vorkommen zwischen Lauterbrunnen und Kanderthal und Schürflinge im subalpinen Flysch.

Karten: J. KREBS, Geol. Karte der Blümlisalpgruppe. Sp.-K. Nr. 98.

E. GERBER, Geol. Karte der Standfluhgruppe. Ecl. Bd. 11.

E. GERBER, H. HELGERS, A. TRÖSCH, Geol. Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kanderthal und Thunersee. Sp.-K. Nr. 43.

P. BECK, Geol. Karte der Gebirge nördlich von Interlaken. Sp.-K. Nr. 56.

H. ADRIAN, Geol. Karte der Umgebung des Kanderthales zwischen Frutigen und Kandersteg. Ecl. Bd. 13.
Geol. Karte 1:100 000, Bl. 12, 13, 17, 18.

Literatur: Nr. 1, 8, 23, 25, 26, 35, 36, 52, 58, 75.

Alle Tav.-Vorkommen des Gebietes gehören wahrscheinlich zur Diableretsdecke.

Schildhorngruppe: Brünli bei Mürren, Sefinenfurgge, Dürrenberg.

Düdenhorngruppe: Dündengrat, Bundalp, Hohtürli, Ober-Oeschinen, Birre.

Unteres Kien- und Kandertal: Mächtig als Basis der Standfluh und Gerihorngruppe.

Subalpiner Flysch: Isolierte Schürflinge bei Merligen, Sigriswil, Zettenalp, Eriz.

e. „*Wildstrubel*“: Vorkommen zwischen Kander und Sanetschpass.

Karten: M. Lugeon, Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Sp.-K. Nr. 60.

Literatur: Nr. 39.

Die Vorkommen gehören zur Diableretsdecke. Grössere Ausdehnung haben sie nur in der

Südlichen Wildstrubelgruppe: Zayettazhorn, Vanerkumme.

Isolierte Partien westlicher bei Gsteig und Zanfleuron.

f. „*Diablerets*“: Vorkommen in der westlichen Diableretsgruppe zwischen Grande Eau und Avençon.

Karten: E. RENEVIER, Carte des Hautes Alpes vaudoises. Sp.-K. Nr. 7. Geol. Karte 1:100 000, Bl. 17. Carte géol. du massif du Haut de Cry, Sp.-K. Nr. 112.

Literatur: Nr. 13, 54, 61.

Das grosse Tav.-Gebiet gehört ganz zur Diableretsdecke. Zusammenhängende Partie zwischen Creux de Champs, Plan de Châtillon, Alpe Taveyannaz und Alpe Solalex am Avençon.

Kleines Vorkommen im Tal der Lizerne (Morclesdecke).

g. „*Savoyen*“: Vorkommen zwischen Tal des Giffre und Annecy.

Karte: Carte géol. de France 1:80 000, Feuille d'Annecy.

Literatur: Nr. 14, 16, 17, 18, 19, 72.

Die Vorkommen sollen parautochthon sein (Morclesdecke). Es betrifft im besondern:

Massiv de Platé: Grosse Partie in der Gipfelregion der Gebirgsgruppe zwischen Giffre und Arve.

Pointe d'Areu, Col des Annes, Thônes, westlich des Arvetales.

NB. Die Vorkommen in Savoyen sind allgemein bedeutend grösser und zahlreicher, als auf der oben angeführten Karte verzeichnet.

h. *Dauphiné*: Vorkommen südlich des Pelvoux-Massives.

Karte: Carte géol. de France, Feuille Gap.

Literatur: Nr. 14, 24, 37, 38, 73.

Nur ein grösseres, wahrscheinlich autochthones Vorkommen im Massiv de Chaillol (Haut Champsaur).

Die Tav.-Ablagerungen sind somit alle auf einem Bogen parallel dem Alpenstreichen gelagert. Dieser Bogen hat eine Länge von ca. 420 km (siehe Übersichtskarte, Fig. 11).

II. Die Lagerung der Tav.-Gesteine

Normalerweise liegt der Tav.-Komplex auf den sogenannten Globigerinenschiefeln. Nur lokal ist er transgressiv auf tieferen Tertiärabsätzen oder auf Mesozoikum.

Die Tav.-Gruppe setzt auf der Unterlage fast durchwegs mit scharfer Grenze ein; die untersten Lagen entsprechen schon einem typischen Gestein. Meist ist die Tav.-Gruppe konkordant mit der Unterlage, Ausnahmen sind ausser den wenigen deutlichen ursprünglichen Transgressionen (Oeschinenalp, Varnerkumme) infolge des völlig andern Verhaltens des harten massigen Tav.-Gesteins gegenüber den Schiefeln bei der Faltung entstanden. Nach oben schliesst die Gruppe entweder mit dem Dachschiefer-Sandsteinkomplex ab, oder sie endigt viel häufiger an einer tektonischen oder erosiven Grenze. Aus den verschiedenen Lagerungsformen innerhalb der Gruppe lassen sich leicht drei Lagerungstypen herauschälen. Da sie gerade für gewisse Vorkommen typisch sind, werden sie mit Lokalnamen benannt.

a. *Typ „Glarus“*. Unter dem Typ „Glarus“ fasse ich die altbekannten Lagerungsformen zusammen, deren Kennzeichen die ständige Wechsellagerung von Sandsteinbänken und Schieferlagen ist, und die gerade für das Glarnergebiet charakteristisch ist. Die Mächtigkeit sowohl der Bänke wie der Schieferlagen wechselt stark, bei Bänken von einigen cm bis zu etwa 10 m, bei Schiefeln von nur einem cm bis maximal einigen m. Die Schieferlagen sind im typischen Komplex allgemein bedeutend weniger mächtig als die Bänke. Als Beispiel für den Aufbau dieser Lagerungsform möge ein Profil durch die Tav.-Schichten am Südabfall des Nüschenstocks (Muttenseegebiet, Glarus) dienen. Die Zahlen in der folgenden Tabelle stellen die Mächtigkeiten der einzelnen Bänke und Schieferlagen von unten nach oben dar. In den obersten Lagen ist es wegen tektonischer Zerrüttung nicht ganz gelungen, alle Bänke auseinanderzuhalten. Die Bänke sind von unten numeriert. Die Basis wird durch graue Schiefer gebildet (Globigerinenschiefer nach der Glarnerkarte).

Es folgen etwa 15 Bänke von je 30 cm bis 1 m, die sich wegen tektonischer Störung nicht genau auseinanderhalten lassen. Nach diesen folgt eine schieferreiche Partie mit ca. 15 eingelagerten

Tabelle 5.

Nr.	Bank cm	Schiefer cm	Nr.	Bank cm	Schiefer cm
1	80		45	100	
2	um 400	10-20	46	20	10
	Runse c. 5 m		47	40	dünne
3	40	15	48	40	verworrene
4	35	- 3	49	60	Lagen
4	100	10	50	30	-20
6	200	200	51	30	verworrene bis
7	30	30	52	80	20 cm mächtige
8	80	- 5	53	30	Lagen
9	20	- 5	54	25	40
10	50	30	55	40	30
11	110	30	56	20	20
12	40	30	57	20	8
13	40	- 5	58	30	30
15	10	} ganz dünn	59	30	} ganz dünn
16	70		60	30	
17	200	-10	61	70	20
18	40	30	61	79	20
19	60	5	62	30	20
20	70	-30	63	100	- 5
21	40	- 5	64	130	- 5
22	50	80	65	100	20
23	40	30	66	80	10
24	40	100	67	40	10
25	25	40	68	30	5
26	70	50	69	10	25
27	60	30	70	10	10
28	200	- 5	71	30	20
29	80	-10	72	100	15
30	60	30	73	500-700	-50
31	60	20	74	60	-20
32	15	dünn	75	100	100*)
33	40	-40	76	30	-10
34	25	—	77	10	- 1
35	25	- 5	78	40	- 2
36	30	30	79	50	30
37	40	- 2	80	30	20
38	-15	- 2	81	20	- 5
39	70	5	82	100	-30
40	50	-10	83	30	30
41	50	- 5	84	90	15
42	40	5	85	90	-10
43	30	10	86	100	-15
44	30	- 5			
		dünn			

*) mit dünnen Bänken von wenigen cm.

Sandsteinlagen von nur wenigen cm bis 30 cm. Den Abschluss nach oben bilden zwei mächtige Bänke von 8 bis 10 m, die durch eine 1 bis 2 m mächtige Schieferlage getrennt werden; die obere Bank grenzt an Wildflysch.

Der ganze Komplex umfasst hier also über 100 Bänke von mehr als 20 cm; er ist ca. 120 m mächtig, wovon gegen 85 m auf die Sandsteinbänke, der Rest auf die Schiefer entfällt.

Diese Zusammenstellung zeigt ganz deutlich den *völlig regellosen Wechsel* in der Mächtigkeit der Bänke und der Schieferlagen. Was einzig auffällt, ist, dass die ganz dünnen Bänke meist zu mehreren auftreten. Eine Mächtigkeit von einigen m weisen nur die 2., 73. und die beiden obersten auf. Nur diese lassen sich auf grössere Entfernung im Streichen verfolgen. So wird der 1,2 km weiter östlich gelegene Gipfel des Hintersulzhorns deutlich aus den beiden obersten mächtigen Bänken gebildet. Auch am N.-Ufer des Muttensees lässt sich in der obersten Partie eine 5 m mächtige Bank feststellen, die wohl der 73. des Profils entspricht; die darauffolgenden stimmen aber an Mächtigkeit keineswegs mit den entsprechenden des nur 300 m entfernten Nüschenstocks überein. Auskeilung von Schiefen und Änderungen in der Mächtigkeit (häufig zu beobachten) bewirken schon auf kurze Distanz eine wesentlich andere Bankfolge. Der Gesamtcharakter bleibt aber auf grössere Erstreckung gewahrt.

Solange die Bänke im Querprofil typischen Tav.-Habitus haben, was in den meisten von Wildflysch überlagerten Tav.-Vorkommen von Glarus über die ganze Mächtigkeit zutrifft, ist ihre Zusammensetzung wesentlich dieselbe. *Es wechseln fein- und grobsandige Gesteinstypen unregelmässig ab*, besonders häufig sind die Strukturtypen Ca, Cb und D. Ebenso bleibt der Gehalt an vulkanischem Material derselbe. Nur an den wenigen Stellen, an denen der Tav.-Horizont normal in Dachschiefer übergeht (Kammerstock), nehmen in den obersten Lagen die Ergussgesteinskomponenten ab, Quarz und Glimmer zu, aber noch hoch über dem eigentlichen Horizont führen die vereinzelt Sandsteinlagen in den Dachschiefen spärlich vulkanisches Material.

Im Detail zeigen die einzelnen Bänke grosse Verschiedenheiten. Viele sind rein massig und werden scharf von Schiefen begrenzt. Im Profil am Nüschenstock beispielsweise Nr. 8, 11, 22, 43—45, 83—85. Andere sind voll von Einschlüssen der schon erwähnten gewundenen Schiefer und groben Ergussgesteinsgerölle. Meist

ordnen sich diese Einschlüsse in Zonen, häufig randlich gegen die Schieferlage. Fig. 12 gibt hievon einige Einzelheiten wieder.

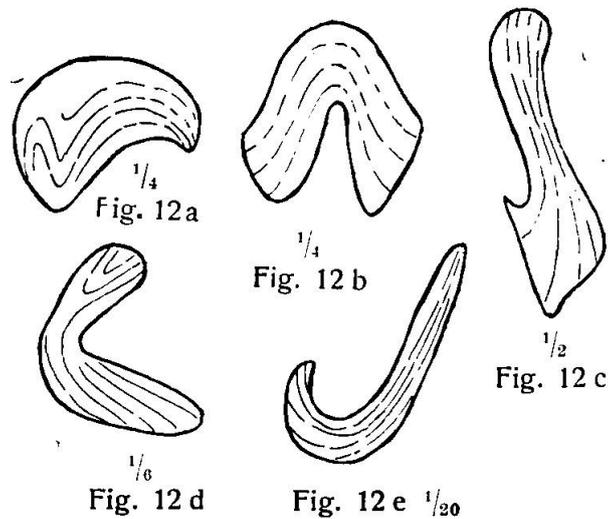


Fig. 12. *Skizzen einiger gewundener Schiefereinschlüsse. (Muttensee, Glarus)*
In *b* und *e* ist die äussere Umgrenzung \pm parallel der Schichtung, in *a* und *d* zeigt dagegen die Schichtung ganz andere Windungen. Beide Fälle kommen nebeneinander fast gleich häufig vor.

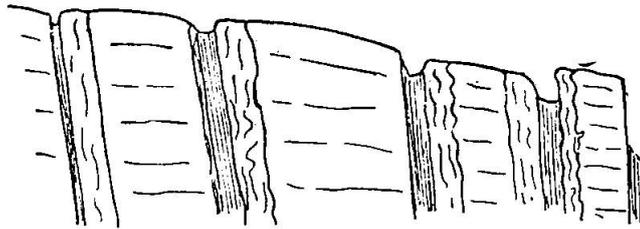


Fig. 13. *Gebankter Tav.-Sandstein (Typ. Glarus) am N.-Ufer des Muttensees*
Deutlich ist der unregelmässige Wechsel von Bank und Schieferlage. Die Bänke führen zum Teil verknetete Randpartien.

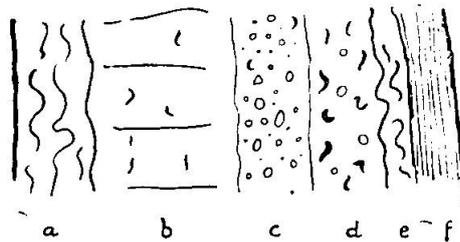


Fig. 14. *Profil durch eine 60 cm mächtige Bank mit Geröllage und vielen gewundenen Schiefeln. (Muttensee, Glarus)*

- a* = gewundene Randpartie, 6—10 cm.
- b* = massiger Sandstein mit nur vereinzelt Schiefereinschlüssen, z. 25 cm.
- c* = Geröllzone mit vielen Ergussgesteinsgeröllen bis 6 cm Durchmesser und wenigen Schiefereinschlüssen, 10 cm.
- d* = Zone voller gewundener Schiefer und nur vereinzelter Ergussgesteinsbrocken, 10 cm.
- e* = Gewundene Randpartie, 0—5 cm.
- f* = Schieferlage mit glatten Schiefeln.

Auch die Einschlüsse kommen über die ganze Schichtgruppe vor. Im Profil fielen mir besonders zahlreiche Gerölleinschlüsse von Ergussgesteinen auf in Nr. 3, 9, 10, 28, 66, 71, 72, 74, 75, 79; nur Schiefer finden sich in sehr zahlreichen Bänken. Diese Einschlüsse sind für viele Vorkommen des Glarnertyps kennzeichnend, wenn sie auch, besonders was die groben Ergussgesteinsbrocken anbelangt, selten so schön entwickelt sind wie in der Gegend um den Muttensee.

Eine weitere Eigentümlichkeit vieler Bänke, besonders in der Hausstockgruppe, ist das Vorkommen von stark verkneteten Zonen an der Grenze von Schiefer und Sandstein. Die beiden Gesteine sind vielfach miteinander vermengt und verfaltet (Fig. 13 und 14). Meist handelt es sich nur um mergelreiche Sandsteine (Typ C b), die stark mit Schiefeln verknetet sind, doch können auch die harten bindemittelfreien Formen arg verfaltet sein. Diese Bildungen treten ganz deutlich nur in tektonisch stark gestörten Gebieten auf, wie in den autochthonen Schuppen von Glarus und Uri. Sie sind sicher tektonischer Entstehung. Es ist naheliegend, auch die oben erwähnten gewundenen Schiefereinschlüsse auf tektonische Ursachen zurückzuführen, allein diese sind von so allgemeiner Verbreitung und treten zu oft isoliert im kompakten zähen Sandstein auf, als dass sie ausschliesslich ein Produkt der tektonischen Bewegungen sein könnten. Zudem spricht auch ihre Form dagegen, dass sie sich etwa nur aus zerrissenen dünnen Schieferlagen hätten bilden können. In Fig. 12 a—e sind einige beliebige Formen skizziert. Die Mannigfaltigkeit dieser Gebilde ist fast unerschöpflich.

b. *Typ „Kiental“*. Der Typ Kiental entwickelt sich ganz allmählich aus dem Typ Glarus durch Abnahme der Schieferhorizonte und Zunahme des Sandsteins, bis schliesslich die ganze Gruppe von fast einheitlich massigem Sandstein eingenommen wird. Ebenfalls dem Kientalertyp weise ich die Formen zu, bei denen zwei oder mehrere grosse massige Lager durch Schiefer getrennt werden.

Beim Typ Kiental finden sich die gleichen Gesteinsformen wie in den Bänken des Glarnertyps. Am meisten sind auch hier die Gesteinstypen C und D verbreitet. Alle Ablagerungen vom Typ Kiental enden nach oben an einer Erosions- oder tektonischen Grenze, nirgends finden sich direkte Übergänge in Dachschiefer. An vereinzelten Stellen bildet der massige Tav.-Sandstein nur einen Teil der Gruppe, so zum Beispiel am Kammerstock (Glarus) nur die untersten 50 m, auf Ober-Oeschinen (Kandertal) nur die obere Partie.

Eine Schliffserie quer von 10 zu 10 m durch die rein massigen Ablagerungen am Dürrenberg (Kiental) ergab in keiner Beziehung eine gesetzmässige Änderung. Es wurde nur konstatiert, dass feine und gröbere Gesteine unregelmässig abwechseln, der Eruptivgehalt dementsprechend etwas schwankt und dieselben Gesteins- und Mineralkomponenten besonders auch die gleichen Ergussgesteinstypen sich in untern und obern Lagen vorfinden. Auch in andern Profilen konnten vertikale regelmässige Änderungen nicht festgestellt werden.

Nur lokal gewinnt die Ablagerung ein besonderes Gepräge durch die groben Konglomerate (Strukturtyp F), die sich hauptsächlich im massigen Tav.-Gestein vorfinden. Schon ADRIAN (Lit. 1) beschrieb die Konglomerate vom Burggraben (Kiental). Er sprach direkt von einer Wildflyschfacies des Tav.-Sandsteins. Neben dem Burggraben findet sich dieser Gesteinstypus besonders gut am Dündengrat entwickelt. Die groben Gerölle kommen hier wie dort nestartig im Innern des massigen typischen Gesteins vor. Am Dündengrat erreichen die Einschlüsse Durchmesser von 1 m. Es handelt sich, wie schon erwähnt, um Gerölle von Graniten, Apliten, Quarziten und Kalken.

Einschlüsse von Schiefen und Ergussgesteinsgeröllen finden sich auch in den Ablagerungen des Typ Kiental, wenn sie auch bei weitem nicht die Verbreitung haben wie bei den gebankten Tav.-Gesteinen.

Der Typ Kiental lässt sich weitaus am besten im Kiental studieren, besonders gute Aufschlüsse bieten Dürrenberg, Bundalp und Dündengrat.

c. *Typ „Dauphiné“*. Dieser 3. Typ weicht nur insofern von den andern ab, als in ihm grosse Mengen von konglomeratischen Gesteinen auftreten und ihm dadurch ein völlig neues Bild geben. Er zeichnet sich aus durch ständige Wechsellagerung von sandigen und konglomeratischen Gesteinen und spärlichen Schieferhorizonten. Die Konglomeratbänke vom Strukturtyp E sind meist einige dm bis wenige m mächtig. Sie gehen teils unvermittelt, teils allmählich, entweder durch allgemeines Feinerwerden des Korns, oder durch numerische Abnahme der gröberen Gerölle in feinkörnige Gesteine über. Die konglomeratischen Gesteine mögen $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ des ganzen Komplexes einnehmen. Dieser Typ ist, wie schon sein Name sagt, am besten in der Dauphiné entwickelt.

Die Klüfte im Tav.-Gestein

Die Gesteine sind oft stark von Klüften verschiedener Art

durchzogen. Nur ganz oberflächlich treten die Verwitterungsklüfte auf. Sie sind wohl meist durch den Pflanzenwuchs entstanden. Diese Klüfte können das Gestein so dicht durchziehen, dass es beim geringsten Schlag in viele kleine Stücke zerfällt.

Ganz allgemein finden sich Absonderungsklüfte. Die massigen Tav.-Sandsteine zeigen die völlig unregelmässige Klüftung massiger Gesteine, während die gebankten von regelmässigen Klüften quer zur Bankung durchzogen sind. Die Klüfte häufen sich in tektonisch beanspruchten Zonen, wo es dann zur Bildung der schon besprochenen Kakirite kommt. Ebenso sind hier eigentliche Zerrklüfte häufig. Sie finden sich im massigen und im gebankten Gestein, bei letzterem aber nur in den mächtigeren Bänken, wo sie wieder quer verlaufen. Im Profil des Nüschenstocks wies die 2 m mächtige Bank Nr. 17 ganz regelmässig im Abstände von $\frac{1}{2}$ bis 2 m, meist 1 m, schöne Zerrklüfte auf.

Meist sind die Kluftwände mit vorzüglich ausgebildeten klaren, aber kleinen Quarz- und Calcitkristallen überzogen. Stellenweise findet sich auch Epidot. Vereinzelt sind die Klüfte mit Chlorit-sand ausgefüllt. Laumontit ist ebenfalls Kluftmineral (mehr als Überzug auf Absonderungsklüften) und nach C. Schmidt wurde in Merligen im Tav.-Gestein auch Coelestin gefunden.

Zersetzungsformen der Gesteine und Lagerung

Das Auftreten der im petrographischen Teil besprochenen verschiedenen Zersetzungsformen hat eine gewisse Abhängigkeit von der Art der Lagerung. So neigen die Gesteine des Typus Glarus ausgesprochen zur Form c (die Plagioklase sind wohlerhalten, die dunklen Gemengteile zersetzt). In den massigen Ablagerungen, besonders im Kiental, ist dagegen vorwiegend die Form d verbreitet (Augit und Hornblenden sind meist frisch, die Feldspäte dagegen saussuritisiert). Die groben Konglomerate Savoyens und der Dauphiné führen meist braune Chlorite, was den Einschlüssen ein schwärzliches Aussehen verleiht. Der Einfluss der Lagerungsform auf die derart gegensätzliche Umwandlung ist ganz deutlich, was auch bei dem so verschiedenen Verhalten der beiden Lagerungsformen den äussern, nachträglichen Einwirkungen gegenüber ohne weiteres verständlich ist.

III. Verteilung der Lagerungsformen und Mächtigkeiten längs des Alpenstreichens

Eine kurze, zum Teil in Tabellenform dargestellte Übersicht soll über Lagerung und Mächtigkeit in den verschiedenen Gebieten

von Ost nach West orientieren. Die Stichwort umfassen die Vorkommen, wie sie in der geographischen Übersicht am Anfang dieses Abschnittes dargelegt wurden.

Glarus: Lagerung ganz allgemein vom Typ Glarus. Beispiele fast beliebig. Ausnahme: Kammerstock mit Typ Kiental an der Basis und erst in oberen Lagen Typ Glarus.

Mächtigkeiten: Taminatal 20—50 m; Vilters 100 m (Tolwinski); Hausstockgruppe 100—200 m (Nüschentock 120 m, Muttentock 150 m); Kammerstock (obere Grenze stratigraphisch!) 120 m; Claridenhörner 120—150 m.

Uri: Autochthone Vorkommen: Übergangsform Glarus zu Kiental (sehr zahlreiche, aber nur ganz dünne Schieferlagen). Beispiele: Burg, Riedertal.

Mächtigkeiten: Burg 150—180 m, sonst zum grössten Teil weit grösser.

Parautochthone Vorkommen: Hohen Faulendecke. Ebenfalls Übergänge vom Typus Glarus zum Typus Kiental (Schieferlagen spärlich und wenig mächtig, lokal aber auch schieferreiche Partien, besonders in oberen Lagen, z. B. Burg, Ruchkehle).

Mächtigkeiten: Scheerhorn 200 m; Hohen Faulen 200 m; Burg 170 m. Überall ist die obere Grenze durch Erosion oder Tektonik bedingt. Stellenweise ist die Mächtigkeit weit grösser, was sicher eine sekundäre Erscheinung ist.

Griesstockdecke (nach W. Staub): Anscheinend Typus Kiental. Mächtigkeit ca. 50 m (oben tektonische Grenze).

Engelberg-Grindelwald: Meist Zwischenform Glarus-Kiental. Mächtigkeiten sehr wechselnd und durchwegs tektonisch bedingt.

Kiental: Allgemein typisch vom Typus Kiental. Ganz vereinzelt Übergänge zum Typus Glarus (Hohtürligrat, Ober-Oeschinen).

Mächtigkeiten: Dürrenberg 120—150 m; Bundalp 100—150 m; Ober-Oeschinen 100 m; im untern Kien- und Kandertal mehrere 100 m (sicher sekundär). Eine sicher stratigraphische obere Grenze fehlt im ganzen Gebiet.

Wildstrubel: Lagerung nach Typus Kiental. Mächtigkeit an der Varnerkumme über 100 m.

Diablerets: Wesentlich Typus Kiental, partienweise aber grosse Schieferlagen. Mächtigkeit: Mehrere 100 m, sicher aber hervorgerufen durch die intensiven Verfaltungen (Stirnregion der Diableretsdecke).

Savoyen: Hauptsächlich Typus Kiental, in untern Lagen vereinzelt Typ Dauphiné (Les Saix, Vormy, Thônes), in oberen Typ Glarus (Pointe de Platé, Tête Pelouse).

Mächtigkeit: Nirgends genau zu bestimmen, da oben meist eine Erosionsgrenze, im Gebiet des Lac de Gers sicher 400 m mächtig.

Dauphiné: Allgemein Typ Dauphiné. Mächtigkeit: 500—800 m, oben Erosionsgrenze.

IV. Verteilung des jungen Eruptivgesteinsgehaltes längs des Alpenstreichens

Soweit es durch die beschränkte Schliffzahl festzustellen war, hält sich der Gehalt an vulkanischem Material im ganzen Gebiet auf fast der gleichen Höhe. Am meisten Gesteine mit einem Eruptivgehalt über 80 % weisen auf: Uri — parautochthon, Kiental, Diablerets, Savoyen. Glarus, Engelberg und Dauphiné fallen nur ganz unwesentlich, Uri — autochthon etwas stärker ab.

Gerölle von Ergussgesteinen von über 10 cm Durchmesser fand ich nur in Glarus (Muttensee) zahlreich, in Savoyen und Dauphiné vereinzelt. Brocken von 1—5 cm kommen natürlich nur in der Dauphiné und in Savoyen massenhaft vor, in den andern Gebieten vereinzelt, mit Häufung am Hohen Faulen (Uri) und im Muttenseegebiet.

V. Änderungen im Querprofil

Wie im vorigen gezeigt wurde, ändert der Tav.-Sandstein seinen Ablagerungscharakter längs des Alpenstreichens nur sehr langsam, seinen Gehalt an Eruptivmaterial fast gar nicht. Im Profil quer zum Streichen würde er sich sicher rascher verändern wie fast alle helvetischen Sedimente; leider aber ist er nirgends auf mehr als 10—15 km Breite aufgeschlossen und zudem meist tektonisch so stark gestört, dass nur an wenigen Stellen Profile quer zum Alpenstreichens untersucht werden konnten.

Wiederum werden die einzelnen Gebiete von Ost nach West behandelt.

Glarus: Die grösste Querausdehnung hat das Profil: Kammerstock-Muttensee-Muttenstock. Wenn auch die Schichten nicht durchgehend zusammenhängen und nicht auf einer Geraden liegen, so geben die drei Punkte doch gute Aufschlüsse. Der Kammerstock ist die nördlichste Stelle, wo der Tav.-Sandstein auftaucht, der Nüschenstock am Muttensee liegt etwa 4 km, der Muttenstock

7 km südlicher. Abgewickelt ist das Profil wegen der starken Faltung einige km länger. Die drei Vorkommen wurden auf Mächtigkeit (M.), Lagerungsform (L.), Gehalt an Eruptivmaterial (Er.) und Vorkommen grober Ergussgesteinseinschlüsse (Ger.) untersucht. Die Resultate finden sich in nachstehender Tabelle:

Tabelle 6.

	N. Kammerstock	Muttensee	Muttenstock S.
M.	120 m, oben Übergang in Dachsch.	120 m oben tekt. Grenze.	100—150 m, oben Erosionsgrenze.
L.	50 m Typ Kiental, 70 m Typ Glarus.	Typ Glarus.	Typ Glarus.
	Überall vorherrschend Strukturtyp C und D.		
Ger.	nicht beob.	massenhaft bis 15 cm.	häufig bis zu mehreren cm.
Er.	Überall wesentlich der Gleiche.		

Eine wichtigere Veränderung, abgesehen von lokalen Besonderheiten, hat nicht stattgefunden. Interessant ist, dass sich zweifellos am meisten grobe Gerölle in der mittleren Zone finden.

Uri: Als zur Untersuchung geeignet erwies sich das Profil: Riedertal-Burg-Hohen Faulen-Scheerhorn. Es ist zum Teil schon in Lit. 67 beschrieben worden. Besonders günstig ist hier die starke Vergrößerung der Ausdehnung infolge der Faltung. Die einzelnen Vorkommen mögen etwa folgende Distanzen voneinander haben: Riedertal, Kapelle — 3 km —, Burg autochthon — 5 bis 8 km? —, Burg parautochthon — 2 km —, Hohen Faulen — 3 bis 4 km, (allerdings 12 km weiter im Osten) —, Scheerhorn. Die ganze Querausdehnung kann somit 15 km erreichen.

Tabelle 7

	Mächt.	Lager	Gest. Typen	Grobe Erg. Ger.	Eruptiv. Gehalt
<i>Riedertal, Kirche</i>	mehrere 100 m primär?	Typ Glarus-Kiental ¹⁾	C und D	nicht beob.	rel. tief, wes. < 60 %
<i>Burg, autochthon</i>	150 bis 200 m oben tekt. Grenze	Typ Glarus-Kiental ¹⁾	C und D	nicht beob.	tief, wes. < 70 %
<i>Burg, parautocht.</i>	170 m, oben Erosionsgrenze	Typ Glarus ²⁾	D etwas häufiger als C	nicht beob.	hoch, wes. über 80
<i>Hohen Faulen</i>	c. 200 m, oben Erosionsgrenze	Typ Glarus ²⁾	D etwas häufiger als C	sehr häufig	hoch, wes. über 80
<i>Scheerhorn, Südgr.</i>	c. 200 m, oben Erosionsgrenze	Typ Glarus ²⁾	D etwas häufiger als C	häufig	hoch, wes. über 80

¹⁾ Bänke ganz dünn mit sehr dünnen oft undeutlichen feinkörnigeren bis schiefrigen Lagern

²⁾ Bänke meist über 1 m mächtig, Schieferlagen deutlich aber im allgemeinen dünn (wenige cr

Beim Übergang von Burg autochthon zu Burg parautochthon ist ganz deutlich eine Zunahme des Eruptivgehaltes zu konstatieren, was auch im Aussehen der Gesteine der beiden Vorkommen sofort auffällt. Die Gesteine der parautochthonen Gipfelpartie der Burg sind meist tief grün und oft gefleckt; demgegenüber sind die der autochthonen Unterlage meistens schwärzlich. Trotz ihres wenig „typischen“ Aussehens ist die ganze Sandsteinpartie, die sich an der östlichen Talseite des Riedertals bis zum Schächenbach hinzieht, ein richtiger Tav.-Sandstein. Eine Abnahme des Eruptivgehaltes ist aber auch von dem autochthonen Vorkommen der Burg nach Norden deutlich, wie auch W. Staub hervorhob. Die ganze Lagerung mit den vielen nur ganz dünnen undeutlichen Schieferlagen erinnert schon stark an die der Altdorfersandsteine. In diesen Gegenden ist die Unmöglichkeit, aus dem Handstück etwas über den genaueren Eruptivgehalt aussagen zu können, äusserst hinderlich.

Das Gipfelgestein der Burg in Lit. 32 und 67 als Altdorfersandstein beschrieben, ist nach dem mikroskopischen Befund noch ein typischer Tav.-Sandstein, allerdings mit schon starker Quarzbeimengung. Ich halte diese Schichten für den Anfang eines Übergangs in den Dachschiefer-Sandstein-Komplex, der in der Hohen Faulendecke sonst nirgends erhalten ist.

Von dem parautochthonen Vorkommen der Burg nach Süden bleiben die Tav.-Gesteine in allen wesentlichen Beziehungen sich gleich.

Die Tav.-Gesteine der Griesstockdecke (W. Staub), einer Falte, die weiter im Süden wurzeln soll als die Hohen Faulendecke, sind wegen des sehr beschränkten Vorkommens schwer zu beurteilen. Im Handstück und Schliff erinnern sie eher an die autochthonen Gesteine; sind aber typische Tav.-Sandsteine. W. Staub war, auf dieses Vorkommen sich stützend, der Ansicht, dass der Tav.-Sandstein auch nach Süden seinen eigentlichen Charakter verliert, d. h. sedimentärer wird. Wenn dieses Vorkommen wirklich von südlicherer Herkunft ist, so muss man anerkennen, dass es jedenfalls in keiner Weise reicher an vulkanischem Material ist, als die Gesteine der Hohen Faulendecke.

Bemerkenswert ist noch der Umstand, dass das Korn der Hauptmasse im ganzen Gebiet das gleiche ist.

In den Gebieten „Engelberg-Grindelwald, Kiental, Wildstrubel und Diablerets“ lassen sich wegen zu geringer Querausdehnung oder ungünstiger tektonischer Lage (Stirnregion der Diableretsdecke) keine Profile von grösserer Erstreckung aufnehmen. Die

Einzelbeobachtungen haben mir in keiner Weise eine gesetzmässige Änderung ergeben.

Savoyen: Eine relativ grosse Ausdehnung quer zum Streichen haben die Tav.-Gesteine in der Gebirgsgruppe zwischen Giffre- und Arvetal. Die Lagerung ist flach und sehr wenig gestört. Da aber die Gruppe oben durchwegs an einer Erosionsgrenze endigt, lassen sich Mächtigkeitsvergleiche nicht ziehen. Die Gesteine sind einheitlich im ganzen Gebiet und, soweit dies aus den wenigen Schliffen festgestellt werden konnte, hält sich der Eruptivgehalt allgemein auf der gleichen Höhe. Konglomeratische Schichten vom Strukturtyp E fand ich besonders reichlich bei Les Saix d'en Haut, etwa in der Mitte des Profils.

Dauphiné: Wegen nur kurzen Begehungen kann ich hier keine eigenen Beobachtungen über seitliche Veränderungen wiedergeben. BOUSSAC beschreibt Übergänge der grès mouchetés gegen Osten in die arkoseartigen Sandsteine von Annot.

VI. Beziehungen der Taveyannaz-Sandsteine zu den gleichaltrigen helvetischen Ablagerungen

Die Parallelisation der obersten helvetischen Tertiärsedimente ist noch strittig, da die Altersfragen noch nicht endgültig abgeklärt sind, und bei diesen Ablagerungen ohne typische Leitfossilien kaum genauer gelöst werden können. Auf die Stufenzuteilung kommt es bei den wichtigen Fragen allerdings weniger an, als vielmehr auf die Bestimmung der gleichaltrigen Schichten (siehe darüber bes. Lit. 14, 24, 34, 42, 56).

J. BOUSSAC (Lit. 14) hat zuerst einen grossen zusammenfassenden Überblick der Sedimentfolge, der auch der Tav.-Horizont angehört, gegeben. Er betrachtete die ganze Gruppe als unteroligozän. Es sollen ihr angehören:

- a) Die Sandsteine von Annot mit den grès mouchetés.
 - b) Die Taveyannaz-Sandsteine und die Altdorfer-Sandsteine.
 - c) Die Dachschiefer- und Flyschsandsteingruppe von Glarus.
- Alle diese Gesteine gehören zum nördlichen helvetischen Faciesgebiet, von südlicher Facies sind, wie schon erwähnt, keine Schichten gleichen Alters erkannt worden.

In Frankreich sollen noch die Schichten der „zone externe“, der autochthonen Kalkvoralpen, dem untersten Oligozän angehören. Sie sind hauptsächlich in Mergelschiefer-, seltener in Sandstein- oder Kalkfacies entwickelt. Ihre Hauptverbreitung haben sie von Castel-

lane bis ins Devoluy in der Dauphiné, und von Chambéry bis Cluses in Savoyen. Es handelt sich um Schichten, die von wesentlich anderer Art sind als die vorherbesprochenen und auch nirgends mit ihnen zusammenhängen. Sie gehören vielmehr einer nördlicheren resp. westlicheren Zone an. Die neuere Zuteilung der Tav.-Altdorfer-Gruppe ins Eozän macht auch eine Gleichaltrigkeit mit den Gesteinen der Externzone fraglich.

Boussac hat eine schematische Karte der Verbreitung seiner unteroligozänen Gruppe gegeben.

Betrachten wir nun die Gesteine der Gruppe. Die Sandsteine von Annot sind typische Arkosesandsteine, bald feinkörnig, bald mehr konglomeratisch. Sie sind grob gebankt mit dünnen Schieferlagen. Die Mächtigkeit kann 300 bis 400 m erreichen. Sie lagern in grosser Menge um das Massiv des Mercantour und zwischen diesem und dem Pelvoux-Massiv. In der Nähe der Massive sollen die Sandsteine häufig konglomeratisch werden und Granit- und Gneisbrocken enthalten. Die Annot-Gesteine umsäumen im Süden und Osten die Ablagerung der grès mouchetés des Champsaur. Grès mouchetés und Annot-Sandsteine unterscheiden sich nur durch andere Zusammensetzung, stimmen aber in Korn, Lagerung und Mächtigkeit überein.

Nach Boussac's Ansicht sind die grès mouchetés eine an Ausdehnung beschränkte, aber sehr mächtige Facies der Annot-Gesteine. Er vergleicht sie auch mit den Tav.-Sandsteinen, ohne sie direkt mit diesen zu vereinigen. Nach meinen makroskopischen und mikroskopischen Beobachtungen sind die grès mouchetés aber typische Tav.-Gesteine, die sich in den feineren Varietäten nicht von denen der östlichen Fundpunkte unterscheiden und auch in ihren häufigeren konglomeratischen, besonders im 120 km entfernten Savoyen, überraschend gleichartige Analoga finden.

Zwischen dem Pelvoux-Massiv und Savoyen liegen keine Schichten der Gruppe. Von Savoyen bis ins Engelbergertal besteht die Schichtgruppe nur aus Tav.-Gesteinen, mit Ausnahme der mit den Altdorfer-Gesteinen verglichenen autochthonen Flyschsandsteinen vom Val d'Iliez. Diese liegen weiter nördlich als der Tav.-Sandstein dieser Gegend und hängen nirgends mit ihm zusammen. Von Engelberg gegen Osten beginnt sich der grosse Komplex der Dachschiefer und Sandsteine einzustellen. In seiner Hauptmasse ist er jünger. Die Übergänge des Tav.-Gesteins zu den Altdorfer-Sandsteinen tauchen im Schächental unter die mächtigen Ablagerungen auf der Nordseite des Tales. Auch die Flyschsandsteine und

Dachschiefer der Glarneralpen liegen über der Tav.-Gruppe. Allen diesen Sandsteinen ist gegenüber dem Tav.-Gestein der schnelle Mächtigkeitswechsel gemeinsam.

Die direkten Beziehungen der Tav.-Gruppe mit andern gleichaltrigen Ablagerungen sind also sehr beschränkt. Deutlich finden sie sich nur in Uri und in der Dauphiné, wo sich Übergänge in Arkosesandsteine vollziehen. Nur ganz lokalen Charakter haben Vermengungen von Quarzsandsteinen mit Tav.-Gesteinen im Wildstrubelgebiet; wahrscheinlich sind sie in dem intensiv verfalteten Gebiet tektonisch bedingt. Das Gleiche gilt für die Vorkommen im Taminatal.

Von der Ostgrenze bis nach Savoyen darf man den Tav.-Sandstein sicher als ursprünglich zusammenhängend ansehen; die einzelnen Fundpunkte sind nur durch tektonische Vorgänge oder durch Erosion getrennt. Ob auch in dem Gebiet zwischen Thônes und dem Pelvoux-Massiv Tav.-Gesteine lagerten, ist schwer zu entscheiden. Die weitgehende Übereinstimmung der Gesteine Savoyens und der Dauphiné und die ähnliche Mächtigkeit sprechen für einstigen Zusammenhang. Merkwürdig ist das plötzliche Aufhören der Ablagerung in der Dauphiné, gerade da, wo die Mächtigkeit am grössten ist. Hier vollzieht sich sicher der endgültige Übergang in, wenn auch klastische, so doch dem Inhalt nach andersgeartete Ablagerungen.

Ablagerung und Herkunft der Bestandteile des Tav.-Gesteins

In diesem Teil sollen die Fragen der Art, Ablagerung und Herkunft, insbesondere der vulkanischen Trümmer auf Grund der in den vorigen Abschnitten aufgeführten Beobachtungen erörtert werden.

I. Art und Ablagerung des Materiales

Bei Ablagerungen von vorwiegend klastischen Ergussgesteinsbestandteilen muss in erster Linie festgestellt werden, ob es sich um einen echten Tuff (pyroklastisches Sediment), d. h. um an Ort und Stelle abgelagerte vulkanische Lockerprodukte, oder ob die Trümmer nach Verschwemmung sich absetzten, es sich also um ein echtes Sediment handelt. Die Entscheidung hierüber ist bei den Tav.-Sandsteinen leicht.

Würde es sich um einen echten Tuff handeln, so müssten sich die Komponenten vorwiegend aus Aschen, Lapilli und Bomben zu-

sammensetzen. Feine staubartige Aschen fehlen ganz; Bestandteile von der Korngrösse der gröbern Aschen und vulkanischen Sande sind wohl sehr häufig vorhanden, haben aber nur teilweise die Kennzeichen dieser. Reine Glasscherben fehlen und nur vereinzelte Einzelkristalle besitzen die für Lockermaterial so kennzeichnenden Glas- und Mikrolitheneinschlüsse. Auch die gröberen Trümmer von dem Korn der Lapilli haben nur vereinzelt die Merkmale der entsprechenden Lockerprodukte, wie die, allerdings auch bei Laven häufig vorkommende, schlackige Textur. Bomben fanden sich nicht.

Weitaus die Hauptmenge der vulkanischen Bestandteile mit den vielen mikrolithenreichen, zum Teil auch holokristallinen Strukturen, zeigt Verhältnisse, wie sie eher bei langsamerer Erstarrung als bei Auswurfsprodukten, also bei Lavaströmen und Decken vorherrschen. Die Bestandteile müssen vor der Ablagerung verschwemmt worden sein, was mit allen Beobachtungen über die Strukturen des Gesamtgesteins und der Lagerung übereinstimmt. Die wichtigsten diesbezüglichen Feststellungen fasse ich hier noch kurz zusammen:

1. Fast alle Gerölle über 0,5 cm sind gerundet.
2. Es ist regelmässig eine starke Mischung der verschiedenen Ergussgesteinsformen vorhanden. Sogar dazitische und basaltische Brocken können sich im gleichen Schliff finden.
3. Immer ist unvulkanisches, nicht pyrometamorphes Material vorhanden. Dieses hat im allgemeinen gleiche Grösse und Form wie die vulkanischen Bestandteile.
4. In den feinkörnigen Gesteinen ist der Quarzgehalt grösser als in den gröbern des gleichen Vorkommens (Kennzeichen der klastischen Ablagerungen).

Der Tav.-Sandstein ist also ein echtes klastisches Sediment, dessen Hauptbestandteile Trümmer von Lavaströmen oder Decken sind. Häufig sind auch Teile, die vulkanischen Lockerprodukten zugeschrieben werden können. Auf dem Transport hat sich nicht-vulkanisches Material in meist geringer Menge zugesellt und lagerte sich vermischt mit dem eruptiven ab.

Die Ablagerung erfolgte in der Strand- bis Schelfregion des Meeres. Sie lässt sich wohl am besten mit den vulkanischen Küstensanden vergleichen, die heute längs vulkanischen Küsten auftreten und sich teils aus Lockerprodukten, teils aus abgewitterten Trümmern von Lavaströmen und sonstigen Gesteinsfragmenten zusammensetzen (Lit. 2). Auf unmittelbare Landnähe deuten Korngrösse,

stellenweises Vorkommen von Blattresten von Landpflanzen, vereinzelte Rippelmarken in den Schiefen der Zwischenlagen, sowie die raschen Sedimentationswechsel und auch die grosse Mächtigkeit hin. Wenig mächtige Ablagerungen von vulk. Aschen und leichten porösen Bruchstücken finden sich auch noch in küstenfernen Tiefseesedimenten; von diesen ist der Tav.-Sandstein, abgesehen von seiner andern Zusammensetzung, eben durch die grosse Mächtigkeit unterschieden.

Die Sedimentation erfolgte allgemein rasch. Anzeichen dafür sind: In der Mehrzahl der Fälle fehlendes oder sehr spärliches Bindemittel (viel spärlicher als bei fast allen Molassesandsteinen), sehr unvollständige Sonderung der Teilchen nach der Grösse (besonders bei den Strukturtypen C und D). Eine Folge dieser unvollständigen Sonderung ist das Fehlen einer eigentlichen Schichtung innerhalb der Sandsteine von den oben angeführten Typen.

Das Einsetzen des Tav.-Sandsteins auf der Unterlage bedeutet einen scharfen Facieswechsel. Das Liegende bilden bekanntlich die auch südlich weit über das Tav.-Gebiet hinausreichenden Globigerinenschiefer, abgesehen von den lokal auftretenden, durch leichte Faltung und Erosion entblösten älteren Schichten, die dann zu Transgressionen führten. *Mit einem Schlage erfolgte dann der Absatz der Sande.* Proben unmittelbar über dem Kontakt zeigen schon alle typischen Merkmale der Tav.-Gesteine, während die Schiefer unmittelbar darunter noch keine Spur von den so bezeichnenden Gesteins- und Mineraltrümmern erkennen lassen, wohl aber sich in ihrem Aussehen öfters mehr den Schiefen der Zwischenlagen nähern und auch keine Globigerinen mehr zu führen scheinen. In der Dauphiné scheinen sich die grès mouchetés nicht ganz so scharf einzustellen.

Unter wesentlich verschiedenen Bedingungen bildeten sich die verschiedenen Lagerformen. Bei den gebankten Gesteinen vom Typus Glarus muss eine häufig wiederholte, aber merkwürdig unregelmässige Sandzufuhr stattgefunden haben. Ein Unterbruch, während dem sich Mergel ablagerten, erfolgte aber jeweilen nur für kleine Gebiete, indem gerade die Mergel sich nicht durchgehend verfolgen lassen. So lagerten sich wohl ständig Sande ab, jedoch an stets wechselnden Orten. Meeresströmungen, Tiefenveränderungen und Flussverlegungen im Hinterland können als Ursache dieses Wechsels angesehen werden. Zudem waren die Meere, in denen sich die schieferreichen Tav.-Gesteine absetzten, wohl sehr reich an zugeführten Suspensionen tonigen Charakters, was dann

auch nach Aufhören der vulkanischen Sandablagerung zur Bildung der mächtigen Dächschiefer führte.

Bei den massigen Komplexen müssen die Sande sich viel gleichmässiger abgelagert haben; zudem mögen auch weniger Tonsubstanzen im Meer suspendiert gewesen sein. Wahrscheinlich ist auch eine raschere Sedimentation, die dann zu mächtigeren Ablagerungen führte. Sehr rasch geschah der Absatz sicher bei den sehr mächtigen konglomeratreichen Massen des Dauphinéertypus. Bei deren Bildung werden ähnliche Verhältnisse geherrscht haben wie in gewissen Molassegebieten. Der stete Wechsel von Konglomeratschichten, Sandsteinen und Mergelschiefern erinnert sehr an subalpine Molassevorkommen. Die Hauptunterschiede liegen in den bedeutend feineren Geröllen beim Tav.-Gestein und im Vorhandensein daselbst von allen Übergängen zwischen gröberen Geröllschichten und feineren Sandsteinen; Übergänge, welche in der Molasse im allgemeinen fehlen. Die Tav.-Vorkommen vom Typ Dauphiné sind zu isoliert, um zu entscheiden, ob sie ähnlichen Häufungen entsprechen wie die Nagelfluhzentren in der Molasse. Ich konnte im Tav.-Sandstein nirgends auffallende primäre Mächtigkeitsänderungen auf kurze Erstreckung beobachten.

Ob die vulkanischen Produkte sich *unmittelbar* nach der Förderung ablagerten oder ob *grössere Zeiträume* zwischen Eruption und Abwitterung bestanden, lässt sich bei der Annahme der reinen Sedimentnatur der Tav.-Sandsteine nicht ganz sicher entscheiden. Die verschwemmten Trümmer könnten auch von älteren, im fraglichen Zeitabschnitt zur Erosion gelangten Ergussgesteinen herühren. *Verschiedene Beobachtungen sprechen jedoch für unmittelbare Aufeinanderfolge von Eruption, Verwitterung, Transport und Sedimentation.* Vor allem spricht dafür das scharfe Einsetzen der typischen Tav.-Gesteine auf den mergeligen Globigerinenschiefern. Dieses plötzliche Auftreten zeigt, dass ein Ereignis eingetreten ist, das mit einem Schlage die Sedimentation in einem weiten Gebiete veränderte. Als solches Ereignis kann man sich weit eher vulkanische Ausbrüche mit ihrer grossen Materialförderung denken, als eine Freilegung derartiger Massen von fast ausschliesslich Ergussgesteinen.

Des weiteren ist auch die bei der Ablagerung vorhanden gewesene völlige *Frische* der vulkanischen Bestandteile ein Hinweis für deren jugendliches Alter. Ebenso spricht dafür der Glasgehalt.

Die im Tav.-Sandstein fast stets untergeordneten sedimentären Bestandteile sind dagegen unzweifelhaft älterer Entstehung. Ihre

enge Verknüpfung mit dem Ergussgesteinsmaterial lässt vermuten, dass sie durch dasselbe Ereignis, das die Ursache der Andesit-eruptionen war, zur Abwitterung gelangten.

Trotzdem ich vom *tertiären Alter* der vulkanischen Bestandteile überzeugt bin, soll im nächsten Abschnitt auch die Möglichkeit einer älteren Entstehung überprüft werden.

Dass bei Annahme gleichzeitiger Förderung nicht an untermeerische Ausbrüche gedacht werden kann, braucht keiner Erläuterung.

Viele Einzelfragen der Sedimentation konnte ich mir nicht völlig erklären. So die Bildung der gewundenen Schiefereinschlüsse in den sandigen Gesteinen. Vielleicht sind sie wegen der äussersten Mannigfaltigkeit des Auftretens verschiedener Entstehung. Man kann an Stauchungen infolge untermeerischer Bewegungen denken, diese Bewegungen hätten aber nur kleinstes Ausmass erreicht, denn Stauchungen an ganzen Bänken konnte ich nicht beobachten. Vielleicht muss für die Bildung der Windungen zum Teil doch an Wirkungen der Faltung gedacht werden, wie auch die verkneteten Randpartien der Bänke tektonischer Entstehung sind.

Überhaupt ist die grosse Häufigkeit von Schiefer (Mergel-)geröll im Sandstein eigenartig. Die Beobachtungen von H. SUTER (Lit. 71) über die Bildung von Tongeröll an der Küste von Peru könnte auf die Entstehungsart hinweisen.

Merkwürdig ist ferner das isolierte Auftreten der groben Einschlüsse, eruptiven wie sedimentären.

II. Die Herkunft des Tav.-Materiales

Vielleicht die grössten Erwartungen werden auf dieses Kapitel gesetzt. Nach all den bisherigen Vermutungen über die Herkunft des Tav.-Materiales sollte auf dessen petrographisch-chemische Bearbeitung auch die eindeutige Herkunftsbestimmung folgen. Leider ist diese auch hier nicht gelungen.

Die meisten mit den heutigen geologischen Auffassungen vereinbaren *Möglichkeiten* sind schon geäussert worden. Zu keiner Ansicht können Beweise erbracht werden, im Gegenteil. *Alle, auf die zur Zeit herrschenden Ansichten über die Tektonik zur Tertiärzeit sich stützenden Annahmen erweisen sich als unwahrscheinlich, nicht beweisbar oder sie müssen ganz ausgeschaltet werden.* Die Schwierigkeiten der Herkunftsbestimmung sind allgemein bekannt: Es gibt nun einmal in den westlichen Alpen keine Ergussgesteine.

von alttertiärem Alter ähnlicher Art, wie sie im Tav.-Sandstein vorliegen, ja es sind aus dieser Zeitepoche überhaupt keine eruptiven Durchbrüche bekannt. Auch ältere porphyritische Gesteine von der Art der beschriebenen sind im Gebiet sehr wenig verbreitet. Die Autoren griffen deshalb entweder über das Gebiet hinaus, oder es blieb bei Vermutungen und allerlei Konstruktionen.

Bevor nun auf die verschiedenen Ansichten eingegangen werden kann, soll Transportweite und Herkunftsrichtung des Materials erörtert werden, soweit sich diese aus den Beobachtungen ableiten lassen. Schon hier begegnet man mancherlei Schwierigkeiten. Zuerst soll uns die folgende Frage beschäftigen:

Liegen Abwitterungs- und Ablagerungsort in geringer oder grosser Entfernung?

Schon die Frage der Transportweite ist nicht eindeutig zu beantworten, da die Beobachtungen in der Natur sich teilweise direkt widersprechen. Man kann Gründe anführen, die für nur kurzen Transport sprechen, ebenso solche, die auf grössere Entfernung von Abwitterungs- und Ablagerungsort hindeuten.

Folgende Beobachtungen sind mit kurzem Transportweg im Einklang:

a) In erster Linie ist es die Zusammensetzung der Hauptgesteine. Ausgedehnte, über 100 m mächtige Ablagerungen, deren Bestandteile zu 70 bis über 90 % vulkanisch sind, sind fast undenkbar bei weitem Transport des Materials. Es können zwischen Abwitterungs- und Ablagerungsort keine andern als die andesitischen Gesteine in irgendwie grösserer Mächtigkeit anstehend gewesen sein, sonst wäre besonders der Quarzgehalt der Ablagerung viel grösser. Dieser Umstand spricht besonders für kurze Flusswege. Solche müssen aber auch wegen der Eckigkeit der Trümmer unter 0,5 cm angenommen werden.

b) Die häufigen Konglomerate. Laven und Tuffe zerfallen meist rasch: gröbere Brocken können kaum sehr weit geschwemmt sein. Da so grobe Gerölle sich nur ganz nahe der Küste ablagern, kann für Vorkommen mit viel Konglomeraten auch nur ein kurzer Transport im Meere angenommen werden. Das feinere Material braucht ja auch nicht weit verfrachtet worden zu sein, wenn gleich hier die Möglichkeit einer weiteren Verschwemmung an sich möglich wäre.

Kurze Entfernungen verlangen selbstverständlich bei der grossen Erstreckung der Ablagerung eine grosse Ausdehnung der primären

Lagerstätten. Gerade diese Annahme erscheint aber sonderbar bei Berücksichtigung mancher Beobachtung. Auf einheitlichen Ursprung und damit auf weiten Transport weisen:

a) Vor allem die nirgends sprunghaften Mächtigkeitsveränderungen, die nur ganz allmähliche Veränderung des Ablagerungscharakters längs des Alpenstreichens.

b) Die grosse Einheitlichkeit aller Gesteine. Es ist schwer vorstellbar, wie die im Handstück und Schliff identischen konglomeratischen Gesteine der Dauphiné und des 120 km entfernten Savoyen nicht den gleichen Ursprung hätten, oder gar nicht zu unterscheidende feinkörnige Typen von der Dauphiné und beispielsweise Glarus in 400 km Entfernung.

Allerdings zeigen sehr oft vulkanische Gesteine auf sehr grosse Erstreckung eine Einförmigkeit, derart, dass Unterscheidungen weder im Handstück noch im Schliff möglich wären, z. B. die Andesite längs des karpathischen Innenrandes. Merkwürdiger bleibt aber die Gleichheit des nichtvulkanischen Materiales. Überall sind an Gesteinsbrocken häufig Granite, Aplite, Kalke, Sandsteine mit Muskovit, Quarzite; an Mineralien z. B. der Mikroklin; überall sind selten oder fehlend: Amphibolite, Glimmerschiefer, überhaupt metamorphe Gesteine.

Auf alle Fälle brauchen die verschiedenen Gebiete sich nicht in gleicher Entfernung vom Ursprung befunden haben. Bei den westlichen Punkten (Savoyen, Dauphiné) kann man, sich auf Korn und Mächtigkeit stützend, kürzere Distanzen vermuten als bei den östlichen.

Kam das Material von Norden oder von Süden?

Auch auf diese Frage ist die Antwort für die verschiedenen Gebiete widersprechend, wie die Besprechung des Verhaltens quer zum Alpenstreichen zeigte. Meist sind die Veränderungen so geringfügig, dass ein Schluss unzulässig ist. Deutliche Übergänge zeigen sich einzig in Uri mit der Zunahme der vulkanischen Bestandteile nach Süden, des Quarzes nach Norden, in der Dauphiné in die Arkosesandsteine nach Osten und Süden.

Man ist also versucht, in Uri das vulkanische Material nicht von Norden, in der Dauphiné nicht von Osten oder Süden anzunehmen.

Auch das sedimentäre Material bietet wenig Anhaltspunkte zur Ermittlung der Herkunft. Die Kalke sind, soweit bei den kleinen Dimensionen Bestimmungen möglich sind, helvetisch und kommen

in ähnlicher Ausbildung oft direkt in der Unterlage vor, so zum Beispiel Lithothamnien- und Nummulitenkalke in Savoyen und dem Diableretsgebiet. Auch die groben Kalkeinschlüsse des Kientals, die allerdings kaum gleiche Herkunft haben wie die Ergussgesteine, sind helvetisch und können dem Liegenden entstammen. Es handelt sich um Oehrlikalke, auf dem der Tav.-Sandstein dort transgrediert. Die Ölquarzite mögen südlicher Abkunft sein, finden sich jedoch sehr selten, andere Quarzite sind kaum heimzuweisen, ebensowenig die Glimmersandsteine. Ganz unbestimmt bleibt natürlich die Heimat der Granit- und Aplitfragmente. Ihre Kleinheit lässt Vergleiche kaum zu. Eine Ausnahme machen wiederum die groben Granite und Aplitte des Kientals. Sie haben, wie schon erwähnt, eine gewisse Ähnlichkeit, mikroskopisch, makroskopisch und chemisch mit Gasterngraniten. Der Gasterngranit lag vor der Faltung etwa 10 bis 20 km nördlich der Ablagerung.

Für die älteren Nummulitensandsteine (Priabonien) unter den Globigerinenschiefen des Titlisgebietes wies P. Arbenz nach, dass das Material von Norden eingeschwemmt sei. Die oberen Teile der Altdorfersandsteine, die jünger sind als der Tav.-Horizont, sollen aus dem Süden stammen (nach Fossilfunden im Gruontalkonglomerat). Eine Bearbeitung der Altdorfersandsteine und des Gruontalkonglomerates könnte vielleicht mancherlei Anhaltspunkte liefern.

Von Beobachtungen am Tav.-Sandstein ausgehend, konnte ich also weder Transportweite noch Herkunftsrichtung eindeutig lösen. *Die Befunde lassen sich am ehesten dahin deuten, dass das Material aus der Nähe (höchstens 50 bis 100 km) kam, der Ursprung südlich gelegen und die Verfrachtung sich vielleicht teilweise fast parallel zum Alpenstreichen vollzog. Ganz ausgeschlossen ist für gewisse Vorkommen eine nördliche Herkunft nicht.*

Diskussion der neueren Ansichten des Ursprunges der Tav.-Bestandteile

Folgende Ansichten wurden in der letzten Zeit erörtert:

a) Das Tav.-Material kommt aus dem Vicentinischen. Es entstammt den dortigen eozänen Basaltvulkanen (A. Favre, Duparc und Ritter).

b) Die Bestandteile sind ophiolithische Trümmer (J. Boussac).

c) Ursprungsorte sind die jungen granitisch-dioritischen Durchbrüche in den südlichen Alpen (Bergell nach R. Staub, Traversella nach Argand).

d) Das Material entstammt Vulkanen, die jetzt unter der Molasse liegen (LUGEON nach Lit. 31).

Mit Ausnahme von J. Boussac traten alle Autoren für Gleichzeitigkeit von Eruption und Sedimentation ein, die meisten wohl, weil sie den Tav.-Sandstein für eine Aschenablagerung hielten.

Erörtern wir kurz die verschiedenen Hypothesen:

a) Ursprung *vicentinische Vulkane*: Schon im Jahre 1867 äusserte Alphonse Favre die Vermutung, dass die vicentinischen Vulkane das Tav.-Material geliefert hätten. Auch Duparc und Ritter traten für diese Auffassung ein, trotzdem sie auf petrographische Unterschiede zwischen den vicentinischen Basalten und den Andesiten des Tav.-Gesteins hingewiesen hatten. Entsprechend ihrer Erkenntnis der echten Sedimentnatur der Tav.-Sandsteine dachten sie an Flusstransport.

Diese Auffassung ist die einzige, die sich an gleich alte, noch heute nachweisbare Eruptionspunkte hält. Sie lässt sich trotzdem nicht aufrecht erhalten. Erstens ist die Entfernung viel zu gross (200 bis 300 km) und zweitens ist die chemische und petrographische Beschaffenheit der heutzutage im Vizentinischen anstehenden Laven eine andere. Es sind dort vorwiegend Olivinbasalte, dazu in den Euganeen noch Rhyolithe, Trachyte und Hypersthenandesite vorhanden, alles Gesteine, die nicht mit den Tav.-Eruptiva übereinstimmen.

b) Ursprung *Ophiolithe*: Es war naheliegend, die grünen Tav.-Sandsteine mit den basischen mesozoischen Eruptivgesteinen der penninischen Bündnerschieferregion in Verbindung zu bringen, zumal diese heutzutage ebenfalls als Grünsteine vorliegen. Die Ophiolithe sind aber bekanntlich in den uns zugänglichen Gebieten anders beschaffen als die Tav.-Ergussgesteine, irgendwelche direkte Ableitungen sind kaum möglich. Ausgeschlossen ist es allerdings nicht, dass das im allgemeinen basischere, ophiolithische Magma sich auch zu intermediären differenziert habe, zu Magmen allerdings, die heutzutage nicht mehr in Gesteinen vorliegen.

c) Ursprung *Bergeller- und Traversellermassiv*: In den letzten Jahren trat die Meinung in den Vordergrund, das Tav.-Material stamme von vulkanischen Vorläufern der mitteltertiären südalpiner Massive. Besonders über dem Granitstock des Bergells und dem Dioritstock von Traversella (Argand) sollen sich Vulkane erhoben haben, deren Aschen ins helvetische Tertiär gelangt wären. Da sich jetzt diese Vulkane auf keine Weise mehr nachweisen lassen, sind Gesteinsvergleiche nicht durchzuführen. Argand spricht zwar,

wahrscheinlich gestützt auf die petrographischen Ausführungen Müllers (Lit. 45), von Andesitgängen, die sich in der Nähe des Stockes von Traversella finden. Diese Gänge sind sehr wenig mächtig, führen holokristalline Dioritporphyrite und können kaum als Beweise einstiger vulkanischer Durchbrüche gewertet werden.

Der Vergleich der Tav.-Ergussgesteine mit den Gesteinen der Massive muss sich mit mineralogischen und chemischen Kennzeichen begnügen. Mit den Gesteinen des Bergells besteht keine engere mineralogische und chemische Übereinstimmung. Zu den oft granosyenitischen Bergellergraniten lassen sich natürlich gar keine Beziehungen herstellen, aber auch von den basischeren Tonaliten und Dioriten weichen die Tav.-Eruptiva ab. Sind in diesen nur Plagioklase, diopsidische Augite und Hornblenden wichtige Gemengteile, so zeichnen sich die Bergeller Gesteine daneben durch ständigen Biotit- und häufigen Orthoklasgehalt aus. Chemisch sind die Tonalite meist saurer, haben tiefere alk- und fm-Werte und meist höheres k, sie sind von tonalitischem Chemismus. R. Staub benutzte (Lit. 64), wie schon erwähnt, zum Vergleich die alte Analyse Baltzers.

Ähnliche Unterschiede im Mineralbestand bestehen auch mit den Dioriten (eigentlich Yogoiten bis Monzoniten) von Traversella. Sie führen durchwegs Biotit und Orthoklas neben Plagioklas und Hornblende. Da der Alkaliengehalt höher ist als im Bergell, stehen sie chemisch verschiedenen Tav.-Gesteinen recht nahe, wie die folgende Gegenüberstellung zeigt:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
1)	157	21.5	38	21	19.5	.40	.43	.55
2)	161	24	40.5	17	18.5	.12	.44	.42
3)	164	26	35	22.5	16.5	.35	.40	.65
4)	170	28	36.5	22	13.5	.27	.47	.61

Nr. 1 und 3 sind Analysen von Dioriten, Nr. 2 und 4 von Tav.-Gesteinen. Der Hauptunterschied liegt in dem bei den Traverseller Gesteinen höheren k-Wert, bedingt durch das Auftreten der Kalimineralien. Wohl zeigen auch Tav.-Analysen höheren Kaligehalt, der aber, nach dem Mineralbestand zu schliessen, durch die mannigfachen Umwandlungserscheinungen bedingt ist.

Die Tav.-Eruptiva sind also von den Gesteinen dieser jungen Massive derart abweichend (mit den andern für jung gehaltenen südalpiner Durchbrüchen (Biella, Baveno, Tessin, Adamello) sind sie meist noch weniger verwandt), dass sie nicht *direkt* von ihnen abgeleitet werden können. Nun sind allerdings die jetzt aufge-

schlossenen Tiefengesteine jünger. Wenn aber schon sie einen Vergleich nicht aushalten, wo bleiben dann die Anhaltspunkte? Darin, dass an Stelle der heutigen Massive das Fehlen von frühtertiären Vulkanen nicht mehr, wie sonst überall, nachgewiesen werden kann?

Sind nun überhaupt Durchbrüche im Eozän an Stelle der Massive mit den heutigen Anschauungen der Orogenese verträglich? Nach den Darstellungen von Argand (Lit. 6) und R. Staub (Lit. 65) hätten Vulkane im Eozän ganz andere tektonische Elemente durchbrochen als später die Tiefengesteine. Diese Elemente, später weiter nach Norden geschoben, weisen diese Durchbrüche nicht auf. Will man an Vulkanen über den heutigen Tiefenstöcken festhalten, denn nur so hätte es einen Sinn, von Vorläufern zu reden, so müssten auch andere Vorstellungen von der alpinen Orogenese damit verbunden werden, besonders was die Altersverhältnisse betrifft.

Vergleichen wir noch kurz die Möglichkeit einer Herkunft von den jungen Massiven im Hinblick auf die geologischen Verhältnisse der Tav.-Sandsteine. Um die Möglichkeit eines Sand- und Gerölltransportes vom Bergell oder von Traversella zu beurteilen, fehlen Anhaltspunkte. Der aus der Ablagerung gefolgerte kurze Flussweg erforderte noch eine weite Erstreckung des Meeres nach Süden, in dem sich wohl auch vulkanisches Material abgelagert haben müsste. Lässt sich ein solches Meer annehmen? Jedenfalls sind Ablagerungen nicht bekannt. Die Distanz vom Eruptions- zum Ablagerungsort wäre gross, wenn auch nicht übermässig, ca. 75 bis 150 km bei Annahme, dass beide Gebiete Material lieferten. Am nächsten lägen sich das Bergell und Glarus einerseits, Traversella und das Diableretsvorkommen (dieses nach Abwicklung der Falten südlich des Rhonetals gelegen) andererseits.

d) *Ursprungsgebiet nördlich der Alpen unter der Molasse*: Die Auffassung, dass sich die Vulkane im Gebiet befanden, das heute von der Molasse zugedeckt ist, weicht wenigstens für den östlichen Teil allen Schwierigkeiten aus. Hier kann man sich die Vulkane je nach Bedarf näher oder weiter vom Alpenrand vorstellen. Gegen Westen jedoch liegen die Verhältnisse anders. Gerade da, wo die Tav.-Ablagerungen die grösste Mächtigkeit haben, wo die meisten Geröllschichten sich vorfinden, wird die Molasse immer mehr eingeeengt zwischen die autochthonen Alpen und Jurafalten und die Durchbrüche, die das Material für Savoyen lieferten, müssten in den Synklinalen Platz finden. In der Dauphiné schliesslich ist auch diese Möglichkeit nicht mehr vorhanden, da ein weites autochthones

Vorland meist mesozoischer Gesteine sich bis an das Rhonebecken hinzieht.

Die Auffassung einer Herkunft vom Vorland ist also schon für Savoyen gezwungen, für die Dauphiné ganz unverständlich. Ich halte sie für nicht zutreffend. Es darf hier vielleicht noch dazu bemerkt werden, dass in der östlichen Fortsetzung der Alpen, in den Karpathen mit ihrem grossen tertiären Vulkanismus, alle Vulkane am Innenrande oder im Faltengebiet auftreten, keine im unmittelbaren Vorlande. Die weiteren Vorlanderuptionen haben atlantischen Charakter (Tetschen).

Wie ersichtlich, bestehen für keine der vier Ansichten wirkliche Anhaltspunkte oder gar zwingende Beweise. Nicht besser steht es mit den im Folgenden angeführten „Hypothesen“. Sie mögen als von vornherein ausgeschlossen betrachtet werden, die Anhaltspunkte, die mich zu ihrer Aufstellung bewogen, will ich immerhin anführen. Die Einwände lasse ich weg; sie sind zu bekannt. Die erste Hypothese betrifft das Gebiet der autochthonen Massive, wofür folgende Anzeichen vorhanden sind: Erstens liegen die Tav.-Vorkommen nach erfolgter Abwicklung alle in unmittelbarer Nähe der Massive oder ihrer nicht aufgeschlossenen Verbindung. Die Ablagerungen lägen somit in der Nähe des Ursprunges. Das uneinheitliche Verhalten der Querprofile könnte durch teils nördliche, teils südliche Lage den Massiven gegenüber erklärt werden.

Man müsste bei dieser Auffassung eine Reihe von Eruptionspunkten über den Massiven annehmen. Auch dafür sind gewisse Anhaltspunkte vorhanden. Im Pelvoux-Massiv sind Porphyritgänge aufgeschlossen und eine Herleitung der grès mouchetés von diesen ist schon geäussert worden (Lit. 73). Diese Annahme würde gut mit der Seite 69 geäusserten Auffassung Boussac's übereinstimmen, dass die, die grès mouchetés ablösenden Annot-Sandsteine ihr Material (Gneis und Granittrümmer) ebenfalls aus den Massiven bezogen hätten.

Porphyritische Gesteine sind auch mehrerorts im Aarmassiv gefunden worden, meist allerdings nur in Gängen. Unter diesen Porphyriten finden sich Typen, die sich direkt mit den Tav.-Gesteinen vergleichen lassen. Fundorte sind die Lötschentaler Schiefergebiete und das Trift-Sustengebiet. Ein gangförmig auftretender Augitporphyrit am Massplankstock (von Fischer, Lit. 22, beschrieben), der im Mineralbestand und in der Struktur weitgehend mit gewissen Tav.-Ergussgesteinen übereinstimmt, in der Art der Umwandlung etwas abweicht, wurde von L. Hezner analysiert. Die Werte lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
163	29.5	30	22	18.5	.24	.37	.73

Setzt man zum Vergleich etwa Nr. 8 der Tav.-Analysen hinzu:

193	31	29.5	21	18.5	.30	.35	.71
-----	----	------	----	------	-----	-----	-----

so zeigt sich eine überraschende Ähnlichkeit, abgesehen vom si- und k-Wert, welche aber völlig mit Analysen der fast Qz-freien Gesteine übereinstimmen.

Weitere Gänge könnten infolge der alpinen Metamorphose verändert sein.

Ob die Durchgänge alt oder jung angenommen werden, die Hypothese bleibt allerdings für das Aarmassiv als Ganzes wenig wahrscheinlich.

Schliesslich denke ich an das Grenzgebiet der helvetischen und penninischen Zone oder an das nördliche Penninikum selbst. Wäre es nicht möglich, dass die Vulkane von den penninischen Decken überfahren wurden, dass gewisse Grünsteine doch tertiär sind? Vielleicht auch bieten sich in der Zukunft weitere Möglichkeiten, insbesondere wenn man versucht, die frühtertiären Faltungsphasen unter Berücksichtigung der jeweiligen gleichaltrigen Ablagerungen neu zu konstruieren.

Ergebnisse

1. *Der Taveyannaz-Sandstein*, ein Gestein der helvetischen Tertiärserie, erweist sich im ganzen Gebiet (Rheintal bis Dauphiné) als *klastisches Sediment von sehr einheitlicher Zusammensetzung*. *Hauptbestandteile sind Ergussgesteinstrümmer*, untergeordneter treten Reste von Tiefengesteinen und mancherlei Sedimenten auf.

2. Die Ergussgesteine führen mittelbasische Plagioklase, diopsidischen Augit, braune und grüne Hornblende und Glas als Hauptgemengteile. Untergeordnet sind Biotit und Magnetit, selten Orthoklas. Die Strukturen sind vitrophyrisch, hyalopilitisch, granophyrisch mit vielen Zwischenformen. Die Gesteine können als *Andesite* bezeichnet werden. Die Ergussgesteinsbestandteile finden sich auch isoliert als idiomorphe Kristalle. Die Gesteinsbrocken erreichen vereinzelt Grössen von 15 cm im Dm., häufig solche von einigen cm, die Hauptmasse bleibt unter 0,5 cm. Trümmer über 0,5 cm sind meist gerundet, solche darunter eckig. Die isolierten Kristalle sind meist unter 0,1 cm.

3. Die Ergussgesteinsbestandteile zeigen mannigfache *Umwandlungserscheinungen*. *Hauptneubildungen sind Chlorite*. Häufig

sind sie aus der *Glasbasis* entstanden. Weitere wichtige Umwandlungsminerale sind *Calzit*, *Epidot*, *Saussurit* und *Kaolinit*.

4. Als *nichtvulkanische Komponenten* wurden gefunden: *Granite*, *Aplite*, *Quarzite*, *Kalke*, *Sandsteine* und *Tonschiefer*, dazu *isolierte Feldspäte* und namentlich *Quarz*. Diese Bestandteile sind von der *gleichen Grösse* und *Form* wie die Ergussgesteine.

5. Die Gesteine lassen sich je nach der Korngrösse in *feinsandige*, *grobsandige*, *fein- und grobkonglomeratische* einteilen. Die grobsandigen (Dm. der Bestandteile 0,05 bis 0,5 cm) sind am verbreitetsten. *Die feineren Gesteine sind in der Regel ärmer an vulkanischem Material als die gröberen*. Der Gehalt an solchem beträgt in der Hauptsache 70 bis 95 %.

6. Die chemische Untersuchung ergab (10 neue Analysen wurden angefertigt), dass die *Ergussgesteinsbestandteile* von *dioritischem Chemismus* sind.

7. Die Gesteine treten teils in *Bänken* von wenigen cm bis zu mehreren m Mächtigkeit zwischen Schiefern auf, teils bilden sie *massige Komplexe*.

8. Bei den *östlichen Vorkommen* (Glarus, Uri) ist der Tav.-Sandstein meist *gebankt*; bei den *westlichen* ist er grösstenteils *massig* (Kiental, Diableretsgebiet, Savoyen, Dauphiné). Von der Ostgrenze bis Savoyen wiegen die sandigen Gesteine weit vor, Savoyen enthält schon zahlreiche, die Dauphiné massenhaft *konglomeratische* Gesteine.

9. *Die Mächtigkeit der Ablagerung nimmt von Osten nach Westen im allgemeinen zu*. Sie beträgt 100 bis über 500 m. Der Gehalt an vulkanischem Material ist fast im ganzen Gebiet derselbe.

10. Im Querprofil konnten keine durchgreifend vorhandenen Änderungen gefunden werden.

11. Der Tav.-Sandstein wird für ein *echtes Sediment* der *Strand- und Schelfzone des Meeres* gehalten. Der Ursprung der Trümmer konnte nicht ermittelt werden, da weder für die herrschenden Ansichten sichere Anhaltspunkte gewonnen, noch neue gesicherte Hypothesen aufgestellt werden konnten.

Literatur

Die mit einem * bezeichneten Nummern befassen sich nicht direkt mit dem Tav.-Sandstein.

Abkürzungen:

- Arch. = Archives des sciences physiques et naturelles, Genève.
 Beitr. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Ecl. = Eclogae geologicae helveticae.
 N. J. = Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. B. B. = Beilage Bd.
 Schw. Mitt. = Schweizerische mineralogisch-petrographische Mitteilungen.
 Viert. = Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.

- 1 *Adrian H.* Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertales. Ecl. Bd. 13, 1915, S. 238—351.
- 2 **Andrée K.* Geologie des Meeresbodens. Berlin 1919.
- 3 *Arbenz P.* Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. Ecl. Bd. 9, 1907, S. 464—483.
- 4 — Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung Viert. Bd. 64, 1919, S. 246.
- 5 — und *Müller F.* Über die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen. Ecl. Bd. 16, 1921, S. 111—116.
- 6 **Argand E.* Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. Bd. 14, 1916, S. 145—191.
- 7 — Plissement précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Actes d. soc. helv. d. sciences naturelles. 1920, S. 13—39.
- 8 *Bachmann I.* Bemerkungen über den Taviglianaz-Sandstein bei Merligen. Mitt. der Naturforschenden Ges. Bern. 1870, S. 222.
- 9 *Baltzer A.* Der mechanische Kontakt von Kalk und Gneis im Berner Oberland. Beitr. Erste Folge, Bd. 20, 1880.
- 10 — Le grès de Taveyannaz. Arch. III, Bd. 8, S. 396.
- 11 *Beck P.* Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. N. Folge, 1910, Bd. 29.
- 12 *Blumental M.* Der Calanda. Beitr. N. F., Bd. 39, 1912.
- 13 *Bonnard E. G.* Monographie géologique du massif du haut de Cry. Beitr. Neue. F. Nr. 57 IV, 1926.
- 14 *Boussac J.* Etude stratigraphique sur le nummulitique alpin. Mémoires carte géol. de France, 1912.
- 15 **Cayeux L.* Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mémoires carte géol. de France, 1916.
- 16 *Collet L. W.* Les hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhone. Chez A. Kündig, Genève, 1910.
- 17 *Douxami H.* Tertiaire de la Savoie et du Nord du Dauphiné. Bull. Carte géol. de France, C. R. 1894, III, S. 91—93.
- 18 — Revision de la feuille d'Annecy; Massif de Platé. do. 1904, XVI, S. 143—146.
- 18a *Duparc L.* et *Reinhard M.* La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Extr. d. mém. soc. d. phys. et hyst. nat. de Genève, 1924.
- 19 — et *Ritter R.* Le grès de Taveyannaz et ses rapport avec les formations du flysch. Arch. III 33, 1895, S. 435—452 u. 530—560.
- 20 *Favre A.* Recherches dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisine du Mt. Blanc. Tome II, 1867.
- 21 *v. Fellenberg R. L.* Analysen des Laumontits und des Taviglianaz-Sandsteins. Mitt. d. Naturforschenden Ges. in Bern, 1865, S. 54—63.
- 22 **Fischer O.* Über einige Intrusivgesteine des Aarmassiv. Tschermaks min. petr. Mitt., Bd. XXIV, 1905.
- 23 *Fischer-Ooster C. V.* Über das geologische Alter des sog. Taviglianaz-Sandsteins. Mitt. Naturf. Ges. Bern, 1869, S. 189—196.
- 23a — Neuere Nachweise zur Erörterung der Altersbestimmung des Taviglianaz-Sandsteins, Protozoe helv. II, 1870, S. 85—88.

- 24 *Franchi S.* Le arienarie di Annot et la zona ad Helminthoidea delle Alpi marittime e dell Apeninno genovese. Boll. com. reale geol. della Italia. Bd. 45, 1915, S. 233—335.
- 25 *Gerber E.* Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. Diss. Bern 1905.
- 26 — Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge. Ecl. Bd. 11, 1910, S. 323—353.
- 27 *Grubenmann U.* und *Niggli P.* Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924, Spez. S. 78.
- 28 *Heer O.* Flora fossilis helvetiae. 1877.
- 29 *Heim Alb.* Position stratigraphiques des grès de Taveyannaz entre la Reuss et la Tamina. Arch. III 8, 1882, S. 400.
- 30 — Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. Erste Folge, Nr. 25, 1894.
- 31 — Geologie der Schweiz. Bd. II, 1921.
- 32 *Heim Arn.* Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. d. schw. pal. Ges., 1908.
- 33 — Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eozäns am Kistenpass. Beitr. N. F. Nr. 24, 1909, S. 21—45.
- 34 — Geologie der Fähnernergruppe und das Problem der Kreidenummuliten. Beitr. N. F. Nr. 53, 1923, S. 1—52.
- 35 *Kaufmann F. J.* Emmen und Schlierengegenden. Beitr. Erste Folge, Nr. 24.
- 36 *Krebs J.* Geologische Beschreibung der Blümisalp-Gruppe. Beitr. N. F. Nr. 54/III, 1925.
- 37 *Lory Ch.* Description géologique du Dauphiné. Paris, Sp. S. 467—476.
- 38 — Grès mouchetés du terrain eocène du Dauphiné. Arch. III 8, S. 399.
- 39 *Lugeon M.* Les hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. N. F. Nr. 30, 1914, Sp. Band 1.
- 40 — Sur l'âge du grès de Taveyannaz. Ecl. Bd. 18, 1923, S. 220.
- 41 *Luther M.* Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss. Jahrb. phil. Fak. Bern, 1927.
- 42 * *Meesmann P.* Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. Diss. Basel, 1926.
- 43 *Mösch C.* Die Kalk- und Schiefergebiete zwischen der Reuss und dem Kiental. Beitr. Erste F. Nr. 24, 1894.
- 44 * *Mügge O.* Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen. N. J. B. B. Bd. VIII, 1893, S. 535—721.
- 45 * *Müller F. C.* Die Erzlagerstätten von Traversella im Piemont. Zeitschr. f. pr. Geologie. Bd. 20, 1912, S. 209—240.
- 46 *Necker M.* Sur les filons granitiques et porphyriques de Valorsine et sur le gisement des couches coquillères des montagnes de Salles des Fiz, et de Platet. Bibl. univ. d. sc. et d. art, Bd. XXXIII, S. 62—92.
- 47 * *Niggli P.* Petrographische Provinzen der Schweiz. Viert. Bd. 64, 1919, S. 179—212.
- 48 * — Lehrbuch der Mineralogie. Berlin, 1920.
- 49 — Der Taveyannaz-Sandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schw. min. petr. Mitt. Bd. II, 1922, S. 169—275.
- 50 — Die Gesteinsprovinzen der Erde. Berlin, 1923.
- 51 — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schw. min. petr. Mitt. Bd. VII 1, 1927, S. 116—133.

- 52 *Ooster W. A.* Die Versteinerungen des Taviglianaz-Sandsteins der Dallenfluh am Thunersee. *Protozoe helv.* Bd. II, 1870, S. 29—38.
- 53 *Renevier E.* Cristaux du flysch d'Aigremont. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, 1863.
- 54 — Le grès de Taveyannaz. *do.* Bd. 15, 1877, S. 214.
- 55 — Hautes Alpes Vaudoises. *Beitr. Erste F.* Nr. 16, 1890.
- 56 *Rollier L.* Supracretacique et Nummulitique dans les Alpes Suisse orientales. *Beitr. N. F.* Nr. 53, S. 53.
- 57 *Rosenbusch H.* Elemente der Gesteinslehre. 1910, Sp. S. 510.
- 58 *Rütimeyer L.* Über das schweizerische Nummulitenterrain mit besonderer Berücksichtigung des Gebietes zwischen Thunersee und Emme. *Neue Denkschriften d. schw. Nat. Ges.* Bd. XI.
- 59 *Scabell W.* Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe. *Beitr. N. F.* Nr. 57/III, 1926.
- 60 *Schardt H.* Coup d'oeil sur la géologie et la tectonique des Alpes du canton de Valais. *Bull. soc. mur.* Bd. 35, 1908.
- 61 *Schmidt C.* Über den sogenannten Taveyannaz-Sandstein. *N. J.* 1888, Bd. II, S. 80—84.
- 62 — Cristaux de célestine intercalés dans le grès de Taveyannaz à Merligen. *Ecl.* Bd. 1, S. 214—215.
- 63 * *Staub R.* Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. *Viert.* Bd. 63, 1918, S. 1—18.
- 64 — Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. *Ecl.* Bd. 16, 1920, S. 1—28.
- 65 * — Der Bau der Alpen. *Beitr. N. F.* Nr. 52, 1924.
- 66 * — Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. *Schw. min. petr. Mitt.* Bd. II, S. 78—149.
- 67 *Staub W.* Geologie der Gebirge zwischen Schächen- und Maderanertal. *Beitr. N. F.* Nr. 32.
- 68 *Studer B.* Monographie der Molasse. Bern 1825.
- 69 — Die Geologie der westlichen Schweizeralpen. 1834.
- 70 — Geologie der Schweiz. Bd. II, 1853, Sp. S. 113.
- 71 *Suter H.* Eine Beobachtung zur Bildung von Geröllen aus Tonen. *Schw. min. petr. Mitt.* Bd. 6, S. 202.
- 72 *Termier P.* Sur l'existence de tufs d'andésyte dans le flysch de la Clusaz (Haute Savoie). *C. R. Acad. Sc.* 1891, CXII, S. 747.
- 73 — et *Lory P.* Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Hautes Alpes). *Bull. soc. géol. de France*, 1895, XXIII, S. 75—77.
- 74 *Tolwinski K.* Die grauen Hörner. *Viert.* 1910, S. 321—390.
- 75 *Tribolet M.* Sur le grès de Taviglianaz du Kiental et des Alpes Bernoises. *Bull. soc. géol. France*, 1874, III, S. 68—72.
- 76 *Troesch A.* Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen. *Diss.* Bern, 1908.
- 77 *Truninger E.* Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. *Diss.* Bern, 1911.
- 78 *Wild.* Montagne salif. S. 83.
- 79 * *v. Wolff F.* Der Vulkanismus. I. Bd., Stuttgart 1914.

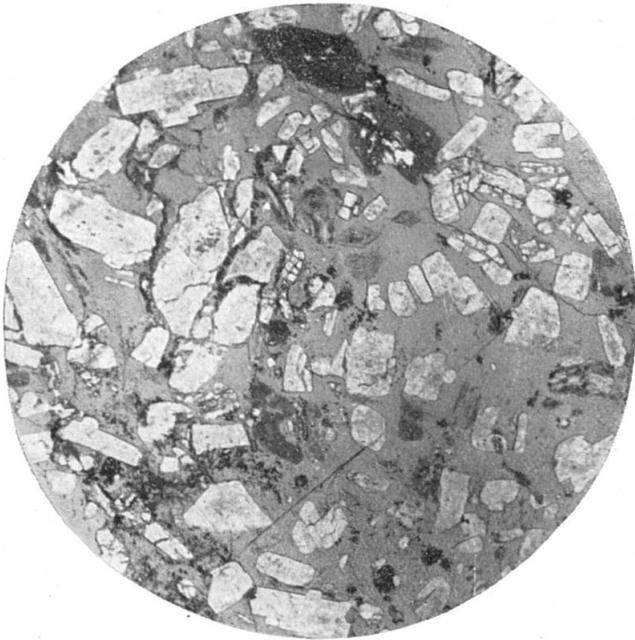


Fig. I (Hohen Faulen, Uri).
Biotite, Hornblenden und Plagioklase in mikro-
lithenfreier Grundmasse Typ 1a.
Vergr. 30 fach.



Fig. II (Thônes, Savoyen).
Rissige Plagioklase und Hornblendepseudomor-
phen in mikrolithenarmer Grundmasse.
Vergr. 40 fach.



Fig. III (Hohen Faulen, Uri).
Ergußgestein mit trachytähnlicher Struktur.
Vergr. 40 fach.



Fig. IV (Thônes, Savoyen).
Einsprenglingsreiches Ergußgesteinsbruchstück.
Vergr. 40 fach.

Leere Seite
Blank page
Page vide

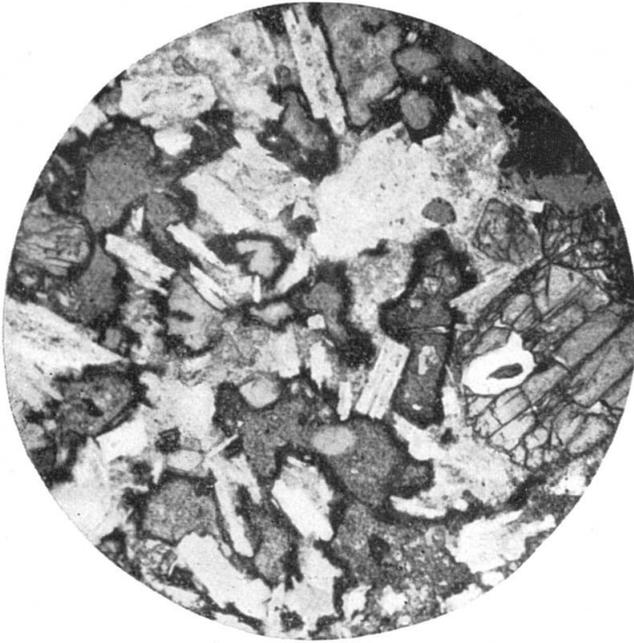


Fig. V (Diablerets).

Schlackiges Bruchstück mit Hohlräumen, die von einem Limonitsaum umgeben sind. Das Bruchstück enthält Augite und Plagioklasleisten.
Vergr. 40 fach.

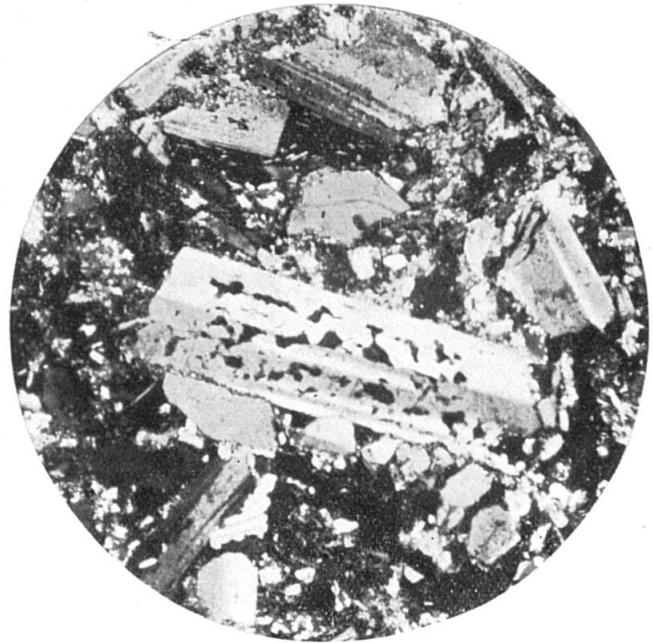


Fig. VI (Muttensstock, Glarus).

Glaseinschlüsse in isoliertem Plagioklas.

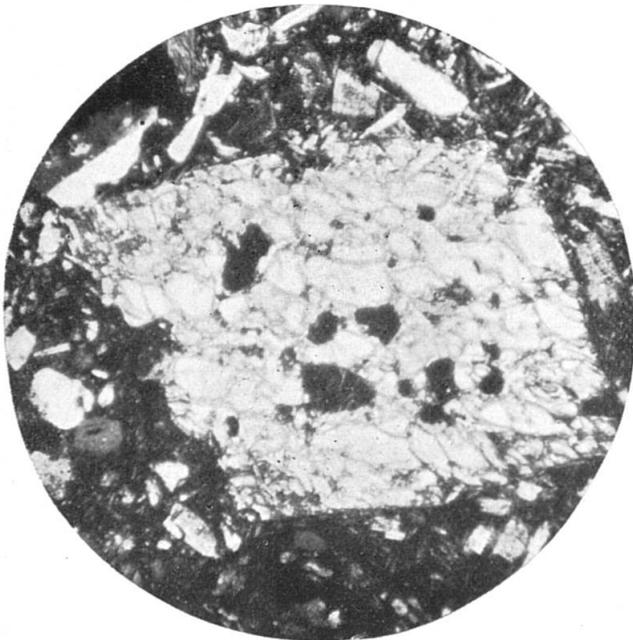


Fig. VII (Rochers de vents).

Glastropfen in isoliertem Augitkristall.
Vergr. 40 fach.

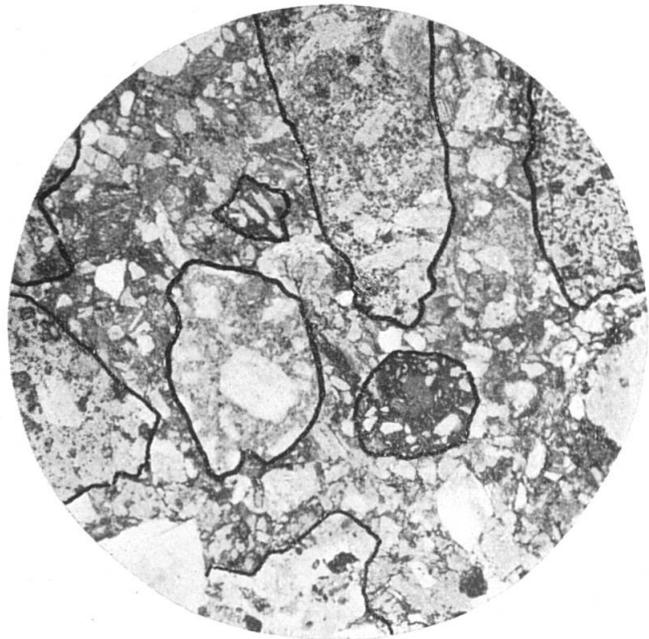


Fig. VIII (Rochers de vents).

Strukturtyp D.

Die Gesteinsbruchstücke verschiedener Typen sind fest umrandet. Die Zwischenmasse bilden isolierte Mineralien und zersetzte Grundmasspartikel. Vergr. 20 fach.

Leere Seite
Blank page
Page vide