

Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden

Band: 59 (1918-1919)

Artikel: Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung Vals, Bündner Oberland

Autor: Roothaan, Hans Ph.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-661111>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 28.12.2025

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

Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals, Bündner Oberland.

Von Hans Ph. Roothaan.

Einleitung.

Es bleibt noch übrig, der tektonischen Beschreibung des Gebiets der nordöstlichen Adula, welche ich aus äußen Gründen schon vor einiger Zeit veröffentlicht habe, die Ergebnisse genauerer Untersuchung der Gesteine jener Gegend folgen zu lassen. Gedrängteste Zusammenfassung bedarf in unseren Tagen keiner Rechtfertigung.

Forschungen dieser Art können in zweierlei Absicht geschehen, je nachdem, welcher der beiden die Petrographie beherrschenden Richtungen sie folgen: ihr Endzweck kann ein geologischer oder ein physikochemischer sein. Die vorliegenden Studien verleugnen ihre geologische Absicht nicht. Sie wurden in Erweiterung eines Vorschlages Herrn Prof. *Dr. U. Grubenmanns* unternommen und im mineralogisch-petrographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule durchgeführt. Ich danke an dieser Stelle meinem Lehrer für sein jederzeit reges Interesse und sein liberales Entgegenkommen, welch letzteres namentlich es mir gestattete, eine größere Zahl von Analysen anzufertigen, als es sonst vielleicht möglich gewesen wäre. Herrn *Dr. T. Woyno* verdanke ich manche Hilfe bei den mikroskopischen Untersuchungen, meinen Kollegen *Joh. Jakob* und *Hans Schuppli* je eine Analyse.

Da sich die feinere Tektonik nicht leicht in ein paar Worten rekapitulieren läßt, und da bei der Gesteinsbeschreibung nur an einigen wenigen Stellen auf sie Rücksicht genommen werden muß, mag sie hier außer acht gelassen werden. Die gröbere jedoch mit einigen Strichen zu zeichnen ist unerlässlich.

Das Dorf Vals-Platz liegt fast genau auf der Grenze zweier großer, petrographisch gesprochen grundverschiedener, wenn auch jeder für sich ziemlich einheitlicher Komplexe: dem alt-kristallinen Grundgebirge im Südwesten, dem mesozoischen Bündnerschiefer-Gebirge im Norden und Osten. Wie man früher annahm: kristallinem Kern und normal darauf lagernder Sedimenthülle der „Aduladecke“ genannten regional-tektonischen Einheit. Diese Einheit entpuppte sich jedoch als eine nur scheinbare: in dem nach dem ersten Augenschein als ungestörtes Altkristallin aufgefaßten Gebiet werden durch mesozoische, in dem zunächst als kompakte Bündnerschiefermasse betrachteten durch kristalline und triadische Linsen und Horizonte eine Reihe von Decken zweiter Ordnung abgeteilt, die, von unten nach oben fortschreitend, im folgenden kurz charakterisiert seien (ohne dabei über unser engeres Gebiet hinauszugreifen):

1. **Rheinwalddecke**: Mächtiger Kern aus Injektionsgneisen, Augengneisen, vielleicht auch Orthogneisen. Stirn des Kerns scharf aufwärts gebogen. Mesozoikum größtenteils nach Norden abgeschoben.
2. **Fanelladecke**: Kern aus Injektionsgneisen, Paragneisen, Glimmerschiefern. Zum Teil in die Rheinwalddecke eingewickelt. Mesozoikum (mit Grünschiefern) teils zurückgeblieben (Valserberg), teils nordwärts abgeschoben.
3. **Valserdecke**: Kern wie vorige. Mesozoikum normal daraufliegend, wenig mächtig, ohne Grünschiefer.
4. **Augengneisdecke**: Kern außerordentlich reduziert und zerrissen (der von *Wilckens* aufgefundene Augengneis). Mesozoikum, mit einem ausgedehnten Grünschieferhorizont, normal daraufliegend. Bei Vals-Platz in komplizierter Weise verschuppt.
5. **Auldecke**: An der Basis geringe Überreste von altkristallinen und triadischen Gesteinen. Im übrigen fast nur Bünd-

nerschiefer mit zusammenhängendem Grünschieferhorizont. Stirn bei Buccarischuna, am Piz Aul usw. zwei Schuppen bildend, nach unten abgebogen.

6. Tomülddecke: Inhalt wie vorige (ebenfalls mit einem Ophiolithhorizont), außerdem Brekzien von der Art der „brèche du télégraphe“. Weit nordwärts ausgreifend.

Darüber folgt noch eine ähnliche, wie es scheint ebenfalls Grünschiefer enthaltende Bündnerschieferdecke („Safierdecke“), die jedoch außerhalb der uns gesteckten Grenzen liegt, und möglicherweise auch noch zum Adula-, andernfalls, und wie nach neueren Nachrichten (lit. 12) wahrscheinlicher, zum Tambo-Suretta-System zu rechnen ist.

Damit die Tektonik erledigend wenden wir uns zur Petrographie, die älteren Gesteine vorwegnehmend, bei den weniger belangreichen sedimentären Bündner-Phylliten, Marmoren und Dolomiten nicht länger als nötig verweilend, zum Schluß den Ophiolithen eingehendere Aufmerksamkeit widmend.

Die ersten eigentlich petrographischen Untersuchungen innerhalb des uns beschäftigenden Bereichs gehören zugleich zu den frühesten, bei welchen das Polarisationsmikroskop verwendet worden ist. Es sind diejenigen von *Rolle*, betreffend namentlich die Grünschiefer der Umgebung von Nufenen im Rheinwald (lit. 24). *Rolle* stellte eine Menge von Varietäten auf, denen er Lokalnamen, wie Chlorogrisonit, Gadriolit, Valrheinit usw. beilegte. Von *C. Schmidt* wurde später das Gesamtgebiet petrographisch untersucht im Anhang zu *Alb. Heims* Monographie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein (lit. 27, 11). Das ist bisher die Hauptarbeit geblieben. Verstreute Bemerkungen petrographischer Natur finden sich, außer natürlich von *Heim* selbst, noch von *O. Wilckens* (lit. 30, 31) und *J. Königsberger* (lit. 15).

Von mineralogischen Abhandlungen und Notizen müssen erwähnt werden die von *U. Grubenmann* über die prächtigen rutilführenden Quarze des Piz Aul (lit. 5), von *J. Erb* über den Fuchsit von Buccarischuna (lit. 3), von *J. Königsberger* über Beryll aus dem Valsertal (lit. 14), sowie desselben Autors Gesamtübersicht der Minerallagerstätten von Vals (lit. 15).

I. Die altkristallinen Gesteine*).

Dem Wanderer, der, sein Augenmerk auf die Gesteine richtend, dem Valserrhein entlang aufwärts geht, mag es vorkommen, als ob er bei Vals die Monotonie der Bündnerschiefer nur verläßt, um in ein nicht minder eintöniges, abwechslungsarmes Gebiet einzutreten. Nur das Bewußtsein, sich metamorphen, daher notwendigerweise mannigfaltigen Gesteinen gegenüber zu befinden, wird ihn verhindern, sich diesem ersten Eindruck allzusehr hinzugeben. Ohne jede wahrnehmbare bedeutendere Störung sieht er da Glimmerschiefer und allerlei auf den ersten Blick wenig unterschiedene Gneise mit der Regelmäßigkeit sedimentärer Schichtensysteme sich aufeinander türmen, da und dort in völliger Konkordanz triadische Dolomite, Marmore und Rauhwacken, da und dort auch grüne amphibolitische Gesteine einschließend. Langsam nur ändert sich das Bild auf dem Wege von Vals nach Zervreila, allmählich nur wird der Gneis heller und größer im Korn, allmählich nur tritt der hellgrüne Glimmer zurück, drängt der dunkle sich vor. Von Zervreila zur Lenta bleibt sich dann alles gleich. Aber dieser Weg erschließt, wie sich zeigen wird, bei weitem nicht die Gesamtheit des in Wahrheit Vorhandenen.

Albert Heim hat nicht gezögert, dieser ganzen Masse auch wirklich sedimentäre Herkunft zuzuschreiben, während *Wilckens* umgekehrt meinte, es werde wohl niemand mehr an dem eruptiven Ursprung wenigstens der Gneise zweifeln (lit. 31, pag. 86). Neuerdings bezeichnete sie *Königsberger* (lit. 15) als einen „unentwirrbaren Komplex von Injektionsgneisen, Orthogneisen, Porphyren, Hornfelsen, Granuliten, Paragneisen“ mit Kontaktsschollen, reich an Granat und Epidot. Damit man von vornherein einen besseren Überblick habe, will ich hier schon vorausschicken, was in Kurzem näher begründet werden wird, daß ich das Ganze zur Hauptsache als ein einziges großes Injektionsgebiet betrachte. Aplitische Injektion in die Sedimente der Casannaserie, eine Reihe typischer Gneise erzeugend, später gefolgt von basischen Intrusionen, welche die jetzigen Amphibolite lieferten.

*) Eine Auswahl von ca. 380 Handstücken der in dieser Abhandlung beschriebenen Gesteine wurde der Sammlung des min.-petrogr. Institutes der E. T. H. übergeben.

1. Glimmerschiefer und Paragneise.

Sie beherrschen hauptsächlich das Peiltal, den Ostabhang der Fanellamasse, die Gegend Valserberg-Wenglispitze, ferner einen Teil des Nordrandes des Massivs, von Stafelten über die Leiser Heuberge gegen Dachberg und Frunthorn. Mit anderen Worten: sie stellen den wesentlichen Inhalt der Fanella- und Valserdecke dar. Oberhalb Nufenen, hinter den Hütten der Alp Tomül, an einer kleinen Stelle am östlichen Ausgang des Seranastgatälchens (etwa beim „e“ der Kartenbeschriftung „Fanella“) und auch auf dem Gipfel des Piz Serenastga bezeichnen sie, für den Unkundigen oft nicht so leicht von den sie umgebenden Bündnerschiefern zu unterscheiden, die Überschiebungsfläche der Tomüldecke. An der Basis der Auldecke traf ich sie nur oberhalb der Wandfluh bei Nufenen. Immer sind es unansehnliche Gesteine, an der Oberfläche gewöhnlich verrostet und daher die Landschaft rotbraun färbend.

Makroskopisch unterscheidet man leicht zwei Typen von Glimmerschiefern: Granatmuskovitschiefer und Chloritmuskovitschiefer. Es ist natürlich klar, daß zwischen beiden allerlei Verbindungsglieder bestehen, ebenso, daß das Überlappenden von Feldspat jeden wünschbaren Übergang zu den Gneisen schafft.

Der Granatglimmerschiefer ist am besten zu finden etwa am Wenglispitz und in der Zone der linken Seite des Zapports, die ich als von der Rheinwalddecke eingewickelten Teil der Fanelladecke gedeutet habe, auch vom Peiltal gegen das Curaletschhorn hinauf und am Weißgrätli. Seine ausgewitterten Granaten lassen ihn ohne weiteres den Blick auf sich ziehen. Diese erreichen gewöhnlich höchstens Erbsengröße, ausnahmsweise, z. B. unterhalb des Hochberggletschers im Zapport, kann ihr Durchmesser auch bis 2 cm oder mehr betragen. Kristallflächen sind jedoch an ihnen selten, meist sind die Kanten abgerundet. Die Struktur des Gesteines wird durch die Granaten natürlich zu einer porphyroblastischen, während von der Textur wohl kaum ausdrücklich gesagt zu werden braucht, daß sie eine kristallisationsschiefrige ist. Das mikroskopische Bild unterscheidet sich in nichts von dem jedes anderen Granatglimmer-

schiefers. Muskovit überwiegt bei weitem, dazu gesellen sich Quarz, Magnetit, ganz wenig Epidot, alles in regelmäßiger Verteilung. Während meines Aufenthaltes wurde bemerkenswerterweise auch einmal lokal (unterhalb des Weißgrätsli) Disthen gefunden. Pyrit ist ziemlich häufig. Gegenüber dem sie umgebenden Grundgewebe verdrehte Granaten sieht man nicht allzuviiele. Selten ist der Granat nicht wenigstens zum Teil schon in Chlorit verwandelt, welch letzterer ihn dann linsenförmig, parallel zur Schieferung ausgeschwänzt umgibt. Sein Pleochroismus ist $a = b =$ grasgrün, $c =$ strohgelb, seine Polarisationsfarbe meist tiefviolett.

Ist der Granat vollständig verschwunden, so haben wir den Typus des Chloritmuskovitschiefers vor uns. Derselbe bildet eine Reihe von Varietäten, welche nur durch Verschiedenheiten der Textur bedingt sind. Von den feinkörnigen, meist grünlich-grauen bis zu den grobflaserigen, grüngefleckten fehlen keine Abarten. Nur eine sei davon erwähnt: ungefähr an der tiefsten Stelle des Grates zwischen Schwarzhorn und Punkt 2936 trifft man rundgeschliffene Felsköpfe, die ein eigenständiges Aussehen haben. Wenn man sich ihnen nähert, schaut man unwillkürlich um, ob etwa ein Gewitter im Anzug sei; denn das Gestein ist, aus einiger Entfernung gesehen, genau so gefleckt, wie wenn die ersten großen Tropfen eines Platzregens darauf niedergefallen wären. Bei näherem Zusehen stellt sich heraus, daß diese Flecken rundliche, hervorstechende Knollen aus Chlorit sind, die eine Breite von 15 und eine Länge von 30 mm erreichen. Es ist leicht einzusehen, daß dies ursprünglich Granaten waren, wenn auch jetzt an dieser Stelle nichts mehr von ihnen übrig ist. In der Nachbarschaft gibt es aber auch noch manch granathaltigen Schiefer.

Die stoffliche Zusammensetzung dieser Gesteine geht aus folgenden beiden Analysen hervor.

ANALYSE 1

Granatglimmerschiefer,
Wenglispitze. Anal. H. R.
Spez. Gew. = 2,83

		Mol. %
SiO ₂	54.53	
TiO ₂	0.82	}
P ₂ O ₅	n. best.	—
CO ₂	—	—
Al ₂ O ₃	26.08	18.0
Fe ₂ O ₃	2.86	
FeO	3.78	}
MnO	0.11	
MgO	3.03	5.3
CaO	0.97	1.1
K ₂ O	5.37	4.0
Na ₂ O	0.97	1.1
H ₂ O(110°+)	1.07	—
H ₂ O(110°—)	0.06	—
	99.65	99.9

ANALYSE 2

Chloritmuskovitschiefer, etwas
orthoklashaltig, Weißgräti.
Anal. H. R. Spez. Gew. = 2,82

	Mol. %
	57.15
	0.68
n. best.	—
	0.87
	20.28
	3.54
	2.18
	Sp.
	2.78
	1.70
	6.58
	1.87
	2.88
	0.12
100.63	100.0

Gruppenwerte nach U. Grubenmann:

S	64.0	M	0.0	S	66.8	M	0.0
A	5.1	T	11.8	A	7.1	T	4.6
C	1.1	K	1.4	C	2.2	K	1.2
F	11.7			F	10.0		

Projektionswerte nach A. Osann:

a 5.7 c 1.2 f 13.1 | a 7.35 c 2.3 f 10.35

Analysen-, Gruppen- und Projektionswerte lassen keinen Zweifel, daß die Gesteine der II. Gruppe (Tonerdesilikatgneise) nach der Systematik von *U. Grubenmann* angehören. Mineralbestand und Struktur stellen sie in die 2. und 3. Ordnung (je nachdem ob Chlorit fehlt oder nicht). Auch die sedimentäre Abstammung der Gesteine geht aus den Analysen hervor.

Eintritt von meist orthoklastischem, nur ganz ausnahmsweise einmal plagioklastischem Feldspat in die Glimmerschiefer bedingt das Auftreten von Gneisen. Das zur Analyse 2 verwendete Gestein ist bereits ein Übergangsglied zu solchem. Diese, ebenfalls alle Anzeichen sedimentogenen Ursprungs an sich tragenden Gesteine sind gewöhnlich ziemlich feinkörnig und von grauer oder grünlicher Farbe und herrschen nur an einzelnen Stellen vor, wie z. B. in den unteren Partien der Heuberge des vorderen Peiltales und am Nordrand des Altkristallinen ob den Leiser Heubergen. Ihr Feldspatgehalt geht nicht über einen gewissen mittleren Grad hinaus und erreicht denjenigen der Injektionsgneise bei weitem nicht. Sie gehören ebenfalls in die 2. Ordnung der II. Gruppe, in die Familie der Tonerdesilikatgneise.

Die Gesamtheit der soeben beschriebenen Paragesteine muß geologisch als Casannäschieferserie bezeichnet werden. Ihr Inhalt ist hier lange nicht so reich, wie etwa in den unterostalpinen Decken des Engadins oder den penninischen Decken des Wallis (z. B. Val de Bagne). Manche Schiefer und Gneise stimmen mit solchen, die mir mein Freund Schuppli aus seinem Arbeitsgebiet (Piz Languard) zeigte, ganz genau überein.

Trotzdem das Problem der Injektion von allen Seiten umstritten ist, besitzen wir noch keine wirklich einwandfreien und genauen Untersuchungen auf chemischer und phasentheoretischer Grundlage darüber. Leider ist es noch nicht möglich, die Ergebnisse der eingehenden und reichen Forschungen zu Rate zu ziehen, die Kollege *J. Jakob* in diesem Institut unternommen hat.

In einem Gebiet wie dem unsfern, wo die injizierten Gesteine später noch von der Dynamometamorphose getroffen wurden, kann es nicht beabsichtigt werden, Studien über die Injektion an sich vorzunehmen, sondern man muß zufrieden sein, wenn man eine solche überhaupt nachzuweisen oder wahrscheinlich zu machen vermag. Es gibt dafür einige allgemeine Anhaltspunkte, die sich aus der Natur des Vorganges ergeben. Wovor man sich hüten muß, ist, unter dem Begriff Injektion nur das Eindringen flüssigen aplitischen Magmas zu verstehen; denn es ist klar, daß mit diesem zusammen die sämtlichen beglei-

tenden pneumatolytischen und hydrothermalen Vorgänge nicht wenig verwickelter Art ein untrennbares Ganzes bilden. Ferner darf man auch nicht allein dort von Injektion sprechen wollen, wo fingerdicke aplitische Lagen und Flasern dem Gestein sein Gepräge geben, nein, es kann ohne Zweifel auch eine so innige Durchdringung vorkommen, daß das entstehende Gestein völlig homogen erscheint. Die dazu nötige, für ein so saures Magma, wie ein aplitisches, sehr auffallende hohe Fluidität darf keineswegs allein auf übermäßig reichen Gasgehalt zurückgeführt werden; denn man muß sich fragen, wo beispielsweise die oft vorausgesetzten großen Mengen von Fluor eigentlich hingekommen sein sollten. Das meiste dürfte Wasserdampf ausmachen, und ferner ist bisher auch viel zu wenig an die sog. kritischen Zustände gedacht worden.

Aus den bisherigen Arbeiten geht meiner Ansicht nach, abgesehen von andern Einzelheiten, hervor, daß sich in einem Injektionskomplex immer drei, selbst durch starke metamorphosierende Einflüsse nicht leicht verwischbare Zonen unterscheiden lassen müssen: 1. als Kern das eigentliche Gebiet des Aplites, wahrscheinlich flüssig, zum Teil aber auch gasförmig eingedrungen; 2. darum herum eine ziemlich scharf von der ersten geschiedene, aber viel weniger mächtige Zone des Quarzes, wohl zu einem beträchtlichen Teil eingedrungen als Siliziumfluorid; 3. noch weiter randlich die Zone der am meisten vorgeschobenen flüchtigsten Komponenten, gekennzeichnet durch pneumatolytische Mineralien, hauptsächlich Turmalin. Diese drei Zonen müssen sich auch dann noch erkennen lassen, wenn alle andern Merkmale in Mineralbestand und Struktur durch die mechanische Beanspruchung des Gesteins verschwunden sein mögen. Damit haben wir für unser Gebiet zu rechnen.

Die Paragneise und -schiefer, die vorhin beschrieben worden sind, stellen in stofflicher Hinsicht unverändertes Material dar. Daneben gibt es nun aber auch Gneise, die sich in nichts von den ersten unterscheiden, als daß sie einen gewissen Gehalt an Turmalin aufweisen. Meistens ist derselbe nur bei mikroskopischer Betrachtung wahrnehmbar. Jedoch fehlen auch nicht Örtlichkeiten, wo der Turmalin in Form von bis 5 mm langen und 1—1½ mm breiten, schwarzen, kristallographisch wohl aus-

gebildeten und gewöhnlich zu Gruppen angesammelten Stengelchen dem unbewaffneten Auge sichtbar wird. Solche graue, feinkörnige, turmalinführende Gneise kann man leicht im Hintergrund des Peiltales, wie auch in den Peiler und Leiser Heubergen nachweisen. Auch die Granatglimmerschiefer sind nicht selten auf diese Art mit Turmalin durchspickt, z. B. einige am Weißgrätli. Sein Pleochroismus ist: blaßviolett-gelb. Dieser Turmalingehalt muß auf Durchgasung im äußersten Bereich der Injektion zurückgeführt werden. Man könnte zwar auch vermuten, er wäre bereits als solcher bei der ursprünglichen Sedimentation vorhanden gewesen. An sich wäre es unmöglich, dies von vornherein zu entscheiden, aber in Verbindung mit den weiterhin folgenden Tatsachen bleibt kein Zweifel an vorstehender Deutung.

Bei der mikroskopischen Durchmusterung von Dünnschliffen sowohl aus dem Bereich des Peiltales (Selvaalp, Fanellaalp) wie auch vom Nordrand des altkristallinen Komplexes (z. B. in der Gegend westsüdwestlich des „L“ der Kartenbeschriftung „Leiser Heuberge“) bemerkt man oft inmitten des gewöhnlichen feinkörnigen Grundgewebes parallel der Schieferung laufende größer körnige Adern von Quarz, seltener mit Feldspat, die sich beidseitig verjüngen und schließlich ganz verschwinden. Sie heben sich sichtlich als etwas Fremdartiges von dem Grundgewebe ab, und das Gesamtbild gleicht sehr demjenigen von gewissen anerkannten Injektionsgesteinen aus dem Kanton Tessin (lit. 10). Turmalin ist hier selten zugleich vorhanden. Die Quarzkörner stehen nach Art der sogenannten Pflasterstruktur miteinander in Verbindung und löschen gewöhnlich undulös aus. Außer den mikroskopischen Adern gibt es, vor allem auf Fanellaalp, auch noch dickere Quarzlinsen und -lagen, selbst über fingerdicke. Hier haben wir also die Zone vor uns, wo Kieselsäure in feinste Spalten und Risse eindrang, vor sich her, bildlich gesprochen, die flüchtigen Bor- und Fluorverbindungen weiterdrückend, selbst gefolgt von der eigentlichen aplitischen Injektion.

Auf der nördlichen Alp Pedanätsch wie auf der Fanellaalp treten mächtige, bis 2 m dicke quarzgefüllte Klüfte auf. Ihre Ausfüllung ist sehr wahrscheinlich hydrothermalen Ursprungs. Sie sind Träger von Bleiglanz und Pyrit, und das frühere Vor-

kommen von echtem Gold auf der Fanellalp, von dem man wohl noch etwa einen Valser munkeln hört, dürfte mit ihnen in Zusammenhang stehen. Flußspat, Danburit und Beryll, die aus dem Adula-Altkristallin bekannt geworden sind (lit. 15), können alle als Gefolgsminerale der Injektion, sei es ihrer pneumatolytischen, sei es ihrer hydrothermalen Phase aufgefaßt werden. In unserer Sammlung befindet sich auch Xenotit („Wiserin“) von dort, ebenfalls ein Mineral derartigen Ursprungs.

2. Granulit und Injektionsgneise.

Der Übergang von den beschriebenen quarzitisch injizierten Schiefern und Gneisen zu den eigentlichen Injektionsgneisen ist ein ziemlich rascher, und ich kenne keine Stelle, wo man ihn ganz genau und deutlich verfolgen könnte. Er ist durch das plötzliche Überhandnehmen des Feldspates gekennzeichnet.

In meiner früheren Abhandlung habe ich innerhalb des Untersuchungsgebietes zwei Typen von Gneisen unterschieden und nach den Höfen Vallé und Zervreila benannt. Ich gehe über zur genaueren Beschreibung an den damals schon angeführten kleinen Steinbrüchen rechts der Schlucht des Peilerbaches.

Da findet man einen leicht in größeren Platten ablösbaren, hellgrünen, ziemlich feinkörnigen Gneis, der zuerst den Eindruck eines Psammitgneises hervorruft. Seine große Gleichmäßigkeit wird ziemlich oft von rein weißem, meist genau parallel mit der Schieferung laufenden Aplitlagen unterbrochen. Ihre Dicke schwankt zwischen einigen Millimetern und 2 bis 3 cm, horizontal dehnen sie sich einige Meter weit aus und verjüngen sich dann. Selten schlagen sie plötzlich aus ihrer Hauptrichtung seitwärts, oder liegen überhaupt schwach schräg zur Schieferungsfläche. In ihrer nächsten Nachbarschaft erkennt man gelegentlich eine Kornvergrößerung des Gneises, oder ganz entfernt an geschieferter feinkörnigen Pegmatit erinnernde Partien, welche hie und da kleine Anhäufungen von dunkelgrünem Turmalin enthalten.

Ist das alles zusammengenommen nicht auf den ersten Blick das typische Bild einer Injektion? Und so ist es nicht nur hier, sondern in einem großen Teil des Bereichs der Fanellamasse,

nur weniger gut und frisch aufgeschlossen. Überall herrscht der gleiche grüne Gneis, wenn man von den geringen und selbstverständlichen Schwankungen in seiner Textur und im Mengenverhältnis der Komponenten absieht. Vielfach tritt auch der Aplit auf, selbst in meternächtigen Lagen, wie hie und da am Nordhang des Zapporttales oder in den höheren Partien des Osthanges des Kanaltales. Wenn ich früher (pag. 259) schrieb, es gäbe in dem Gebiet keine Gänge, so sollte es natürlich heißen „mit Ausnahme des Aplites“.

Was ist über diesen Aplit noch weiter zu sagen, als daß man ihn zufolge seiner Schiefrigkeit und kristalloblastischer Struktur eigentlich einen Granulit nennen muß, indem ihm stellenweise (Zapport) auch der charakteristische Granatgehalt nicht mangelt. Auf der weißen Fläche erscheinen dann die Granaten als winzige rote Pünktchen oft in großer Zahl. Manchmal erreichen sie aber auch Stecknadelkopfgröße. U. d. M. sehen sie aus wie typische Kristallskelette, mit nur geringen Spuren von Chloritisierung. Im gewöhnlichen Licht ihnen ganz ähnlich erscheinen die Epidotkörner, die stellenweise auch nicht selten sind. Die Hauptmasse ist natürlich ein Gemenge von Orthoklas, Mikroklin, Quarz und Mikroperthit von granoblastischer Struktur. Plagioklas und hellgrüner Glimmer fehlen manchmal nicht und können als Beweis dafür gelten, daß wahrscheinlich dort ursprünglich sedimentogene Substanz von dem aplitischen Magma bei seinem Eindringen aufgenommen wurde; denn da das Auftreten des Plagioklases nur ein ausnahmeweises ist, kann man nicht von einem ursprünglichen Plagiaplit sprechen. Die Analyse, die hier mitgeteilt wird, kann darum nicht als eine die Zusammensetzung des vollständig unbeeinflußten Aplites wider spiegelnde angesehen werden, obwohl versucht wurde, möglichst reines Material dazu zu verwenden.

ANALYSE 3

Granulit, von der Bruchstelle rechts des Peilerbaches bei Vallé.

Anal. H. R. spez. Gew. = 2.60

		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	75.95	82.2	S 82.2
TiO ₂	Sp.		A 8.0
Al ₂ O ₃	12.49	8.0	C 0.0
Fe ₂ O ₃	0.56		F 1.9
FeO	0.16	0.6	M 0.7
MnO	—		T 0.0
MgO	0.36	0.6	K 1.7
CaO	0.63	0.7	
K ₂ O	6.90	4.8	Projektionswerte:
Na ₂ O	3.07	3.2	a 16.2
H ₂ O (110°+)	0.17	—	c 0.0
H ₂ O (110°—)	—	—	f 3.8
	100.29	100.1	

Die Zugehörigkeit zur zweiten Ordnung der ersten Gruppe (Mesoalkalifeldspatgneise) ist klar.

Phengitgneis (Injektionsgneis Typus Vallé).

Als Typus des Gneises der nordöstlichen Adula kann der schöne bei Vallé südlich Vals-Platz gebrochene angesehen werden. Er gehört zu jenen sehr homogenen Gneisen, die von manchen Geologen nicht als Injektionsgneise aufgefaßt werden, ist also keineswegs ein Lagengneis, wenigstens nicht im Handstück, während große Stücke vielfach die beschriebene Bänderung durch aplitische Lagen zeigen werden. Das Verbreitungsgebiet dieses Gesteins in seinen verschiedenen Varietäten besteht zur Hauptsache aus den beiden Hängen des Valsertales in seinem Abschnitt von Vallé bis fast nach Zervreila, d. h. den Alpen Pedanätsch, Ampervreila, Curaletsch, ferner aus einem großen Teil der Alpen Selva und Fanella sowie sonstiger Punkte des Peiltales, im Süden der Nordflanke des Zapports mit der Gipfelkette des St. Lorenzhorns. Es ist im ganzen genommen ein recht weitläufiger zusammenhängender Bezirk. Innerhalb des Bündnerschiefer-Gebirges habe ich ihn namentlich

an der Basis der Tomüldecke nachgewiesen, so oberhalb der Tälialp (Nufenen) und ganz besonders am Gipfel des Piz Seranastga, an beiden Orten mit triadischen Gesteinen vergesellschaftet.

Die Physiognomie des Gneises wird bestimmt durch seinen Glimmer: ihm verdankt er die grüne Farbe, die hohe Schiefrigkeit. Menge, Form und Farbe dieses Glimmers sind recht wechselnd: er kann Feldspat wie Quarz an Menge übertreffen oder gegen sie zurücktreten, kann kleine, unregelmäßige Schüppchen oder mehrere Millimeter breite Blättchen bilden, und seine Tönung schwankt vom kaum wahrnehmbaren Hellgrün zu dunkler Grasfarbe. Diese seine Merkmale sind alle unabhängig voneinander: im Gneis von Vallé ist er bei mittlerer Farbe schuppig und überreichlich vorhanden, im Gneis von Pedanätsch bei sonst gleichen Eigenschaften etwas zurücktretend; auf Ampervreilaalp und am Ampervreilahorn sieht man ihn in hellen Blättern, im Zapport stellenweise in sehr dunklen, ohne daß er sich an beiden Orten übermäßig vordrängte; am Piz Seranastga und im Peiltal wiederum kann er bei dunkler Farbe die herrschende Gesteinskomponente werden. So wird die Einförmigkeit des Gesamtbildes gemildert durch die Mannigfaltigkeit seiner Einzelheiten. Die ganz hellen und ganz dunklen Färbungen sind selten im Vergleich zu den mittleren.

Von C. Schmidt wurden folgende zwei Analysen von Glimmern aus Adulagneisen publiziert (Anal. E. Wülfing):

	I (Einaxig)	II (Axenwinkel ca. 50°)
SiO ₂	47.69	47.72
TiO ₂	0.11	0.18
Al ₂ O ₃	28.30	25.96
Fe ₂ O ₃	1.02	1.76
FeO	3.88	6.55
MgO	2.72	2.30
K ₂ O	9.06	10.18
Na ₂ O	1.87	1.70
H ₂ O	4.07	3.42
	98.72	99.77

Sie zeigen, daß die Glimmer zur Gruppe der Phengite gehören, die zur Hauptsache als feste Lösungen von Kieselsäure in Muskowit aufgefaßt werden müssen. Der Begriff „feste Lösung“ wird wohl bald über den andern, „isomorphe Mischung“ Oberhand gewinnen. Der Grad der Grünfärbung wird wahrscheinlich nicht vom SiO_2 -Gehalt allein abhängen, sondern ebenso sehr von demjenigen an FeO. Ebenso der Axenwinkel: bei den zwei analysierten Varietäten ändert er sich von 0° bis 50° , d. h. mit dem Anwachsen des FeO von 3.88% auf 6.55%, während aber SiO_2 konstant geblieben ist.

Nach meinen Beobachtungen kommen Glimmer mit großen Axenwinkeln ziemlich viel häufiger vor als solche mit kleinen.

Ich bin geneigt, das Auftreten des Phengites mit der Injektion in Zusammenhang zu bringen. Die Vorstellung, daß bei dem Überschuß an Kieselsäure und bei der Temperaturerhöhung, die dieser Vorgang mit sich brachte, ein Teil der Kieselsäure von schon reichlich vorhandenem Muskowit gelöst wurde, scheint mir nicht übertrieben. Aus dem Grunde fand ich es auch nicht angebracht, eine Einzelanalyse des Glimmers herzustellen, da eine solche für sich allein keinen großen Wert hätte. Zu richtigen Feststellungen könnte nur eine ganze Analysenreihe verschiedener Phengitgesteine und ihres zugehörigen Glimmers führen. Angesichts der Notwendigkeit, vorliegende Gesamtstudien einmal zu Ende zu bringen, mußte ich darauf verzichten, mich dieser sicherlich sehr interessanten Aufgabe zu widmen.

Die übrigen Hauptgemengteile des Phengitgneises sind Quarz, Orthoklas, Mikroklin, und gegenüber diesen etwas zurücktretend Mikroperthit. Quarz und Feldspat halten sich an Menge meistens die Wage. Die Korngröße ist für beide in ein und demselben Schliff oft recht wechselnd, und nicht selten hat man den Eindruck, als ob eine lagenartige Verteilung der kleinen und großen Körner vorhanden wäre, besonders beim Quarz. Quarz wie Feldspat löschen oft undulös aus. Etwa die Hälfte der Orthoklasindividuen sind Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Meistens ist der Orthoklas poikiloblastisch entwickelt.

Immer, aber nur in kleinen Mengen vorhandene Übergemengteile sind Magnetit, Apatit und Zirkon. Nur stellenweise treten Albit, Chlorit und Calcit auf. Der Albit ist leicht an

seiner Zwillingslamellierung erkennbar. Eine sonderbare Ausbildung von Chlorit wurde in einem Gestein aus der Gegend von Nufenen angetroffen; er war dort nach der c-Achse gestreckt und nahm merkwürdige wurmartig gekrümmte Formen an, die auf eine kleine Stelle lokalisiert waren, aber sowohl in Calcit als Quarz und Feidspat lagen.

Seltene Übergemengteile sind Biotit mit dem Pleochroismus $a =$ hellbraun, $b = c =$ dunkelbraun, u. d. M. farbloser Granat und orthitischer Epidot. Die beiden letzten erscheinen gewöhnlich gemeinsam. Die Struktur des Gesteines ist granoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig.

Hornblende wird im Gneis nur in der Nähe der Amphibolite angetroffen, worauf wir später noch zurückkommen werden. Sie ist dann gewöhnlich langstengelig ausgebildet.

ANALYSE 4			
Phengit-Injektionsgneis, Vallé.			Anal. H. R.
Spez. Gew. = 2.69			
		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	71.46	{	S 79.0
TiO ₂	0.40	}	A 6.7
P ₂ O ₅	n. best.	—	C 2.1
CO ₂	—	—	F 1.9
Al ₂ O ₃	15.88	10.3	M 0.0
Fe ₂ O ₃	0.82	{	T 1.5
FeO	1.03	1.7	K 1.7
MnO	Sp.	—	
MgO	0.14	0.2	
CaO	1.76	2.1	
K ₂ O	4.18	2.9	Projektionswerte:
Na ₂ O	3.59	3.8	a 12.5
H ₂ O (110°+)	0.89	—	c 3.9
H ₂ O (110°—)	0.06	—	f 3.6
	100.21	100.0	

Analyse, Gruppenwerte und Mineralbestand stellen das Gestein in die 2. Ordnung der I. Gruppe (Meso-Alkalifeldspatgneise).

Die Alp Pedanätsch und der obere Teil der Fruntalp bis hinauf zum Dachberg und Frunthorn werden beherrscht von einer nur texturell abweichenden Art des Phengitgneises, deren äußere Erscheinung schon von *A. Heim* anschaulich geschildert wurde. Es ist dies ein gestreckter Gneis, der in bezug auf typische Ausbildung jedem andern Stengelgneis ebenbürtig ist. Seine Absonderung ist dementsprechend; manche Gegenden sehen wie mit langen Holzbalken übersät aus.

Die Betrachtung von Schliffen dieses Gneises ist eine wahre Augenweide. Die größeren Komponenten, Feldspäte und vor allem Glimmer, sind in der merkwürdigsten und heftigsten Weise verbogen und gekrümmmt. Doch sind auch viele davon unmittelbar zerbrochen worden. Das beweist, daß zur Zeit, als die diese Störung bewirkenden Kräfte eingriffen, die Komponenten schon fertig ausgebildet da waren und daß der ganze Vorgang in mäßiger Tiefe stattfand. Es ist kein Zweifel möglich, daß die Aufwölbung des Gneiskerns der Rheinwalddecke seine Ursache war. Obwohl von Süden her unter starkem Druck stehend, konnte die Stirn dieses Kerns nicht mehr weiter nach Norden vorrücken, verhindert durch das Gotthardmassiv und die schon so eng wie möglich an dasselbe gepreßten Bündnerschiefer. Trotzdem sie schon von den höheren Bündnerschieferdecken überlagert war, bestand gegen ein Ausweichen nach oben immerhin der geringste Widerstand. So begann ihre Aufwölbung. Die unmittelbar überlagernden Gesteine standen nun unter dem Einfluß zweier senkrecht aufeinanderstehender Streßkomponenten: die eine von Süden, die andere von unten her angreifend. Der Gneis mußte in der Westostrichtung (genauer WSW—ONO) gestreckt werden. Selbst noch höher, in dem untersten mesozoischen Grünschieferhorizont sind aus dieser Ursache stammende kataklastische Zerstörungen sekundärer Komponenten deutlich erkennbar.

Phengit-Biotit-Injektionsgneis (Typus Zervreila).

Die Umgebung von Zervreila und der Lampertschalp, die sogenannte „Festung“ nördlich davon, das kecke Zervreilahorn, Kanal, Plachtenalp, die Lenta, sie alle werden aufgebaut durch

einen prächtigen Zweiglimmergneis, der leicht von dem vorher beschriebenen unterschieden werden kann. Denn er ist im Gegensatz zu jenem ein ganz charakteristischer Lagengneis und daher im allgemeinen heller und im Korn größer.

Im Mineralbestand unterscheidet ihn vor allem seine Biotitführung. Der dunkle Glimmer gewinnt jedoch keine Vormacht vor dem Phengit und bringt es auch nie zu gleich guter Entwicklung von größeren Blättchen. Hierin dürfte sich eine Verschiedenheit in der Entstehung der beiden aussprechen. Muskowit war bereits als Hauptgemengteil im injizierten Gestein vorhanden und lieferte Phengit, während Biotitbildung unmöglich war, so lange durch Zufuhr rein aplitischen Magmas der an sich schon geringe Magnesia gehalt nur noch mehr vermindert wurde. Erst eine, wenn auch schwache Neuzufuhr von Magnesia gestattete Entwicklung von Biotit. Ohne hier weiter dabei zu verweilen, möchte ich den drei schon früher aufgestellten Zonen der Injektion noch eine vierte innerste mit relativer Magnesia anreicherung anfügen, charakterisiert durch Biotit. Der Pleochroismus des Biotits ist hier im Norden $b = c$ = braunolivgrün, a = schwach gelblichbraun, weiter im Süden (Zappert) nähert er sich stellenweise schon dem gewöhnlichen, mit $b = c$ = rotbraun, a = bräunlichgelb. Offenbar liegen in den grünen Biotiten eisenärmere Arten dieses Minerals vor. Für eine Analyse kann es nicht gut separiert werden.

Für die andern Hauptgemengteile gilt das beim vorigen Gneis Gesagte mit den kleinen Abänderungen, daß Feldspat, verglicher mit Quarz, gewöhnlich vorherrscht, Mikroklin etwas häufiger und, wie gesagt, die Korngröße aller Komponenten bedeutender ist.

Granat und Epidot sind im Zervreilageneis nicht selten, worin wieder ein wichtiger Unterschied zum reinen Phengitgneis liegt. Granat wird sogar in kleinen roten Pünktchen dem bloßen Auge sichtbar, beispielsweise im Gneis vom Zervreilahorn. U. d. M. erscheint er meist nur in zerstückelten Gerippen. Der Epidot ist oft reihenweise angeordnet. Die übrigen Nebengemengteile sind dieselben und bieten nichts Erwähnenswertes.

ANALYSE 5

Phengit-Biotit-Injektionsgneis, Zervreilahorn. Anal. H. R.

Spez. Gew. = 2,66

		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	74.98	80.6	S 81.6
TiO ₂	0.45	—	A 6.9
P ₂ O ₅	n. best.	—	C 0.5
CO ₂	—	—	F 3.6
Al ₂ O ₃	11.57	7.4	M 0.9
Fe ₂ O ₃	1.75	—	T 0.0
FeO	0.87	2.1	K 1.8
MnO	0.06	—	
MgO	0.46	0.7	
CaO	1.04	1.2	
K ₂ O	4.56	3.1	Projektionswerte:
Na ₂ O	3.48	3.8	a 12.5
H ₂ O (110°+)	0.48	—	c 1.0
H ₂ O (110°—)	0.02	—	f 6.5
	99.72	100.0	

Das Gestein gehört demnach wiederum in die 2. Ordnung der 1. Gruppe (Meso-Alkalifeldspatgneise).

Das Verbreitungsgebiet des Zervreilagneises ist nicht auf die vorhin angegebenen Lokalitäten beschränkt, sondern dehnt sich noch weit westwärts aus.

3. Augengneise.

Es ist zu erwarten, daß kleinaugige Gneise in den Bereich des Valser- wie des Zervreiler-Gneises auftreten werden, und es ist dies auch in der Tat der Fall, einerseits z. B. bei „Kartütschen“ am Weg von Vals nach Valserberg, andererseits z. B. im Kanaltal. Auf sie haben wir es in diesem Abschnitt nicht abgesehen.

Vielmehr wollen wir uns hier nur mit den großaugigen Gneisen beschäftigen, die den Rand des Adula-Altkristallins begleiten und die als solche den früher in dieser Gegend arbei-

tenden Geologen wohlbekannt waren (wie mir Herr Prof. *Alb. Heim* freundlichst mitteilte), die aber erst von *O. Wilckens* (lit. 30) als vollständig in den Bündnerschiefern liegend und in keiner direkten Verbindung mit dem Grundgebirge stehend, erkannt wurden. Doch gilt dies nicht für alle: den Nordrand des zusammenhängenden altkristallinen Areals bildet eine beträchtliche Zone von ebensolchen und ähnlichen Augengneisen, die etwa nördlich des Dachberges beginnt und über den Nordrand des Frunthorns zum Piz Scharboden, weiterhin über den obersten Teil des Val Nova gegen die Vernokhörner streicht. Für die nähere Bezeichnung der Stellen, wo der rudimentäre Kern der „Augengneisdecke“ erscheint, darf ich wohl auf meine frühere Abhandlung verweisen (lit. 25). Hier seien nur die zwei wichtigsten genannt: einmal in der Runse auf der Westseite des Hornes, dann ob den Leiser Heubergen.

Wie die gewöhnlichen Injektionsgneise unseres Gebietes lassen sich auch diese Augengneise, in mehreren Merkmalen von einander unterschieden, zwei Typen unterordnen.

Phengit-Augengneis (Typus Horn).

Hierher gehören alle die Einzelvorkommisse der Augengneisdecke, sowie ein kleiner Bruchteil der Gneise am Scharboden und im Val Nova, nämlich alle diejenigen, welche Phengit als einzigen Glimmer führen. Dieser ist immer schuppig entwickelt und von ziemlich intensiver Färbung, so daß er selbst im Dünnschliff noch schwach grünlich erscheint.

Das größte Interesse nehmen natürlich die Augen in Anspruch. Sie erreichen in diesem Typus nicht dieselbe Größe wie im folgenden und sind gewöhnlich auch recht flach gedrückt. Durchschnittlich mögen sie etwa 2 cm lang sein. Sie bestehen fast ausschließlich aus Mikroperthit, der aus einem mikroklinartig gegitterten Feldspat hervorgegangen ist; die Gitterung ist gelegentlich noch deutlich erkennbar. Die Entmischungslamellen sind entweder mehr oder minder parallel angeordnet oder in unregelmäßiger Weise fleckig verteilt. Antiperthit tritt nicht auf. Sericitisierung ist vorhanden, aber erst in den Anfängen. Die Augen werden nicht von einem einzigen Kristall gebildet, sondern immer von mehreren, oft durch eine

schmale Zone eines Gemisches von kleinen Quarz- und Feldspatkörnern getrennten Stücken, die aber sicherlich alle von einem ursprünglichen Individuum herstammen. Denn es ist ja leicht einzusehen, daß, wenn der ganze Gneishorizont derartig in Linsen zerstückelt wurde, die Augen auch nicht heil davon kommen konnten. Von den Augen laufen nach beiden Seiten quarzitische Lagen sich verjüngend weit ins Grundgewebe hinaus.

Dieses letztere weist noch ganz typische Injektionsstruktur auf: es wechseln feinkörnige Lagen von Quarz, Orthoklas und fémischen Komponenten mit viel größeren von Quarz und Mikroperthit. Die unregelmäßig-fetzig Entwicklung des Glimmers ist man wohl geneigt auf Korrosionsvorgänge zurückzuführen, doch darf man darauf nicht zu viel Wert legen, weil nicht sicher entschieden werden kann, inwieweit die Gesteinsstruktur relikтивisch, inwieweit sie kristalloblastisch ist.

Chlorit ist nicht eben selten in diesem Typus (Pleochroismus: $a = b =$ dunkelgrün, $c =$ gelb.)

ANALYSE 6

Phengit-Augengneis, Runse unterhalb der Lawinenverbauung,
Horn, Vals.

Anal. H. R.

Spez. Gew. = 2.66

Mol. %

			Gruppenwerte:
SiO ₂	72.77		S 80.5
TiO ₂	0.30	80.5	A 6.7
P ₂ O ₅	n.best.		C 1.1
CO ₂	—	—	F 2.5
Al ₂ O ₃	14.08	9.2	M 0.0
Fe ₂ O ₃	2.04		T 1.4
FeO	0.78	2.4	K 1.8
MnO	0.02		
MgO	0.08	0.1	
CaO	0.87	1.1	
K ₂ O	6.03	4.2	Projektionswerte:
Na ₂ O	2.35	2.5	a 13.0
H ₂ O (110°+)	0.89	—	c 2.1
H ₂ O (110°—)	0.09	—	f 4.9
	100.30	100.0	

Zugehörigkeit: Meso-Alkalifeldspatgneise (2. Ordnung, I. Gruppe).

Phengit-Biotit-Augengneis (Typus Scharboden).

Diese zweite Varietät ist beschränkt auf die genannte Zone am Nordrand und erscheint in der Augengneisdecke nicht. Ich konnte noch keine Klarheit darüber gewinnen, ob diese Zone einzig und allein der Fanelladecke angehört, vermute es aber.

Die Augen dieses Gneises sind im allgemeinen größer und weniger abgeplattet. Sie erreichen 6—7 cm Länge und gehen kaum unter Nußgröße hinunter. Sie werden auch gewöhnlich aus nur einem Kristall aufgebaut, der allerdings von manchen Klüften durchzogen sein kann, dann aber wird die Zusammengehörigkeit der Einzelstücke immer noch durch gleichzeitiges Auslöschen deutlich genug sein. Ein großer Teil der Augen besteht aus Mikroklin mit vollkommener Gitterung und ohne Entmischungserscheinungen, andere sind mikroperthitisch.

Zum Phengit gesellt sich ein ansehnlicher, auch mikroskopisch leicht wahrnehmbarer Gehalt an grünem Biotit. Sein Pleochroismus ist: $b = c =$ dunkelolivgrün, $a =$ strohgelb. Chlorit fehlt hier gänzlich. Epidot aber ist auffallend häufig und zwar in allen Ausbildungen, von Anhäufungen in „Insekteniereform“ bis zu recht ansehnlichen Körnern. Sehr oft ist er von ziemlich gelber, orthitischer Farbe.

Die geologische Verteilung der Augengneise gibt zu einer Bemerkung Anlaß. Über denselben liegen nirgends altkristalline nicht injizierte Schiefer, sondern es folgen gleich Bündnerschiefer, oder dolomitische Trias nur in sehr schwacher Ausbildung. Denkt man sich die einzelnen Decken in ihre ursprüngliche Lage zurückverlegt, so sieht man leicht, wie in der Fanella- und Valserdecke die Injektion nirgends die Oberfläche erreicht hat, gleich südlich und nördlich davon aber die Augengneise als oberste altkristalline Gesteine auftreten, noch weiter hinaus aber wieder sedimentogene Gneise und Schiefer. Die Augengneise scheinen sich dort gebildet zu haben, wo die aplitische Injektion bis nahe an die Erdoberfläche vorzudringen vermochte, und das scheint wiederum nur der Fall gewesen zu sein an synkinal eingesenkten Stellen. In diesen Synkinalen setzte sich später auf die Gneise bathyale Trias ab, auf die durch nicht oder wenig injizierte Gesteine gebildeten Antikinalen neritische. Etwas

Ähnliches scheint auch aus der Betrachtung anderer Injektions- und Augengneisgebiete hervorzugehen. Auf der Kartenskizze des Coziagneiszuges von *M. Reinhard* (lit. 23) sieht man z. B., wie sich die Augengneise nur randlich einstellen und nicht im Zentrum, von wo die Injektion ausging. Es ist ja auch leicht verständlich, daß wenig belastete oberflächliche Schichten besonders bei Temperaturerhöhung und unter nicht zu starkem seitlichem Druck leichter geneigt sein werden, eine Art von Lockerung oder Aufblätterung zu zeigen, wie sie nötig ist, um dem aplitischen Magma in der für Augengneise charakteristischen Art Einlaß zu gewähren, während der statische Druck in der Tiefe solches verhindert.

4. Zusammenstellung.

Um über den chemischen Verlauf der Injektion ins reine zu kommen, genügt es selbstverständlich nicht, einige Analysen von örtlich weit auseinanderliegenden Gesteinen des injizierten und injizierenden Materials sowie der Mischungszone miteinander zu vergleichen. Vielmehr ist es dazu notwendig, innerhalb enger Räume lückenlose Serien fortschreitender Injektionsstadien zu schlagen und zu analysieren. In Anbetracht dessen, wie auch der im Gang befindlichen grundlegenden Untersuchungen von *Joh. Jakob*, verzichte ich darauf, aus den zur Verfügung stehenden empirischen Daten allgemeine Gesetze der Injektion herauszulesen. Werfen wir nur noch einen vergleichenden Blick auf den Chemismus von Ausgangsgesteinen, injizierten Gneisen und Aplit unseres Gebietes. Wir stellen zu diesem Zwecke die folgenden von *Osann* (lit. 21) eingeführten Verhältniszahlen zusammen:

1. S—Al—F = auf die Summe 30 umgerechnetes Verhältnis der Molekular-Prozente von SiO_2 , Al_2O_3 und $(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$.
2. Al—C—Alk = auf die Summe 30 umgerechnetes Verhältnis der Molekular-Prozente von Al_2O_3 , CaO und $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$.
3. MC = $(10 \times \text{MgO}) : (\text{CaO} + \text{MgO})$.
4. NK = $(10 \times \text{Na}_2\text{O}) : (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$.

Die Projektionen der beiden ersten Werte sind vorzüglich dazu geeignet, eine anschauliche Vorstellung des Chemismus

von Gesteinen zu geben. Mit Vorteil vereinigt man beide in einer einzigen Figur, indem man die Projektionsdreiecke aufeinander legt. Ich mache den Vorschlag, dies in der Weise zu tun, daß die Al-Koordinatenachsen zusammenfallen, d. h. daß Al-C-Alk-Dreieck gegenüber der Osannschen Aufstellung um 120° im Uhrzeigersinn zu drehen. Dann durchkreuzen sich nämlich die Eruptivfelder nicht, haben im Gegenteil keinen einzigen gemeinsamen Punkt mehr. Ferner decken sich dann die Axen der salischen Werte S und Alk einerseits, der femischen Werte F und C andererseits. Der Vergleich mit der gewöhnlichen Osannschen Projektion wird erleichtert, indem die Lage des Alk- und des C-Poles hier, dem a- und c-Pol dort entspricht.

Diese Kleinigkeit vorausgeschickt, ergibt sich für unsere sechs Analysen folgende Tabelle:

	S—Al—F			Al—C—Alk			NK	MC
1. Granatmuskowitschiefer, Wenglispitze	20.2	5.7	4.1	23.3	1.4	6.3	2.2	8.3
2. Chloritmuskowitschiefer, Weißgrätli	21.1	4.5	3.9	18.0	2.8	9.2	3.1	6.9
3. Phengitgneis, Vallé . .	25.4	3.3	1.3	16.2	3.3	10.5	5.7	0.9
4. Phengit-Augengneis, Horn	25.9	2.9	1.2	16.2	2.0	11.8	3.7	0.8
5. Phengit-Biotitgneis, Zer- vreila	26.3	2.4	1.3	14.3	2.3	13.4	5.5	3.7
6. Aplit, Vallé	26.8	2.6	0.6	14.4	1.2	14.4	4.0	4.6

Die Lage der Al-C-Alk-Projektionspunkte (Fig. 2a) zeigt zunächst, daß die beiden Schiefer sedimentogen sein müssen. Der Verlauf der Injektion kommt sehr deutlich zum Ausdruck, wobei die Grenze des Eruptivfeldes überschritten wird. Während die Zunahme von S und Alk, die Abnahme von Al und F kontinuierlich stattfindet, fällt beim Wert für C sein anfängliches Steigen und nachheriges Fallen auf. Das Verhältnis NK ist bei den Injektionsgneisen größer als bei den Schiefern sowohl als beim Aplit, das Verhältnis MC umgekehrt kleiner. Auf die Bedeutung dieser Tatsachen kann ich hier nicht näher eingehen.

Fassen wir nochmals alles Wichtige zusammen, so sind es die folgenden Punkte:

1. In einem Injektionskomplex lassen sich die vier folgenden Zonen unterscheiden : Charaktermineral
 - a) Zone der pneumatolytischen Wirkungen : Turmalin
 - b) Zone der Kieselsäurezufuhr : Quarz
 - c) Zone der aplitischen Injektion : Kalifeldspat
 - d) Zone der relativen Magnesiazufuhr : Biotit

Alle diese Zonen ließen sich in der nordöstlichen Adula nachweisen.

2. Der Übergang von der Zone der quarzitischen zu denjenigen der aplitischen Injektion ist ein auffallend plötzlicher.
3. Phengitischer Glimmer scheint für Gebiete saurer Injektion charakteristisch zu sein und durch Lösung von Kieselsäure in Muskowit zu entstehen.
4. Injektions-Augengneise scheinen hauptsächlich dann zu entstehen, wenn die aplitische Injektion nahezu die Oberfläche erreicht und diese unter Stresswirkung steht.

5. Amphibolite und verwandte Gesteine.

Den Gneisen und Glimmerschiefern sind, hauptsächlich im Bereich der Fanellamasse, lagenartig, mehr oder minder mächtig, grüne Gesteine eingelagert, die fast durchweg der mittleren Zone der Metamorphose angehören, und zwar sind alle drei Familien aus der Ordnung der Mesoamphibolite vertreten.

Am meisten verbreitet sind die gewöhnlichen Granatamphibolite. Man findet sie z. B. auf der Alp Curaletsch, oberhalb Frunt, bei Leis und Vallé, ferner im Zapport oberhalb der Klubhütte, auf der Kirchhalp usw. Von den zwei Varietäten, welche die Granatamphibolite bilden können, kommt nur die eine vor: diejenige mit homöoblastischer Struktur. Die Textur dieser Gesteine ist immer die kristallisationsschiefrige mit feinem bis mittlerem Korn. Von bloßem Auge erscheinen sie dunkel- bis manchmal fast blaugrün, gewöhnlich mit reichlichem Gehalt an dunkelroten Granaten, deren Durchmesser nicht über 5 mm anwächst.

Im mikroskopischen Bild treten als Hauptgemengteile zum Granat noch Hornblende sowie Plagioklas, und in einigen Fällen ist man geneigt, auch farblosen Glimmer noch den Hauptgemengteilen zuzurechnen, im Gegensatz zu dem gewöhnlichen Bild der Granatamphibolite. Relikte von Pyroxen treten nicht auf. Der im Schliff rötliche Granat ist nur ausnahmsweise und in geringem Maße in der Umwandlung nach Hornblende begriffen. Sogenannte Kelyphitränder wurden an ihm nicht beobachtet. Einschlüsse von Magnetit und Rutil sind häufig. Die Hornblende erscheint in stengelig-prismatischen, mehr oder minder parallel geordneten Individuen. Ihre Auslöschungsschiefe ist $c:c = \text{ca. } 17^\circ$; der Pleochroismus $a = \text{strohgelb}$, $b = \text{olivgrün}$, $c = \text{grünlichblau}$. Die Intensität der blauen Färbung schwankt etwas. Ein Gehalt an glaukophanartigem Molekül ist als sicher anzunehmen, wie auch aus der untenstehenden Analyse hervorgeht. Gegenüber der Hornblende tritt der Plagioklas (Albit-Oligoklas) in den Hintergrund. Zu eigener Formgestaltung bringt er es selten, meist ist er Lückenfüller. Zwillingstreifung ist an ihm fast nie zu beobachten. Der etwas geringe Feldspatgehalt erklärt sich zum Teil dadurch, daß als Vertreter Zoisit und Epidot keine geringe Rolle spielen. Sie bilden Ansammlungen von rundlichen oder säuligen, kristallographisch schlecht begrenzten Körnern.

Zu den Neben- und Übergemengteilen übergehend, finden wir, wie gesagt, farblosen Glimmer hier und da in größerer Menge, als es für einen Amphibolit gewöhnlich ist. In Analogie zu früher untersuchten Fällen (lit. 8, pag. 201) dürfte es sich da eher um Paragonit als um Muskovit handeln. Rutil scheint der einzige Titanträger zu sein. Der Gehalt des Gesteins an dem in runden Körnern reihenweise angeordneten Mineral ist beträchtlich. Magnetit leistet ihm Gesellschaft. Apatit fehlt natürlich auch nicht. Quarz kommt vor, aber in sehr geringer Menge.

Ein von Curaletsch stammendes Stück wurde analysiert mit folgendem Ergebnis :

ANALYSE 7

Granatamphibolit, Alp Curaletsch, gegen Curaletschseelein.

Anal. H. R. Spez. Gew. = 3.13

		Mol. %		
SiO ₂	48.61	53.9		Gruppenwerte:
TiO ₂	1.73		S	53.9
P ₂ O ₅	n. best.	—	A	4.5
CO ₂	0.36	—	C	7.6
Al ₂ O ₃	18.93	12.1	F	21.9
Fe ₂ O ₃	1.50		M	3.6
FeO	6.94	7.7	T	0.0
MnO	0.21		K	0.8
MgO	6.51	10.6		Projektionswerte:
CaO	9.62	11.2	a	2.6
K ₂ O	1.17	0.8	c	4.5
Na ₂ O	3.48	3.7	f	12.9
H ₂ O (110°+)	0.73	—		
H ₂ O (110°—)	—	—		
	98.79	100.0		

Mit dem Granatamphibolit eng verbunden finden wir die ebenfalls feinkörnigen, dem unbewaffneten Auge weiß auf dunkelgrünem Grund getupft erscheinenden granatfreien Plagioklasamphibolite. Sie unterscheiden sich in nichts weiter von den ersteren, als eben durch den Mangel an Granat und dem bedeutend höheren Gehalt an Feldspat. Dieser erwies sich als Albit-Oligoklas und zeigt meistens Siebstruktur. Die Hornblende ist auch hier eine natronhaltige, von grünblauer Farbe nach c, und meistens ziemlich langstengelig ausgeprägt. Magnetit ist gewöhnlich in größeren Körnern vorhanden, Calcit etwas häufiger.

Hier muß eine Amphibolitvarietät angefügt werden, die nur an zwei weit auseinanderliegenden Stellen gefunden wurde: am Fanellapaß südwestlich des Fanellahorns, und auf der Kirchalp ob Hinterrhein. Dieses Gestein, gröberkörnig als die vorigen, massig und fast gar nicht geschiefert, erscheint äußerlich einem Hornblendediorit sehr ähnlich. U. d. M. verrät sich jedoch seine

granoblastische Struktur deutlich. Keine der beiden Hauptkomponenten, Plagioklas und Hornblende, besitzt kristallographische Umgrenzung, sondern beide greifen unregelmäßig-lappig ineinander ein und sind poikiloblastisch durchspickt von anderen Komponenten. Der Plagioklas ist nach der Bestimmung mittels des Fedorowschen Tisches Oligoklas. Die meisten Individuen zeigen intensive Zwillingslamellierung, oft kreuzweise nach Albit- und Periklingesetz zugleich. Meistens sind jedoch die Lamellen der einen Serie sehr schmal. Die Einschlüsse des Feldspat sind kleine, aber reichlich vorhandene Körnchen von Granat und Epidot, sowie Sericitschüppchen in geringer Menge. Die Hornblende ist auch hier eine alkalireiche, ihr Pleochroismus ist $a =$ strohgelb, $b = c =$ grünlichblau. Ihre Einschlüsse sind dieselben wie beim Plagioklas. An einzelnen Stellen ist Umwandlung in braunpolarisierenden Chlorit eingeleitet. Epidot kommt auch in größeren Körnern vor. Nebengemengteile sind: Magnetit, Rutil, Zirkon, Apatit und Calcit.

ANALYSE 8

Massiger Plagioklasamphibolit, Fanellapaß. Anal. H. Schuppli.
Spez. Gew. = 2.84

		Mol. %		
SiO ₂	54.03	60.9		Gruppenwerte:
TiO ₂	1.08			S 60.9
P ₂ O ₅	n. best.	—		A 8.3
CO ₂	1.01	—		C 4.8
Al ₂ O ₃	20.01	13.1		F 12.8
Fe ₂ O ₃	2.03			M 2.6
FeO	3.68	5.2		T 0.0
MnO	0.08			K 0.85
MgO	3.02	5.0		
CaO	6.21	7.4		Projektionswerte:
K ₂ O	0.77	0.5		a 6.4
Na ₂ O	7.19	7.8		c 3.7
H ₂ O (110°+)	0.91	—		f 9.9
H ₂ O (110°-)	0.10	—		
	100.12	99.9		

Es ist zu bemerken, daß der Kalkgehalt sehr niedrig und der Natrongehalt auffallend hoch ist.

Zu den besprochenen Hauptgesteinen gesellen sich in untergeordneter Menge Abkömmlinge, die einer etwas höheren Zone der Metamorphose entsprechen. Sie haben den Schwerpunkt ihres Auftretens auf den Alpen Selva und Ampervreila, werden aber auch sonst da und dort in den amphibolitischen Horizonten angetroffen. Diese immer schiefrigen Gesteine sind bedeutend heller in ihren Farben als die besprochenen und gleichen zum Teil sehr den später zu beschreibenden Grünschiefern der mesozoischen Serie. Ihre Hauptgemengteile sind: Albit, Hornblende, Epidot (oder Zoisit) und Chlorit in wechselnder Menge. Manchmal nehmen Epidot und Chlorit den ersten Rang ein, so daß der Name Epidotchloritschiefer wohl berechtigt ist. Gewöhnlich ist jedoch noch reichlich blaugrüne Hornblende da. Der Chlorit dürfte teilweise von Granat abstammen. Im übrigen ist der Gang der Umwandlung ohne weiteres klar. Von Nebengemengteilen ist Rutile bemerkenswert, dessen Körner, wie in den Granatamphiboliten, zu Reihen angeordnet sind. Dasselbe ist der Fall mit den oft recht großen Zirkonkörnern. Außerdem muß als Übergemengteil nur mikroskopisch wahrnehmbarer Biotit erwähnt werden (Pleochroismus: c = bräunlich-olivgrün, a = b = bräunlichgelb). Die Textur ist immer kristallisations-schiefrig.

Im oberen Teil des Valser Rheines und im Kanalbach kann man stellenweise kleinere Blöcke schönen blauen Serpents finden. Im Einzugsgebiet dieser beiden Flüsse konnte ich ihn jedoch nicht anstehend beobachten, wohl aber im oberen Zapport, am Südabhang des Salahorns und des Grates zwischen Plattenschlucht und Hochberghorn, in Verbindung mit den dortigen Amphibolithorizonten. Lose trifft man ihn beim Aufstieg von der Klubhütte „Ursprung“ zum Hochberghorn. Er zeichnet sich aus durch seine Massigkeit, das Fehlen jeder Schieferung. Im Mikroskop erblickt man nur Antigorit, Magnetit und wenig Karbonat, keine Spur jedoch von Olivin- oder sonstigen Relikten.

Im Zusammenhang mit diesem Gestein steht ein weit interessanteres, ein prächtiger Chlorithornblendeschiefer. Aus leuchtend grünem Grunde stechen die dunklen, bis 12 mm

langen, gut ausgebildeten Hornblendekristalle hervor. Die Textur ist richtungslos, die Struktur ausgezeichnet porphyroblastisch. U. d. M. erscheinen die Amphibole in allen Schnittlagen. Sie sind vollkommen kristallographisch begrenzt. Das Auffallende an ihnen ist ihr zonarer Bau: während das Innere von grüner Hornblendesubstanz mit $a =$ gelbgrün, $b = c =$ blaugrün und der Auslöschungsschiefe $c:c =$ ca. 24° gebildet wird, besteht eine schmale, äußere Zone aus farblosem oder nur sehr schwach grünlichem Amphibol von geringerer Auslöschungsschiefe, nämlich $c:c = 15-16^{\circ}$. Dies kann nur Grammatit sein. Außerordentlich auffallend ist, daß in vielen dieser Porphyroblasten die Spaltbarkeit nach (110) gegenüber denjenigen nach (100) und (010) zurückzutreten oder ganz zu fehlen scheint, während sie in den übrigen, wie gewöhnlich, die Oberhand hat. Als Einschlüsse treten Epidot und Magnetit in kleinen Körnchen auf, die übrigens auch einen geringen Teil des Grundgewebes ausmachen. Letzteres besteht zur Hauptsache aus Chlorit von sehr niedriger, jedoch nicht anormaler Polarisationsfarbe. Es gibt auch Partien, die fast nur aus einem Gewirr von unvollkommen ausgebildeten Strahlsteinnadeln bestehen ($c =$ hellgrün, $a = b =$ fast farblos). An diesen Stellen drängt sich auch Karbonat vor. Zirkon ist nicht selten.

(Siehe Analyse 9 auf der folgenden Seite.)

Aus der Analyse geht so viel hervor, daß ein rein eruptiver Ursprung des Gesteins nicht wohl in Frage kommt. Zur besseren Erläuterung seien noch die von *Osann* vorgeschlagenen Verhältniszahlen berechnet und beigefügt:

S—Al—F:	11.4	2.7	15.9	MC:	8.2
Al—C—Alk:	15.7	12.9	1.4	NK:	8.8

Die Projektionspunkte fallen demnach beide außerhalb der entsprechenden Eruptivfelder.

Zwischen diesem Gestein und dem Serpentin scheint ein ähnliches Verhältnis vorzuliegen, wie zwischen dem Magnetit-chloritschiefer und dem in seiner Nähe befindlichen Serpentin von der Alp Rischuna, deren Beschreibung in einem späteren Kapitel zu finden ist. An beiden Orten dürfte wohl der Serpentin aus basischen Schlieren der gabbroiden Erstarrungsgesteine her-

ANALYSE 9

Hornblendechloritschiefer, vom Südabsturz des Grates zwischen Plattenschlucht und Hochberghorn, oberes Zappert
 Anal. H. R. Spez. Gew. = 3.00

		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	34.96	37.7	S 37.7
TiO ₂	1.50		A 0.8
P ₂ O ₅	—	—	C 7.4
CO ₂	0.32	—	F 45.1
Al ₂ O ₃	14.57	9.0	T 0.8
Fe ₂ O ₃	4.47		M 0.0
FeO	9.51	12.0	K 0.8
MnO	0.21		
MgO	21.16	33.1	
CaO	6.61	7.4	
K ₂ O	0.19	0.1	Projektionswerte:
Na ₂ O	0.66	0.7	a 0.3
H ₂ O (110°+)	5.95	—	c 2.8
H ₂ O (110°—)	0.06	—	f 16.9
	100.17	100.0	

vorgegangen sein; wenn man annähme, daß einer solchen peridotitischen Masse ganz lokal durch Einschmelzung von Sedimentbrocken ein bedeutender Tonerdegehalt zugeführt worden sei, könnte man wohl den Chemismus der Chloritschiefer erklären. Es ist sehr fraglich, ob man auch an Differentiation während der Erstarrung denken darf.

Dieser Zappoter Hornblendechloritschiefer ist in seiner chemischen Zusammensetzung von dem Magnetitchloritschiefer von Rischuna insofern verschieden, als er einen beträchtlich höheren Kalkgehalt, dagegen weniger Tonerde und Magnesia aufweist. Der Kalk ist es, welcher hier das Auftreten der Hornblenden zuläßt, während dort keine solchen gebildet werden konnten, vielmehr der kleine Kalkgehalt in Epidot aufging. Der zonare Bau der Hornblendeporphyrblasten ist ein ausgezeichnetes Beispiel dafür, wie in den kristallinen Schiefern die Einwüchslinge nach der Bildung des Grundgewebes entstehen, im

Gegensatz zu den Massengesteinen, wo die Einsprenglinge primär, die Grundmassen sekundär sind. Solange der Chlorit (ein Mineral, das ebenfalls als feste Lösung wird aufgefaßt werden müssen) Eisen abgeben konnte, entstand gewöhnliche Hornblende; als aber die untere Grenze dafür erreicht war, begann die Bildung von Grammatit, bis sämtlicher Kalk aufgebraucht war. So mußte die Bildung der Grammatitzone überall ungefähr gleichzeitig beginnen und deshalb auch bei allen Individuen gleich dick werden.

Alle die besprochenen amphibolitischen Gesteine müssen geologisch als ein zusammenhängendes Ganzes angesehen werden. Ich habe sie früher, soweit mein Arbeitsfeld in Betracht kommt, als Kennzeichen der Fanelladecke im Gegensatz zur Rheinwalddecke angegeben. Südlich davon kommen sie aber jedenfalls in allen Decken vor, die *E. Heydweiller* (lit. 12) dort unterschieden hat. Es ist aber wohl möglich, daß sie in der Rheinwalddecke einfach nicht so weit nach Norden reichen. Ich will hier noch zwei Stellen nachtragen, wo ich ebenfalls derartige Gesteine gefunden habe: Am Bach der Leiser Heuberge und in der Schuppungszone zwischen Wenglispitze und Valserberg, beide zur Fanelladecke gehörend. Auf *Königsbergers* Karte ist auch ein großer Horizont im hintern Peiltal eingezeichnet.

Obwohl weder in struktureller noch in mineralogischer Hinsicht reliktische Anklänge aufzufinden waren, bin ich doch der Meinung, daß alle diese Gesteine von gabbroiden (und zu einem ganz kleinen Teil von peridotitischen) Erstarrungsgesteinen abstammen. Warum soll es hier in den nördlichen Teilen der penninischen Decken anders sein als im Süden, z. B. in der Tessiner Wurzelzone, woher sicher als eruptiv erkennbare basische Gesteine mehrfach beschrieben worden sind (z. B. lit. 6, 13)? *Königsberger* (lit. 15) meint, es handle sich um eingeschmolzene Sedimente. Ich gebe zu, daß hier wenigstens eher daran gedacht werden kann, als bei den später zu besprechenden Ophioliten in der Bündner Schieferserie. Warum sind aber dann die Dolomite und Marmore am Weißgrätli, auf Ampervreila usw. nicht auch eingeschmolzen? Oder sollte gemeint sein, daß die Einschmelzung etwa vortriadische Dolomite (andere Sedi-

mente kommen hier wohl kaum in Betracht) ergriffen habe und die anderen erst später in den Gneis eingefaltet worden seien? Dafür gibt es aber keinerlei Anzeichen.

Auf die Ableitung der Amphibolite von Erstarrungsgesteinen zurückkommend, kann noch gefragt werden: Intrusions- oder Ergußgesteine? Zur Entscheidung kann dienen, daß an der Grenze der Amphibolite gegen die Gneise und Glimmerschiefer vielfach (z. B. bei Fruntstafel) ein schwacher Streifen zu beobachten ist, der als eine Art Mischungszone aufgefaßt werden kann. Das betreffende Gestein ist ein Hornblendeorthoklasgneis, ein Zwischenglied sozusagen zwischen Amphibolit und Gneis, bestehend aus Orthoklas, Quarz, Albit, blaugrüner stengeliger Hornblende, Zoisit und Epidot. Es scheint also, daß dieser anormale Chemismus auf eine Diffusion von Substanz des einen Gesteins in das andere zurückgeführt werden muß. Wenn man die wahrscheinlichste Annahme macht, daß das während der Platzeinnahme des grünen Gesteins und von ihm aus geschah, als Kontaktwirkung, so muß dieses intrusiv eingedrungen sein, da sich eine solche Zone sowohl im Liegenden wie im Hangenden nachweisen läßt. Weiterhin hat diese Intrusion wahrscheinlich nach der aplitischen Injektion stattgefunden; denn nirgends dringt Aplit in die Amphibolite ein. Wir stehen vor genau demselben Verhältnis, wie es *U. Grubenmann* von dem Granatolivinfels des Gordunatales beschrieb: auch dort ein Kontaktloch gegen injizierte Lagengneise, auch dort müssen „die basischen Massengesteine jünger sein als der Gneis, und auch jünger als der Vorgang seiner aplitischen Injektion“ (lit. 6, pag. 153). Wie gesagt, läßt sich denken, daß sowohl das aplitische wie das basische Magma einem und demselben tiefmagmatischen Differentiationsprozeß entstammen und nacheinander in das sedimentogene Substrat nicht nur der Adula, sondern auch der übrigen penninischen Decke eindrangen.

II. Die mesozoischen sedimentogenen Gesteine.

1. Trias.

Die triadischen Gesteine erfordern in petrographischer Hinsicht keine langen Ausführungen: sie gleichen völlig denen

anderer, längst genau beschriebener Örtlichkeiten der penninischen Region.

a) **Quarzite** sind hier und da, aber nicht immer, an der Basis des Dolomites anzutreffen. Sie sind entweder völlig weiß oder durch einen Gehalt an grünlichem Glimmer gefärbt und sehr schiefrig. Innerhalb der Bündner Phyllite kommen ebenfalls solche vor, können aber erst dann für triadisch und somit eine Überschiebungsfläche bezeichnend aufgefaßt werden, wenn mit ihnen zusammen mindestens Spuren von Dolomit oder Rauhwacke aufgefunden sind. Demgemäß müssen diejenigen der Alpen Tomül, Grava usw., die mit den dortigen Brekzien zusammenliegen, als liasisch, diejenigen der Leisalp z. B. (ob Stufen) aber als triadisch bestimmt werden.

b) **Dolomit** bildet die Hauptmasse der Trias, ist aber meistens durch die tektonischen Vorgänge ganz außerordentlich reduziert worden. Obwohl Dolomit im allgemeinen sehr wenig geneigt ist, sich plastisch zu verhalten, findet man hier doch die wunderlichsten Faltungerscheinungen, wovon einige Abbildungen von *O. Wilckens* (lit. 31) einen guten Begriff geben. Meistens zeigt er prismatische Absonderung. Die größte Mächtigkeit erreicht er östlich Vals-Platz, die Weißfluh bildend, mit ca. 60—70 m. Im großen und ganzen betrachtend, kann man sagen, daß sein Kalkgehalt im Norden geringer ist als im Süden: bei Peiden-Bad sieht man ihn noch als wirklichen gelben „Rötidolomit“, bei Vals, auf Ampervreila und Weißgrätli als rein weißen kalkhaltigen Dolomitmarmor. Hier ist er im allgemeinen zuckerkörnig ausgebildet. Mikroskopische Beschreibung dürfte überflüssig sein. Ein kleiner Muskovitgehalt ist ihm gewöhnlich eigen.

c) **Marmor.** Außer dem weißen dolomithaltigen Calcitmarmor an den eben genannten Orten ist der hellgraue, ziemlich grobkörnige des Zapports erwähnenswert, welcher dort in äußerst reduzierten und zerrissenen Lagen die Triasgrenzhorizonte bildet. Er ist ziemlich reich an Muskovit. U. d. M. zeigt er vollkommene Pflasterstruktur. Sozusagen alle Karbonatkörner sind lamelliert. Ganz geringe Mengen von Feldspat, Quarz, Pyrit und dunklem Pigment vervollständigen den Mineralbestand.

d) **Rauhwacke** ist vielfach vorhanden. Ihre Verbindung

mit den Dolomiten am Weißgrätli und auf Ampervreilaalp ist das Hauptargument für das triadische Alter dieser im Altkristallin eingeschlossenen Horizonte. An den Überschiebungsfächen innerhalb der Bündnerschiefer ist sie ebenfalls nicht selten („Horn“, Alp Tomül, Alp Grava, Seranastgalücke usw.) und dürfte dort zum Teil nicht nur Auslaugungsprodukt, sondern auch Reibungsbrekzie sein. In diesem Fall enthält sie allerlei Einschlüsse von altkristallinen Schiefern, Grünschiefern u. a. m. Eigentlicher Zellendolomit findet sich nur auf der Alp Vallentscha im Peiltal.

e) Gips. Bei Peiden-Bad, auch zwischen Thälialp und Lückli ob Nufenen (an der Basis der Tomüldecke).

2. Die Bündnerschieferserie.

Der große Komplex sedimentogener Schiefer und Phyllite, der sich über die Adula und zwischen diese und das Ostende des Gotthardmassivs legt, zerfällt, wie gesagt, in verschiedene Schuppen und Decken zweiter Ordnung. Die Hoffnung, daß in den einzelnen Schichtpaketen sich wiederholende Regelmäßigkeiten und petrographische Verwandtschaften in vertikaler Richtung sich würden feststellen lassen, die das Gerippe einer Stratigraphie der Bündnerschiefer hätten abgeben können, ist nicht in Erfüllung gegangen. Der einzige sichere Leithorizont ist der die Ophiolithe enthaltende. Im übrigen hat jedes Paket seine Eigentümlichkeiten und Besonderheiten, denen im einzelnen nachzugehen vielleicht wohl ein gewisses Interesse haben könnte, jedenfalls aber stratigraphisch-petrographische Feinfühligkeit voraussetzt, die einer wertvolleren Aufgabe zugewendet zu werden vorläufig noch würdiger ist.

Ein alle die einzelnen Decken verbindendes gemeinsames Merkmal von nicht geringem Interesse glaube ich jedoch mit Gewißheit erkannt zu haben: die gleichsinnige Änderung der Facies von den älteren zu den jüngeren Schichten. Die allgemeine Annahme, die Bündnerschiefer seien in ursprünglich bathyalen Meerestiefen (also etwa von 200 bis 1000 m) abgelagerte Bildungen, ist zweifellos im großen und ganzen richtig. Ebenso zweifellos ist die Schwierigkeit genauerer Be-

stimmung der Facies der einzelnen Bündnerschieferabarten nach ihrer heutigen petrographischen Beschaffenheit und ihrem Chemismus; denn alle anderen in ungestörten Gegenden anwendbaren Kriterien versagen hier, vor allem die Fossilien. Besser als gar nichts wird es aber wohl sein, die allgemeinen Ergebnisse der Erforschung der rezenten Meeresablagerung anzuwenden, wenn darin auch die Gefahr liegt, Fehler zu begehen.

E. Kayser (Lehrb. d. Geologie, I, 515) sagt, diese Ergebnisse zusammenfassend, „daß die in der Nachbarschaft der Küste entstehenden Sedimente eine grobe konglomeratisch-sandige Beschaffenheit haben, während mit zunehmender Entfernung vom Ufer und zunehmender Tiefe immer feinere Ablagerungen gebildet werden, und zwar zunächst feine Sande, dann verschiedenartige Schlicke, dann kalkiger Schlamm und zuletzt, in größter Tiefe, infolge der Auflösung des Kalkgehaltes des Schlammes durch die Kohlensäure des Meerwassers, reiner Tonschlamm“. Diese Skala ist jedoch nicht eine ausschließliche; Abweichungen, wie das Vorkommen von Tiefseesanden u. a. m. sind wohl bekannt.

Für den Geologen ist demnach in unserm Fall die folgende Bezeichnungsart die gegebene:

		Derivate von:
1. Hoch- } neritische (oder -litorale)		Brekzien, Konglomeraten
2. Tief- } Facies (0 bis —200 m)		groben Sanden
3. Hoch- } bathyale (oder -pelagische)		feinen Sanden
4. Tief- } Facies (—200 bis —1000 m)		kalkreichen Sedimenten
5. Abyssale Facies (über — 1000 m)		tonerdereichen Sediment. Radiolarienmergeln

Vergleichen wir nun, vom Liegenden zum Hangenden fortschreitend und von Einzelheiten absehend, den Inhalt der verschiedenen Schieferpakete mit dieser Tabelle:

1. Vorgeschobene Bündnerschiefer der **Rheinwalddecke**: Tonerdereiche Kalkphyllite — Tonerdearme Kalkphyllite — Feinkörnige schwarze Quarzphyllite — gröberkörnige Gneisquarzite.

2. Vorgeschobene Bündnerschiefer der **Fanella-decke**: Kalkphyllite — Graue Marmore — Feinkörnige Quarzphyllite — Gröberkörnige Gneisquarzite und Psammitgneise.

3. **V a l s e r - u n d A u g e n g n e i s d e c k e :** Glimmerreiche Kalkphyllite — Glimmerarme Kalkphyllite — (Grünschiefer) — Graue Marmore.

4. **A u l d e c k e :** Kalkphyllite — Graue glimmerhaltige Marmore — (Grünschiefer) — Graue und weiße Marmore, z. T. mit schlechterhaltenen dickschaligen Fossilien (?Gryphaeen usw., Vanescha, Piz Aul).

5. **T o m ü l d e c k e :** Kalkphyllite — Marmore — „brèche du télégraphe“ — Kalkphyllite — (Grünschiefer) — Kalkphyllite.

Was könnte dem Geist mehr Befriedigung gewähren, als überall den allmählichen Wechsel der Facies wahrzunehmen, die allmähliche Änderung der Absatzbedingungen daraus zu schließen, die Übereinstimmung mit der theoretischen Skale zu bewundern. Die erste Bemerkung, die wir, in Ansehung der Faciesänderungen vertikaler Richtung, machen, ist: während die Trias mit ihrem Fortschreiten von Quarziten zu Dolomiten und Marmoren und wahrscheinlich noch zu Schistes lustrés (Kalkphylliten) ein deutliches Sinken des Meeresboden zu erkennen gibt, so die Bündnerschieferserie ein ebenso deutliches und charakteristisches Wiederaufsteigen. Die zweite Bemerkung geht aus dem Vergleich der Faciesänderungen horizontaler Richtung hervor, indem wir die einzelnen Schuppen in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzt denken: es ist das Sichtbarwerden der Adulageantiklinale (R. Staub) während der Liaszeit. Ich habe früher schon versucht, einige Folgerungen aus diesen Wahrnehmungen für die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der penninischen Decken zu ziehen. Was hier noch gesagt wurde, soll nur eine nachtragsweise Erläuterung zu jener offensichtlich etwas kurzen Darstellung sein. Leider verbietet sich heute noch jeder Versuch, mehr als eine Umrißzeichnung zu geben, von selbst durch die bedeutende Unsicherheit der Grundlagen.

Die äußere allgemeine Erscheinung der Bündnerschiefer ist bekannt. Ihre heftige Kleinfaltung, ihre darauf sich gründende innere Zerrüttung bedürfen hier bloß des Hinweises. Aus der weichen, allzuwenig den atmosphärischen und erodierenden Kräften widerstehenden Beschaffenheit folgt das landschaftliche Bild: düstere Schluchten und Töbel, hohe, von undurchdringlichen

Wäldern bestandene Abhänge, kümmeliche Schafalpen, gefährliche Rutschgebiete, schlanke, scharfe Gipfel wie der Piz Terri, wenn die Schichten steil stehen; fruchtbare Ackergelände in der Niederung, prächtige Großalpen in der Höhe, massive Klötze, wie der Piz Aul, bei flacher Schichtlage.

Für die petrographische Darstellung dieser Gesteine liegt es nahe, sich einer Einteilung nach dem kennzeichnenden Chemismus zu bedienen.

A. Relativ tonerdereiche Bündnerschiefer.

Die nördlich an das unsere angrenzenden Gebiete sind die östlichen Ausläufer der schmalen Schieferzone des Piz Scopi und des Val Piora. Sie vermitteln im Chemismus den Übergang von den dortigen Gesteinen zu den unsrigen. Eine Zusammenstellung der Bündnerschieferanalysen jener Region findet man am Schluß der Arbeit von *L. J. Krige* (lit. 16, pag. 650). Es geht daraus hervor, daß dort der Tonerdegehalt im allgemeinen ein wesentlich höherer ist als hier (bis 42%!). Angehörige der II. Gruppe (Tonerdesilikatgneise), die dort so häufig sind, treten hier nur noch ausnahmsweise auf. Was das hier beschriebene engere Gebiet betrifft, so würden wohl in die II. Gruppe zu rechnen sein die von *C. Schmidt* (lit. 27, pag. 40) aufgeführten „schwarzen feldspatführenden Chloritoidschiefer“, welche zwischen Vals und Furth vorkommen sollen. Ich kann aber das Vorhandensein solcher Gesteine in dieser Gegend nicht bestätigen; denn ich habe nirgends Sprödglimmer finden können, und die Analyse eines der zu jener Beschreibung etwa passenden Schiefers erwies ihn als Quarzit. Gesteine mit einigermaßen ansehnlichem Tonerdegehalt gibt es im unteren Val Seranastga und im Tale des Glenner zwischen Vrin und Vanesch, d. h. nur im Liegenden des Rheinwaldschuppens. Diese Gesteine nehmen eine Mittelstellung zwischen der II. und der IX. Gruppe (Kalksilikatgesteine) ein. Ich selbst möchte sie eher noch zur letzteren Gruppe rechnen. Gegenüber den im folgenden Abschnitt beschriebenen Kalkphylliten weichen sie nur insoweit ab, als das Verhältnis zwischen Silikat und Karbonat zugunsten des ersteren verschoben ist, wie folgende Analyse zeigt.

ANALYSE 10

Tonerdereicher Kalkphyllit, unteres Val Seranastga, Lugnetz
Anal. H. R. Spez. Gew. = 2.70

		Mol. %		Gruppenwerte:
SiO ₂	51.52			S 64.6
TiO ₂	0.47	}	64.6	A 2.6
CO ₂	8.92		—	C 7.1
Al ₂ O ₃	13.18		9.7	F 16.1
FeO	2.45			M 7.4
MnO	0.10	}	2.6	T 0.0
MgO	3.27		6.1	K 1.4
CaO	12.80		14.5	
K ₂ O	2.76		2.1	
Na ₂ O	0.29		0.5	
H ₂ O (110°+)	2.01		—	Projektionswerte:
H ₂ O (110°—)	0.07		—	a 2.0
C (d. Diff.)	2.16		—	c 5.5
	100.00		100.1	f 12.5

Wegen der Anwesenheit von kohliger Substanz mußte alles Eisen als FeO berechnet werden.

Der Mineralbestand des Gesteines ist: reichlich Calcit, Muskovit (Sericit), Feldspat (Orthoklas, etwas Albit), wenig Epidot und Zoisit. Graphitoid.

Struktur granoblastisch; Textur kristallisationsschiefrig.

B. Kalkreiche Bündnerschiefer.

a) Kalkphyllite.

Diese nehmen den weitaus größten Teil des Bündnerschieferareals ein. Im allgemeinen ist bemerkenswert, daß, wenn man die einzelnen tektonischen Einheiten von Norden nach Süden durchgeht, angefangen von den vorgeschobenen mesozoischen Partien der Rheinwald- und Fanelladecke bis zur Auldecke, der Kalkgehalt zu-, der Graphitoidgehalt abnimmt; in den noch höheren Schieferdecken (Tomül- und Safierdecke) kann dann wieder eine Zunahme des letzteren festgestellt werden.

Mikroskopisch-physiographisch könnte über diese Gesteine geradezu wiederholt werden, was *U. Grubenmann* in den „Kristallinen Schiefern“ (pag 264/65) sagt. Die drei Hauptgemengteile Calcit, Quarz und Sericit sind entweder gleichmäßig verteilt oder lagenweise angeordnet. Hauptsächlich der letztere bildet in den calcitreichen Varietäten oft eigene Flächen, parallel zur Schieferung liegend. Die Struktur ist fein granoblastisch oder lepidoblastisch, je nachdem der Sericitgehalt kleiner oder größer ist. Auch die Graphitoidmenge spielt dabei eine Rolle. Seltene Übergemengteile sind Albit und Biotit. Graphitoide Substanz ist oft in einer Menge von schätzungsweise 2—3% da. Hier sei beispielsweise die Analyse einer kalkreichen Varietät gegeben. Alles Eisen wurde als zweiwertiges berechnet; denn eine direkte Bestimmung von FeO ist wegen C-Gehalt unangängig.

ANALYSE 11.			
Kalkphyllit, Leisalp, Vals.			Anal. H. R.
Spez. Gew. = 2.70			
	Mol. %		Gruppenwerte:
SiO ₂	17.99		S 27.1
TiO ₂	0.11	}	A 1.3
CO ₂	33.14	—	C 2.3
Al ₂ O ₃	4.09	3.6	F 65.7
FeO	0.97		M 60.6
MnO	0.09	}	T 0.0
MgO	1.67	3.8	K 0.35
CaO	38.91	62.9	
K ₂ O	0.69	0.6	Projektionswerte:
Na ₂ O	0.47	0.7	
H ₂ O (110°+)	1.15	—	a 0.4
H ₂ O (110°—)	0.08	—	c 0.7
C (d. Diff.)	0.64	—	f 18.9
	100.00	100.0	

b) Marmore.

Von den Kalkphylliten gelangt man ohne Unterbruch durch Abnahme der silikatischen Komponenten zu den Marmoren.

Schon bei der vorstehenden Analyse kann man im Zweifel sein, ob man das betreffende Gestein nicht schon in diese Gruppe einreihen will; der Kieselsäuregehalt ist zu hoch dafür, der Tonerdegehalt fast zu niedrig für die vorige.

Es gibt sowohl graue wie auch rein weiße Marmore. Ihre Hauptentwicklung erreichen sie in dem von *Alb. Heim* auf Blatt XIV besonders verzeichneten weit ausgedehnten Horizont, in welchem sich die Gryphaeen vorfinden. Meistens sind sie feinkörnig und schiefrig und dann schwach muskovitführend. Zwischen Buccarischuna und Lunschania trifft man sie in ihrer schönsten Ausbildung. Reinweiß, ziemlich grobkörnig, an den Kanten durchscheinend, gehört der dortige Marmor zu den schönsten der Schweiz überhaupt. Früher wurde er ausgebaut. Seine Verwendung wird beeinträchtigt durch Lagen von Chromglimmer (Fuchsit), welche das Gestein durchziehen. Dieses schöne Mineralvorkommen wurde zuerst von *Erb* bekannt gemacht (lit. 3), ist aber auf der kürzlich erschienenen Karte der Valser Minerallagerstätten von *Königsberger* nicht verzeichnet. Die Entstehung des Fuchsites dürfte auf pneumatolytische Nachwirkung der großen Grünschiefermassen im Liegenden zurückzuführen sein.

Weder bei Buccarischuna, noch im Seranastgätlchen, noch am Ende des Piz Augletschers (wo sie Rundhöcker bilden) enthalten diese weißen Marmore die geringste Menge Dolomit. Nirgends sind sie mit Rauhwacken vergesellschaftet. Es liegt somit kein Grund vor, sie mit *Königsberger* für triadisch zu halten.

A n h a n g. Inmitten der Bündnerschiefer der Tomüldecke habe ich auch einen Konglomerat- und Brekzienhorizont aufgefunden, der, wie früher schon gesagt, vollkommen mit der „brèche du télégraphe“ übereinstimmt. Es liegen entweder helle dolomitische oder dunkle graphitoidreiche Brocken in einem grauen kalkigen Bindemittel. Unter der Einwirkung des heftigen Stresses sind die Komponenten z. T. stark ausgewalzt und in die Länge gezogen worden.

Am Weg auf der Alp Tomül kann man Blöcke von Talschiefer finden, die von der linken Talseite herstammen müssen, die aber nicht anstehend gesehen wurden. Das graugrün-

liche, grob geschieferete Gestein zeigt u. d. M. in einem Grundgewebe von Talk große unregelmäßige Karbonatporphyroblasten, die sich infolge des Fehlens von Gleitlamellen, wie durch das Nichtaufbrausen mit Salzsäure als Magnesit erweisen. Calcit ist nur in ganz geringem Maße vorhanden. Pyrit in wohl ausgebildeten würfligen Individuen ist häufig, Magnetit selten. Es ist wohl möglich, daß dieser Talkschiefer in irgendwelcher Beziehung zu den in der Gegend vorhandenen Grünschiefern steht.

C. Kieselsäurereiche Bündnerschiefer.

Durch Überhandnehmen des Quarzes entwickeln sich aus den zuvor beschriebenen Schiefern quarzitische Gesteine, deren man drei verschiedene Arten unterscheiden kann.

a) Weiße Quarzite.

Über diese ist weiter nichts zu berichten, als daß sie zusammen mit den Brekzien linsenartig in der Tomüldecke auftreten. Es sind gut geschieferete, reinweiße Gesteine, meist mit einem Gehalt an farblosem oder seltener hellgrünem Glimmer. Sie gleichen den gewöhnlichen Triasquarziten.

b) Graphitoidreiche Quarzphyllite und Quarzite.

Von den intensiv schwarzen Schiefern im Durchbruch des Valser Rheines und auf der Nordabdachung der Piz-Aul—Piz Seranastgakette (z. B. Wannetobel, Piz dellas ruinas neras) erweist sich ein beträchtlicher Teil unvorhergesehenerweise als Quarzphyllite und Quarzite. Ihre Schiefrigkeit ist oft so bedeutend, daß man papierdünne Lagen abspalten kann. Die Struktur ist sehr fein granoblastisch bis lepidoblastisch, je nachdem die Quarze mehr rundlich oder mehr abgeplattet sind. Wesentlich zur Schieferung trägt der hohe Gehalt kohliger Substanz bei, der einige Prozent erreichen kann. Oft bedingt die Abwechslung zwischen Quarz- und Pigmentlagen sowohl makro- wie mikroskopisch eine feine Bänderung. Farbloser Glimmer, Sericit, ist überall im Gestein verteilt, Biotit nur in vereinzelten Blättchen, die in Chloritisierung begriffen sind. Orthoklas und Epidot sind sehr selten und klein und Pyrit ist in den oberflächlichen Partien

meistens verschwunden; die zurückgebliebenen Löcher erweisen seine ursprünglich oft beträchtliche Größe. Er liefert, wie in den übrigen Bündnerschiefern, einen Teil des Materials zu den häufigen Ausblühungen von Sulfaten an der Oberfläche.

Diese feinkörnigen Quarzite bilden zur Hauptsache die mittleren und hangenden Partien der Bündnerschieferschuppen des Lugnez. In den zwei Schuppen, die ich zur Rheinwald- und zur Fanelladecke gerechnet habe, werden sie mehr und mehr ersetzt durch die größeren Gneisquarzite, die im folgenden Abschnitt beschrieben sind. Es sei noch die Analyse eines dieser Gesteine beigefügt.

A N A L Y S E 12

Schwarzer Quarzphyllit, südlich von Furth. Anal. J. Jakob.

Spez. Gew. = 2.66

		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	79.60	89.4	
TiO ₂	0.74		S 89.4
P ₂ O ₅	Sp.	—	A 1.6
Al ₂ O ₃	7.04	4.7	C —
FeO	4.35	4.1	F 4.3
MnO	0.02		M —
MgO	0.15	0.2	T 3.1
CaO	Sp.	—	K 6.4
K ₂ O	1.14	1.2	
Na ₂ O	0.52	0.4	Projektionswerte:
H ₂ O (110°+)	2.54	—	a 5.4
H ₂ O (110°—)	0.17	—	c —
C (d. Diff.)	3.73	—	f 14.6
	100.00	100.0	

c) Gneisquarzite und Psammitegneise.

Dem geübten Auge sind die Hangendschichten des vorgeschobenen Mesozoikums der Rheinwald- sowohl wie der Fanelladecke von weitem erkennbar. Sie erzeugen infolge ihrer größeren Härte gegenüber den bisher besprochenen Bündnerschie-

fern mehr oder minder auffallende Geländekanten und Wändchen von hellerer Farbe, die der ganzen Nordabdachung der Piz Aulmasse entlang ziehen, und somit auch quer über die drei Einschnitte des Valser Rheins, des Seranastgabaches und des oberen Glenner. Den etwas mächtigeren nördlichen Horizont sucht man am besten nördlich von Travesasch (P. 2025), auf Feistenberg, nördlich der Wannenalp oder auch am Tgiern Vanesch auf, den südlichen etwa an der rechten Seite des Tieftales. Aber auch an der Poststraße kann man in der Gegend von Lunschania beide antreffen.

Ihr Inhalt sind sofort als solche erkennbare feinkörnige Quarzite und Gneise von bräunlichgrauer Farbe. Diese Gesteine können jedoch niemals mit ihren altkristallinen Verwandten der Adula verwechselt werden, da sie nirgends phengitischen Glimmer wie die injektiösen, oder Chlorit, wie die sedimentogenen Adulagneise führen. Der Mineralbestand erweist sich u. d. M. als folgender: Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, Mikroperthit, Albit, Muskovit (Sericit); Nebengemengteile: Magnetit, Zirkon, Apatit; Übergemengteile: sehr wenig Epidot und Biotit. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig. Je nachdem, ob Feldspat an Menge weit hinter Quarz zurückbleibt oder ihm ungefähr gleichkommt, muß man von Gneisquarziten oder eigentlichen Gneisen sprechen. Die ersten sind weniger häufig. Feldspat wie Quarz zeigen meistens schwach undulöse Auslöschung.

Was nun zunächst stutzig macht, wenigstens denjenigen, der, wie ich, durch die tektonische Analyse dazu gelangt ist, diese Gesteine zu den jüngsten des Gebietes zu rechnen, zu den letzten Ablagerungen des Bündnerschiefermeeres in dieser Gegend, das ist das Auftreten des Mikroperthites. Dieser Komponent bildet die größten Körner des Gesteinsgewebes. Nun ist Mikroperthit das Entmischungsprodukt der Mischkristalle von Kali- und Natronfeldspat, falls sie unter andere Bedingungen als denen ihres Existenzbereichs gelangen. Der Existenzbereich jener Mischkristalle aber scheint ein ziemlich begrenzter und nur bei der Entstehung von Tiefengesteinen verwirklichter zu sein. Bei der nachherigen Abkühlung tritt dann unfehlbar die mikroperthitische Entmischung der unter den günstigen Bedin-

gungen auskristallisierten Mischkristalle ein, vielleicht schon während der Kristallisation selbst. Wie dem auch sei, auf alle Fälle darf es als sicher gelten, daß Mikroperthit nur aus ursprünglichen Tiefengesteinen herstammen kann. Finden wir ihn in einem sedimentogenen Gestein, so muß er als solcher abgelagert worden sein, mit anderen Worten: es muß in nicht zu großer Entfernung ein Erosionsgebiet eruptiver oder injektiöser Gesteine bestanden haben. Ich habe früher aus den geologischen Verhältnissen des Schams den Schluß gezogen, daß mindestens die Stirn der Surettadecke nach der Hauptfaltung des Penninikums und vor dem Anrücken des Unterostalpinen bis ins Alt-kristalline entblößt wurde. Dort haben wir jene groben neritischen Ablagerungen von polygenen Konglomeraten, Vizanbrekzien, Taspiniten (*Heim*). Hier in unsren Bündnerschiefergneisen finden wir die Abkömmlinge feinerer, weiter im Meer draußen abgesetzter Sande. Dieselben ebenfalls von der Surettastirn herzuleiten, würde zwar Schwierigkeiten bieten; es ist aber möglich, daß im Südwesten selbst Teile des Adulagrundgebirges angegriffen wurden. Wer mit *Königsberger* diese Gneise selbst als altkristallin ansehen will (lit. 15), hat die Pflicht, ein nicht nur lokal mögliches, sondern auch regionaltektonisch wahrscheinliches Profil des Gebietes zu geben. Vorläufig halte ich das Vorkommen von Mikroperthit in Gesteinen der Bündnerschiefer-Serie für eine interessante, unvermutete Stütze meiner früher geäußerten Anschauungen über die Entwicklungsgeschichte der penninischen Decken.

III. Die mesozoischen Eruptiv-Gesteine.

C. Schmidt beschrieb nur einen geringen Bruchteil der Ophiolithe unseres Gebietes, hauptsächlich das Gestein vom Brennhof bei Nufenen, das er offenbar als das am wenigsten metamorph veränderte ansah. Im ganzen kam er zum Schluß, daß es sich um dynamometamorphe Diabase handle und „für die Deutung derselben als submarine Tuffe keine Anhaltspunkte“ vorlägen. *Alb. Heim* jedoch schien geneigt, eben dieser letzteren Auffassung den Vorzug zu geben. Die Entscheidung der Frage nach der ursprünglichen Natur der Grünschiefer und die Ver-

folgung ihrer Metamorphose wird also die Hauptaufgabe dieses Abschnittes sein müssen.

Über ihr geologisches Auftreten ist von den genannten Autoren und mir bereits alles Nötige mitgeteilt worden: es sei nur wiederholt, daß im großen und ganzen drei weitausgedehnte Horizonte zu unterscheiden sind, welche meiner Meinung nach ursprünglich gleichzeitig (oberliasisch) und zusammenhängend abgelagert, heute verschiedenen Teildecken des Systems der Adula angehören. Der unterste von ihnen macht in der Gegend von Vals eine ziemlich verwickelte Verfaltung mit. Geologisch betrachtet, kann es sich nur um submarine Ablagerungen handeln, da: 1. ein intrusionsartiges, die Sedimente quer durchschlagendes Auftreten nirgends beobachtet werden kann; 2. die liegenden wie hangenden sedimentogenen Bündnerschiefer ausschließlich der bathyalen Facies angehören. In morphologischer Hinsicht wäre vielleicht noch nachzutragen, daß die Proportionalität, welche zwischen dem Grad der Massigkeit der grünen Gesteine und ihrer Akzentuierung im topographischen Bild bestehen muß, deutlich zum Ausdruck kommt, wenn man berücksichtigt, daß daß letztere ja auch noch von der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der umgebenden Bündnerschiefer abhängt. Die Gratlinie Thälihorn-Piz Tomül-Tomülgrat-Bärenhorn ist offenbar auf diese Weise bedingt durch das Ausbeißen des obersten Horizontes der grünen Schiefer. Wo diese schiefrig und wenig widerstandsfähig sind, weicht besagte Linie vor der Erosion nach Westen zurück, an den Stellen, wo der ganze Horizont lokal etwas eingesenkt ist, die Entstehung solcher Übergänge wie Tomülpaß und Bärenpaß gestattend. Wo hingegen die Grüngesteine verhältnismäßig massig und zäh sind, da ragt der Piz Tomül weit nach Osten ausgreifend vor. Die Erwartung ist berechtigt, hier die am wenigsten metamorphen Gesteine zu finden, darum wenden wir uns ihm zuerst zu.

Um in die Menge der Varietäten, die gegenseitig fast immer durch Übergänge verbunden sind, eine gewisse Gliederung hineinzubringen und dadurch die Möglichkeit späterer kurzer Hinweise zu schaffen, sind, dem Schwerpunkt des jeweiligen typischen Vorkommens entlehnt, Lokalnamen den Einzelbeschreibungen vorangestellt.

1. Der oberste Grünschieferhorizont (Tomüldecke).

Aus der Arbeit von *E. Heydweiller* (lit. 12) scheint hervorzugehen, daß dieser Horizont südlich von Nufenen keine Fortsetzung mehr hat. Es ist wohl möglich, daß die tektonische Einheit, in welcher er liegt, die von mir sogenannte Tomüldecke (oder -teildecke, wie man lieber will), von den Gneismassen der Tambo-Surettadecke soweit nordwärts vorgeschoben ist, daß man eine solche Fortsetzung nicht erwarten kann. Nordwärts erstreckt er sich über Bärenhorn und Piz Tomül bis in die Gegend zwischen Thälihorn und Crap Grisch. Seine Mächtigkeit ist natürlich ziemlich wechselnd und erreicht im Maximum etwa 70 m.

Piz Tomül I. Unter dieser Bezeichnung sollen jene Gesteine zusammengefaßt werden, welche, vom bloßen Auge als zu einer Gruppe gehörend erkannt, auf der Südflanke des Piz Tomül am bequemsten erreicht werden können. Auf der Nordseite bilden sie die Abstürze, welche durch ihre Steilheit und den immerwährenden Steinschlag nicht eben zum Besuch einladen.

Massig bis schwachschiefrig texturiert, sind diese Abarten makroskopisch einheitlich durch ein fleckiges Aussehen gekennzeichnet, hervorgerufen durch die zwischen die hellen Feldspäte verteilten ziemlich großen Aggregate der grünen Gemengteile. Das mikroskopische Bild ist ein etwas mannigfaltigeres und wechselnderes. Zunächst ist namentlich bemerkenswert das Vorhandensein von monoklinem Pyroxen. Schwachrötlich bis deutlich bräunlich, ohne merklichen Pleochroismus, besitzt er eine maximale Auslöschungsschiefe von $c:c = 38^\circ$. Basisschnitte zeigen Zwillingslamellierung nach (100). Das gleichzeitige Auslöschen vieler getrennter Stücke dieses Gemengteiles über eine gewisse Fläche hin verrät ihre Zusammengehörigkeit zu größeren Individuen. Man wird dadurch lebhaft an die ophitische Struktur der Diabase erinnert. Jedoch muß gesagt werden, daß ein gewisser Teil der Zwischenräume durch Chlorit ausgefüllt wird, der an einigen wenigen Stellen vom Augit durch einen schmalen Saum von Strahlstein getrennt ist, anderwärts Nadeln dieses Minerals umschließt. An vielen anderen Stellen greift jedoch auch die Feldspatsubstanz unvermittelt in mehr oder weniger

eckigen Formen zwischen die Augitstücke hinein. Allerdings ist der Feldspat vollständig in der Umwandlung begriffen. Die Meinung, daß alle die leicht erkennbaren und auffallenden leistenartigen Formen, welche auch polysynthetische Zwillingsbildung aufweisen, primären Individuen zuzuschreiben seien, hat ihre einzige Stütze darin, daß die wenigen gemessenen Schieben der symmetrischen Auslöschung als maximalen Wert 30° aufweisen, was auf Labrador hindeuten würde. Das übrige ist Albit in meist kleinen, unregelmäßigen Körnern. In dem ebenso und in beträchtlicher Menge auftretenden Epidotmineral, das seiner niedrigen Doppelbrechung zufolge größtentheils als Klinozoisit angesprochen werden muß, ist dann der bei der Umwandlung frei werdende anorthitische Teil der Feldspatsubstanz zu suchen. Abseits der Umwandlungskomplexe des Pyroxens finden sich kleine Nester von mehr oder weniger wirr gelagerten Strahlsteinnadeln, welche gedeutet werden könnten als Umwandlungsprodukt einer zweiten Pyroxengeneration der ursprünglichen Grundmasse; denn diese kurze Beschreibung zeigt ja schon, daß wir sicher die Reliktstruktur eines körnigen Diabases vor uns haben. Titanit ist in den als Leukoxen bekannten Anhäufungen allenthalben verbreitet, Quarz spärlich in kleinen, meist undulös auslöschenden Körnern.

Andere Schlitte desselben Typus lassen das Fortschreiten der Metamorphose erkennen durch das Zurücktreten des Augites und ein dementsprechendes Überhandnehmen des chloritischen Gemengteiles. Die Sammelkristallisation bewirkt eine allmähliche Vergrößerung der Albit- und Epidotkörner, ebenso der Aktinolithnadeln, welch letztere sich parallel anordnen. Wo der Augit völlig verschwunden ist, bildet sich innerhalb der chloritischen Putzen bereits Calcit aus.

Örtlich beschränkt und im Feld besser an losen Blöcken mit frischem Bruch zu finden, als an dem meist mit weithin leuchtenden gelben Flechten überzogenen Anstehenden sind Partien von mit bloßem Auge erkennbaren Anhäufungen dünnstengeligen Strahlsteins oder strahliger Hornblende. Man wird nicht gerade von „Garben“ reden wollen, wird aber doch manchmal an solche erinnert. Im Dünnschliff sieht man dann sehr vollkommen idiomastisch ausgebildete Gestalten, welche durch Sam-

melkristallisation entstanden sein müssen, da dazu führende Übergänge, von feinsten Nadelchen angefangen, in den verschiedenen Schlitzen bemerkt werden können. Eines der Gesteine dieser Gruppe wurde mit folgendem Resultat analysiert:

ANALYSE 13

Blastophitischer Diabasschiefer (mit Augitrelikten), Südabhang
des Piz Tomül. Anal. H. R. Spez. Gew. = 2.90

		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	51.33	55.8	S 55.8
TiO ₂	1.12	—	A 5.5
P ₂ O ₅	n. best.	—	C 1.2
CO ₂	—	—	F 30.8
Al ₂ O ₃	10.53	6.7	M 8.2
Fe ₂ O ₃	8.33	—	T 0.0
FeO	4.83	11.2	K 0.9
MnO	0.12	—	
MgO	7.14	11.4	
CaO	8.20	9.4	Projektionswerte:
K ₂ O	0.31	0.2	a 2.9
Na ₂ O	5.08	5.3	c 0.7
H ₂ O (110°+)	2.92	—	f 16.4
H ₂ O (110°—)	0.05	—	
	99.96	100.0	

Der Chemismus ist der für Diabase i. A. charakteristische. Die Kieselsäure steht etwas über dem Mittelwert, die Tonerde etwas darunter; die Menge des Natrons ist auffallend hoch, was hier nur nebenbei erwähnt sei, weil wir später darauf zurückkommen werden.

Piz Tomül II. Dies ist ein fast massiges, zähes, mittelkörniges Gestein, welches makroskopisch nur Feldspat und einen grünen Bestandteil in länglich-stengeligen, kreuz und quer gelagerten Individuen erkennen lässt. Der Unterschied gegenüber dem vorigen Typus ist sehr deutlich. Der grüne Komponent erweist sich u. d. M. als Strahlstein, oder vielmehr als Aggregate parallel angeordneter Strahlsteinnadeln, die auf dem Schliff

alle möglichen Schnittlagen darbieten entsprechend der richtungslosen Textur des Gesteins. Ihre Endbegrenzung ist eine regellose. Als weitere femische Komponenten sind anzumerken: wenig Chlorit von dunkelbrauner Polarisationsfarbe, Epidot in gelegentlich wohl ausgebildeten, doch gewöhnlich kleinen Körnern, und Titanit als Leukoxen in der Nachbarschaft des Epidots. Die Feldspäte zeigen ein kompliziertes Bild. Es fallen Gruppen von leistenförmigen, polysynthetisch verzwilligten Individuen auf, welche an die Verhältnisse bei gabbroiden Gesteinen erinnern. Ihre Begrenzung ist eine relativ gute im Vergleich zu andern Individuen, welche größere oder kleinere unregelmäßige Körner meistens ohne Zwillingserscheinungen bilden und im ganzen genommen im Dünnschliff vielleicht etwas überwiegen. Man ist geneigt, diese verschiedenen Ausbildungsformen auf einen Unterschied in der Natur des Feldspats zurückzuführen. Wenn man, wie es meistens geschieht, in diesem Fall Verzwilligung nach dem Albitgesetz annimmt, so kommt man, nach der maximalen symmetrischen Auslösungschiefe 180° und der Auslösung senkrecht zu a ($70-71^\circ$) zum Schluß, daß entweder Andesin oder Albit vorliegen müsse. Die Unterscheidung zwischen diesen beiden Feldspäten ist bekanntlich sehr schwierig im gewöhnlichen Mikroskop, wenn man keine Schnitte senkrecht c auffinden kann und wenn die Verwendung der Beckeschen Methode durch Abwesenheit von Quarz verunmöglicht wird. Es wurden daher einige Messungen mittelst des Fedorowschen Universaltisches vorgenommen, wobei jedoch erwähnt werden muß, daß die mehr oder minder stark undulöse Art der Auslösung sich störend bemerkbar machte. Alsdann ergab sich in drei Fällen für den Winkel der Zwillingsaxe mit den optischen Elastizitäten:

	a	b	c
1.	84°	$17\frac{1}{2}^\circ$	72°
2.	86	$16\frac{1}{2}$	71
3.	85	15	76
Mittelwerte	85°	$16,3^\circ$	73°

Der dadurch bestimmte Punkt fällt sehr genau mit demjenigen des Albites $Ab_{95}An_5$ auf der Kurve des Karlsbader Gesetzes zusammen; daneben kommt die schlechte Annäherung

an Andesin nach Manebacher Gesetz nicht in Betracht, um so weniger, als eine vierte Messung mit den Resultaten:

$$\begin{array}{ccc} a & b & c \\ 90^\circ & 72^\circ & 14^\circ \end{array}$$

ganz eindeutig ist für Albit nach dem Albitgesetz.

Es wird dadurch wieder gezeigt, daß man mit der Bestimmung der Feldspäte nach der symmetrischen Auslöschung doch etwas vorsichtig sein muß; denn man ist gewöhnlich viel zu sehr geneigt, Verzwillingung nach dem Albitgesetz vorauszusetzen, wo dies gar nicht der Fall ist, wenn schon die Lamellen nicht gerade breit sind.

Nun ist es ausgemacht, daß die auf den ersten Blick für halbophitisch angesehene Struktur des in Rede stehenden Gesteines vollständig granoblastisch zu nennen ist mit zum Teil idioblastisch ausgebildetem Albit. Hier noch das Resultat der chemischen Untersuchung:

ANALYSE 14

Massiger Grünschiefer, Südflanke des Piz Tomül. Anal. H. R.
Spez. Gew. = 2.91

		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	46.97	53.4	S 53.4
TiO ₂	2.20	—	A 4.6
P ₂ O ₅	n. best.	—	C 6.1
CO ₂	—	—	F 25.2
Al ₂ O ₃	16.58	10.7	M 3.5
Fe ₂ O ₃	2.94	—	T 0.0
FeO	8.47	10.5	K 0.8
MnO	0.23	—	
MgO	6.82	11.2	
CaO	8.16	9.6	
K ₂ O	0.50	0.3	
Na ₂ O	4.02	4.3	Projektionswerte:
H ₂ O (110°+)	3.45	—	a 2.6
H ₂ O (110°- -)	0.08	—	c 3.4
	100.42	100.0	f 14.0

Der Gehalt an Kieselsäure ist demnach gegenüber der Analyse 13 kleiner, an Tonerde größer. Auch das Natron erreicht nicht dieselbe Höhe wie dort.

Piz Tomül III. In der Blockhalde unterhalb des Tomülgipfels fallen sofort Blöcke von leuchtend grüner Farbe auf, die von einer gewissen, nicht sehr mächtigen Lage an der Basis des Grünschieferhorizontes weiter oben herstammen, welche nach Osten auszukeilen scheint. Auch auf dem Nordhang stehen sie an.

Makroskopisch ist an diesem Gestein außer der Farbe nichts zu erkennen als bedeutende Feinkörnigkeit und weitgehende Schiefrigkeit. U. d. M. dokumentiert sich diese hauptsächlich durch schmale Strahlsteinnadeln, welche in parallelen Strängen angeordnet mit Chlorit zusammen das kleinkörnige Albitgewebe durchschwärmen, dabei die größeren unregelmäßig gestellten Individuen von Epidot umgehend, welch letzterer im übrigen alle Ausbildungsformen bis zur Anhäufung in „Insekteneierform“ zeigt. Schöne Körner von gleichartiger Größe bildet er in den verhältnismäßig breiten Chloritlagen von dunkelbrauner Interferenzfarbe, welche, auch Calcit enthaltend, sich hie und da scharf im Schliff abgrenzen und auch makroskopisch sichtbar werden. Die Struktur ist fein granoblastisch.

Übergänge dieses selbständigen Typus in die beiden vorigen sind nicht ersichtlich. Wegen seiner Selbständigkeit und Frische wurde auch dieses Gestein der Analyse unterworfen.

(Siehe Analyse 15 auf der folgenden Seite.)

Fast alle einzelnen Posten dieser Analyse stehen in ihren Werten zwischen denjenigen der beiden vorhergehenden.

Bärenpab. Diese Varietät erstreckt sich vom obersten Teil der Alp Klein-Tomül einerseits auf den Tomülgang, anderseits auf die Westflanke des Bärenhorns hinauf. Makroskopisch schließt sie sich an Typus Tomül I an, ist aber im Gegensatz zu ihr sehr schiefrig und weist deutliche Flasertextur auf. Hornblendeindividuen von 1—2 mm Länge lassen sich mit der Lupe erkennen als Mittelpunkte der grünen, im Querbruch linsenförmigen Aggregate faseriger Komponenten.

U. d. M. zeigt sich, daß diese schlecht begrenzten, fasrigen, offenbar sekundären Hornblenden (c = blaugrün, b = gelbgrün,

ANALYSE 15

Chlorit-Epidot-Albitschiefer, oberh. der Blockhale des Piz Tomül

Anal. H. R. Spez. Gew. = 2.88

		Mol. %	
SiO ₂	50.60	56.2	Gruppenwerte:
TiO ₂	2.00		S 56.2
P ₂ O ₅	n. best.	—	A 5.2
CO ₂	—	—	C 3.8
Al ₂ O ₃	13.92	8.8	F 26.0
Fe ₂ O ₃	4.17		M 5.0
FeO	6.70	9.7	T 0.0
MnO	0.20		K 0.9
MgO	7.00	11.3	
CaO	7.56	8.8	Projektionswerte:
K ₂ O	0.97	0.7	a 3.0
Na ₂ O	4.27	4.5	c 2.2
H ₂ O (110°+)	2.96	—	f 14.9
H ₂ O (110°—)	0.06	—	
	100.14	100.0	

α = blaßgelb, max. Auslöschungsschiefe 19°) meistens schräg zur Schieferungsebene gestellt sind und daher manchmal vom Längsschliff in Basisschnitten getroffen sind. Gewöhnlich sind die Kristalle auf wildeste Art und Weise in einzelne Stücke zertrümmert. Diese werden dann rings von Zügen faseriger Individuen desselben Minerals umflossen, indem sie an den Enden ohne Unterbruch in diese übergehen. Nur an wenigen Punkten ist Chlorit von dunkelvioletter Interferenzfarbe vorhanden. An vielen Stellen geht die Hornblende in Biotit über, der jedoch nur einen geringen Bruchteil der Gesamtmenge einnimmt (Tschermaksche Pseudomorphose). Sowohl die Richtung der c-Axe der Hornblende, wie auch dieser Umwandlungsprozeß weisen darauf hin, daß das Gestein versucht hat, sich starkem einseitigem Druck anzupassen. Der übrige Teil des Gesteins wird durch Albit in unregelmäßigen, langgestreckten Körnern verschiedenster Größe, Epidot, und großen im durchfallenden Licht dunklen Aggregaten von Leukoxen und Epidot zusammengesetzt.

Festzuhalten bleibt vor allem: wohl ausgebildete Produkte einer ersten Umwandlung (Hornblende) wurden durch einen späteren heftigen Eingriff wieder kataklastisch zerstört und die entstandenen Schäden nachträglich wiederum notdürftig auszuheilen versucht.

Klein-Tomül. Diese Abart bildet das Liegendste des Grünschieferhorizontes auf der obersten Alp Klein-Tomül und fällt schon aus einiger Entfernung auf durch das lebhafte Glitzern, welches im Sonnenlicht die in großer Menge auf parallelen Flächen angeordneten tafeligen Ilmenitkristalle verursachen. Die chemische Prüfung lehrt, daß es wirklich Ilmenit und nicht etwa Magnetit oder Hämatit ist. Makroskopisch ist dies auch das einzige Unterscheidungsmerkmal des Gesteins gegenüber dem Typus Tomül III. Mikroskopisch jedoch sind die Unterschiede bedeutender: die Menge des Strahlsteins und Epidots ist hier kleiner, diejenige des Chlorits größer; namentlich aber macht sich ein starker Karbonatgehalt bemerkbar. In dem feinkörnigen Grundgewebe liegt Calcit in Form von länglichen, unregelmäßig begrenzten Porphyroblasten. Es ist schwierig anzunehmen, daß nicht eine Zufuhr dieses Komponenten von außen stattgefunden habe.

Tomülgrat. Ein großer Teil des Schiefers zwischen Tälihorn und Piz Tomül, des Tomülgrates und südlich des Bärenhorns ist ein makroskopisch nichtssagendes Gestein von hellgrau-grüner Farbe und sehr schiefriger Textur. Es schließt sich an die schiefrigen Varietäten des Typus Piz Tomül I an, nur ist es nicht so fleckig wie diese. Mikroskopisch erweist es sich als feinkörniges Gewebe von Albit, Epidot, Zoisit, Strahlstein (die größeren Individuen oft quer oder schräg zur Schieferung gestellt), Chlorit, Leukoxen. Der Gehalt an Calcit ist reichlich in größeren zusammenhängenden Komplexen. Struktur grano- bis lepidoblastisch.

Safien. Die obersten Partien des in Rede stehenden Grünschieferhorizontes sind auf weite Strecken entblößt am linken Hang des oberen Safientales, namentlich den Alpen Valletscha, Guw und Tscheurig. Dies hat seinen Grund darin, daß das Einfallen des Hanges mit demjenigen des Horizontes übereinstimmt.

Das verbindende Merkmal dieser Gesteine ist neben den blassen grauen und grünen Farben und der hohen Schiefrigkeit ein wechselnder Karbonatgehalt. U. d. M. zeigt sich meistens eine lagenweise Abwechslung von karbonatreichen Partien mit solchen, die im Mineralbestand dem vorigen Typus gleichen. Strahlstein ist jedoch meist wenig vorhanden, dagegen mehr Chlorit. Die kalkreichen Stellen weichen u. d. M. nicht weit ab von dem Bild, welches die Kalkphyllite der Bündnerschiefer darbieten.

Ein Gestein mit noch relativ wenig Karbonat wurde mit folgendem Ergebnis analysiert:

ANALYSE 16

Heller Chlorit-Epidotphyllit (tuffogen), Alp Valletscha, oberes Safiental. Anal. H. R. Spez. Gew. = 3.02

		Mol. %	
SiO ₂	41.94	45.3	Gruppenwerte:
TiO ₂	0.73		S 45.3
P ₂ O ₅	n. best.	—	A 0.8
CO ₂	1.70	—	C 9.1
Al ₂ O ₃	15.77	9.9	F 34.9
Fe ₂ O ₃	6.64		M 4.0
FeO	6.36	7.0	T 0.0
MnO	0.18		K 0.75
MgO	14.90	23.9	
CaO	11.37	13.1	Projektionswerte:
K ₂ O	0.25	0.2	a 0.4
Na ₂ O	0.63	0.6	c 4.1
H ₂ O (110°+)	4.61	—	f 15.5
H ₂ O (110°—)	0.06	—	
	100.14	100.0	

Die Osannschen Verhältniszahlen sind:

S—Al—F	13.7	3.0	13.3	NK : 7.5
Al—C—Alk	12.5	16.5	1.0	MC : 6.5

Die Projektionspunkte fallen demnach noch in die entsprechenden Eruptivfelder und es werden auch alle die von

Osann in seinen Tafeln VI, VII und VIII zusammengefaßten Gesetzmäßigkeiten im Chemismus eruptiver Gesteine erfüllt. Doch möchte ich trotzdem annehmen, daß wir es hier mit einem Mischgestein zu tun haben, entstanden aus der Vereinigung peridotitischer eruptiver Substanz mit der gewöhnlichen tonerde- und kalkhaltigen Substanz der Bündnerschiefer. Der sehr wechselnde Karbonatgehalt der Schiefer dieser ganzen Gegend legt es nahe, an Ablagerungen in Form von Tuffen zu denken.

Überall in diesem Komplex treten in jeweilen lokaler Ausdehnung seidenglänzende gefältete Phyllite auf, deren Oberfläche durch hervortretende dunkle Punkte gekennzeichnet ist. Diese erweisen sich u. d. M. als Einwüchslinge von Epidot, die in einem helicitisch texturierten Grundgewebe von Albit, Chlorit und Strahlstein liegen. Der Feldspat tritt gewöhnlich sehr in den Hintergrund und wird dann ersetzt durch farblosen Glimmer, der infolge seiner Kleinheit nicht näher bestimmt werden kann. In diesem Falle erreicht die Fältelung ihren höchsten Grad und es erscheinen dann u. d. M. wahre Wellenberge und -täler. Die Epidotkristalle sind dann nicht selten quer zur Schieferung gestellt oder besitzen beiderseits Schwänze von Chloritsubstanz im Druckschatten. Es sieht so aus, als ob sie bei ihrem Wachstum das Grundgewebe zur Seite gedrückt hätten.

Auf der östlichen Seite der Lücke zwischen Thälihorn und Piz Tomül, oberhalb der Alp Tscheurig, findet man Kalksilikatgesteine, welche äußerlich oft durch einen reichen Gehalt an Chromglimmer auffallen. Mikroskopisch betrachtet bestehen sie außerdem bloß aus viel Karbonat, Klinozoisit und als Nebengemengteilen Strahlstein und Sericit. Textur kristallisatschierig. Es muß hier eine pneumatolytische Einwirkung der noch nicht völlig erkalteten Ergußdecke auf die sich auf ihrer Oberfläche absetzenden Sedimente angenommen werden.

Es ist wohl möglich, daß sich unter den makroskopisch nicht gut zu unterscheidenden Grünsteinen dieses Areals noch andere Varietäten finden lassen, jedoch werden sie sich nicht weit von der hier in Kürze geschilderten entfernen.

Wenn irgendwelche, so sind es diese Safier Schiefer, die aus submarinen Tuffen größerer Ausdehnung könnten hervorgegangen sein. Aus ihrer Struktur läßt sich das nicht zwingend

beweisen, wohl aber redet der starke Gegensatz zu den liegenden, sicher von echten Diabasen abstammenden Gesteinen, wie auch die Mannigfaltigkeit in Zusammensetzung, Chemismus und äußerem Anblick eine deutliche Sprache. Klar liegt es vor unseren Augen: das aus Tuffen und allerlei Mischgesteinen aufgebaute Dach einer gewaltigen unterseischen Ergußdecke!

2. Der mittlere Grünschieferhorizont (Auldecke).

Von diesem Horizont unterlag nur der nördlich des Hinterrheines befindliche Teil der Untersuchung. Er reicht noch ein beträchtliches Stück weiter nach Süden, wie es scheint bis nach Misox hinunter. Hier im Norden sind zwei Stellen größter Mächtigkeit zu verzeichnen: bei Nufenen im Rheinwald und oberhalb Buccarischuna im Valsertal. An letzterer Stelle, wo er steil in die Tiefe hinuntergesetzt, erreicht er, tektonisch zusammengedrückt, wohl 100—150 m Mächtigkeit. Zwischen den beiden Punkten, am Teischerhorn und auf der Alp Tomül ist er stellenweise äußerst reduziert, bis auf einige Meter und weniger. In westlicher Richtung, wo er vom Piz Seranastga über die Sattelstütze und Fuorcla de Patnaul gegen Faltschonhorn und Schwarzhorn hinüberstreicht, besitzt er meist eine mittlere Mächtigkeit. Übrigens ist noch zu bemerken, daß in der nördlichsten Partie, beiderseits oberhalb Buccarischuna, zwei Schuppen zu unterscheiden sind.

Brennhof Nufenen. An dem grünen Gestein dieser Örtlichkeit ist von bloßem Aug nur seine deutliche Schiefrigkeit, von seinen Komponenten neben dem grünen Gemengteil und etwa dem Feldspat hauptsächlich ein beträchtlicher Gehalt an Pyrit zu erkennen. Das Mikroskop enthüllt das Bild eines noch nicht völlig fertigen Albit-Epidot-Chloritschiefers von grano- bis lepidoblastischer Struktur, je nachdem man mehr die albit- oder chloritreicher Stellen ins Auge faßt. Epidot ist nur zu einem kleinen Teil idioblastisch ausgebildet, seine Menge ist ziemlich bedeutend und die Körner manchmal von beträchtlicher Größe. Albit ist ganz unregelmäßig und besitzt poikiloblastische Struktur. Chlorit weist grünliche, niedere Polarisationsfarbe auf. Außerdem sind noch vorhanden: Strahl-

stein, der in feinsten Nadelchen das Ganze durchschwärmt oder an andern Stellen parellelfaserige Anhäufungen bildet, Leukoxen mit noch erhaltenen Resten des ursprünglichen Erzes, reichlich Pyrit und etwas Karbonat. *C. Schmidt* (lit. 27, pag. 63) erwähnt auch von diesem Gestein Reste ophitischer Struktur und gibt in Figur 13 seiner Tafel eine mikrophotographische Abbildung davon.

Im Schliff ist die Schieferung nicht wahrnehmbar, im Handstück, wie gesagt, wohl. Die randlichen Partien der Brennhofmasse sind bedeutend feinkörniger und schiefriger als die inneren.

Was sich in dem mittleren Grünschieferhorizont weiter nördlich, am Valserhorn, am Teischerhorn, auf den Alpen Tomül und Rischuna usf. findet, ist von dem eben beschriebenen nur insofern verschieden, als die Schiefrigkeit zunimmt, so daß sie auch im mikroskopischen Bild auffällt, und daß die Sammelkristallisation an der Arbeit ist, die Komponenten zu vergrößern und zu vervollkommen. Die Struktur bleibt grano- bis lepidoblastisch, Strahlstein tritt bis zum fast völligen Verschwinden zurück und im chloritischen Grundgewebe liegen dann meist längliche einschlußarme Epidote neben Albit, der hie und da mit breiten Lamellen nach dem Karlsbader, selten mit schmalen nach dem Albit-Gesetz verzwilligt, meist aber ganz ohne solche Erscheinungen größere verzackte formlose Körner bildet. Seine Einschlüsse, kleine Körnchen von Epidot, Strahlstein und Titanit betonen nicht selten die Schieferungsfläche. Neu tritt spärlich farbloser Glimmer auf, der in den weniger sammelkristallisierten Varietäten als Sericit wohl meist der geringen Menge wegen dem Auge verborgen bleibt. Calcit und Pyrit vervollständigen den Mineralbestand.

Brand, Fuorcla de Patnaul, Faltschonhorn. Dies sind die Örtlichkeiten auf der linken Seite des Valsertales, wo der soeben beschriebene Charakter der Schiefer des mittleren Horizontes sich noch etwas ändert. Das Gestein wird heller, und das unbewaffnete Auge schon kann Feldspat, Epidot und Chlorit erkennen, außerdem manchmal Sericit, durch den das Gestein Seidenglanz erhält. Die Feldspäte bilden bis stecknadelkopfgroße weiße Punkte, die u. d. M. als ausgezeichnete Einwüchslinge erscheinen. Die Grenzfläche gegen das chloritisch-sericitische Grundgewebe ist dann vollkommen scharf und oft

eine Kristallfläche. Siebstruktur tritt zurück. Fast alle Porphyroblasten bestehen aus zwei nach dem Karlsbader Gesetz vereinigten breiten Individuen, so daß man zuerst den Eindruck hat, es handle sich um Orthoklas. Eine Messung der Winkel der optischen Elastizitäten mit der Zwillingsaxe auf dem Fedorowschen Tisch ergab jedoch

$$\begin{array}{ccc} a & b & c \\ 85^\circ & 16\frac{3}{4}^\circ & 74^\circ \end{array}$$

wodurch Albit eindeutig festgelegt ist, was übrigens auch bei der gut sichtbaren Spaltbarkeit durch die Messung der Auslöschungsschäfen in Verbindung mit dem von *T. Woyno* (lit. 32) gegebenen Isogonendiagramm bestätigt wird.

Die kristalloblastische Reihenfolge dieses Gesteins, dem die Sammelkristallisation ein endgültiges Gepräge verliehen hat, ist: Titanit, Epidot, Albit, Chlorit, Sericit. Calcit ist sehr spärlich.

Die chemische Zusammensetzung erhellt aus folgender Analyse:

ANALYSE 17

Albit-Epidot-Chloritschiefer, am Kamm zwischen Fuorcla de Patnaul und Faltschonhorn. Anal. H. R. Spez. Gew. = 2.91

		Mol. %		Gruppenwerte:
SiO ₂	43.91	51.5		
TiO ₂	1.50		S	51.5
P ₂ O ₅	n. best.	—	A	4.7
CO ₂	0.56	—	C	9.1
Al ₂ O ₃	20.48	13.8	F	20.9
Fe ₂ O ₃	5.86		M	1.5
FeO	5.27	10.3	T	0.0
MnO	0.19		K	0.8
MgO	5.33	9.1		
CaO	8.61	10.6		
K ₂ O	1.49	1.1		
Na ₂ O	3.23	3.6		
H ₂ O (110°+)	3.89	—		
H ₂ O (110°—)	0.03	—		
	100.35	100.0		
				Projektionswerte:
			a	2.7
			c	5.2
			f	12.1

Es ist daraus ersichtlich, daß sowohl Tonerde- wie Kalihalt gegenüber den früher mitgeteilten Analysen vom Piz Tomül hohe Werte erreichen. Der erste insbesondere kommt der obersten Grenze, die er in einem diabasischen Magma haben kann, außerordentlich nahe. Die geologischen Verhältnisse ließen aber, am Faltschonhorn wenigstens, auch auf lokale Tuffbildungen schließen: die Grünschiefer enthalten dort öfters dünne Lagen gewöhnlicher sedimentogener Bündnerschiefer, die keine Spuren kontaktlicher Beeinflussung aufweisen. Die Bündnerschiefer des Faltschonhorns gehören zu jenen, die relativ viel Tonerde enthalten; eine Zufuhr dieses Komponenten in die grünen Schiefer wäre also wohl denkbar.

Es gibt unter den letztern in dieser Gegend auch solche, die fast gar keinen Epidot, dafür aber Anhäufungen von Karbonaten enthalten und selbst Züge von graphitoider Substanz. Auch diese wechselnde Zusammensetzung spricht für Mischgesteine als Ausgangskörper. Es sind aber alles lokale Vorkommen, die bei weitem nicht eine solche Ausdehnung besitzen wie im Saalfiental.

Serpentin Rischuna. Wenn man den Weg von Buccarischuna nach der Alp Rischuna verfolgt, stößt man an mehreren Stellen etwas unterhalb der Waldgrenze auf größere Linsen von blauem Serpentin. Hauptgemengteile sind: Antigorit, Talk; Nebengemengteil: Magnetit; Übergemengteile: Strahlstein, Karbonat. Struktur lepidoblastisch. Der Magnetit hat jene Anordnung, wie sie im allgemeinen für bei der Umwandlung aus Olivin entstandenen als charakteristisch gilt („Maschenstruktur“); vom Ausgangsmineral sind jedoch keine Relikte mehr vorhanden.

Außer den angeführten Komponenten fallen u. d. M. noch meist länglich begrenzte Anhäufungen winziger dunkler Nadelchen auf, die auch mit den stärksten Vergrößerungen nicht bestimmt werden können. Pleochroismus ist besser wahrnehmbar bei Betrachtung ihrer Gesamtheit als der einzelnen Individuen (bräunlich-stahlgrau). An mehreren Stellen zeigen die Nadelchen jene für Sagenitgewebe charakteristische Anordnung; es könnte sich demnach um bei der Umwandlung von Titanaugit entstandenen Rutil handeln. Auch an aus rhombischem Pyroxen zurückgebliebene Titaniteinlagerungen könnte man denken.

Strahlsteinschiefer Rischuna. Hier und da in Verknüpfung mit dem Serpentin finden sich kleine Partien von grauem Schiefer, der im wesentlichen aus einem nematoblastischen Gefüge gut ausgebildeten Strahlsteins und grünlich polarisierenden Chlorits besteht. Zu Gruppen angeordnete rundliche Körner von Magnetit vervollständigen stellenweise das Bild.

Magnetitchloritschiefer Rischuna. Wie so manche schöne Mineralien des Valsertales ist wohl auch durch den Strahler *Peter Stoffel* von Vals der Magnetitchloritschiefer der Alp Rischuna in viele petrographische Sammlungen gelangt. Er bildet ein kleines Vorkommen an der Basis des grünen Horizontes der oberen Schuppe, etwas höher als der soeben erwähnte Serpentin. Der Magnetit bildet vollkommene Oktaeder von bis zu $1/2$ cm Durchmesser, die als Einwüchslinge in einem lepidoblastischen Grundgewebe von, nach seiner niedrigen Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ als Pennin zu bezeichnenden Chlorit liegen. Außerdem findet sich noch Epidot in regelmäßig verteilten winzigen Körnchen. Stellenweise sind sehr große rundliche Rutilkörper angereichert (von bis 3 mm Durchmesser!).

Der hier folgenden Analyse dieses Gesteins sei eine andere, der Arbeit von *P. Niggli* (lit. 18, pag. 80) entnommene gegenübergestellt:

(Siehe Analyse 18 auf der folgenden Seite.)

Die Projektionspunkte liegen somit beide außerhalb der Eruptivfelder, und es ist anzunehmen, daß das basische Magma, welches die Serpentine bildete, lokal eine beträchtliche Menge Tonerde aufgenommen hat. Die Mengenverhältnisse, wie sie die Analyse zeigt, konnten in der oberen Zone gar nichts anderes liefern, als Magnetit und Chlorit. Der geringe Kalkgehalt ist im Epidot enthalten. Wir haben schon früher auf ähnliche Verhältnisse bei dem Chlorithornblendeschiefer des oberen Zaport hingewiesen.

3. Der untere Grünschieferhorizont (Valser Schuppen).

Auch dieser scheint den Hinterrhein nach Süden zu überschreiten. In unserem Gebiet gehören zu ihm die Grünsteine, die sich von der Alp Pianätsch ob Nufenen über den **Valserberg** und die Vallatschalp gegen die Gravascholtahörner hinziehen,

I			II		
A N A L Y S E 18			Magnetitchloritschiefer, Alp Raschun, Val Val, Graubünden.		
Magnetitchloritschiefer, Alp Rischuna. Anal. H. R.			Anal. L. Hezner		
Spez. Gew. = 2.86					
		Mol. %			Mol. %
SiO ₂	26.82		25.56		31.3
TiO ₂	0.19	30.2	2.19		
P ₂ O ₅	n. best.	—	0.27		—
CO ₂	—	—	—		—
Al ₂ O ₃	21.12	14.0	21.16		14.8
Fe ₂ O ₃	5.07		2.88		
FeO	8.89	10.8	15.09		17.2
MnO	0.04		0.14		
MgO	25.39	42.7	19.35		33.3
CaO	1.36	1.6	2.55		3.1
K ₂ O	0.96	0.7	0.19		0.1
Na ₂	—	—	0.16		0.2
H ₂ O (110°+)	10.39	—	10.25		—
H ₂ O (110°—)	0.06	—	0.06		—
	100.29	100.0	99.85		100.0
Gruppenwerte:					
S 30.2	M 0.0		S 31.3	M 0.0	
A 0.7	T 11.7		A 0.3	T 11.4	
C 1.6	K 0.5		C 3.1	K 0.5	
F 53.5			F 50.5		
Projektionswerte:					
a 0.2			a 0.1		
c 0.6			c 1.15		
f 19.2			f 18.75		

Die Osannschen Verhältniszahlen für das erste Gestein sind folgende :

$$\begin{array}{lll}
 \text{S—Al—F} : 9.1 & 4.2 & 16.7 \\
 \text{Al—C—Alk} : 25.8 & 2.9 & 1.3
 \end{array} \quad \begin{array}{l}
 \text{MC} : 9.6 \\
 \text{NK} : —
 \end{array}$$

ferner diejenigen der nächsten Umgebung von Vals-Platz (Riefen, Prädetsch, Camp, Soladüra, Oberstafel, Leiser Heuberge usw.). In dieser Gegend ist durch die tektonische Analyse eine dreifache Schuppenbildung nachweisbar, auf die hier weiter einzugehen nicht notwendig ist.

Wenn wir uns nach dem relativ am wenigsten umgewandelten Gestein dieses Horizontes umsehen, so finden wir es in dem scharf aus den Bündnerschiefern herausstechenden kleinen Wändchen nördlich von

Oberstafel. Abgesehen von seiner weniger starken Schieferung schließt es sich nahe an das früher beschriebene vom Bärenpaß an. Dieselben noch erkennbaren größeren Hornblendeindividuen, etwas weniger stark in Stücke zerrissen, dieselben Versuche der Umwandlung in Biotit ($b = c =$ grünlichbraun, $a =$ strohgelb). Der Gehalt an Chlorit und Epidot ist größer, an Strahlstein und Leukoxen etwa gleich, endlich an Feldspat geringer wie dort. Dieses Verhältnis der femischen und salischen Komponenten spiegelt sich auch in folgender Analyse wieder:

ANALYSE 19

Hornblendeführender Grünschiefer, nördlich von Oberstafel, Leisalp, Vals. Anal. H. R. Spez. Gew. = 3.00

		Mol. %	
SiO ₂	47.88	53.0	Gruppenwerte:
TiO ₂	1.67	—	S 53.0
P ₂ O ₅	n. best.	—	A 4.1
CO ₂	—	—	C 5.7
Al ₂ O ₃	15.41	9.8	F 27.4
Fe ₂ O ₃	4.91	—	M 5.4
FeO	5.69	9.4	T 0.0
MnO	0.18	—	K 0.8
MgO	6.87	11.1	
CaO	10.71	12.6	Projektionswerte:
K ₂ O	0.49	0.3	a 2.2
Na ₂ O	3.67	3.8	c 3.1
H ₂ O (110°+)	2.74	—	f 14.7
H ₂ O (110°—)	0.04	—	
	100.26	100.0	

Nach Südwesten setzt sich dieses Gestein fort oberhalb Stufen und gegen P. 2561. Stellenweise tritt die Hornblende zurück. Der sonst meist farblose Epidot ist in dieser Gegend oft nach \mathfrak{b} und \mathfrak{c} intensiv gelb, d. h. etwas orthitisch.

Der übrige Inhalt des unteren Horizontes ist Albit-Epidot-Chloritschiefer in den verschiedensten Ausbildungen, sei es, was das Verhältnis der Hauptgemengteile untereinander und das Fehlen oder Vorhandensein von Nebengemengteilen, sei es, was die Struktur anbetrifft. Es wäre ein undankbares Beginnen und hieße oft und oft Gesagtes wiederholen, wollte man mit vielen Worten alle Einzelheiten dieser ja so weitverbreiteten Gesteine beschreiben und am Schlusse könnte man sicher sein, doch nicht alles gesagt zu haben. Erwähnen wir, daß Albit vor allem in den chloritreichen Varietäten sehr stark zurücktreten kann, daß Epidot oft sehr angereichert erscheint, sei es in Form großer verzwillingter Körner (z. B. am Fuß des Jägerberg), sei es in schon makroskopisch sichtbaren Lagen kleiner länglicher Körner (Tomülweg unterhalb Horn, Alp Rischuna), daß oft vorhandener Strahlstein hie und da durch alkalireiche Hornblende mit \mathfrak{a} = gelblich, \mathfrak{b} = grünlichblau, \mathfrak{c} = grün ersetzt wird, daß farbloser Glimmer an einigen Stellen (Alp Pianätsch, Therme Vals) reichlich sich einstellt und dann gewöhnlich dem Gestein Seidenglanz verleiht. Chromglimmer ist nicht gar selten in diesem Horizont, Karbonat sehr gewöhnlich. An einer Stelle zwischen der Therme Vals und Soladüra, in einem hellen Grünschiefer mit wenig Epidot, welcher im übrigen demjenigen vom Faltschonhorn gleicht, tritt Calcit in rechteckigen, länglichen Formen auf, deren Lage keinerlei Beziehung zur Textur des Gesteines zeigt und vielleicht am ehesten als Fossilreste, eingeschlossen in ursprüngliche Tuffbildungen, gedeutet werden könnten.

Die chemische Zusammensetzung wurde von einem normalen, dunkelgrünen, regelmäßig geschieferierten Stück ermittelt. Leider stellte sich dabei nachträglich heraus, daß es eine makroskopisch vorher nicht wahrgenommene Calcitader enthielt. Unter II ist daher die Analyse karbonatfrei berechnet worden.

ANALYSE 20

Albit-Epidot-Chloritschiefer, unterhalb des „Horn“, Vals.

Anal. H. R. Spez. Gew. = 2.95

	I	Mol. %	II (karbonatfrei berechnet)
SiO ₂	43.75	50.1	47.61
TiO ₂	1.51		1.64
P ₂ O ₅	n. best.	—	—
CO ₂	3.50	—	—
Al ₂ O ₃	13.87	9.2	15.09
Fe ₂ O ₃	4.51		4.91
FeO	5.41	9.1	5.89
MnO	0.19		0.21
MgO	6.34	10.6	6.90
CaO	14.18	17.0	10.59
K ₂ O	0.65	0.5	0.71
Na ₂ O	3.24	3.5	3.53
H ₂ O (110°+)	2.61	—	2.84
H ₂ O (110°—)	0.07	—	0.08
	99.83	100.0	100.00

Gruppenwerte:

S	50.1	M	11.8
A	4.0	T	0.0
C	5.2	K	0.8
F	31.5		

Projektionswerte:

a	2.0
c	2.5
f	15.5

Die Umrechnung unter II zeigt eine sozusagen absolute Übereinstimmung mit Analyse 19 (Oberstafel), so daß man wohl berechtigt ist, anzunehmen, das Karbonat sei in diesem Falle sekundär.

Noch muß erwähnt werden, daß C. Schmid eine Analyse vom Valserberg veröffentlichte, die, wenn sie auch den heutigen Anforderungen nicht mehr entspricht, doch hier wiedergegeben sei:

(Siehe Tabelle auf der folgenden Seite.)

Serpentin Horn. In der geschiebereichen Runse, welche vom Horn gegen Vals-Platz hinunterzieht, fand ich dort, wo sie

Grüner Schiefer vom Valserberg. Anal. Dr. Scheid.

		Mol. %	Gruppenwerte:
SiO ₂	43.41	50.3	S 50.3
TiO ₂	1.69		A 4.4
Al ₂ O ₃	16.62	11.1	C 6.7
Fe ₂ O ₃	7.67		F 27.5
FeO	7.26	13.4	M 6.1
MgO	4.73	8.0	T 0.0
CaO	10.60	12.8	K 0.7
K ₂ O	0.46	0.3	
Na ₂ O	3.70	4.1	Projektionswerte:
H ₂ O	2.11	—	a 2.3
CO ₂	0.48	—	c 3.5
	98.73	100.0	f 14.2

vom Weg nach Tomül gequert wird, große Blöcke von Serpentin genau derselben Art, wie jenen von Rischuna. Er muß höher hinauf irgendwo anstehen, ist aber wahrscheinlich von Schutt gegenwärtig verdeckt.

Kontakterscheinungen. Im Felde kann man von vornherein wenig Hoffnung hegen, Kontaktwirkungen der grünen Gesteine an den Bündnerschiefern aufzufinden: 1. weil die Wirkung der wenig mächtigen Ergüsse überhaupt gering gewesen sein wird und dann natürlich nur auf das Liegende; 2. weil die meist merglige Natur der Sedimente sie kontaktlichen Einflüssen wenig zugänglich machte; 3. weil die spätere mechanische Beeinflussung die etwa vorhandenen Kontakterscheinungen wieder verwischt haben muß; 4. endlich, weil die Grenzfläche meist von Vegetation bedeckt und selten frisch angerissen ist.

Es ist mir aber doch gelungen, zwei Stellen in der Umgebung von Vals aufzufinden, wo man Kontaktwirkung annehmen muß: die eine bei der Wasserfassung des Elektrizitätswerkchens, südlich von Soladüra, und die andere hinter der Sennerei der Leisalp (Oberstafel).

Bei der Wasserfassung treten ziemlich grobkörnige Marmore auf, welche völlig Kontaktmarmoren gleichen. Sie be-

stehen aus einem granoblastischen Gefüge verzackter unregelmäßiger Calcitkörner, die erfüllt sind von winzigsten Strahlsteinädelchen, welche dem Gestein den grünen Ton verleihen. Feldspat (Albit) findet sich spärlich in kleinen Körnchen, die Textur ist massig. Gegen den Grünschiefer hin wird das Gestein feinkörniger, indem sein Gehalt an Strahlstein (dessen Nadeln sich vergrößern) und Feldspat zunimmt. In einem gewissen Abstand von Grünschiefer halten sich dann die Menge dieser Komponenten und diejenige des Calcits die Wage. Verfolgt man die Annäherung, so sieht man, neben den kleinen, längere, vollkommen idioblastisch ausgebildete Strahlsteinindividuen zuerst vereinzelt, dann in immer größerer Anzahl erscheinen, so daß ein Gestein entsteht, das im Handstück ein sehr schönes Aussehen besitzt: auf hellem Grund zahllose dunkelgrüne Nadelchen von 2—3 mm Länge. Noch besser ausgebildet habe ich dasselbe auch gefunden im Bachbett nördlich oberhalb Stafelten, leider aber nur in Blöcken. Wenn es dort höher hinauf irgendwo anstehend ist, könnte es ebenfalls nur im untersten grünen Horizont sein.

Zunächst dem Kontakt verschwinden die größeren Nadeln, das Gestein wird geschiefert und gefältet, die Feldspäte werden größer und treten z. T. makroskopisch als dunkle Pünktchen aus der nunmehr nicht mehr grünen, sondern grauen Oberfläche hervor. In dieser Ausbildung ist das Gestein sehr ähnlich mit demjenigen, welches hinter der Leisalp-Sennerei, der zweiten oben angemerkt Stelle, ansteht, und sofort durch sein eigenartiges Aussehen auffällt: schwarze, 1—2 mm große Porphyroblasten in faserigem, grünlichgrauem Grundgewebe. Erstere stellen sich u. d. M. als Albit heraus, größtenteils Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz, welche oft erfüllt sind von kohliger Substanz und etwas Strahlstein. Beim Glühen verschwindet die dunkle Färbung. Das Grundgewebe besteht aus Strahlstein oder, wenn farblos, Grammatit. Kleine Mengen von farblosem Glimmer und Chlorit ergänzen den Mineralbestand, außerdem wechselnde Mengen von Karbonat. Kohlige Substanz ist, gewöhnlich auf die Feldspäte beschränkt, nur selten im Grundgewebe anzutreffen. Die Schieferung setzt, wie die Einschlüsse zeigen, ungehindert durch die Feldspäte hindurch, aber meistens

gegenüber dem Grundgewebe verdreht. Daraus ergibt sich, daß das Wachstum der Einwüchslinge nach der ersten Schieferung erfolgte und später ein zweiter heftiger Streß erfolgte, welcher die wildeste Kleinfaltung und Verdrehung hervorrief, so daß selbst die Verwachsungsflächen der Zwillinge vollständig gekrümmmt worden sind.

Noch bemerkt soll sein, daß das Gestein wie gebändert aussieht und den Eindruck hervorruft, als wäre es injiziert. Es ist dies eine Folge der lagenartigen Verteilung der graphitoiden Substanz. Die Zusammensetzung geht aus folgender Analyse hervor :

ANALYSE 21

Albitstrahlsteinschiefer, Kontakt, bei der Leisalpsennerei,
Oberstafel, Vals. Anal. H. R. Spez. Gew. = 2.79

		Mol. %		
SiO ₂	53.36	57.2		Gruppenwerte:
TiO ₂	0.50			S 57.2
P ₂ O ₅	n. best.	—		A 5.5
CO ₂	0.14	—		C 2.4
Al ₂ O ₃	12.65	7.9		F 27.0
Fe ₂ O ₃	3.15			M 2.7
FeO	4.61	6.9		T 0.0
MnO	0.25			K 0.9
MgO	10.94	17.4		
CaO	4.48	5.1		Projektionswerte:
K ₂ O	0.48	0.3		
Na ₂ O	5.04	5.2		a 3.1
H ₂ O (110°+)	4.05	—		c 1.4
H ₂ O (110°—)	0.06	—		f 15.5
C	0.50	—		
	100.21	100.0		

Die Osannschen Verhältniszahlen:

S—Al—F : 18.2	2.5	9.3	MC : 7.7
Al—C—Alk : 12.8	8.3	8.9	NK : 9.5

Die Projektionspunkte liegen demnach in den entsprechenden Eruptivfeldern und die Gesetzmäßigkeiten, welche von *Osann*

auf seinen Tafeln VI, VII und VIII dargestellt sind, werden nicht durchkreuzt.

Diese Gesteine von den beiden Stellen weichen sowohl von dem gewöhnlichen Habitus der sedimentogenen Bündnerphyllite, wie von denjenigen der grünen Schiefer so ab, daß man sie weder zu den einen noch zu den andern stellen darf, vielmehr ist man gezwungen, sie als kontaktmetamorphe Produkte zu betrachten, welche aus kalkreichen Abarten der ersteren durch Einwirkung der darüber sich ergießenden basischen Laven entstanden, unter Zufuhr von Natron, Kieselsäure und vielleicht Magnesia, wie es sich in der Analyse auch deutlich zeigt. Bei der Metamorphose kam es einerseits zur Bildung von ausgesprochenen Strahlstein-, andererseits von Feldspatporphyroblasten. Worauf nun diese Verschiedenheit zurückgeführt werden muß, ist mir nicht klar geworden, da eine Art Massenwirkungsgesetz dafür wohl nicht verantwortlich gemacht werden kann, weil das Verhältnis beider Gesamtmengen beider Komponenten in den sich gegenüberstehenden Typen nicht wesentlich verschieden ist. Wo graphioide Substanz vorhanden war, wurde diese, dank den Löslichkeitsverhältnissen im Feldspat, angereichert.

Sein hoher Magnesiagehalt stellt das analysierte Gestein in etwelchen Gegensatz zu den Kontaktprodukten der deutschen Diabasvorkommnisse. Der Vergleich mit Analysen solcher (*Rosenbusch*, Elemente der Gesteinslehre, pag. 422) lehrt aber, daß es jedenfalls den Spilositen und Desmositen, d. h. den schwächeren Kontaktstadien weit näher steht, als den Adinolen, die jüngst wieder eine sehr lehrreiche Untersuchung durch *L. Milch* erfahren haben (lit. 17). Kieselsäure- und Natronzufuhr würden damit übereinstimmen.

4. Übrige Grünschiefvorkommen.

Auch die tieferen, weiter nördlich auftauchenden tektonischen Einheiten des Bündnerschiefergebirges enthalten jeweilen in ihren hangendsten Partien Grünschiefer. Diese Vorkommnisse sind jedoch nur lokal und geringmächtig und wohl auch noch nicht alle aufgefunden. Das größte dürfte dasjenige bei Con-

schairola südlich Tersnaus sein; ferner wären etwa zu nennen Stellen im Bach unterhalb Travesasch, im Tieftal, in der Gegend von Duvin und Camuns, schließlich auf der Alp Muretg im Hintergrund des Duviner Tobels. Auch der Dolomitzug Silgin-Jumials wird von grünen, teilweise serpentinartigen Schiefern begleitet, die aber nicht näher untersucht wurden. Südlich von Valserberg sind auch im Mesozoikum der Fanelladecke Grünschiefer vorhanden.

Von den bisher beschriebenen Varietäten abweichende Gesteine sind mir von den genannten Orten keine bekannt geworden. Es handelt sich immer um gewöhnliche Epidot-Chlorit-Albitschiefer.

5. Schlußfolgerungen betreffend das Ausgangsmaterial der Grünschiefer.

Von den analysierten Grünsteinen können nur diejenigen vom Piz Tomül und von Oberstafel als solche gelten, welche keine wesentliche Stoffzufuhr erlitten haben. Außerdem kann man noch die calcitfrei berechnete Analyse vom Horn hierherstellen. Gruppen- und Projektionswerte verweisen sie in die IV. Gruppe (Eklogite und Amphibolite) der kristallinen Schiefer nach *U. Grubenmann*, und zwar in die Familien der Albitamphibolite und der Epidotchloritschiefer der 3. Ordnung (oberste Zone). Der Wert von A ist höher, der von C niedriger als die normalen Mittelwerte. Das bedeutet eine schwache Hinneigung zum Chemismus von alkalireichen Gesteinen, und um zu sehen, wie weit diese geht, wollen wir die Osannschen Verhältniszahlen in folgender Tabelle zusammenstellen. Um einen Vergleich mit den diabasischen Grünsteinen des Unter- und Oberengadins zu ermöglichen, wurden auch die entsprechenden Werte nach den bei *U. Grubenmann* und *O. Züst* einerseits (lit. 7, 33), *Cornelius* und *Staub* anderseits (lit. 2, 28) angegebenen Molekularprozenten berechnet. Sodann wurden auch von jeder Gruppe die Durchschnittswerte bestimmt.

			S—Al—E	Al—C—Alk	NK	MC
Vals	1. Piz Tomül I	17.7 2.1 10.2	9.3 13.1 7.6	9.6	5.5	
	2. Piz Tomül II	16.8 3.4 9.8	12.9 11.6 5.5	9.4	5.4	
	3. Piz Tomül III	17.8 2.8 9.4	11.6 11.6 6.8	8.7	5.6	
	4. Faltschongrat	16.2 4.4 9.4	14.2 10.9 4.9	7.7	4.6	
	5. Oberstafel	16.6 3.1 10.3	11.1 14.3 4.6	9.3	4.7	
	6. Horn (calcitfrei ber.)	16.6 3.0 10.4	11.0 14.2 4.8	8.8	4.7	
	7. Valserberg, Schmidt, S. 62	15.8 3.5 10.7	11.8 13.5 4.7	9.3	3.9	
Oberengadin	1. Diabas, Palüdetta, Staub, S. 225	16.5 4.8 8.7	14.0 12.1 3.9	8.4	4.2	
	2. Diabasporphyrit, Grialetsch, Staub, S. 232	17.4 2.4 10.2	9.3 14.1 6.6	9.1	4.7	
	3. Augitchloritschiefer, Blaunca-Gravasalvas, Cornelius, S. 432	17.3 3.1 9.6	10.9 13.6 5.5	9.6	5.7	
	4. Epidotchloritschiefer, Capalotta, Corn., S. 436	17.2 3.4 9.4	11.4 11.2 7.4	7.9	4.2	
	5. Epidotchloritschiefer, Piz Longhin, Corn., S. 436	18.1 3.7 8.2	14.0 9.1 6.9	9.4	4.4	
Unterengadin	1. Diabas, Ardez, Züst, S. 35	16.9 3.1 10.0	13.6 9.0 7.4	6.5	6.8	
	2. Diabas, Alp Champatsch, Grubenmann, S. 234	16.3 2.9 10.8	10.1 14.2 5.7	9.0	4.5	
	3. Diabas, Pazza, Remüs, Grubenmann, S. 235	17.0 3.0 10.0	11.8 11.3 6.9	9.3	5.6	
	4. Diabas, Piz Mondin, Grubenmann, S. 236	17.2 2.8 10.0	10.0 13.9 6.1	8.7	4.7	
	5. Diabas, Tarasp, Grubenmann, S. 237	18.7 3.4 7.9	15.2 6.1 8.7	8.9	7.4	
	6. Diabas, Alp Champatsch, Grubenmann, S. 238	17.9 3.4 8.7	16.4 4.4 9.2	9.3	8.5	
	7. Spilit, Ardez, Züst, S. 32	18.3 3.3 8.4	13.0 9.7 7.3	9.5	5.3	
	8. Spilitschiefer, Aschera, Grubenmann, S. 240	17.0 2.9 10.1	11.1 11.5 7.4	5.9	5.8	
	I. Mittel Vals	16.8 3.2 10.0	11.7 12.7 5.6	9.0	4.9	
	II. Mittel Oberengadin	17.3 3.5 9.2	11.9 12.0 6.1	8.9	4.6	
	III. Mittel Unterengadin	17.4 3.1 9.5	12.7 10.0 7.3	8.4	6.1	

Sämtliche Projektionspunkte fallen in die betreffenden für Eruptivgesteine möglichen Felder, mit Ausnahme des Al-C-Alk-Punktes des unter 6. aufgeführten Unterengadiner Diabases. Jedoch liegt dieser Punkt in jener einspringenden Ecke der Grenze (vergl. Tafel II bei *Osann*), von der wohl angenommen werden darf, daß sie noch mit Eruptivgesteinen besetzt werden kann bei Verwendung eines noch größeren Analysenmaterials. Es ist die außergewöhnlich geringe Menge des Kalkes, welche diese Anomalie hervorruft.

Zum Vergleich fügen wir noch das Mittel von 30 Kalkalkali-Diabasen nach *Osann* hinzu, sowie als Beispiel eines Diabases der Alkalireihe ein Gestein aus dem Harz nach *Erdmannsdörfer* (lit. 4).

	S—Al—F	Al—C—Alk	NK	MC
A. Mittel der Kalkalkali-Diabase nach Osann	17.5 2.5 10	12 13.5 4.5	7.7	4.4
B. Analcimführender Diabas, Rauhe Schacht, Harz, Erdmannsdörfer, S. 18	18.6 3.4 8.0	12.9 8.2 8.9	4.5	9.6

Der Vergleich dieser Zahlen und ihrer Projektionsorte (siehe Fig 2b) lehrt mit aller Deutlichkeit, daß die Valser Grünschiefer noch als ausgesprochene Vertreter der Kalkreihe bezeichnet werden müssen, während die Diabase des Unterengadins sich in ihrem Chemismus der Alkalireihe nähern, wie dies von *U. Grubenmann* schon hervorgehoben wurde. Diese Mittelstellung prägt sich vor allem in der Lage des Projektionspunktes für das Al-C-Alk-Verhältnis aus, während das S-Al-F-Verhältnis sich nicht stark ändert. Vertreter der eigentlichen Alkaligesteinsreihe, wie sie *Erdmannsdörfer* (lit. 4) und *Brauns* (lit. 1) aus den deutschen Mittelgebirgen bekanntgemacht haben, scheint es somit unter den alpinen Diabasen nicht zu geben.

Läßt sich nun eine Erklärung für die Verschiedenheit des Chemismus der Valser und Engadiner Diabase geben? Diese Frage ist wohl berechtigt, weil man von vornherein an Beziehungen und Verwandtschaften der alpinen Ophiolithe denken

muß. Ich glaube, daß die Lösung in folgender Richtung gesucht werden muß. Bekanntlich besteht eine gewisse Beziehung zwischen der chemischen Zusammensetzung der Tiefenfacies und derjenigen der Effusivfacies eines Magmas in dem Sinne, daß die sauersten Magmen noch saurere („aplitische“), die basischsten noch basischere („lamprophyrische“) Ergüsse liefern (*Rosenbusch, Elemente*, pag. 474). In der Mitte zwischen beiden Extremen ist eine solche wesentliche chemische Verschiedenheit nicht erkennbar. Das gabbroide Magma liegt in dieser Hinsicht schon dem basischen Pol näher. Nun betont *U. Grubenmann* ausdrücklich, daß die Diabase des Unterengadins nur intrusiv sind: „Ströme oder Decken konnten... keine gefunden werden“ (pag. 231). Ebenso sind die ophiolithischen Gescheine der rhätischen (jetzt Margna-) Decke Intrusiva, wie aus den reichen Kontaktwirkungen hervorgeht (*Cornelius*, lit. 2). Demgegenüber handelt es sich bei den Valser Vorkommnissen, wie gesagt, um typische Ergüsse. Es liegt also nichts Anormales darin, daß diese einen basischeren Charakter aufweisen als jene, welche sich, wie das Studium der gegebenen Zahlen lehrt, nicht nur in der Abnahme der Alkalien und der Zunahme des Kalkes ausprägt, sondern auch in der Abnahme der Kieselsäure und der Tonerde. Ganz entsprechend wächst auch die Natronvormacht, jedoch ist die Basizität des Gesamtmagmas noch nicht so groß, daß Magnesia- vormacht im Erguß erreicht wird.

Genau dasselbe bietet die Gegenüberstellung der Durchschnittsgruppenwerte dar:

	S	A	C	F
Vals	53.3	4.7	4.4	26.4
Unterengadin	54.7	5.7	3.8	26.3

Um auch die gabbroiden Gesteine ins Bild zu ziehen, sei hier noch eine Zusammenstellung gegeben, welche die Mittel der Molekularprozente bisher publizierter Analysen schweizerischer mesozoischer Ophiolithe enthält.

	Simplongebiet (3 Gabbros) Preiswerk, S. 22, 30, 32	Engadin (6 Gabbros) Grubenmann, S. 214, 15, 17, 19 Cornelius, S. 425	Oberengadin (5 Diabase, intr.) Cornelius, S. 432, 436 Staub, S. 225, 232	Unterengadin (8 Diabase, intr.) Züst, S. 32, 35 Grubenmann, S. 234, 35, 36, 37, 38, 40	Vals (7 Diabase, eff.) Schmidt, S. 62 Roothaan
SiO_2	57.4	56.0	54.4	54.7	53.3
Al_2O_3	9.9	11.4	11.0	9.8	10.1
FeO	6.0	8.7	8.7	9.7	10.6
MgO	9.3	9.2	9.4	12.0	10.5
CaO	12.2	9.5	11.0	8.2	10.9
K_2O	0.7	1.7	0.6	0.9	0.5
Na_2O	4.5	3.6	4.9	4.7	4.2

Wenn auch die Anzahl der Analysen nicht überall genügend groß ist, um völlige Sicherheit zu geben, so läßt sich aus der Tabelle doch ersehen, daß der Satz berechtigt ist: Im allgemeinen nimmt der Chemismus der alpinen Ophiolithe einen um so basischeren Charakter an, je weiter rechts in der Reihe: Gabbros, Intrusivdiabase, Effusivdiabase sie stehen. Besonders lehrreich ist in dieser Hinsicht der Vergleich der Kolonnen der Unterengadiner Gabbros und Diabase, bei welchen wohl niemand zweifeln wird, daß sie miteinander in genetischer Verbindung stehen.

Einen Augenblick muß noch verweilt werden bei der Anschauung *Königsbergers* (lit. 15), die Grünschiefer der Valser Gegend seien von eingeschmolzenen Sedimenten abzuleiten. Man kann sich Einschmelzung auf zweierlei Art vorstellen: entweder infolge Versinkens von Sedimentschollen in einen Magmaherd, oder aber infolge lokaler Überhitzung von Sedimenten durch aufsteigende heiße Gase und Dämpfe im Sinne Termiers (lit. 29). Beide Möglichkeiten sind hier ausgeschlossen; die erste, weil die Grünschiefer nirgends innerhalb von Eruptivmassen liegen, die zweite, weil es unverständlich wäre, wieso die Umschmelzung gerade auf so weit ausgedehnten wenig mächtigen Horizonten stattgefunden haben sollte, deren Liegendes keinerlei Beeinflussung zeigt. Die im allgemeinen so große

Einheitlichkeit der Bündnerschiefer läßt es auch nicht zu, auf diesem Horizonte eine davon abweichende Beschaffenheit ursprünglicher Sedimente anzunehmen, die der Ein- und Umschmelzung leichter zugänglich gewesen wäre.

6. Alter und Metamorphose der Grünsteine.

Bekanntlich werden seit dem Auftreten der Deckentheorie von manchen Geologen die Intrusionen grüner Gesteine mit den alpinen Deckenschüben in ursächlichen Zusammenhang gebracht, in Verfolgung der Ideen von *Eduard Suess* und *Steinmann*. *Cornelius* stellt sich vor, daß diese ophiolithischen Intrusionen als direkte Folge der ostalpinen Deckenüberschiebung aufzufassen seien, mehr oder weniger lokalisiert an der gemeinsamen Sohle der ostalpinen Decken, „der tiefstgreifenden Bewegungsfläche der Alpen überhaupt“. Da der Beginn des Zusammenschubs allerfrühestens in die obere Kreide verlegt wird, so wären jedenfalls die Ophiolithe nicht älter anzunehmen.

Ich kann mich nicht entschließen, die Grünschiefer von Vals als tertiären oder oberkretazischen Alters anzusehen, stelle sie vielmehr in den oberen Lias. Abgesehen davon, daß nicht alle alpinen Ophiolithe, auch wenn sie, wie wahrscheinlich, einem und demselben magmatischen Herd entstammen, gleichen Alters sein müssen, ist es nicht einmal nötig, mit *Cornelius* eine solche Jugend der rhätischen Ophiolithe anzunehmen. Diese sind an der Grenze zwischen Malojagneis und Trias eingedrungen und haben Liassedimente kontaktlich beeinflußt. Das spricht nicht dagegen, daß sie selbst noch wohl jurassisch sein könnten. Die intensive und komplizierte Faltung und Schuppung des Malojagneises und seine hangenden Sedimente hat die grünen Gesteine nicht mitergriffen. Diese Faltung kann sehr wohl älter als tertiär oder oberkretazisch sein. Ich habe den Versuch gemacht, die Alpenfaltung über das ganze Mesozoikum auszudehnen, wenigstens was die penninischen Decken anbetrifft, und bin der Ansicht, daß die ophiolithischen Intrusionen und Ergüsse sich ebenfalls über diese ganze Zeit erstrecken, in den unteren penninischen Decken vielleicht schon zur Triaszeit begannen (z. B. ein Teil der von *Preiswerk*, lit. 22, beschriebenen), in der Adula

liasisch und in den noch höheren Decken möglicherweise alt-kretazisch sind.

Überschauen wir die Metamorphose der Valser Grünschiefer in ihrer Gesamtheit, so bleibt als wichtigste Tatsache festzuhalten, daß die drei Horizonte offenkundige Verschiedenheiten aufweisen. Der oberste ist mit seinen noch z. T. vorhandenen Relikten in Struktur und Mineralbestand ersichtlich weniger weit in der Metamorphose vorgerückt als die beiden andern. In seinen hangendsten Partien andererseits ist er, von einem zweiten Stress getroffen, darin doch wieder weiter, indem, wie die Gesteine vom Bärenpaß und Tomülgrat zeigen, die neugebildeten Komponenten nachträglich wieder zermalmt und mylonitisiert worden sind, ferner im Safiental zur Ausbildung phyllitischer Texturen geschritten wurde. So sieht man in dem engen Raume einer einzigen Ergußdecke alle Übergänge von massigen zu den denkbar schiefrigsten Texturen sich vollziehen.

Die beiden tieferen Horizonte weisen im Mineralbestand und Struktur den Charakter der obersten Zone auf mit schwachem Anklang nach der mittleren hin. Letzteres ist beim unteren Horizont ausgesprochener als beim mittleren, dadurch, daß der stellenweise vorhandene farblose Glimmer nicht mehr nur als Sericit, sondern schon als Muskowit auftritt. Im nördlicheren Teil des unteren Horizontes ist wahrscheinlich ebenfalls ein zweiter späterer Stress dem ersten gefolgt, wie aus den Gesteinen von Oberstafel hervorgeht.

Es ist also die Frage aufgeworfen, ob die Tektonik eine Erklärung dieser Erscheinungen gibt. Es ist dies ein Spezialfall des allgemeinen Problems des Zusammenhangs zwischen der Tektonik der Alpen und der Umwandlung ihrer Gesteine nach den drei Zonen verschiedenartiger Metamorphose im Sinne *U. Grubenmanns*.

Zunächst müssen wohl die Reliktstrukturen des obersten Horizonts aus einer ursprünglichen Grobkörnigkeit des Gesteins erklärt werden, welche den andern Horizonten fehlte. Bei Erganissen dürfte auch bei diabasischer Zusammensetzung des Magmas Grobkörnigkeit nur dann entstehen, wenn eine größere Mächtigkeit derselben zu schnelle Abkühlung verhindert. Im allgemeinen ist nun der oberste Horizont etwas mächtiger als

die beiden andern, was vielleicht auf seine, aus den Analysen hervorgehende schwach größere Acidität und daherrührende geringere Fluidität zurückzuführen wäre. Gerade die Stellen maximaler Mächtigkeit der unteren Horizonte, wie bei Buccarischuna, Vals-Camp, Horn usw. entsprechen Umbiegungsstellen, wo eine Anhäufung des Materials aus tektonischen Gründen wahrscheinlich gemacht werden kann.

Laßt uns nun eine Vorstellung darüber gewinnen, wie die übrigen Unterschiede der Metamorphose aus den tektonischen Vorgängen erklärt werden können. Nachdem die Ergußdecke erkaltet und erst wenig mit neuem Sediment bedeckt war, begann schon ihr Zusammenschub. Sie wurde dabei in drei Schuppen geteilt. Unter der Wirkung des heftigen Streßes nahm die Umwandlung der Gesteinskomponenten ihren Lauf im Sinne der obersten Zone: zuerst nur mechanische Zertrümmerung, bald aber auch chemische Umsetzung in dem Maße, als die Schuppen mehr und mehr unter der Last der nachfolgenden in die Tiefe gedrückt wurden. Diesen chemischen Wirkungen war demnach der jetzige unterste Horizont (Valser Schuppen) am längsten ausgesetzt, während der oberste (Tommüldecke) erst viel später an die Reihe kam, der auch nie dieselbe Tiefe erreichte. Denn nun trat meiner Ansicht nach ein gewisser Hiatus im alpinen Deckenschub ein, in welchem der Abtrag der vorgeschobenen Sedimentpartien der Tambo-Surettadecke und vielleicht auch der Margnadecke stattfand. Dadurch rückten die drei Grünsteinhorizonte, namentlich der oberste, wieder in höhere Rindenpartien, und da nunmehr kein Stress sich geltend machte, blieb die Metamorphose mehr oder weniger auf dem erreichten Punkt stehen. Immer relativ niedrige Temperatur bewirkte also neben dem wahrscheinlich größeren Korn jene Verzögerung der Metamorphose, deren Ergebnis das jetzige Vorhandensein von Reliktmineralien und -strukturen ist. Nach der Ablagerung der Kreidebündnerschiefer und vielleicht noch des Flysches auf dem bereits gefalteten Penninikum rückten nun von Süden die ostalpinen Decken an. Ihr Vorstoß bewirkte einen relativ kurz andauernden, aber äußerst heftigen Stress, welcher in den Hangendteilen des obersten grünen Horizontes eine weitgehende Kataklase verursachte, während die beiden

unteren von ihm nicht mehr berührt wurden. Die ursprünglich wohl feinkörnigen oberen Ergußpartien und die darüber lagern- den Tuff- und Aschenablagerungen wurden nun in die feinkör- nigen z. T. phyllitischen hellgrünen Schiefer des Safientales umgewandelt, die bei der vorhergehenden Metamorphose neu- gebildeten größeren Hornblende- und Strahlsteinindividuen wur- den in der wildesten Art und Weise zertrümmert und verdreht, auch die Tschermaksche Pseudomorphose eingeleitet. Die Reliktmineralien konnten aber auch dann nicht weiter chemisch umgewandelt werden; dazu fehlte die genügend hohe Tempe- ratur. Denn obwohl nun die betrachteten Schichten in be- trächtliche Tiefe gerieten durch die Überlagerung der ostalpinen Decken, mußte doch geraume Zeit vergehen, bis alle die aufge- türmten kalten Massen von der Tiefe her wieder genügend erwärmt waren. Dann aber war der Hauptstreß vorbei und nur noch der weit langsamer wirkende statische Druck an der Arbeit. Durch ihn wurden viele der kataklastischen Erschei- nungen, besonders die undulöse Auslöschung bewirkenden Span- nungen und Störungen der Gesteinskomponenten verheilt, so daß der heutige Zustand erreicht wurde.

Noch eines muß erwähnt werden: wie in der Gesteins- beschreibung bereits hervorgehoben wurde, zeigt auch der un- terste Grünschieferhorizont deutliche Spuren eines zweiten Stres- ses, welcher die kristalloblastisch gebildeten Komponenten zer- brach und drehte, z. B. in dem Gestein von Oberstafel. Dies muß auf die Wirkung der Aufwölbung der Rheinwaldgneistirn zurückgeführt werden bei ihrer Annäherung an das Gotthard- massiv. Die Störung kam also von unten und war weniger heftig, als die durch das Vorrücken der ostalpinen Decken bewirkte. Ob jene durch diese ausgelöst wurde, oder dann zumal schon be- endigt war, läßt sich kaum sagen.

Schluß.

Die vorliegende Abhandlung versuchte keine umfassende, bis in alle Einzelheiten dringende Beschreibung der Gesteine zu geben, auch nicht die phasentheoretische Notwendigkeit ihres So-und-nicht-anders-Seins zu erweisen, sondern vielmehr in einigen

Punkten ihre geologische Verknüpfung, ihre Geschichte, ihre Schicksale aufzuhellen.

Die Casannaschiefer! Haben wir in ihnen die zur Unkenntlichkeit entstellte Gesamtserie der anderswo so reich entwickelten paläozoischen Sedimente zu sehen, nur die liegendsten Teile der im übrigen vortriadic abgetragenen Serie, oder nur das Dach der im übrigen eingeschmolzen? War die ganze Reihe nie vorhanden? Die Antwort gehört nicht hierher. Jedenfalls sehen wir diese tonigen Schiefer im ganzen penninischen Gebiet durchdrungen, stellenweise fast völlig vertilgt werden von einer die gewaltigen hercynischen granitischen Intrusionen des Nordens und Südens begleitenden Granitaplitinjektion. Sie schafft die Vorbedingungen zur Entstehung mehr oder minder typischer Lagen-, Bänder- und Adergneise in mittleren Tiefen, charakteristischer Augengneise nahe der Oberfläche. In größerer Tiefe erstarrt granitisches Magma zum Ausgangskörper heutiger Orthogneise. Gabbroide und peridotitische Intrusionen folgen auf dem Fuße.

Langsam sinkt das penninische Land unter See. Eine im Vergleich zu ihren Äquivalenten nördlicherer und südlicherer Gebiete armselige Trias lagert sich auf ihm, später, im tieferen Meer, aber doch unter allmählicher Hebung des Grundes, die mächtige Serie der heutigen Bündnerschiefer. Bereits waren die alpinen Deckbewegungen im Gange, begleitet von gabbroiden und diabasischen Intrusionen und submarinen, mit Tuffbildungen verbundenen Ergüssen.

Die nachpaläozoische tektonische Geschichte der Westalpen ist bekannt. Die paläozoische liegt noch im Dunkeln. Ihr einige Aufmerksamkeit zu schenken, ist vielleicht in einer späteren Abhandlung möglich.

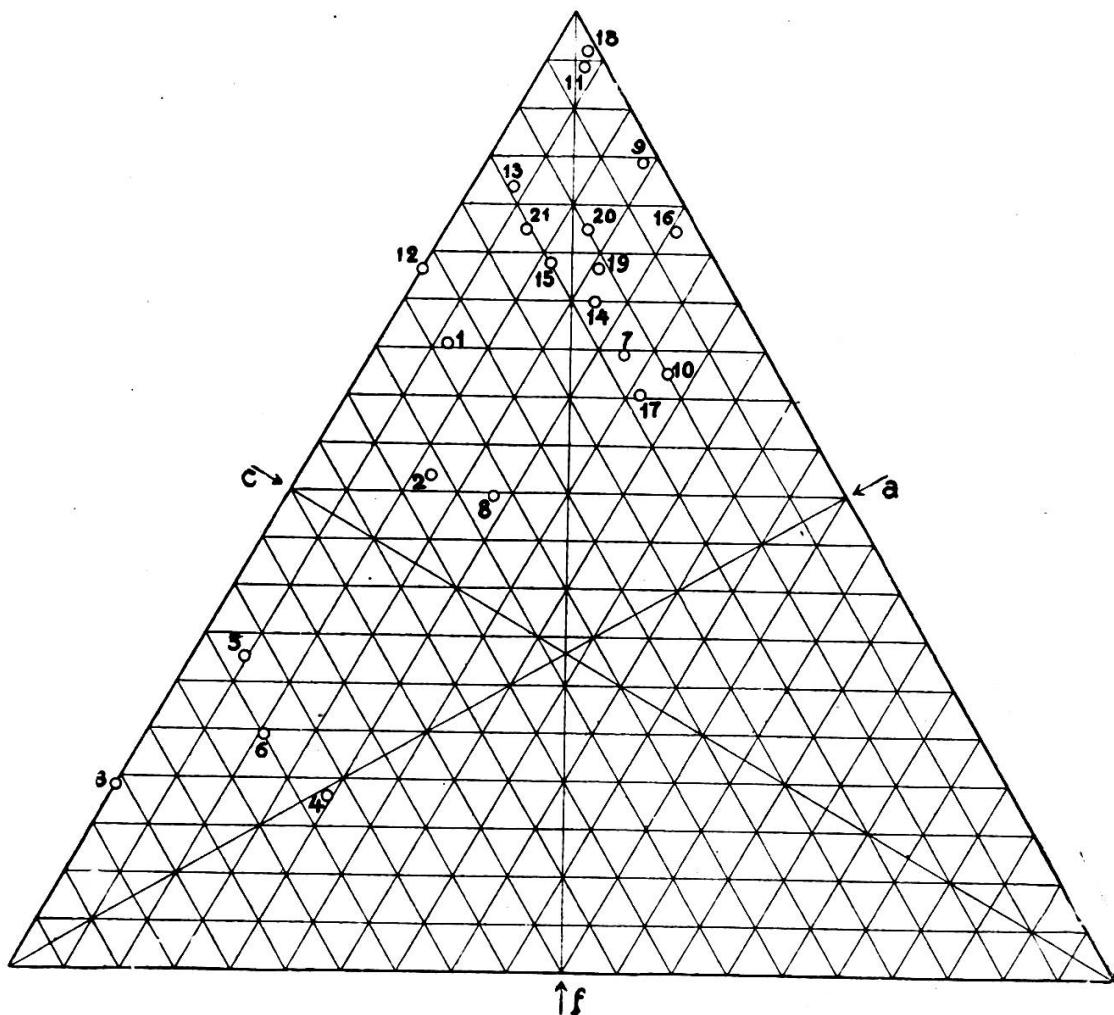


Fig. 1.

Projektion der neuangefertigten Analysen.

- | | |
|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Granatmuskowitschiefer, Wenglispitz. 2. Chloritmuskowitschiefer, Weißgrätli. 3. Granulit, Vallé. 4. Phengitgneis, Vallé. 5. Phengitbiotitgneis, Zervreilahorn. 6. Phengitaugengneis, Horn. 7. Granatamphibolit, Alp Curaletsch. 8. Plagioklasamphibolit, Fanellapaß. 9. Hornblendechloritschiefer, S. Platten-schlucht, Zapport. 10. Tonerdereicher graphitoidhalt. Kalk-phyllit, Val Seranastga. 11. Kalkphyllit, Leisalp. 12. Graphitoidreicher Quarzphyllit, süd-lich Furth. | <ol style="list-style-type: none"> 13. Diabasschiefer, Piz Tomül. 14. Albit-Chlorit-Strahlsteinschiefer, Piz Tomül. 15. Albit-Epidot-Chloritschiefer, P.Tomül. 16. Epidot-Chloritphyllit, Alp Valletscha, Safien. 17. Albit-Epidot-Chloritschiefer, Faltschongrat. 18. Magnetitchloritschiefer, Alp Rischuna. 19. Hornblende-Epidot-Albitschiefer, Leisalp, N. Oberstafel. 20. Albit-Epidot-Chloritschiefer, Horn. 21. Albitstrahlsteinschiefer, Leisalp, N. Oberstafel. |
|---|---|

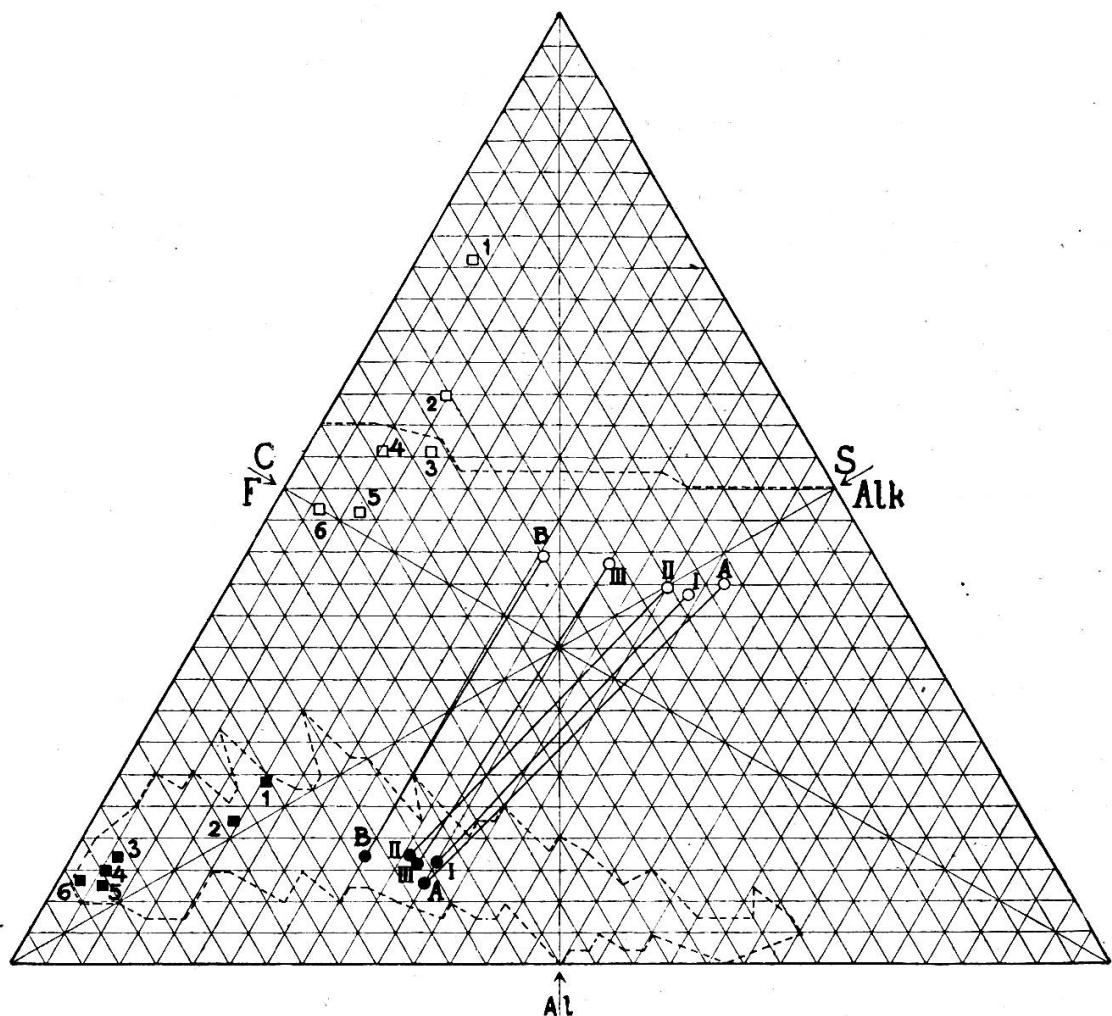


Fig. 2.

Schwarze Zeichen: S—Al F-Verhältnis.

Helle Zeichen: Al—C—Alk-Verhältnis.

Gestrichelte Linien: Grenzen der Eruptivfelder nach Osann (unten S—Al—F, oben Al—C—Alk).

a) Verlauf der Injektion
(Quadrate).

1. Granatmuskovitschiefer, Wenglispitze.
2. Chloritmuskovitschiefer, Weißgrätli.
3. Phengitgneis, Vallé.
4. Phengitaugengneis, Horn
5. Phengitbiotitgneis, Zevreilahorn.
6. Granulit, Vallé.

b) Vergleich des Chemismus
verschiedener Diabase (Kreise).

- | | |
|--|-------------------------------------|
| A. Mittel der Kalkalkalidiabase nach Osann (30 Anal.). | I. Mittel Vals (7 Anal.). |
| II. Mittel Oberengadin (5 Anal.). | III. Mittel Unterengadin (8 Anal.). |
| B. Essexit-Diabas, Harz, Erdmannsdörfer. | |

Literaturverzeichnis

(Tektonische Literatur siehe in Nr. 25.)

1. Brauns, R., Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiet der Lahn und Dill. I. Teil. N. J. f. Min. etc., B. B. XXVII, 1909.
2. Cornelius, H. P., Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. J. f. Min. etc., B. B. XXXV., 1912.
3. Erb, J., Ein Vorkommen von Fuchsit (Chromglimmer) in den Schweizer Alpen. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 43, 1898.
4. Erdmannsdörffer, O. H., Vertreter der Essexit-Theralit-Reihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges., Bd. 59, 1907.
5. Grubenmann, U., Über die Rutilnadeln einschließenden Bergkristalle vom Piz Aul im Bündner Oberland. Neujahrsbl. Naturf. Ges. Zürich, 101, 1899.
6. — Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 53, 1908.
7. — (und Chr. Tarnuzzer), Beiträge zur Geologie des Unterengadins II. Teil: Die kristallinen Gesteine. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Liefg. XXIII, 1909.
8. — Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910.
9. — Über einige tiefe Gneise aus den Schweizer Alpen. Compte rendu XI. Congr. géol. intern. Stockholm 1910.
10. Gutzwiller, E., Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Ecl. geol. Helv. vol. VIII., 1912.
11. Heim, Alb., Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitrag z. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. 25, 1891.
12. Heydweiller, E. J., Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des Bernardinpasses. Als Manuskript (erscheint in Ecl. geol. Helv., 1919).
13. Hezner, L., Der Peridotit von Loderio. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 54, 1909.
14. Königsberger, J., Beryll aus dem Valsertal. Ecl. geol. Helv., vol. III, 1907.
15. — Über alpine Minerallagerstätten. Abh. K. Bayr. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., Bd. XXVIII, 10, 1917.

16. K r i g e, L. J., Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. *Ecl. geol. Helv.*, vol. XIV. 1918.
17. M i l c h, L., Über Adinolen und Adinolschiefer des Harzes. *Zeitschr. Deutsche Geol. Ges.*, Bd. 69, 1917.
18. N i g g l i, P., Die Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassivs. *Beitrag z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F. Liefg. XXXVI, 1912.
19. — Die physikalisch-chemische Bedeutung der Gesteinsmetamorphose. *Ber. math.-phys. Kl. K. Sächs. Ges. Wiss.*, Bd. LXVII, 1915.
20. — und J. J o h n s t o n, Einige physikalisch-chemische Prinzipien der Gesteinsmetamorphose. *N. J. f. Min. etc.*, B. B. XXXVII, 1914.
21. O s a n n, A., Petrochemische Untersuchungen, I. Teil. *Abh. Heidelb. Akad. Wiss., math.-phys. Kl.*, 2, 1913.
22. P r e i s w e r k, H., Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, Liefg. 26, 1, 1907.
23. R e i n h a r d, M., Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. de Sc.*, An. XVI, Bukarest 1906. (Diss. Zürich).
24. R o l l e, F., Mikropetrographische Beiträge aus den rhätischen Alpen. *Wiesbaden* 1879.
25. R o o t h a a n, H. Ph., Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula etc. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, 63, 1918.
26. R ü e t s c h i, G., Zur Kenntnis des Rofnagesteins. *Ecl. geol. Helv.*, vol. VIII, 1903.
27. S c h m i d t, C., Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100000 auftretenden Gesteine. *Anh. z. 25. Liefg. d. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 1891.
28. S t a u b, R., Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, 59, 1914.
29. T e r m i e r, P., La genèse des terrains cristallophylliens. *Compte rendu XI. Congr. géol. intern.* Stockholm 1910.
30. W i l c k e n s, O., Über die Existenz einer höhern Überschiebungsdecke in der sogen. Sedimenthülle des Aduladeckmassivs. *Zeitschr. Deutsche Geol. Ges.*, 61, 1909.
31. — Über die Faltung im Adulagebirge. *N. J. f. Min. etc.* 1910.
32. W o y n o, T. J., O dyagramach izogon. *Sitz.-Ber. Warschauer Ges. d. Wiss.*, 1914, VII, 4.
33. Z ü s t, O., Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unterengadin. *Inaug.-Diss. Zürich* 1905.

