

# Der Gabbrozug Klosters-Davos-Arosa

Autor(en): **Streckeisen, A.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **28 (1948)**

Heft 1: **Festschrift P. Niggli zu seinem 60. Geburtstag den 26. Juni 1948**

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-23034>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

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

# Der Gabbrozug Klosters-Davos-Arosa<sup>1)</sup>

Von A. Streckeisen, Bern

## Einleitung

Zwischen Davos und dem Unter-Engadin erhebt sich ein ausgedehntes kristallines Gebirge; es ist der kristalline Kern der oberostalpinen Silvrettadecke.

In den Hängen südöstlich Klosters treten unter der basalen Schubfläche der Silvrettadecke die tieferen tektonischen Einheiten zu Tage, bis hinunter zum penninischen Prätigauflysch. Sie sind unter der gewaltigen Schubmasse des Silvrettakristallins zusammengeschoben, verschuppt und ausgewalzt worden.

In dieser tektonisch komplizierten Zone tritt ein Gabbrozug auf, der sich auf über 20 km im Streichen verfolgen lässt und daher einen willkommenen Leithorizont bildet. Er bildet den Gegenstand dieser vorläufigen Mitteilung.

## Geologische Stellung

1. Folgen wir von Klosters dem Weg nach dem Mönchaltal (9 B).

Über dem basalen Prätigauflysch (Schluchtweg hinter den letzten Häusern von Klosters) gelangen wir durch Falknis- und Sulzfluhdecke (am Mariastein) in die Aroser Schuppenzone (südlich Selfranga), die mit dem Totalpserpentin (am Untern Gschwanden Boden bei P. 1672) abschliesst.

Darüber liegt eine kristalline Serie, die wir als Davoser Dorfberg-Schuppe<sup>2)</sup> bezeichnen. Sie enthält in ihrem unteren Teil feinkörnige bis feinschuppige, Biotit und Hornblende führende Gneise und Schiefer, die von turmalinführenden pegmatitischen und

---

<sup>1)</sup> Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission S. N. G.

<sup>2)</sup> Die näher liegende Bezeichnung „Schaflägerschuppe“ muss unterbleiben, weil BRAUCHLI (4) diesen Namen schon für eine Teilschuppe der Silvrettadecke im Lenzerhorngebiet verwendet hat.

granitischen Adern durchbrochen werden (Mittelgrat-Serie)<sup>3)</sup>. Darüber folgt, bisweilen in zwei Bändern, der Gabbrozug, von dem in dieser Mitteilung die Rede sein soll. Man trifft ihn am Mönchalpweg hinter dem Grünbödeli, beim ersten Aufschluss südlich vom Brücklein über den Mönchalpbach, etwas links oberhalb des Weges (Koord. 786,45/191,00). Höher oben folgen wieder feinkörnige bis feinschuppige Gneise, oft stark verschiefert und mit Muskowitflatschen auf den s-Flächen (Dorfberg-Gneise).

Dieser kristalline Komplex wird nach oben begrenzt durch das *Sedimentband* Tritt-Ob. Gschwandter Boden-Inner Kinn, das als Fortsetzung des Schaflägerbands aufgefasst werden kann. Am Mönchalpweg trifft man die violetten und grünlichen Schiefer des Verrucano (mit verschieferten Quarzporphyrtuffen) an der Wegbiegung beim Tritt, und etwas weiter oben eine Linse von Hauptdolomit.

Über diesem Sedimentzug folgt eine weitere kristalline Serie, die wir als *Seehornschuppe* bezeichnen. Doch kann auf sie an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden. Man bewegt sich in ihr vom Tritt bis zum Mönchalp Auszersäss. Die Schubfläche, durch welche die Seehornschuppe vom eigentlichen Silvrettakristallin abgetrennt wird, verläuft von Davos über Seehornscharte und Druatschaberg zum Mönchalp Auszersäss und von da über Rücken und Gatschiefer in den Lauenzug. Die Seehornschuppe stellt wohl einen Stirnteil der Silvrettadecke dar, der von der nachfolgenden Hauptmasse der Decke abgequetscht und überfahren worden ist.

Diese Darstellung beruht auf neuen Aufnahmen, die in den letzten Jahren im Auftrag der Schweiz. Geol. Kommission durchgeführt wurden, und unterscheidet sich etwas von der 1928 (16) gegebenen Auffassung. Die damals postulierte Basalschuppe wird nunmehr in zwei Teile aufgeteilt. Den oberen Teil bildet die Seehornschuppe, die als basaler Teil des Silvrettakristallins aufgefasst wird. Der untere Teil ist die Davoser Dorfberg-Schuppe, die als relativ selbständige tektonische Einheit noch weit gegen Westen verfolgt werden kann. Das trennende Sedimentband kann mit CADISCH (5) als Fortsetzung des Schaflägerbands angesehen werden.

2. Ähnliche Verhältnisse zeigt eine Fahrt mit der *Parzenbahn* von Davos nach Weissfluhjoch (vgl. Lit. 9 B sowie Fig. 1—3).

Der basale Prätigauflysch und die tieferen unterostalpinen Decken treten nur jenseits der Wasserscheide im oberen Schanfigg

<sup>3)</sup> THEOBALD (17) hat sie als „Casannaschiefer“ bezeichnet. Wir vermeiden diesen allzu verschieden verwendeten Begriff und fassen die hier auftretenden Gesteine in einer Mittelgrat-Serie zusammen (nach dem Mittelgrat bei Davos).

zu Tage. Die Arosener Schuppenzone baut Weissfluh und Parsenngebiet auf. Sie schliesst ab mit dem imposanten Totalpserpentin. Dieser bildet auch die beiden Gipfelkuppen von Weissfluhjoch.

Die darüber folgenden Einheiten sind an den beiden Seitenwänden des Davoser Dorfthäli gut zu studieren und schon von der Parsennbahn aus leicht zu überblicken (Fig. 1 und 2).

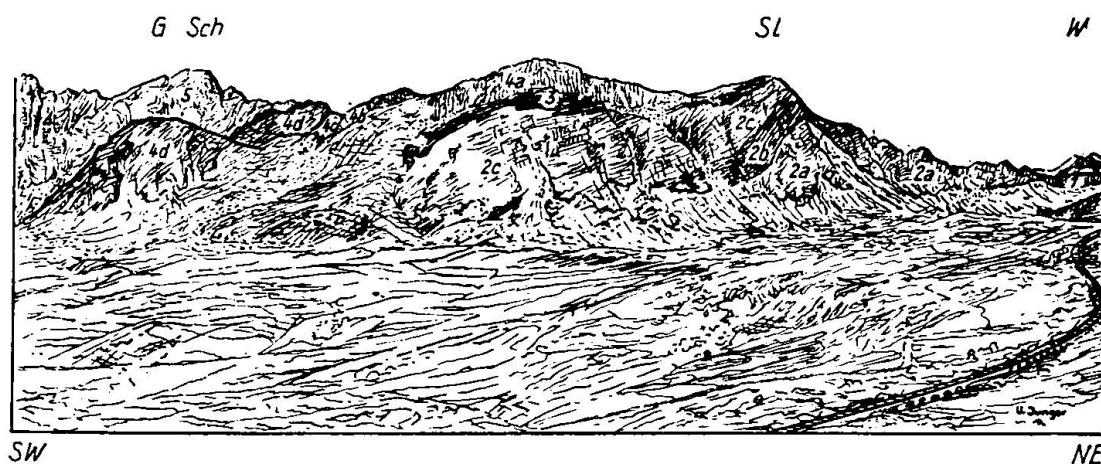


Fig. 1. Blick von der Parsennbahn auf den Grat Schiahorn (Sch) - Schaflägerkopf (Sl) - Weissfluhjoch. Im Hintergrund die Weissfluh (W). In einer vorderen Kulisse der Grünturm (G). -- Gesteinsfolge: 1 Totalpserpentin. 2 Davoser Dorfberg-Kristallin: 2a Mittelgratserie, 2b Gabbrozug, 2c Dorfberg-Gneise. 3 Sedimentzug des Schaflägers. 4 Grünturmserie: 4a Mischgneise, 4b Orthogneise, 4c Paragneise, 4d Amphibolite des Grünturms. 5 Dolomit des Schiahorns

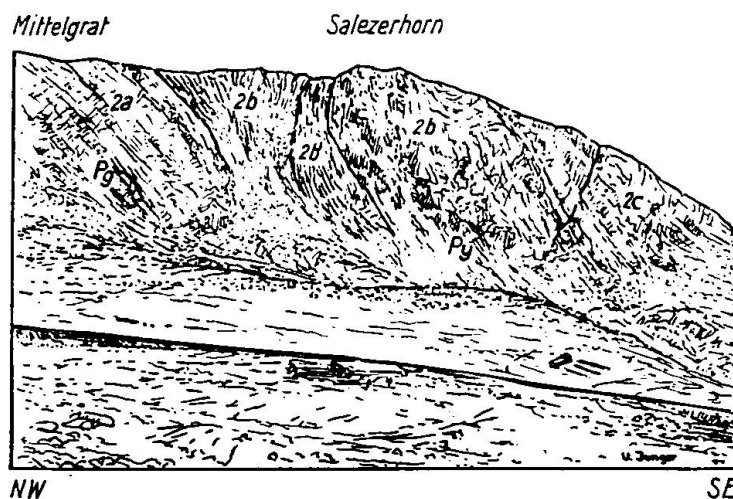


Fig. 2. Blick von der Parsennbahn an das Salezerhorn. Gesteinsfolge: 2a Mittelgratserie (Pg Pegmatit), 2b Gabbro (Py Hornblendit-Linse), 2b' eingelagerte kristalline Schiefer, 2c Dorfberg-Gneise

Auf den schwarzen Serpentin des Weissfluhjochs mit seinen gerundeten Formen folgen zu beiden Seiten des Dorfthäli (Kamm Weissfluhjoch-Schafläger, Mittelgrat zwischen Weissfluhjoch und Salezerhorn) niedrige zackige Grate mit hellen Felsen. Es sind dies die Pegmatite der Mittelgratserie mit den von ihnen durchbrochenen Gneisen und Schiefen. An sie schliesst sich der Gabbrozug im steilen Nordwestabfall des Schaflägerkopfs; er quert das Dorfthäli und streicht hinein in die Gipfelpartie des Salezerhorns. Darüber treten feinkörnige bis feinschuppige, mitunter auch feinflaserige Gneise auf, bisweilen mit grossen Muskowitflatschen (Dorfberg-Gneise). Mit diesen Gesteinen schliesst das Kristallin der Davoser Dorfberg-Schuppe. Es wird überlagert vom Sedimentzug des Schaflägers, der schon von weitem gut sichtbar ist.

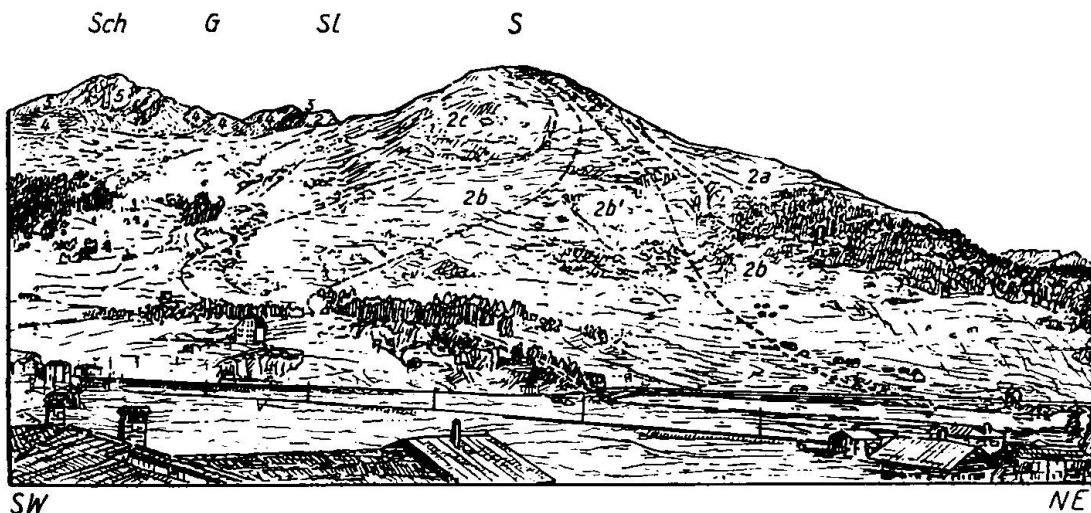


Fig. 3. Blick von der Stilli bei Davos-Dorf an den Davoser Dorfberg. Sch Schiahorn, G Grünturm, Sl Schaflägerkopf, S Salezerhorn. Gesteinszonen wie auf Fig. 1 und 2 bezeichnet

Dann folgt eine weitere kristalline Serie, die aus Mischgneisen, Orthogneisen, Paragneisen und Amphiboliten besteht (letztere sind besonders am Grünturm gut aufgeschlossen). Wir bezeichnen sie gesamthaft als Grünturmserie. Sie zeigt starke Anklänge ans Silvrettakristallin.

Endlich wird die Grünturmserie vom mächtigen Hauptdolomit des Schiahorns überlagert, der zur Decke der Arosen Dolomiten gehört. Er taucht bei Davos (von der Stilli bis zur Schatzalp) unter dem eigentlichen Silvrettakristallin hervor.

Der Gabbrozug tritt also in der Davoser Dorfberg-Schuppe auf und ist auch auf sie beschränkt.

### Historisches

Als Entdecker des Gabbros ist wohl THEOBALD anzusprechen. Er erwähnt „dioritisches Gestein“ vom Kamm Schafläger-Weissfluhjoch (17, p. 134); und obwohl seine sonstigen „Diorite“ häufig Diabase sind, muss hier der Gabbro gemeint sein. In der Karte (10) zeichnet er einen Dioritzug zwischen Hauptthäli und Dorfthäli richtig ein und gibt die Fortsetzung des Gabbrozugs zwischen Dorfthäli und Davoser See als „Hornblendeschiefer“ annähernd richtig wieder.

Besser hat J. BALL (1) die Gabbrogesteine erkannt und auch ihr Hauptverbreitungsgebiet richtig angegeben. Er bezeichnet sie als Hornblende- und Biotit-Hornblende-Diorite und gibt von ihnen eine recht gute petrographische Beschreibung (1, p. 32–34)<sup>4)</sup>.

Auf der Mittelbündenkarte (9 B) wird das Kristallin des Davoser Dorfbergs nicht gegliedert. Einzig die pegmatitische Varietät des Gabbros am Tschuggengrat bei Mädriken wird als „Dioritpegmatit“ ausgeschieden. Auch in den Begleittexten (5, 12) werden die Gabbrogesteine nicht erwähnt, ebenso wenig in einer neueren Arbeit (11) über das Arosener Gebiet.

Verfasser (16) hat den Gabbro seinerzeit an verschiedenen Stellen in den Hängen südöstlich Klosters angetroffen<sup>5)</sup>. Die von ihm seither im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission durchgeführten Aufnahmen gestatteten, den Gabbrozug vom hintersten Prätigau bis ins Arosener Gebiet zu verfolgen, worüber hier berichtet wird.

### Verbreitung

Am besten ist der Gabbrozug nördlich von Davos Dorf entwickelt. In einer Breite von 300 m zieht der fast steil stehende Gabbro in E-W-Richtung über den Gipfel des Salezerhorns. Gegen Osten wird er durch Einlagerung von Psammitgneisen und Hornblendegneisen in zwei Züge geteilt. Der nördliche Zug schwillt auf 500 m Mächtigkeit an; steil nach Süden fallend, erreicht er das Tal zwischen der Häusergruppe Meierhof und den Häusern Ob dem See. An der Landstrasse wird er bei der Pension Seehorn in einem Steinbruch (Koord. 783,90/188,18) als Schottermaterial abgebaut. Der südliche

<sup>4)</sup> Der (1, p. 34 unten) erwähnte Hornblende-Diorit mit intensiv grüner Hornblende gehört allerdings nicht zum Gabbrozug des Davoser Dorfberg-Kristallins, sondern zu den Amphiboliten der Grünturm-Serie.

<sup>5)</sup> Hingegen gehört der damals (16, p. 224 f.) zu den Gabbrogesteinen gestellte Chlorit-Hornblende-Schiefer vom Süden des Davoser Sees nicht zu ihnen, sondern in die Seehornschuppe.

Zug, erst 100 m mächtig, biegt bald scharf nach Süden um und erreicht dann, nördlich am Schulhaus vorbei, über die Seehöhe den Davoser See, wo er an der Landstrasse 30 m nördlich der Biegung von P. 1565,1 aufgeschlossen ist. Der Gabbro ist hier tektonisch auf etwa 20 m reduziert und stark ausgewalzt; er ist von Auge kaum mehr zu erkennen, aber im Dünnschliff einwandfrei nachzuweisen. Die beiden Züge verschwinden gegen Osten unter dem Davoser See, den Alluvionen der Seitenbäche und den Bergsturzmassen des Drusatscha-Hügels<sup>6)</sup>.

Weiter im Osten taucht der Gabbrozug am Mönchalpweg in 1480 m Höhe wieder auf (s. o.) und lässt sich — bisweilen in zwei getrennten Zügen von 20—40 m Mächtigkeit — durch die vom Rücken herabkommenden steilen Lawinenzüge bis ins Tobel Ausser Kinn verfolgen, wo er in 1700 m Höhe angetroffen wurde. In den Hängen nördlich der Landquart konnte jedoch der Gabbro — nach freundlicher Mitteilung von Herrn cand. geol. R. GEES — nicht mehr aufgefunden werden; es scheint daher, dass er an der Landquart sein Ende findet.

Gegen Westen zieht der Gabbro vom Salezerhorn durchs Dorfthäli in den steilen NE-Hang des Schaflägerkopfs und über den Grat ins oberste Haupterthäli, wo er unter den Schutthalden verschwindet.

Am Strelaweg westlich vom Strelapass konnte der Gabbro bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden (ebensowenig wie der Schaflägerzug), obwohl das ganze Kristallin vom basalen Serpentin bis zum Hauptdolomit des Schiahorns aufgeschlossen ist.

Hingegen setzt der Gabbro im Sapün westlich von Küpfen wieder ein, und zwar an der Basis des tieferen Kristallinzugs Küpfen-Wangegg-Mädriegerkopf (P. 2259)-Tschuggengrat, unmittelbar über dem Serpentin. Er besitzt am Tschuggengrat SW Mädrigen eine Mächtigkeit von 70 m und ist an der Basis pegmatitisch ausgebildet.

Von hier gegen Westen setzt der Gabbro mit dem ihn begleitenden Kristallinzug aus. Nur der höhere Kristallinzug, der unmittelbar an der Basis der Aroser Dolomiten auftritt und wohl der Grünturmserie entsprechen dürfte, lässt sich vom Küpfenthäli ins hintere Thierthäli und von da südlich am Grünseeli vorbei über Furka Obersäss und Mutta fast kontinuierlich zum Aroser und Parpaner Rothorn verfolgen.

---

<sup>6)</sup> Es mag schon hier erwähnt werden, dass der typische Gabbro auch in (bzw. auf) den Bergsturzmassen von Höhwald und Drusatscha ziemlich oft angetroffen wird.

Doch konnte der Gabbro auch weiter westlich im Arosener Gebiet noch aufgefunden werden <sup>1)</sup>).

Der südlichste Kristallinzug der Arosener Schuppenzone, der unmittelbar nördlich vom Hörnli den Grat überschreitet, führt neben Orthogneisen vorwiegend feinkörnige Paragneise und -schiefer, die pegmatitisch durchädert sind. Sie gleichen durchaus denen der Mittelgratserie (vgl. auch 11, S. 6f.). In eben diesem Kristallinzug fanden wir am Hörnlifussweg neben Amphiboliten auch typischen Gabbro. Es bleibt abzuwarten, wie weit diese Gesteine nach Westen, gegen Parpan zu, verfolgt werden können.

Ein ausgedehnteres Vorkommen von Gabbrogesteinen liegt an der Scheidegg 1 km NW Maran, wo der Fussweg von Maran über Kühberg nach Ochsenalp die Wasserscheide überschreitet (Koord. 770,40/185,95). Eine ausführlichere Beschreibung dieses Vorkommens wird an anderer Stelle gegeben werden. Hier sei nur soviel gesagt, dass am Steilbord nordwestlich vom Scheideggseeli in einem 200 m langen Aufschluss die verschiedenartigsten typischen Gabbrogesteine anstehen. Sie stossen gegen Osten an einer steilen SE-NW streichenden Ruschelzone gegen grünliche serizitisch-chloritische Gneise (ausgewalzte Flaser- und Augengneise); während sie im Westen von abgeglittenem Serpentin überdeckt werden. So unklar die Lagerungsverhältnisse auch sind, so weist doch die Erstreckung des Vorkommens deutlich gegen SE in der Richtung nach dem Tschuggen-  
grat bei Mädrigen.

Überblicken wir das gesamte Bild: Der Gabbrozug setzt im obersten Prätigau südlich der Landquart ein, zeigt bei Davos sein mächtigstes Anschwellen und klingt bei Arosa wieder aus, wobei er infolge späterer tektonischer Bewegungen in einzelne Linsen aufgelöst wird.

### Petrographische Beschreibung

Die Gesteine des Gabbrozugs sind ausserordentlich typisch entwickelt.

Der massige Gabbro, der wohl das verbreitetste Gestein des ganzen Zuges darstellt und ihm sein Gepräge gibt, besteht aus zwei Hauptgemengteilen. Der saussuritisierte Plagioklas bildet eine hellgraue dichte Masse. Die aktinolithische Hornblende tritt in dunkelgrünen bis dunkelbraunen, oft etwas metal-

---

<sup>1)</sup> Auf der beigegebenen tektonischen Skizze (Fig. 6) wurden diese Vorkommen schematisiert (stark übertrieben) dargestellt.



lisch schillernden Körnern und Aggregaten auf. Zu ihnen gesellt sich bisweilen, aber stets untergeordnet, etwas Biotit, der mit seiner lebhaft tombakbraunen Farbe das äussere Gesteinsbild etwas bunter gestaltet. Durch Überwiegen des einen und Zurücktreten des andern Hauptgemengteils entstehen nach beiden Seiten Übergänge zu fast monomineralen Gesteinen. Dabei finden sich die Hornblendite meist als grössere Linsen und Schlieren im Gabbro eingelagert; während die plagioklasreichen Varietäten mehr in den Randpartien des Komplexes aufzutreten scheinen.

An den massigen Gabbro, der von blossem Auge meist leicht und sicher zu erkennen ist, schliessen sich nun Gesteine mit angedeuteter bis deutlicher Paralleltextur, ja sogar von ausgeprägter Schieferung. Solche Gesteine sind von blossem Auge nicht immer sicher zu deuten, lassen sich aber im Dünnschliff meist einwandfrei als Gabbrogesteine erkennen. Die Paralleltextur ist manchmal verknüpft mit einer Bänderung leukokrater und mesokrater Varietäten; sie dürfte oft als ursprüngliche Fliesstextur zu deuten sein. Eine Abgrenzung gegen die Wirkungen von Umkristallisation und Verschieferung ist allerdings kaum möglich; umso mehr als paralleltexturierte Gesteine leichter von einer späteren Verschieferung erfasst werden als entsprechende massige Gesteine.

Die Korngrösse beträgt im normalen Gabbro meist 2–5 mm, während sie im Hornblendit oft über 1 cm steigt. Eine Ausnahme bilden die grobkörnigen pegmatitischen Gesteine am Tschuggengrat bei Mädrigen (Korngrösse bis 3 cm), die sich ganz allmählich aus mittelkörnigem Gabbro entwickeln. Paralleltexturierte Varietäten zeigen im allgemeinen geringere Korngrösse.

Unter dem Mikroskop ergibt sich folgendes Bild:

Der Plagioklas ist in der Regel vollständig in ein Gemenge kleinster Körnchen und Schüppchen umgewandelt. Bisweilen lässt sich noch polysynthetische Zwillingsbildung erkennen. Nur ausnahmsweise ist frischer Plagioklas vorhanden, der bestimmt werden kann. Ein solcher aus hornblenditischem Gestein ergab durch Vermessung am Drehtisch nach den Migrationskurven (13) 50 % An, während die Auslöschungsschiefe ( $+30^{\circ}$  senkrecht  $pg_1$ ) auf 56 % An führte. Es handelt sich hier demnach um einen sauren Labrador, und für die übrigen Gesteine darf wohl ein ähnlicher Plagioklas angenommen werden. Die Berechnung des normativen Feldspats aus der chemischen Analyse ergibt für den Gabbro 17.5 Or 33.8 Ab 56.2 An und für den Hornblendit 14.9 Or 33.8 Ab 50.3 An und führt damit auf ähnliche Werte.

In manchen Fällen sind Körnchen und Schüppchen im umgewandelten Feldspat annähernd gleichmässig verteilt. Doch beobachtet man auch oft eine Anreicherung der Zoisit(?)-Körnchen in der Randzone des Feldspats. Diese ist vielleicht so zu deuten, dass bei der Umwandlung des Diallags in uralitische Hornblende an den Korngrenzen Diallag/Feldspat eine Reaktion stattfand, die dem Diallag Kalk entzog und in der Randzone des Feldspats anlegte; etwa entsprechend der Gleichung (in NIGGLI'scher Schreibweise):

$20 \text{ Diallag} + 45 \text{ Anorthit} = 15 \text{ Aktinolith} + 48 \text{ Zoisit} + 2 \text{ Quarz}$ .  
Das Entstehen von etwas sekundärem Quarz würde dadurch ebenfalls verständlich.

Als zweiter Hauptgemengteil tritt eine typische aktinolithische Hornblende auf. Sie zeigt die gewöhnliche prismatische Spaltbarkeit. Zwillinge nach (100) sind verbreitet.  $c/n_{\gamma} = -17^{\circ}$ .  $2V = -84^{\circ}$ . Sie ist manchmal farblos, meist aber leicht grünlich, bisweilen auch leicht bräunlich gefärbt (letzteres zuweilen in den Kernpartien grösserer Individuen) und zeigt ein normales, etwas variables Absorptionsschema. Häufig geht der leicht gefärbte Kern allmählich in eine fast farblose Randzone über. Nur ganz ausnahmsweise beobachtet man das Umgekehrte, indem stärker blaugrüne Hornblende den Rand der Feldspataggregate umsäumt (Natronzufuhr aus dem Feldspat bei dessen Saussuritisierung?).

Wie schon von J. BALL beschrieben, enthält die Hornblende reichlich gut umgrenzte dunkle Kerne, die aus dicht gedrängten schwarzen Stäbchen und Körnchen — oft in mehreren Systemen — bestehen. Sie zeigen oft grosse Ähnlichkeit mit dem Sagenitgewebe im Biotit und dürften ähnlichen Ursachen ihre Entstehung verdanken. Solche Interpositionen sind vor allem aus den Pyroxenen basischer Tiefengesteine bekannt (14). Zwar wurden nirgends Relikte von Pyroxen in der Hornblende angetroffen; doch ist kaum daran zu zweifeln, dass die Hornblende durch Umwandlung aus Pyroxen (wohl vor allem Diallag) entstanden ist, wobei diese Interpositionen übernommen wurden. Es ist bezeichnend, dass dieselben nur in den Kernen grösserer Hornblendeindividuen erhalten blieben, bei der Umwandlung der grossen Körner in mittelkörnige bis feinschuppige Aggregate aber verloren gingen.

In vielen Gesteinen tritt anscheinend auch Biotit auf. Er zeigt gelbbraune bis schmutzigbraune Farbe und verhältnismässig schwachen Pleochroismus bei sehr variabler Doppelbrechung. Meist ist er allerdings vollständig in einen bräunlichen Chlorit umgewandelt, und man trifft alle Übergänge von typischem Biotit mit hoher

Doppelbrechung zu einem bräunlichen, oft penninartigen Chlorit mit sehr geringer Doppelbrechung. Diesem sind oft kleine spindelförmige Stäbchen eines farblosen, hoch lichtbrechenden Minerals (Zoisit?) eingelagert. Der Biotit begleitet die Hornblende randlich oder aber ist in ihr eingewachsen, wie wenn es sich um gesetzmässige Verwachsungen der ursprünglichen Gemengteile handeln würde. Auch der Biotit dürfte durch Umwandlung aus einem Pyroxen (Orthaugit?) entstanden sein.

Ausser diesem penninartigen Chlorit, dessen Entstehung aus Biotit schrittweise verfolgt werden kann, tritt unabhängig davon und auch weniger häufig ein dem Klinochlor nahestehender Chlorit auf. Er bildet, etwas reichlicher in den durch die alpine Faltung verschieferten Varietäten, schuppige Aggregate, die sich in Nestern oder Zügen anreichern und ist z. T. vielleicht aus ursprünglichem Olivin, z. T. sicher aus aktinolithischer Hornblende hervorgegangen.

Die übrigen Gemengteile sind von mehr untergeordneter Bedeutung. Quarz füllt in manchen Gesteinen die Zwickel oder bildet Nester und Adern und dürfte wenigstens z. T. sekundärer Natur sein. Apatit ist häufig und bildet kleine und oft auch grosse Körner, seltener insekteneierartige Aggregate. Rutil tritt reichlich in Körnern und schmalen Stäbchen auf. Zirkon ist selten. Als Erze trifft man Magnetit, Ilmenit und Magnetkies z. T. in unregelmässig umgrenzten Körnern, z. T. in schmalen Adern längs den Schieferungsflächen. Gelegentlich tritt Turmalin auf; er ist zonar gebaut, mit gelbbrauner Hülle und blaugrauem Kern; er bildet Einzelkörner oder dringt auf Adern und Klüften ins Gestein ein.

Nicht beobachtet wurden Pyroxen, Granat, Epidot, Titanit. Als spätere Füllungen von Klüften und Adern treten neben Quarz und Chlorit auch Klinozoisit, Prehnit und Serpentin auf; nicht aber als Gesteinsgemengteile.

In den massigen bis leicht paralleltexturierten Gesteinen ist die ursprüngliche Eruptivstruktur oft erhalten geblieben. Die ursprünglichen hellen und dunkeln Gemengteile sind geradlinig scharf gegen einander abgegrenzt. Obwohl der Plagioklas durch ein Saussuritgemenge, der Pyroxen durch Hornblende und Hornblendeaggregate ersetzt worden ist, ist die geradlinig scharfe Begrenzung erhalten geblieben. Einzig schmale Strahlsteinstengel sind von den Hornblendeaggregaten aus über die Grenzen in den Saussurit hineingewachsen.

In den stärker umgewandelten und alpin verschieferten Gesteinstypen sind die ursprünglichen Strukturen mehr und mehr ver-

loren gegangen. Der Saussurit bildet dann flaserige bis lagige Massen, die von Gleitflächen durchzogen werden. In ihnen ordnen sich Aktinolith und Biotit-Chlorit zu Zügen an, die bisweilen noch grössere Relikte von Hornblende (mit dunklen Kernen) enthalten. Auch Apatit (in grossen Körnern!) und Erz stellen sich gerne in diese Züge ein. Ausser der Chloritisierung der Hornblende wurden keine weiteren Umwandlungen und auch keine Neubildungen beobachtet.

### Chemismus

Aus dem Gabbrozug wurden im Auftrag der Schweiz. Geol. Kommission durch Herrn Dr. Th. HÜGI (Bern) die beiden folgenden Gesteine analysiert:

1. Saussurit-Uralit-Gabbro (Nr. 1787). Davoser Dorfthäli, Mitte, Höhe 2370 m (Koord. 781,42/188,60). Geschätzte Mengenverhältnisse: 50 % uralitische Hornblende, 45 % Plagioklas (saussuritisiert), 5 % Chlorit, Apatit, Rutil und Erz.
2. Hornblendit (umgewandelter Pyroxenit) (Nr. 1571). Davoser Dorfthäli Ostseite, am Westfuss des Salezerhorns in 2450 m Höhe (Py auf Fig. 2). (Koord. 781,84/188,84). Geschätzte Mengenverhältnisse: 90 % uralitische Hornblende, 8 % Plagioklas (serizitisiert und saussuritisiert), 2 % Rutil und Erz.

	Analysenwerte		Basis		Kata-Molekularnorm			
	Nr. 1	Nr. 2		Nr. 1	Nr. 2		Nr. 1	Nr. 2
SiO <sub>2</sub>	48,12	52,08	Kp	5,5	2,5	Or	9,2	4,2
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,16	Ne	8,3	5,9	Ab	13,8	9,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	7,70	Cal	17,7	8,5	An	29,5	14,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,89	2,71						
FeO	8,15	7,86	Cs	3,1	9,5	Diops.	8,4	25,4
MnO	0,05	0,05	Fs	2,0	2,9	Orthaug.	24,0	42,6
MgO	11,70	16,13	Fa	9,8	9,3			
CaO	7,93	9,37	Fo	25,0	33,6	Olivin <sup>8)</sup>	12,7	—
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,08						
K <sub>2</sub> O	1,52	0,70	Ru	0,3	0,1	Mt	2,0	2,9
H <sub>2</sub> O +	2,50	1,55	Cp	0,3	0,3	Rut	0,3	0,1
H <sub>2</sub> O -	0,71	0,49	Q	28,0	27,4	Ap	0,3	0,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,17				Qz	—	0,5
CO <sub>2</sub>	0,15	0,08	L	31,7	17,0			
Total	99,42	100,13	M	40,1	55,5	Magnettypen		
			Q	28,2	27,5	Nr. 1 normalgabbroid/ al-hornblenditisch		
						Nr. 2 diallagitisch		

<sup>8)</sup> Bei einer Trennung des Gesamteisens von Nr. 1 in 5,87 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 4,56 FeO würde kein Olivin entstehen, dafür würden 32,2 Orthaugit und 6,3 Magnetit resultieren.

## Molekularwerte

	si	al	fm	c	alk	k	$\pi$	mg	$\gamma$	c/fm	qz	ti
Nr. 1	106,4	19,0	56,8	18,8	5,4	0,40	0,56	0,68	0,08	0,33	-15,2	0,77
Nr. 2	106,8	9,3	67,0	20,6	3,1	0,30	0,50	0,73	0,17	0,31	-5,6	0,25

Es handelt sich um Gesteine von gabbroidem bis pyroxenitischem Chemismus, wie sie unter den basischen Typen von Kalkalkali-Provinzen häufig auftreten. Dies zeigt die folgende Tabelle:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Gabbro, Davoser Dorfthäli	106,4	19,0	56,8	18,8	5,4	0,40	0,68
normalgabbroider MT	108	21	51	22	6	0,20	0,50
al-hornblenditischer MT	120	19	61	15	5	—	0,70
Hypersthengabbro, Insizwa	109	16	61	17	6	0,16	0,69
Uralitgabbro, Garaball Hill	102	17	56,5	19	7,5	0,46	0,69
Uralitgabbro, Stekenjokk	101	19	52,5	21,5	7	0,18	0,41
Hornblendit, Grimselpaß	113	15	60,5	19,5	5	0,53	0,78
Uralitdiabas, Nyslott, Finnland	101	19	56	18,5	6,5	0,16	0,50
Asbydiabas, Schweden	103	20,5	57	18	6,5	0,19	0,51
Olivindiabas, Karlshamm	109	21,5	58	15	5,5	0,30	0,61
Grünstein, Trondhjem	104	21,5	54,5	18	6	0,03	0,68
Eklogit, Neusölden, Ötztal	109	17,5	57,5	18,5	6,5	0,02	0,48
Hornblendit, Davoser Dorfthäli	106,8	9,3	67,0	20,6	3,1	0,30	0,73
diallagitischer MT	90	7	68	23	2	—	0,70
Pyroxenhornblendit, Österbotten	93	10	63,5	23	3,5	0,27	0,76
Norit-Gabbro, Nygard-Pluton	95	10,5	64,5	22,5	2,5	0,30	0,77
Norit, Valpelline	94	12,5	62,5	21,5	3,5	0,60	0,77
Strahlsteinschiefer, Gotthard	105	5,5	67	25	2,5	0,25	0,81
Strahlsteinschiefer, Valpelline	102	6	68	24	2	0,34	0,81
Hornblendit (extrapoliert)	106,6	0	77	23	0	—	0,78
websteritischer MT	95	1	80	18	1	—	0,80
diallagitischer MT	90	7	68	23	2	—	0,70
Olivingabbro, Insizwa	94	6	76	17	1	—	0,81
Strahlsteinschiefer, Naters	106	2	75	21,5	1,5	—	0,91
Strahlsteinschiefer, Gorduno	100	1,5	73	25,5	0	—	0,95
Nephrit, Haudères	105	1	74,5	23,5	1	—	0,89
Nephrit, Poschiavo	104	0	74,5	25,5	0	—	0,87

Die nicht umgewandelten Ausgangsgesteine dürften Gabbros, Norite und Pyroxenite gewesen sein (Katanorm!).

In der QLM-Projektion (Fig. 4) bestimmen die beiden analysierten Gesteine eine Gerade, die in geringem Abstand der Geraden PF annähernd parallel verläuft. Dadurch kommt zum Ausdruck, dass die Gesteine des Gabbrozugs im wesentlichen durch wechselndes Mengenverhältnis Plagioklas : Pyroxen (bzw. Plagioklas : Horn-

blende) gekennzeichnet sind. Berücksichtigt man die Hauptverbreitungsfelder von Diallag und Aktinolith, so wird diese Tatsache noch eindrücklicher.

Zum Vergleich sind noch die einzig verfügbaren älteren Analysen des Totalserpentins ins Diagramm eingetragen worden<sup>9)</sup>. Man könnte sich vorstellen, dass dieselben den ultrabasischen Pol einer gemeinsamen Differentiationsserie darstellen würden.

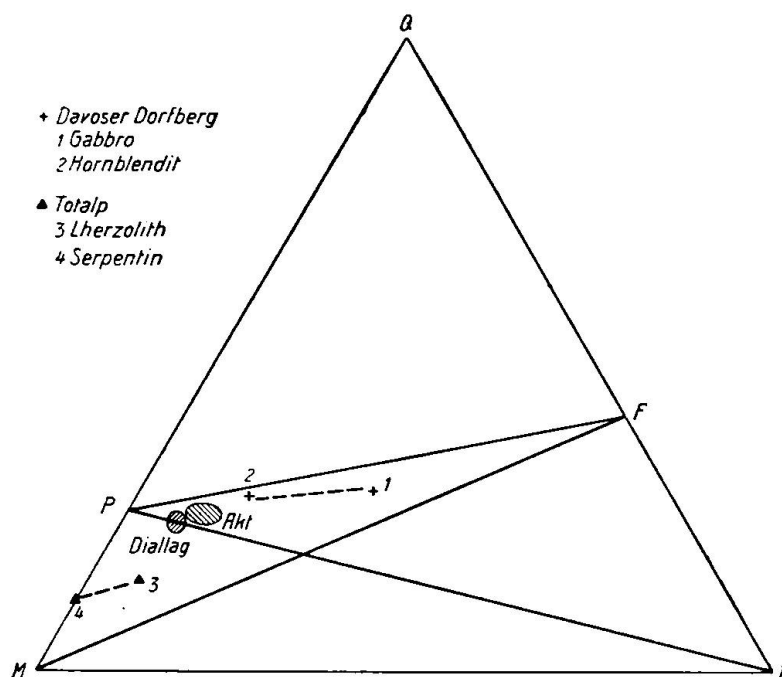


Fig. 4. QLM-Projektion. Die Gabbrogesteine liegen ziemlich genau auf der Geraden Feldspat (F) - Diallag (bzw. Aktinolith). Vergleichsweise sind Gesteine des Totalserpentins eingetragen

Dass dies jedoch nicht der Fall sein dürfte, geht aus dem Variationsdiagramm Fig. 5 hervor. Hier sind die Molekularwerte in Funktion von fm aufgetragen worden. (Da die Gesteine des Gabbrozugs im wesentlichen nur aus an SiO<sub>2</sub> gesättigten Mineralen bestehen, muss bei ihnen allen si um 100 liegen; eine Variation in Funktion von si findet daher nicht statt.) In diesem Diagramm bilden die Gesteine des Gabbrozugs eine Serie, die bei fm = 77 endet. Das extrapolierte Endgestein würde die folgenden Molekularwerte auf-

<sup>9)</sup> Die Analysen der Serpentine von Laret (1) ergeben folgende Werte:

SiO <sub>2</sub>	si	al	fm	c	alk	mg	Cal	Sp	Fs	Fa	Fo	Q	L	M	Q
41,83	69,4	4,5	92	3,5	0	0,94	9,9	2,3	1,7	3,2	72,0	13,9	6,9	79,2	13,9
39,95	66,5	2	98	0	0	0,91	—	3,3	4,1	4,4	77,2	11,0	—	89,0	11,0

weisen:  $si$  106,  $al$  0,  $fm$  77,  $c$  23,  $alk$  0,  $k$  —,  $mg$  0.78. Solche Gesteine sind als basische Eruptivgesteine ebenfalls bekannt; metamorph dürften sie als Strahlsteinschiefer und vielleicht auch als Nephrite vorliegen (siehe Tabelle!). Deutlich von dieser Serie getrennt sind nun aber die Gesteine des Totalpserpentins mit  $fm$  90–100 und viel tieferem  $si$  (60–70).

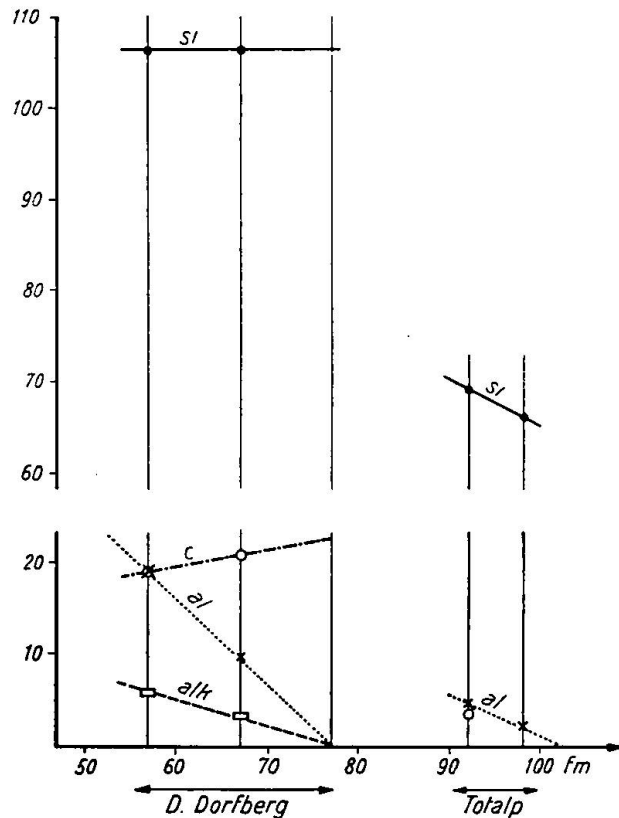


Fig. 5. Variationsdiagramm ( $fm$  als Abszisse!)

### Entstehung und Alter

Die Gesteine des Gabbrozugs können also im wesentlichen als Gemenge aus Plagioklas und Pyroxen (bzw. Hornblende), vielleicht mit etwas Olivin, betrachtet werden. Ihre Entstehung lässt sich am ungezwungensten durch einen Sonderungsprozess in einer magmatischen Schmelze erklären, wobei eine Absaigerung der erstausgeschiedenen femischen Gemengteile stattfand. Eine einfache Beziehung zur heutigen Lagerung fehlt indessen; daher ist an eine Differentiation in situ kaum zu denken. Man wird im Gegenteil eine (vielleicht nicht völlig zu Ende geführte) Differentiation in einem

etwas tiefer gelegenen Magmaherd annehmen müssen, wobei die entstandenen Teillösungen ungefähr gleichzeitig und in schlierigem Wechsel intrudierten.

Das Alter der Intrusion ist schwer festzulegen. Die Gabbrogesteine liegen, oft in mehreren Zügen, in einem Komplex feinkörniger hochmetamorpher kristalliner Schiefer. So weit dies festgestellt werden konnte, ist die Lagerung immer konkordant. Kontaktwirkungen konnten nicht beobachtet werden; doch können solche durch spätere Metamorphose verwischt worden sein. Es ist aber kaum daran zu zweifeln, dass die Intrusion ursprünglich in den Gesteinskomplex erfolgte, in dem sich die Gabbrogesteine auch heute noch befinden, und dass das Davoser Dorfberg-Kristallin mit den ihm eingelagerten Gabbrogesteinen als Ganzes in die alpine Faltung einbezogen wurde.

Hiefür spricht auch die folgende Tatsache. Die kristallinen Schiefer der Mittelgratserie werden von Turmalinpegmatiten durchbrochen und enthalten auch bisweilen Turmalin als Gesteinsgemengteil. Auch in den über dem Gabbrozug folgenden höheren Dorfberg-Gneisen werden, allerdings viel seltener, Turmalinpegmatite angetroffen. Im Gabbro selber sind solche allerdings nie beobachtet worden (vielleicht wegen mangelnder Wegsamkeit). Hingegen führt auch der Gabbro gelegentlich Turmalin als Gesteinsgemengteil und wird von Turmalinadern durchbrochen. Wenn — was wahrscheinlich erscheint — diese Turmalinzufuhr mit dem Eindringen der Turmalinpegmatite in genetischen Zusammenhang gebracht werden darf, dann muss zur Zeit der pegmatitischen Injektion das Davoser Dorfberg-Kristallin mit den ihm eingelagerten Gabbrogesteinen bereits als Ganzes vorgelegen haben. Die gabbroide Intrusion war also älter. Da die Turmalinpegmatite nie in mesozoischen Schichten angetroffen werden, müssen sie zum Altkristallin gerechnet werden. Erst recht gilt dies natürlich für den Gabbro. Daher darf mit grosser Sicherheit für den Gabbro zum mindesten ein vorpermisches Alter angenommen werden.

Schwieriger zu beantworten ist die Frage, wann und durch welche Umstände die Gabbrogesteine in ihren heutigen Zustand übergeführt worden sind. Obwohl nirgends mehr Relikte von Pyroxen angetroffen wurden, wird angenommen, dass ursprünglich Diallag-Plagioklas-Gesteine (vielleicht mit etwas Olivin und Orthaugit) vorlagen. Der typomorphe Mineralbestand des heutigen Gabbros zeigt Saussurit, Uralit, Biotit, Chlorit und Akzessorien (Apatit, Rutil, Erz). Dass es sich um eine autometamorphe Umwandlung handle,



erscheint nicht gerade wahrscheinlich. Ebenso wenig dürfte die alpine Faltung für sie verantwortlich zu machen sein.

Die Wirkung der alpinen Faltung lässt sich an den umgebenden kristallinen Schiefen der Davoser Dorfberg-Schuppe ziemlich gut abschätzen. Die aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskowit, Hornblende, Staurolith, Granat bestehenden Gesteine mit ihrer ursprünglichen, feinkörnig granoblastischen Struktur blieben im ganzen ziemlich intakt (abgesehen von einer verbreiteten, aber durchaus nicht allgemeinen Chloritisierung des Biotites). Hingegen bildeten sich grössere Muskowitflatschen in den stärker bewegten Partien, und es entstanden typische Mylonite in den ausgesprochenen Bewegungshorizonten. Dementsprechend treffen wir in den verschieferten Gabbrogesteinen Chlorit-Aktinolith-Züge als Bewegungsbahnen, zwischen denen der Saussurit flaserige bis lagige Massen bildet. Ein weitergehender Einfluss der alpinen Faltung auf die Ausbildung des Gabbros ist jedoch nicht anzunehmen.

Die von SPAENHAUER (15, p. 69 ff.) aus dem Silvrettakristallin beschriebenen Gabbros und Norite weichen von den Gabbrogesteinen der Davoser Dorfberg-Schuppe insofern etwas ab, als sie noch Relikte von Diallag, Hypersthen und Olivin führen; auch finden sich dort Neubildungen von Granat und Epidot (ersterer als Reaktionsprodukt an den Grenzen von Saussurit und Uralit). Doch treten in den Amphibolitzonen des Silvrettakristallins gelegentlich auch Gabbrogesteine auf, die den hier beschriebenen völlig entsprechen. So fand Verf. in der Val Tuoi einen aus Saussurit, Aktinolith und etwas bräunlichem Chlorit bestehenden Gabbro mit gut erhaltener Eruptivstruktur. Auch SPAENHAUER (15, p. 74 ff.) hat ähnliche Gesteine beschrieben. Wenn auch das Davoser Dorfberg-Kristallin nicht ohne weiteres zum Silvrettakristallin zu zählen ist, so weisen diese Analogien doch darauf hin, dass die Umbildung des ursprünglichen Eruptivgesteins zum Saussurit-Uralit-Gabbro unter den Bedingungen der Amphibolitfazies erfolgt sein dürfte und als Wirkung einer alten Regionalmetamorphose anzusehen ist, die den ganzen Komplex in vorpermischer Zeit ergriffen hat.

Endlich mag noch ein Vergleich des Gabbrozugs mit dem Totalserpentin Platz finden. Dieser beginnt bei Klosters nördlich der Landquart an der Blauen Rüfi (2, 3), schwillt dann an der Totalmächtig an und löst sich endlich im Gebiet von Arosa in mehrere Züge auf (5, 9A, 9B, 11). Er zeigt darin ein sehr ähnliches Verhalten wie der Gabbrozug, und es würde nahe liegen, eine genetische

Beziehung zwischen diesen beiden Eruptivgesteinskomplexen anzunehmen. Von Klosters bis ins Haupterthäli ist der Gabbrozug vom Totalserpentin nur durch die 100—300 m mächtige Mittelgratserie getrennt; von Sapün bis ins Thierjerthäli liegt der Gabbro unmittelbar über dem Serpentin, allerdings mit scharfer, tektonischer Grenze und ohne irgend welche Übergänge.

Trotzdem ist ein solcher Zusammenhang nicht anzunehmen.

Dagegen spricht allein schon das ganz verschiedene Alter. Während die Intrusion des Serpentin jurassisch (11) oder wohl eher kretazisch (7), also jedenfalls mesozoisch ist, muss für die Intrusion des Gabbros nach obigem wenigstens vorpermisches Alter angenommen werden.

Auf die Unterschiede im chemischen Verhalten ist bereits hingewiesen worden. Eine genauere Untersuchung des Serpentin steht allerdings noch aus.

Noch ausgeprägter sind die Unterschiede im Mineralbestand. Der typische Serpentin enthält noch reichlich Relikte von Olivin, Diallag und Orthaugit; diese ursprünglichen Gemengteile sind in verschiedenem Grade in die für sie charakteristischen Serpentinarten umgewandelt. Eine geringere Umwandlung zeigen die pyroxenitischen Gänge und Gängchen; in ihnen findet sich neben Serpentin auch Klinozoisit als Neubildung. Nur in einem einzigen Falle (Bewegungshorizont am Rande der Serpentinmasse) wurde neben Pyroxen auch Hornblende angetroffen. Dem Totalserpentin fehlt also die für den Gabbrozug so charakteristische Umbildung durch die Regionalmetamorphose unter den Bedingungen der Amphibolitfazies. Seine Gemengteile sind direkt in Richtung der Epizone (Serpentin, Klinozoisit) umgewandelt.

#### Zur Regionaltektonik <sup>10)</sup>

Über die regionaltektonische Zuordnung der verschiedenen Gesteinskomplexe im Raum von Mittelbünden sind recht verschiedene Ansichten geäußert worden (4, 5, 6, 11, 12). Dabei gelangte die Davoser Dorfberg-Schuppe aus dem Unterostalpin über das Mittelostalpin bis ins Oberostalpin. Das Auffinden des Gabbrozugs und sein Verfolgen aus der Gegend von Klosters bis ins Arosener Gebiet gibt für die Zuordnung einige neue Anhaltspunkte. Dabei müssen neben stratigraphischen auch petrographische Gesichtspunkte berücksichtigt werden.

<sup>10)</sup> In der beigegebenen Tektonischen Skizze wurde der Schaflägerzug wegen seiner geringen Mächtigkeit nicht eingetragen. Er folgt der Grenze zwischen Davoser Dorfberg-Schuppe und eingewickelter Silvretta-Kristallin.

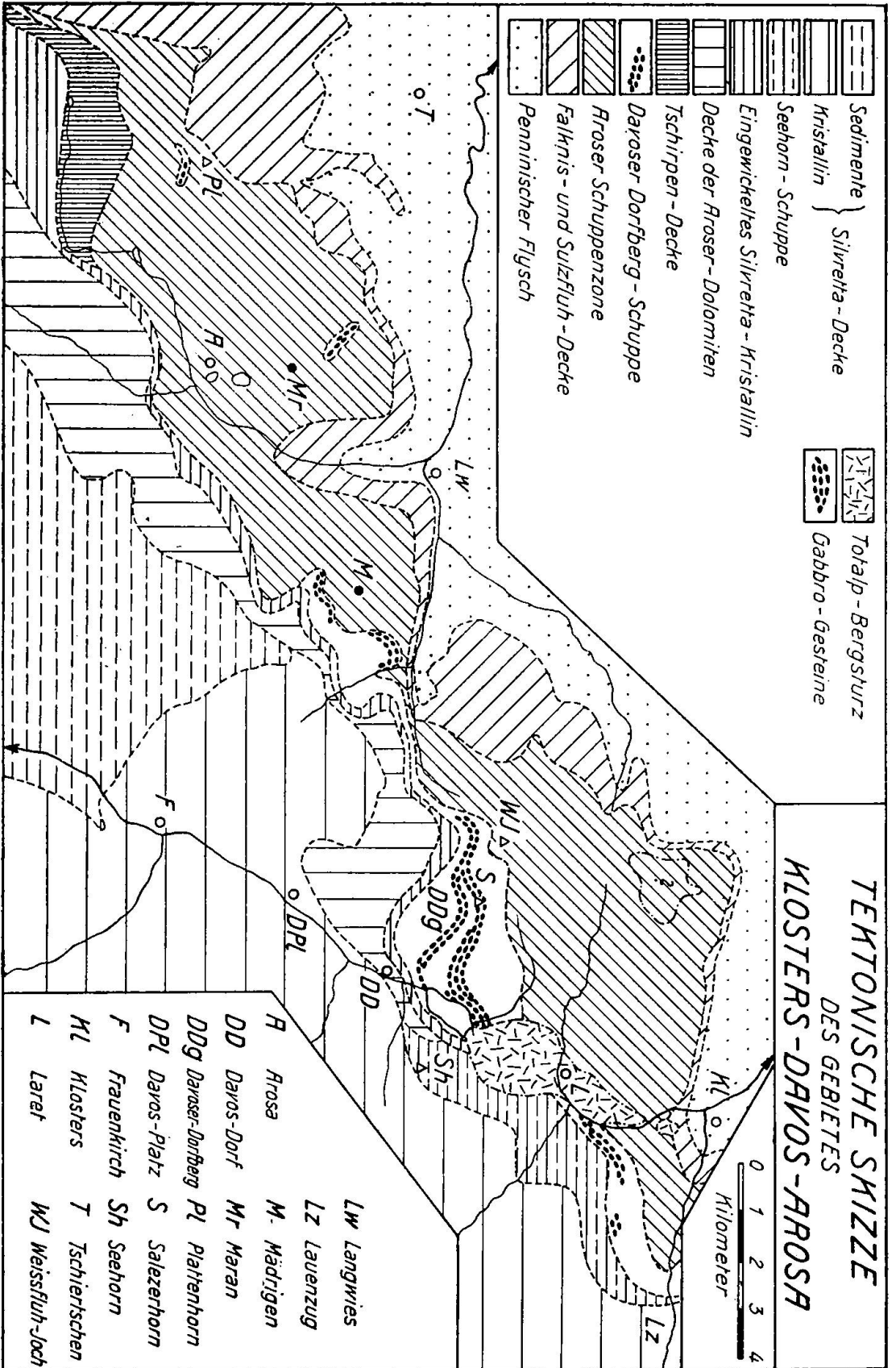


Fig. 6

Es darf als fest angenommen werden, dass das Kristallin des Parpaner und Aroser Rothorns (4, 9 C, 12 a) ein Stück Silvrettakristallin ist, das unter die Decke der Aroser Dolomiten eingeschuppt („eingewickelt“) worden ist. Es lässt sich gegen Osten über Furka Obersäss und Thiejen zum Grünturm und von da in die Basis des Seehorns verfolgen. Der Moränenschutt im Wald über Furkaalp bei Arosa besteht aus typischem, etwas mylonitisierendem Silvrettakristallin. Bezeichnend sind ferner die Amphibolite des Parpaner Rothorns, wie auch die Paragneise mit ihren Quarz-Andalusit-Linsen. Ob indessen das Rothornkristallin mit der Sedimentserie des Tschirpen (Tschirpendecke) zusammengehört, wie CADISCH (6, p. 310) vermutet, wird noch genauer zu prüfen sein. Jedenfalls tritt am Tschirpen in der Unterlage der Sedimentserie keinerlei Kristallin auf (4).

Durchaus verschiedenen Charakter besitzt das Kristallin der Davoser Dorfberg-Schuppe. Es gleicht in keiner Weise dem Rothornkristallin. Charakteristisch sind hier die Gesteine des Gabbrozugs und die pegmatitisch injizierten feinkörnigen kristallinen Schiefer der Mittelgratserie. Aus den Verhältnissen im Aroser Gebiet scheint hervorzugehen, dass es sich um ein höheres Glied der Aroser Schuppenzone handelt, das gegen Osten eine gewisse Selbständigkeit erlangt. Von der höheren Tschirpendecke ist es u. a. durch den Spilitzug des Hörnli getrennt.

Wenn der Sedimentzug des Schaflägers die Fortsetzung der Tschirpendecke bildet, wie CADISCH (5, 6) aus faziellen Gründen annimmt, dann folgt, dass der Schaflägerzug nicht die normale Sedimentbedeckung des Davoser Dorfberg-Kristallins sein kann. Zu diesem Schluss scheint seinerzeit schon LEUPOLD (12) gekommen zu sein, der in seiner „definitiven Deckennomenklatur“ den Schaflägerzug zur Tschirpendecke, das unterliegende Dorfbergkristallin (sein „Schaflägerkristallin“) aber zu der (von ihm abgetrennten) Aroser Schuppenzone stellt.

Die Verhältnisse in Mittelbünden zeigen, dass an der Basis der Silvretta-Decke eine intensive Verschuppung von Gesteinskomplexen ober-, mittel- und unterostalpinen Herkunft stattgefunden hat. Das Rothornkristallin ist sicher oberostalpin. Die Stellung der Tschirpendecke ist noch umstritten. Das Davoser Dorfberg-Kristallin dürfte zur Aroser Schuppenzone gehören. Diese selber ist im wesentlichen unterostalpin; doch halten wir es nicht für völlig ausgeschlossen, dass im Aroser Kristallin auch tektonisch höhere Elemente eingeschuppt sind.

In diesem Lichte sei noch einmal auf das Davoser Dorfberg-Kristallin eingegangen. Zu den so charakteristischen Gesteinskomplexen des Gabbrozugs und der Mittelgratserie finden wir weder im übrigen Aroser Kristallin noch in den angrenzenden Gebieten des Silvrettakristallins (Pischa-Flüela-Dischma-Sertig-Gebiet) irgendwelche Analoga. Man ist daher zunächst geneigt, das Davoser Dorfberg-Kristallin vom Silvrettakristallin scharf abzugrenzen. Doch erinnert man sich, dass im Unterengadiner Teil des Silvrettakristallins Gabbrogesteine von z. T. ähnlichem Charakter vorkommen. Ferner treten in der Umrandung der Val Tuoi auch Turmalinpegmatite in der Basis des Silvrettakristallins auf (8). Es muss daher heute noch offen gelassen werden, ob zwischen dem Kristallin der Davoser Dorfberg-Schuppe und dem Silvrettakristallin eine nähere Beziehung besteht.

### Summary

Saussurite-uralite-gabbro and related rocks from the Grisons mountains are described and their regional distribution, chemical characters, genesis and age discussed. They form a long band extending from Klosters to Arosa at the base of the upper austro-alpine nappe.

Two chemical analyses are given and discussed. It is believed that intrusion and metamorphism took place in pre-Permian time.

### Literatur

1. BALL, J., The serpentine and associated rocks of Davos. Diss. Zürich 1897.
2. BLUMENTHAL, M., Der Bergsturz von Monbiel. Chur 1925.
3. — Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 64 (1925/26), 51—83.
4. BRAUCHLI, R., Beitr. Geol. K. d. Schweiz, N.F. 49, II, 1921.
5. CADISCH, J., Beitr. Geol. K. d. Schweiz, N.F. 49, I, 1921.
6. — Geologie der Schweizeralpen, Zürich 1934, 178—181, 307—312.
7. — Verhandl. Naturf. Ges. Basel 54 (1942), 50 f.
8. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 420 Ardez, 1940. Mit Erläuterungen.
9. Geologische Karte von Mittelbünden 1:25 000. A. Arosa 1922, B. Davos 1928, C. Lenzerhorn 1924.
10. Geologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt 15, 1864.
11. GRUNAU, H., Geologie von Arosa. Diss. Bern 1947.
12. LEUPOLD, W., Der Gebirgsbau des unteren Landwassertals in Mittelbünden. Diss. Bern 1920 (Manuskript).
- 12a. DE QUERVAIN, F., Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 16/2 (1931), 53 f.
13. REINHARD, M., Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
14. ROSENBUSCH, H., Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 4. Auflage, Band I, 2 (1905), 149, 206.
15. SPAENHAUER, F., Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12 (1932), 27—146.
16. STRECKEISEN, A., Schweiz. Min. Petr. Mitt. 8 (1928), 87—236.
17. THEOBALD, G., Beitr. Geol. K. d. Schweiz 2, 1863.

Eingegangen: Dezember 1947.