

**Das Greiner-Schwarzensteingebiet
der Zillertaler Alpen
in geologisch-petrographischer
Betrachtung**

Von

Emanuel Christa



1934

Universitäts-Verlag Wagner, Innsbruck

Sonderabdruck
aus den Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum
Heft 13, Jahrgang 1933

Druck der Kinderfreund-Anstalt, Innsbruck

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort.	1
I. Umgrenzung und allgemeine Charakteristik des Gebiets. Hinweis auf Verebnungen der Hochregion	3
II. Anordnung der Gesteine in petrographische Gruppen und nach geologischen Hauptzonen. Allgemeines über Vulkanismus im weiteren und engeren Sinn: Plutonite und Vulkanite	6
III. Verteilung der petrographischen Gruppen auf geologische Zonen. Die ungeschieferten Plutonite, zunächst erläutert an abgerollten Blöcken. Zur Frage der Blockverrundung. Über magmatische Differentiation	10
IV. Art des Auftretens, örtliche Verbreitung und Verwitterungsformen der ungeschieferten Plutonite. Basische Einschlüsse. Schollenkontakte	17
V. Vulkanischer Nachschub (Gangfolge): Aplite, Pegmatite; Quarzgänge. Kristallnester u. dgl. Lamprophyre.	20
VI. Porphyrische Granite und Grenzbereich der Plutonite. Über das Problem des geologischen Alters der Tauerngranite; Bemerkungen über das Gesteinsgefüge; das Phänomen der Schieferung. Wachstum der Kalknatronfeldspäte unter Entmischung nach dem Prinzip der Raumersparnis.	25
VII. Über die Zillertal-Granaten (Almandine). Erläuterung des Wesens der Gesteinsmetamorphose am Muttergestein der Granaten	34
VIII. Die Gneiszone: Mischgesteine. Über Gleitlamellenfaltung. „Furtschagelschiefer“ und Kontakthof. Über Augengneisbildung; Paragneise. Kalkmarmor im Amphibolit, tektonischer und magmatischer Kontakt. Kluftminerale und Hydrothermalphase.	40
IX. Die Greiner Schiefer: Lagerungsort und Kartenbild. Amphibolitische Grünschiefer und Amphibolite. Granatbiotitschiefer. Wälzbewegung der Granatholoblasten. Knollengneis; Knetgneis. „Bretterschiefer“, Gneisgranit	50
X. Die Garbenschiefer: Sedimentogener und aplitischer Typus; ein Zwischenglied. Dünnschiefrige Ausbildung; plegmatitisches (geflechtartiges) Hornblendewachstum. Fuchsit als Hauptbestandteil des Grundgewebes. Eisblumenform, präkristaline Deformation. Amphibolplegmatite und Biotitisierung. Schichtaufblätterung, Differentiationserscheinung.	60
XI. Die Serpentine. Chloritische Grünschieferlagen. Mit Serpentin unmittelbar verknüpfte Mineralvorkommen (Magnetit, Chromeisen, Kupfererze, Tremolit; Chrysotilasbest, Talk,	

Topfstein, Magnesiakarbonate). Kluftminerallagerstätten im Serpentin­grenzbereich (Hessonit, Spessartfels, Melanit, Uwarowit; Diopsid, Pistazit, Thulit, Vesuvian; Aktinolithfels). Wanderungstendenz des Chroms. Granitporphyrische und aplitische Intrusion in den Serpentin. Altersbeziehung der Intrusionen	68
XII. Die geologisch jungen Bildungen. Firn- und Gletschereis: Schichtung und Gleitflächenbildung. Gletscherspalten; Bergschrund. Moränenbildungen; Seitenmoränensysteme. Gletscherschwankung. Sonstige junge Sedimentationen . .	87
XIII. Tektonik der Schiefer; Intrusionsmechanismus.	96
XIV. Hebung, Abtragung, landschaftliche Großformen.	100
Anhang. Angaben zu den Abbildungen	107

Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch- petrographischer Betrachtung.

Von Professor Dr. Emanuel Christa (Würzburg).

Vorwort.

Diese Studie ist weder als Fortsetzung noch als Ergänzung meiner im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien erschienenen Arbeit über den Oberen Zemmgrund gedacht; sie mag entsprechend einer Anregung des Wissenschaftlichen Unterausschusses des D. u. Ö. Alpenvereins vor allem dazu dienen, die hier in Frage stehenden geologisch-petrographischen Probleme einem weiteren naturwissenschaftlich interessierten, wenn auch nicht immer fachmännisch vorgebildeten Leserkreis näher zu bringen. Ich habe das auch in den Einleitungsworten der Abhandlung selbst, zugleich unter Hervorhebung einer besonderen Dankespflicht, anzudeuten für angemessen erachtet. Wenn ich hier andererseits gewisse mehr oder weniger aktuelle Fragestellungen, denen der Fachmann besondere Bedeutung beimißt, mit aufgegriffen habe, so war im übrigen nicht zu vermeiden, daß gerade dieser vieles von meinen Ausführungen als Ballast wird hinnehmen müssen; er wird indes zugleich Verständnis dafür aufbringen, wenn es bei meinen Erläuterungen fachwissenschaftlicher Grundbegriffe oft nicht ohne die üblichen Vereinfachungen abging. Die große Zahl von Verweisungen auf vorausgehende oder nachfolgende Textstellen soll solche Begriffe oder Vorstellungen in ihren verschiedenen Zusammenhängen dem damit weniger Vertrauten immer wieder in Erinnerung bringen und ihm dadurch ein tieferes Eindringen in die Materie erleichtern. Eine ausführliche Beschreibung der makroskopischen Befunde erschien mir hier

besonders am Platze; denn jede daraufhin mit Sorgfalt gewonnene verständnisvolle Beobachtung kann dem Fortschritt in der Wissenschaft unter Umständen ungleich mehr dienen als eine allzuleicht auf Abwege führende spekulative Erörterung. Die zusammenfassende Studie mag weiterhin den Zweck erfüllen, den in Vorbereitung befindlichen Bericht über die Ergebnisse systematischer Detailuntersuchungen, der dann auch einer hier als entbehrlich angesehenen Beigabe von Literaturhinweisen nicht entraten soll, sehr wesentlich zu entlasten. Einer ganz besonderen Dankespflicht entledige ich mich endlich gegenüber der Schriftleitung dafür, daß sie meinen Wünschen, namentlich auch in Bezug auf das bildliche Beiwerk, nach Möglichkeit entgegengekommen ist.

Der Verfasser.

I.

Die Umgrenzung des hier in Frage stehenden Gebietes, das erdgeschichtlich und gesteinskundlich, insbesondere aber auch im Hinblick auf den Reichtum seiner Mineralvorkommen mit zu den interessantesten Gebieten der Alpen zählt, deckt sich im allgemeinen mit der Arealgrenze einer vom Verfasser aufgenommenen und im Jahrbuch der Österr. Geolog. Bundesanstalt, Band 81, als Beilage zu einer größeren Abhandlung erschienenen geologischen Karte. Wenn auch der zweite, mehr die nördliche Gebietshälfte betreffende Teil dieser Abhandlung sich zur Zeit noch in Vorbereitung befindet, bin ich doch einer Anregung des Wissenschaftlichen Unterausschusses des D. u. Oe. A.-V., zu jener Karte eine kurze gemeinverständliche das Gesamtgebiet umfassende Erläuterung zu schreiben, um so bereitwilliger gefolgt, als ich mich gerade dem Alpenverein gegenüber, der durch gewährte Beihilfen die kostspielige Reproduktion der Karte ermöglicht hat, zu großem Dank verpflichtet fühle.

Das Gebiet erweist sich in seinem geologischen Aufbau als der gesteinskundlich wichtigste Teil des sog. Zentralmassivs der westlichen Hohen Tauern. Dieses zentralgranitische Massiv selbst, im älteren Schrifttum meist auch als Venediger-Kern bezeichnet, gabelt sich nämlich an seinem westlichen Ende in zwei gewaltige Äste, deren nördlicher — nunmehr nach geographisch-morphologischer Betrachtungsweise — in den Granitgipfeln des Tuxer Hauptkammes kulminiert, während der südliche von dem ebenfalls vorwiegend aus granitischem Gestein aufgebauten Zillertaler Hauptkamm eingenommen wird. Gewissermaßen eingeklemmt zwischen diese beiden scherenförmig gespreizten Äste oder Zonen granitischen Gesteins erscheint eine mächtige Folge von Gneisen oder ähnlichen Gesteinen, und an sie angeschweißt, insofern nicht überhaupt mit ihnen verschweißt, folgen sodann nach Norden, d. h. gegen die Südgrenze des nördlichen Astes hin, überaus merkwürdige, hochgradig umkristallisierte Schichtpakete, die man heute als Greiner

Schieferserie oder schlechtweg Greinerserie zu bezeichnen pflegt. Just in diesem die Umhüllung der Granite darstellenden Gesteinsbereiche hat sich, ausgiebig genährt durch die Schmelzwasser der vom Zillertaler Hauptkamm abströmenden Gletscher, der Zemm bach teils in engen Klammern, teils in ausgeweiteten und mehr oder weniger verzweigten Talgründen hindurchgenagt, so daß man, wie ich es in meiner oben erwähnten Abhandlung getan, den geologischen Aufnahmebereich nach der Erstreckung dieses Quellgebietes und seiner unmittelbaren Nachbarschaft auch als „das Gebiet des Oberen Zemmgrundes“ bezeichnen kann. Dem Bergsteiger und Touristen mag die hier gewählte Benennung als die anschaulichere erscheinen.

Aus dem hier kurz umrissenen geologischen Grundzug des Gebietes ergab sich eine Abgrenzung gewissermaßen von selbst. So verläuft die Südgrenze vom Schwarzenstein, 3369 m, längs dem heutigen „Grenzkamm“ (gegen Italien) über die Hornspitzen und den Turnerkamp, 3418 m, zum Großen Möseler, 3472 m, um von hier noch gegen die Kammverflachung des Neveser Sattels überzugreifen. Im Westen umschließt die Grenze das Furtschagelgebiet samt dem ungewein zerrissenen Gebirgsmassiv des Großen Greiners, 3199 m, von dem die berühmte Greiner Serie ihren Namen hat. Mit O.-N.-O.-Richtung zieht sie vom Kleinen Greiner, 2984 m, zur Hennsteigenspitze, 3000 m (auf älteren Karten als Hennensteigkamp bezeichnet), und unter Umfassung der besonders mineralogisch interessanten Gruppe des Ochsners, 3076 m, zum nördlichsten Eckpunkt des Gebiets, dem Feldkopf (Zsigmondyspitze), 3087 m. Von da folgt sie, südöstlich umbiegend, zunächst dem Grate der Roßkarspitzen und sodann der den oberen Talgrund der Floite im Westen abschließenden und zum Großen Mörchner, 3283 m, ziehenden Kamm-schneide, um zuletzt über ein weites hohes Firnplateau zum südöstlichen Eckpunkte, dem Schwarzenstein, zurückzuleiten. Drei gewaltige Gletscherbecken, das Schwarzenstein-, Horn- und Waxeck-Kees konvergieren mit ihren stark ver-

schmäleren grauen Eiszungen gegen den Südsockel des Ochsners, an dessen Fuß der Gebäudekomplex der „Berliner Hütte“, 2060 m, eine für das Gebiet überaus zentrale Lage gefunden hat. Von der gewaltigen Eiskaskade des Schlegeises ragen im Südwesten nur noch die nördlichen Firnreviere herein. Neben mehreren Hängegletschern haben sich zahlreiche Firnbecken zwischen die hier namhaft gemachten großen Eiskomplexe eingeschoben.

Die Geschlossenheit des Gebietes wird durch einen Umstand, der geologisch-morphologisch von großer Bedeutung ist und uns später noch beschäftigen soll, ganz besonders kräftig betont: Wenn man in Hochgebirgen, aus dem beengenden, wohl zumeist auch mehr oder weniger waldbedeckten Bereiche der Eingangs- und Zugangstäler kommend, durch die anschließenden Seitentäler zu immer größeren Höhen emporsteigt, so ist es an sich etwas durchaus Naturgemäßes, wenn der sich bietende Umblick in die Landschaft mehr und mehr sich weitert und immer tiefere Einblicke in den eigentlichen Aufbau des Gebirges sich auftun. Wer aber auf solcher Wanderung, wo in den Alpen es nur sei, den Wechsel der Dinge etwas aufmerksamer verfolgt, wird den bestimmten Eindruck gewinnen, daß diese Steigerung der Blickweite sich durchaus nicht allmählich, sondern oft nahezu sprunghaft vollzieht. Gerade beim Eintritt in den Oberen Zemmgrund wird man sich dessen so recht bewußt. Hat man dort nach einem Anstieg über ermüdendes Gehänge den Weideboden der Grawandalm erreicht, so setzt sich zunächst — ein für gewisse Höhenlagen in den Alpen allgemein gültiger Fall — der Weiterweg mit sehr wesentlich verminderter Steilheit fort, wovon man nicht ohne Befriedigung Notiz zu nehmen pflegt, und von den bisher meist ganz verborgenen Hochgipfeln taucht nun einer nach dem andern in verhältnismäßig sehr rascher Folge hinter den durch die Trennungsrücken der Seitentäler gebildeten Kulissen auf. Man sieht sich fast wie mit einem Schlag in eine ganz andere Landschaft versetzt, ein Eindruck, der in diesem Falle noch

dadurch verstärkt sein mag, daß die vom Hennensteigkamp herabziehende Felsmauer der Grawand oder Grauwand an jener Stelle wie durch eine natürliche Eingangspforte passiert wird, selbst aber das ganze Landschaftsbild, von etwas weiter oben betrachtet, nach rückwärts scharf abschließt. Nicht sehr viel weniger schroff ist jener Wechsel drüben im Schlegeisgrund, wo überdies ein mehr als 400 m hoher Steilhang die Geländeverebnung, auf der das Furtschagelhaus steht, vom Talgrunde trennt.

Für die geologische Karte ist als Unterlage die den Herren Professoren S. und R. Finsterwalder zu verdankende photogrammetrische Höhenschichten-Darstellung gewählt, wo bei Beschränkung der sonst üblichen topographischen Detailintragungen auf ein Minimum das mathematisch exakt ermittelte Oberflächenrelief der Landschaft am reinsten zur Geltung kommt und dadurch die räumliche Lage der nach ihrem geologischen Grenzverlauf jeweils genau eingemessenen Gesteinsschichten im Regelfalle eindeutig abgelesen werden kann.

II.

Die Gesteine, die wir am Aufbau des kleinen Erdrindienstückes, dem unsere Betrachtung gilt, beteiligt finden, lassen sich, insoweit sie herrschende Elemente des Gebirgsbaues darstellen, petrographisch unschwer in fünf große Gruppen teilen. In ihrer räumlich-geologischen Anordnung aber verteilen sie sich, sofern man von allen differenzierenden Einzelheiten absieht, also das Ganze gewissermaßen aus der Vogelschau betrachtet, auf vier Hauptzonen, die naturgemäß durch Übergänge verbunden sind und auch auf der Karte bei der Art der hier angewendeten Farbengebung um so deutlicher hervortreten, je weiter man sich zu angemessener Beobachtung vom Kartenbilde entfernt. Bei der Durchbesprechung der Baustoffe erschien es mir zweckmäßiger, sich im allgemeinen mehr an eine in dieser zonenhaften Verteilung begründete Aufeinanderfolge zu halten.

Fast die ganze südliche Hälfte des Gebietes stellt einen breiten, zu einem sehr großen Teil von Gletscher und Firn bedeckten Gesteinsbereich dar, den man nach vorstehender Auffassung als Zone I bezeichnen könnte. Mit großer Annäherung läßt sich sagen, daß es nur Eruptivgesteine sind, die hier auftreten. Die Abgrenzung im Norden aber erscheint als ein breiter Saum, der ausschließlich durch das Auftreten granitischen Gesteins charakterisiert ist, wobei nur in Betracht gezogen werden muß, daß dieser Saum selbst wieder einer Zone — sagen wir der Zone IV — angehört, die übrigens an Ausdehnung die südliche weit übertrifft und dementsprechend eine ungleich größere Eintönigkeit in ihren stofflichen Bestandteilen aufweist. Das herrschende Gestein ist also hier wie dort — eruptiven oder ausgesprochen magmatischen Charakters; es wäre vom petrographischen Gesichtspunkte aus in die erste der fünf großen Gesteinsgruppen einzureihen. Wir haben hier, wenn wir uns der obigen Andeutung über die Konfiguration des westlichen Zentralmassivs der Hohen Tauern erinnern, im Norden die granitischen Gesteine des Tuxer Astes, im Süden hingegen die stammverwandten Eruptivgesteine des Zillertaler Astes vor uns.

Den Vulkanismus als Äußerung hochtemperierter (wegen der ihnen innewohnenden Beweglichkeit im allgemeinen als Magmen bezeichneter) Massen eines Gestirns nennt Emanuel Kayser in Band II, S. 3, seines Lehrbuchs der Geologie „die großartigste Naturerscheinung, die das Weltall kennt“. Was man als Vulkanismus im engeren Sinne bezeichnet, etwa die eruptive Tätigkeit und Wirkungsweise der Vulkane, ist bei einem im fortgeschrittenen Abkühlungsstadium begriffenen Gestirn, wie es unsere Erde ist, nichts weiter als die stark gedämpfte Ventilwirkung eines magmatischen Tiefenbereichs. Nur wenn sich hier die Kraftentbindung, was stets in unberechenbaren Zeitpunkten geschieht, dermaßen steigert, daß die unserer Forschung zugänglichen Umhüllungen des Planeten, als da sind Gesteinsrinde, Ozeane und

Atmosphäre, in ihrer Gesamtheit rundum in Schwingungszustände versetzt oder sonstwie in Mitleidenschaft gezogen sind, ist es immer wie eine Mahnung, unmittelbar ausgehend von den tiefsitzenden Energiequellen universeller Art. So dürfen wir nach dem heutigen Stande der Forschung die von den Vulkanen geförderten Schmelzflüsse, welche nicht nur im Zustande verfestigter Laven, sondern sogar in ihrer Erstarrungsphase nach allen möglichen Untersuchungsmethoden sich studieren lassen, nun mit Sicherheit in unmittelbare Beziehung bringen mit der Entstehungsweise anderer vulkanischer Gesteinsmassen, die unvergleichlich größere Verbreitung haben als Laven und vulkanische Auswurfmassen, die jedoch in ihrem natürlichen Entstehungsprozeß zu beobachten dem Menschengeschlecht dauernd versagt sein wird. Gemeint sind in erster Linie Gesteine granitischen Charakters.

Zu Goethes Zeiten noch eine vielumstrittene Angelegenheit, steht es heute längst außer allem Zweifel, daß auch die Granite nichts anderes sind als die Erstarrungsprodukte natürlicher, also im obigen Sinne vulkanischer Schmelzlösungen. Da sie aber im Gegensatze zu den meisten Laven ähnlicher oder verwandter Zusammensetzung vollständig durchkristallisiert erscheinen, kann ihre Erstarrung nur in größerer Rindentiefe erfolgt sein; sie selbst haben bei ihrem Aufdringen durch die Gesteinsschale des Planeten deren Oberfläche jedenfalls nie erreicht, sonst wären sie nicht Granite, sondern ungeachtet der im wesentlichen unverändert gebliebenen Zusammensetzung nach Stoff und Mineralbestand — Quarzporphyre geworden. Gerade in einem Nachbarbereich der Tiroler Alpen, in der Gegend von Bozen, findet sich dieser Typus magmatischer Erstarrung in jenen gewaltigen Porphyrdecken verkörpert, die sich dort gegen Ausgang des geologischen Mittelalters über eine Fläche von mehr als 1000 qkm ergossen hatten. Damit ist eine sehr wichtige Scheidung der magmatischen oder Durchbruchgesteine nach Untergruppen berührt. Die Unterschiedsmerk-

male sind allerdings vorwiegend struktureller Art, äußern sich aber im Gefügebild wie auch im ganzen Habitus des Gesteins um so deutlicher. Die in der Tiefe erstarrten Eruptivgesteine, von den Petrographen im Gegensatze zu den Vulkaniten oder Ergußgesteinen Plutonite oder Tiefengesteine genannt, weisen dadurch, daß sie restlos durchkristallisieren konnten, stets ein körniges Gefüge auf, was man an jedem Handstück, sei es grob- oder feinkörnig, bestätigt finden wird. Dahingegen hat der Kristallisationsablauf, der nach dem mikroskopischen Bilde strenge Gesetzmäßigkeiten aufzuweisen pflegt und nach Maßgabe der Größenausdehnung der aufdringenden Masse jedenfalls sehr lange Zeiten in Anspruch nimmt, bei den Vulkaniten infolge des mehr oder weniger gewaltsamen Ausbruchs an die Erdoberfläche eine offensichtliche Störung erlitten. Die natürliche Folge ist eine sprunghaft beschleunigte Abkühlung, sowie eine ausgiebige Entbindung und Abgabe der im Schmelzfluß bisher gelöst gebliebenen Gase oder sonstigen leichtflüchtigen Bestandteile, also jener Stoffe, die, so lange sie im Schmelzflusse gelöst sind, die Kristallbildung fördern. So hat die Hauptmasse der sei es als Lava ausgeflossenen, sei es sehr oberflächennah erstarrten Silikatschmelze nicht mehr Zeit gefunden, ein dicht zusammenhängendes Kristallgewebe zu bilden, m. a. W. durchzukristallisieren; ihr Gefüge zeigt vielmehr unvollkommene oder auch embryonale Kristallisation, sofern nicht überhaupt das Strukturbild einer teigartigen Erstarrung zu vulkanischem Glas. In diese „Grundmasse“ gewissermaßen eingebackten finden sich in der Regel zahlreiche, allseits von Flächen umgrenzte, weil nicht im Gedränge von Nachbarmineralien, sondern frei in der Schmelzlösung gewachsene Kristalle verschiedener Mineralarten. Diese genetisch älteren, vom effundierten Schmelzfluß mittransportierten und im Gegensatze zur Grundmasse auch „Einsprenglinge“ genannten Ausscheidungen der Schmelzlösung zeigen sehr häufig auch deutliche Spuren jener vorerwähnten brusken Änderung der physikalischen Begleit-

umstände, d. h. sie sind unter den neugeschaffenen Bedingungen nicht mehr stabil, zeigen gern randliche Auflösungs-, je nachdem auch Zerspratzungserscheinungen, und besonders frühzeitig aus der Schmelze ausgeschiedene Mineralarten sind unter dem Mikroskop oft nur mehr als kümmerliche Resorptionsreste nachweisbar. In der Gesteinskunde wird der durch den Gegensatz „Einsprenglinge — Grundmasse“ charakterisierte Gefügetypus porphyrisch genannt, und demgemäß werden unter den Eruptivgesteinen die nicht allzu kieselsäurearmen Träger dieser Gefügeeigenschaft unter den Sammalnamen Porphyre und Porphyrite zusammengefaßt. Auch im Gebiete des Oberen Zemmgrundes werden wir ähnlichen Gesteinen begegnen.

III.

Bevor wir auf eine Besprechung der granitischen und granitverwandten Gesteine näher eingehen, sei zum Zwecke einer vergleichenden Charakteristik in Erinnerung gebracht, daß wir im Aufnahmegebiet (vgl. S. 3 f. u. 6) im ganzen vier Zonenbereiche unterschieden haben. Auf den südlichen Bereich der plutonischen Gesteine, wie wir im Anschluß an das Seite 9 Gesagte diese jetzt nennen wollen, folgen nach Norden hin zwei Zonen, welche der Hauptsache nach von geschieferten und zumeist auch stark umkristallisierten, also metamorphen Gesteinen eingenommen werden; in der südlichen Mittelzone (Nr. II) herrscht Gneis-Charakter in allen möglichen Spielarten, also Gesteine, die wir als Gruppe II auszuscheiden hätten. Zwischen dieser Zone und der granitischen Grenzzone IV sind als Zone III die hochmetamorphen Greiner Schiefer eingelagert, die man wegen ihres eigenartigen Charakters trotz großer äußerlicher Verschiedenheit der zugehörigen Einzeltypen in Gesteinsgruppe III unterbringen kann. Speziell an diese Schichtserien, die schon auf der Karte durch lebhaftere Farbentönung wiedergegeben sind, finden wir als IV. selbständige Gesteinsgruppe die Serpentinstöcke gebunden, welche auf dem von den Schiefer-

strängen seiner ganzen Längserstreckung nach durchzogenen Gebirgsrelief sich wie die Astknoten in der Längsfaserung eines angeschnittenen Fichtenstammes ausnehmen. Der Vollständigkeit halber wären hier als V. Gesteinsgruppe noch die geologisch jungen, hier zumeist auf die Bewegung des Eises zurückführbaren Bildungen zu erwähnen, die nirgends in die Tiefe reichen, sondern, einem dünnen zerrissenen Schleier vergleichbar, über das gesamte Gebiet hin unregelmäßig verbreitet sind; auf der Karte sind sie durchwegs durch sehr lichte Farbentönung gekennzeichnet.

Eben diese geologisch jungen Bildungen sind es nun auch, welche jeden Besucher des Gebietes auf die in der eigentlichen Hochregion als das herrschende Element sich erweisenden Plutonite zuerst aufmerksam werden lassen. So finden sich im Bereiche der Stirnmoränen, also in nächster Nähe der Berliner Hütte zahllose, meist stark abgerollte und verrundete, dabei oft mehrere Zentner schwere Blöcke von recht verschiedener Farbentönung regellos verstreut. So ziemlich alle zeigen mittel- bis grobkörnige Kristallisation ihrer Mineralgemengteile. Weitaus die meisten sind von sehr lichter Farbe. Einige, nicht selten sehr grobkörnige, zumeist auch durch Ungeschlachtheit in der Form und Größe besonders ausgezeichnete Vertreter dieser bunt zusammengewürfelten Gesellschaft fallen aber durch eine tiefdunkle bis grünlich schwarze Farbe auf, wobei kontinuierliche Übergangsbildungen zum lichtgefärbten Rollstücktypus allerdings merklich zahlreicher verbreitet sind. Das gemeinschaftliche und darum besonders wichtige Kennzeichen all dieser Gesteine aber ist, daß sie kaum die Spur einer Schieferung erkennen lassen, somit im allgemeinen als ausgesprochen ungeschiefert bezeichnet werden dürfen.

Da erhebt sich zunächst einmal die Frage, wie kommen Blöcke von derart stark verrundeter, abgeschweilter Form in den Bereich ihrer jetzigen Lage. Wir wissen heute, worauf später hingewiesen werden soll, recht wohl, wo überall das Anstehende dieser Gesteine zu finden ist, und können fest-

stellen, daß der Radius des Lieferungsbereiches nirgends mehr als wenige Kilometer beträgt, d. h. über den nahen Grenzkamm im Süden sicherlich nicht hinausreicht. Wir wissen ferner, daß das Blockmaterial der Moränen, soweit es auf dem Rücken des Eises zu Tal gelangt, bei der Art dieses Transportes seine eckigen, kantigen Formen im allgemeinen beibehält. Auch das feine Zerreibsel, das Grundmoränen zu produzieren pflegen, paßt schlecht zur Größenordnung jenes Frachtgutes. Die im allgemeinen plausibel erscheinende Vorstellung, daß für den Grad der Verrundung solcher Rollstücke die Weglänge des Transportes in erster Linie maßgebend sei, wäre jedenfalls hier nicht angebracht. Wohl aber beobachtet man im Brandungsbereich felsiger Gestade sehr ähnlich bearbeitetes Material, dessen Anstehendes dann oft in unmittelbarer Nähe liegt. Daß ein derartiger Vorgang etwa hier in Frage käme, wird niemand ernsthaft behaupten wollen. Allein jenes Vorkommen am Meer gibt vielleicht doch für die Art der mechanischen Gesteinsbearbeitung einen wichtigen Fingerzeig. Übrigens befindet sich in der Nähe des Steges, welcher den aus dem Gletschertor des Hornkeeses kommenden Hauptbach überbrückt, ein von einem weißen Aplitgang durchsetzter, einige Meter im Quadrat messender Felsbuckel aus Granodiorit, der bei vollkommener Abrundung der Schnittkanten derart zerteilt erscheint, daß man glauben könnte, mehrere zufällig neben einander liegende Felsblöcke vor sich zu haben. (Fig. 1.) Doch der erwähnte Gang, der ungestört über diese „Blöcke“ hinwegstreicht, belehrt uns eines Besseren, daß nämlich die Zerschneidung der ganzen Felspartie durch das wildbewegte, stets natürlich mit härtestem Schleifmaterial beladene Gletscherbachwasser keineswegs beendetigt, wohl aber eine zunächst etwas ungewohnt anmutende Art von Blockbildung hier noch im Gange ist. Durch die Gewalt des Wassers bewirkte Aufbereitungsarbeit kann es also doch wohl nur gewesen sein, mit der sich Form und Größe jener „Findlinge“ erklären lassen. Für die Beurteilung lockerer Ablagerungsmassen kommt ferner in

Betracht, daß alles schwer transportierbare und durch intensiven Abschleiß besonders widerständig gewordene Gesteinsmaterial noch lange Zeit an irgend einer Stelle als Zeuge einer älteren Aufschüttung zurückbleibt, während das Grosse sich längst in tiefere Lagen begeben hat, um dort als geologisch jüngere, selbständige Schichtbildung einem beschleunigten Aufbereitungsprozeß entgegen zu gehen.

Um zunächst noch bei unserm schulmäßig durch die Natur sortierten Demonstrationsmaterial zu bleiben, lenken wir unser Augenmerk in erster Linie auf die unter den lichtgefärbten Gesteinsblöcken hier am meisten verbreitete Gesteinsart; sie ist infolge ihrer ziemlich gleichmäßigen und etwas eintönigen Durchsprengung von Schwarz auf Weiß schon von älteren Autoren sehr treffend als „Schwarz-Weiß-Gestein“ charakterisiert worden. Man könnte vielleicht geneigt sein, sie schlechthin als Granit zu betrachten, und in der Tat entspricht die hier vorhandene Mineralkombination Quarz, Feldspat und Glimmer, welche letzterer in der Eigenschaft des gemeinen eisenhaltigen Magnesiaglimmers oder Biotits fast ausschließlich den schwarzglänzenden Mineralanteil im Gestein repräsentiert, der landläufigen Auffassung eines Granits. Allein diese Auffassung wäre ungenau und petrographisch sicherlich nicht richtig. Unter den Feldspäten, die für Gesteinsbildung hauptsächlich in Frage kommen, unterscheidet die Mineralogie außer Alkalifeldspäten (die je nachdem als Orthoklase, Mikrokline usw. bezeichnet werden) auch sog. Kalknatronfeldspäte oder Plagioklase. Nach der Gesteinskunde aber gehört zu den wesentlichen Gemengteilen eines Granits unter allen Umständen der Alkalifeldspat, mag das Gestein, wie fast alle alpinen Granite, als weiteres Feldspatmineral in größerer Menge auch den kalkhaltigen Plagioklas enthalten oder nicht. Abgesehen davon, daß bei diesen typischen „Schwarz-Weiß-Gesteinen“ (Fig. 2) der Alkalifeldspat oft bis zum Verschwinden zurücktritt, erinnert der relativ hohe Gehalt an dunklen Gemengteilen bereits ziemlich stark an gewisse Diorite, wie sie ja auch in unseren

deutschen Mittelgebirgen, so im Odenwald, weite Verbreitung haben. Man hat in den Alpen diese quarzdioritartigen Gesteine nach einem Vorkommen am Tonalepaß Tonalite genannt, ein Sondertypus, den die moderne Petrographie, die sich für die Typisierung der Eruptivgesteine verfeinerter Unterscheidungsmaximen bedient, aus verschiedenen Gründen der Gruppe der Diorite zuzählt.

Merklich hellere Gesteine sind unter dem Blockwerk, was zwar für ihre wirkliche Verbreitung in dem Gebiet zunächst noch wenig besagt, entschieden in der Minderheit. Die schwarzen Glimmer erscheinen hier bei lockerer Verteilung mehr in Fetzen eingesprengt; gleichwohl nimmt das Gestein im Handstück selbst, da das typische gleichmäßige Weiß der Tonalite wenig mehr zur Geltung kommt, kaum eine lichtere Tönung an. Auch macht sich der reichlich vorhandene, sehr oft zu ganzen Nestern vereinigte Quarz mit seinem hellgrauen muscheligen Bruch oder glasigem Glanz schon dem bloßen Auge bemerkbar. Die Feldspäte zeigen gern glänzende, auch perlmutterartig schimmernde Spalt- oder Kristallflächen; diese erscheinen infolge einfacher Zwillingbildung des Kristalls nicht selten in Hälften geteilt, die dann im reflektierten Licht ungleichmäßig spiegeln; in solchem Falle handelt es sich, wie der mikroskopische Befund in der Regel ergibt, meist um Kalifeldspat. Der Plagioklas ist in der Regel milchig getrübt, nicht selten mit einem Stich ins Grünliche; an ihm vermag ein scharfes Auge manchmal die ihn charakterisierende äußerst feine Zwillinglamellierung (Fig. 8) schon makroskopisch zu erkennen. Solche Gesteine haben sich vielfach als typische Granite und zwar oft als solche von recht erheblichem Kieselsäuregehalt erwiesen. (Fig. 3.) Bei stärker zunehmendem Gehalt an Plagioklas hat man sie auch als Granodiorite bezeichnet, die petrographisch noch zur Gruppe der Granite zu rechnen sind. Da kontinuierliche Übergänge zwischen den genannten beiden Hauptgruppen bestehen, ist eine präzise Unterscheidung oft sehr

schwierig und bei dem ständigen örtlichen Wechsel in der Natur nicht so sehr von Belang.

Schon bei den Dioriten gesellt sich zum Magnesiaglimmer oft noch das Magnesia-Alumosilikat der grünlich schwarzen Hornblende, welche sich von ihrem lebhaft glänzenden dunklen Partner vor allem schon durch das Fehlen jener höchstvollkommenen Spaltbarkeit nach elastischen Blättchen unterscheidet. Nimmt das Amphibolmineral quantitativ noch weiter zu und der fast nur mehr durch kalkreichen Plagioklas bestrittene Gehalt an lichten Mineralgemengteilen in entsprechender Weise ab, so entwickeln sich in unserem Gesteinsbereich aus den Dioriten sukzessive Vertreter der Gabbrofamilie. Diese Gabbros sind ziemlich eisenreich, spezifisch schwer und von zähem Bruch, lauter Eigenschaften, die bei jenen oben erwähnten grünlichschwarzen Gesteinen, denen mit dem gewöhnlichen Geologenhammer überhaupt kaum mehr beizukommen ist, ein Höchstmaß erreichen. Unter nahezu vollständigem Ausschluß lichter Gemengteile, das sind im vorliegenden Falle Quarz und Feldspat, vereinigt sich bei diesen ultrabasischen Plutoniten, wo also die starke Zunahme der basenbildenden Oxyde des Eisens, Kalziums und insbesondere Magnesiums auf Kosten des Gehalts an Kieselsäure erfolgte, eine faserige, Uralit genannte Hornblende mit dunklem eisenhaltigen Glimmer zu einem dichten Aggregat. Das mattgrün schimmernde Amphibolmineral erreicht hier Daumennagelgröße und verrät unter dem Mikroskop seine Umwandlung aus Pyroxen, einem für alle stark basischen Eruptivgesteine (beispielsweise auch für Basalte) überaus charakteristischen Hauptgemengteil.

Ich erwähne hier diese Dinge, die für eine einfache, mehr der Orientierung dienende Diagnose im Gelände dem nicht fachmännisch geschulten Beobachter vielleicht von Nutzen sein können, hauptsächlich deshalb, weil sich zunächst in der magmatischen Entwicklungsreihe „blutsverwandter“ Eruptivgesteine, also von den Graniten über die Diorite und Gabbros zu den ultrabasischen Vertretern, eine großartige,

in einem chemischen Antagonismus von Kieselsäure und Magnesia begründete Polarität offenbart, die selbst wiederum, wie hier angedeutet werden konnte, durch ein physikalisch gegensätzliches Verhalten der Gesteine, insbesondere in Färbung, spezifischem Gewicht, Härte, Bruchfähigkeit deutlich betont wird. Da es ferner immer nur die Oxyde des Siliziums, des Aluminiums, Eisens, Kalziums, Magnesiums und der Alkalien (Kali und Natrium) sind, die bei der stofflichen Zusammensetzung der magmatischen Gesteine als Hauptbestandteile in Betracht kommen, ist auch die Art, wie sich die Mineralien oder Gemengteile zu einem Eruptivgesteinstypus jeweils aggregieren, keine willkürliche, sondern, wie die Erfahrung lehrt, eine gesetzmäßige. — Man schätzt heute die Mächtigkeit der Erdhaut, soweit sie sich aus den uns bekannten und dafür überhaupt in Betracht kommenden Gesteinsarten zusammensetzen dürfte, im allgemeinen auf kaum mehr als 120 km. Wie dem auch sei, in dem schalenförmigen Aufbau, der aus seismologischen Gründen als darunter folgend anzunehmen ist, wird mit ziemlicher Übereinstimmung eine verhältnismäßig oberflächennahe Zone vermutet, die durch die Elemente Silizium und Magnesium besonders charakterisiert ist, also basischen Charakter im obigen Sinne trägt. Über die physikalischen Zustände dieser tieferen Zonen oder gar des spezifisch sehr schweren Erdkerns, also über Starrheit, Bewegungsfähigkeit, atomares Verhalten usw. gebricht es bis jetzt an nur einigermaßen gesicherten Vorstellungen. Dagegen vereinigen sich die Anschauungen mehr und mehr dahin, daß beim Aufstieg der Magmen, etwa gegen Schwächebereiche der Erdrinde hin, eine zur Herausbildung der Eruptivgesteinstypen führende magmatische Differentiation in ganz großen Ausmaßen statthat. Es ist vielleicht, um mit Niggli zu reden, nur mehr der „magmatische Schaum“, den wir in den gewaltigen granitischen Massiven vor uns haben, wie sie sich beispielsweise für fast alle großen Gebirgszüge der Erde als integrierendes Zubehör erweisen.

IV.

Fragen wir nunmehr nach der Art des geologischen Auftretens der im Abschnitt III besprochenen plutonischen Gesteine, so ergab die geologische Aufnahme, wie auch das Kartenbild ersehen läßt, daß die Grenze zwischen den massigen ungeschieferten Plutoniten und dem nördlich anschließenden Bereich der geschieferten Gesteine alles eher als eine scharfe ist. Bei der Einwirkung so gewaltiger Intrusionsmassen auf die sich aufblättern, aufgelockerten und auch sonst tektonisch gestörten Schichtpakete war das nicht anders zu erwarten. Namentlich im Furtschagelgebiet erkennt man allenthalben deutlich, wie die weit nördlich vorgeschobene kieselsäurereiche Tiefengesteins- oder Intrusivmasse gegen Westen hin nicht einfach ausschwänzt, sondern als stockförmiges Gebilde oder Teilmassiv fremdkörperartig in den magmatisch-metamorphisierten Schieferungen steckt, in die sie allerdings ganze Scharen breiter, dem Streichen der Schiefer meist parallel gehender Injektionsadern entsendet. Es hat sich ferner gezeigt, daß namentlich im Bereiche der die drei großen Gletscher trennenden Seitenkämme der stoffliche Wechsel unter den sauren plutonischen Gesteinen besonders lebhaft ist, wobei allerdings die quarzreicheren Varietäten aus der Dioritfamilie, also vornehmlich Gesteine tonalitischen Charakters, vor den granitischen hier entschieden die Oberhand haben. Da nun die ohnedies einer sichtlich stärkeren Abtragung verfallenen, langgestreckten und der Strömungsrichtung des Eises parallel laufenden Querkämme den Seitenmoränen weitaus das meiste Abwitterungsmaterial geliefert haben müssen und noch liefern, findet auch das bereits (S. 11 f.) erwähnte dominierende Auftreten tonalitischen groben Gesteinsschuttes vor den heutigen Gletscherstirnen eine einfache Erklärung. Jener Gesteinstypus neigt ferner weit mehr als seine vermutlich jüngeren granitischen Begleiter zu einer schwachen Schiefer- oder Lagentextur. Das zeigt sich besonders dort noch viel deutlicher, wo dunkle basische Einschlüsse oder Einlagerungen das Mutter-

gestein, wie so häufig zu beobachten, förmlich durchschwärmen und diese ursprünglich wohl regellos eingelagerten Fremdkörper nun, was seltener der Fall, als plattgedrückte Linsen eine streng parallele Lage einnehmen. Ob es sich bei diesem weltweit verbreiteten Phänomen der basischen Einschlüsse um frühzeitige, unvollkommen gelöste Ausscheidungen des sauren Schmelzflusses, vergleichbar den Knollen eines schlecht durchmischten und ungenügend durchgekochten Teiges, oder um unvollkommen resorbierte Fragmente des durchbrochenen schiefrigen Nebengesteins handle, ist eine bis jetzt noch nicht einwandfrei, vielleicht aber auch von Fall zu Fall verschieden zu beantwortende Streitfrage. Für die erste Auffassung spricht die oft vorhandene Gleichmäßigkeit der Einschlüsse in Form, Größe und stofflichem Bestand, für die zweite u. a. der Umstand, daß aufdringende Intrusivmassen von regionaler Ausdehnung unmöglich allein durch Ausweitung bruchspaltenartiger Wege sich Platz geschaffen haben können, sondern weitgehende Aufschmelzung des Nebengesteins hierzu erforderlich war. Es fällt übrigens auf, daß die Gesteinsmassen granitischer Zusammensetzung an solchen Einschlüssen unverhältnismäßig ärmer sind als die Diorite, was sich, da im Intrusionsverlauf die richtungslos körnig erscheinenden Granite den Dioriten im allgemeinen nachgefolgt sein dürften und ihre Magmen gewissermaßen einem längeren Reinigungsprozeß unterlagen, zwar mit beiden Anschauungen verträgt. Je weiter wir uns nun dem Grenzkamm nähern, um so größere Räume nehmen die granitischen Gesteine ein. Die von Westen aus sich als wuchtige lichtgraue Felspyramide präsentierende Furtschagelspitze ist der Hauptsache nach Granit. Ähnlich, nur etwas komplizierter liegen die Verhältnisse am Möseler. Ein in seinem Gesteinsgefüge kaum die Spur einer tektonischen Bewegung oder Beanspruchung aufweisender Granit ist anstehendes Gestein der höchsten der fünf Hornspitzen, 3258 m. Auch das ganze Gipfelmassiv des Turnerkamps, dessen langgestreckter Ostgrat in Gipfelnähe eine derartige Zuschärfung

erlitten hat, daß ein weithin sichtbares felsumschlossenes Fenster aus der dünnen Gratmauer herausbrechen konnte, besteht aus granitischem kalifeldspatreichen Gestein. Felskanten von spitzrhomboedrischem Zuschnitt neben anderweitigen harten, oft schwer zu verstehenden Motiven der Felsverwitterung, überhaupt eine gewisse Formeneigenwilligkeit, wie sie nicht selten, so beispielsweise am Gipfelaufbau der III. Hornspitze, zur Herausbildung schnabelartig in die Luft ragender, dem Gesetze der Schwerkraft scheinbar trotztender Felsvorsprünge Anlaß gibt, sind nur für typische Granitberge charakteristische Erscheinungen. Gern zeigt der Granit in frischem Ausbruch eine krummschalige Absonderung. Auf der Westflanke des Vorderen Hornkopfes ist das im Bereich eines sehr lichten, feinkörnigen Granites besonders schön zu sehen. Wohl mit den Erstarrungsbedingungen des Gesteines im Zusammenhange stehend, mag diese Eigenschaft als die formengebende Ursache manch absonderlicher Felsgestalt in Granitgebieten zu betrachten sein.

Im unteren Drittel des Turnerkamp-Ostgrates kündigt eine fast hybride Ausbildung schneeweißen aplitischen Gesteins, das als Vertreter einer besonderen Eruptivgesteinsgruppe uns später noch beschäftigen soll, eine wesentliche Änderung der petrographischen Verhältnisse an. Gabbroide, dunkle Gesteinspartien finden hier stärkere Verbreitung und eine klotzige Felszinne, welche das Tratterjoch, einen Übergang ins Ahrntal, westlich flankiert, besteht der Hauptsache nach aus jenem grünlichschwarzen Gestein, das wir (S.15) zur Gruppe der ultrabasischen Plutonite rechnen konnten. An der II. Hornspitze, 3191 m, streicht dieser Gesteinskomplex nochmals in breiter Zone quer über den Grat und zeigt hier fast seltsam anmutende Verwitterungsformen: Im Gegensatz zu anderen ebenfalls eisenreichen Gesteinen, die sich in solchem Falle rostbraun färben, behält es seine schwärzlichgrüne Tönung bei und die Felsvorsprünge zeigen nach oben hin allenthalben polsterartige Rundungen, deren rauhe Oberfläche, bedingt durch die Faserstruktur des

Uralits, die Trittsicherheit in überraschendem Maß erhöht, was vom Bergsteiger angenehm empfunden wird.

Die enge Verbundenheit des ultrabasischen Eruptivgesteins mit jenen granitverwandten, aber extrem sauren Massen des Aplits hat in diesem Grenzbereiche — das gleiche Phänomen findet sich wohl aufgeschlossen beispielsweise auch am oberen Ende des südlich der Berliner Hütte sich ausdehnenden Gletscherschliffs (Fig. 5) — zu einem Schollenkontakt von großartiger Ausbildung geführt. In ganz verschiedenen Größen, bald mehr oder weniger dicht zu einer Art Mosaik aneinander gefügt, bald weit auseinander gezogen, sind hier die grob kristallisierten dunklen Schollen von weißlicher Gesteinsmasse regelrecht umflossen; aber erst das Mikroskop enthüllt, wie auch die feinsten Äderchen des basischen Plutonits von den sauren Lösungen unter Umwandlung und Neubildung von Mineralien infiltriert und durchtränkt wurden. Es erscheint bezeichnend für die Abkühlungswirkung in den Grenzbereichen großer granitischer Intrusivkörper, daß die Kristallisationsentmischung unter fraktionierter Ausscheidung vielleicht stamm-magmatischer Anteile der Schmelzlösung (vgl. S. 15) besonders hohe Intensität und bedeutende Dimensionen angenommen hat.

V.

Das Auftreten der Aplite, die, wie bereits angedeutet, einer neben den Plutoniten und Vulkaniten bestehenden dritten Hauptgruppe magmatischer Gesteine zugehören und als „Ganggesteine“ bezeichnet werden, ist keineswegs auf solche Randbereiche beschränkt. Wir finden sie innerhalb eines Intrusivbereichs und seiner Nachbarschaft fast überall, und zwar in der Regel als magmatische Füllung von Spalten, die geradlinig oder gewunden, meist vielfach verzweigt, mitunter mehrere hundert Meter weit das Gebirge durchsetzen. (Vgl. Fig. 1.) Innerhalb der sauren plutonitischen Massen selbst scheinen diese Aplitgänge allen beliebigen Richtungen folgen zu können, obschon die breiteren Gänge

(von etwa einem Meter Mächtigkeit und darüber) auch hier im allgemeinen mehr dem ostnordöstlichen Generalstreichen des Gebirges sich fügen. Der Hauptsache nach nur noch aus den lichten granitischen Gemengteilen Quarz und Feldspat mit beigemengtem Granat bestehend, sind demnach die Aplite, stofflich betrachtet, saure Differentiate, in gewissem Sinne wohl auch Exsudate (Ausschwitzungen), also schlechthin Abkömmlinge der magmatischen Hauptmassen; räumlich funktionieren sie als deren ständige Begleiter, so daß für sie, und zwar unter Einbeziehung aller übrigen Ganggesteinstypen, also auch der basischen, die Bezeichnung Magmatosatellite sich vielleicht als eine auch von der Form des Vorkommens unabhängige Gruppenbenennung empfiehlt.

Daß die Aplite auch in Gangform gegen die Randzone der Plutonite hin sich häufen, ist nach dem eben Gesagten wohl ohne weiteres zu verstehen. Während sie beispielsweise im zentral gelegenen Bereiche des Möselers noch verhältnismäßig selten sind, sehen wir weiter im Süden, so am Turnerkamp oder der Südwand der Roßkarspitze, wie ihre Austrichspuren in Form gewaltiger weißer Bänder das Gebirgsrelief umschlingen. Jener oben erwähnte Gletscherschliff (S. 20), ebenfalls in einem Randgebiete und zwar im nördlichen des plutonischen Bereiches gelegen, zeigt sich von einem ganzen System aplitischer Gänge durchsetzt. Bei sorgfältiger Durchmusterung dieser Gangzüge und Gangkreuzungen gewinnt man einen trefflichen Einblick in den Rhythmus, der auch diese Nachphase des granitischen Intrusionsablaufes noch beherrscht hat; denn im großen und ganzen handelt es sich bei diesen Bildungen, wie man sich früher auszudrücken pflegte, um „vulkanische Nachschübe“, die allerdings selbst wieder, wie hier, sich in komplizierter Weise auf verschiedene Stadien verteilen, aber doch an ein und denselben Intrusionsmechanismus geknüpft sein können.

Die jüngsten Bildungen dieser Art sind wohl die Quarzgänge, die als Dehnungs- oder Zerrklüfte senkrecht zum

Streichen, also annähernd nordsüdlich, fast überall das Gebirge in ziemlich regelmäßigen Abständen durchreißen. Sie durchschlagen in höchst auffallender Weise das ganze System aller sonstigen Gangbildungen, In heißer wässriger Lösung vermochte sich hier nur mehr die Kieselsäure in der Form glasig glänzenden Quarzes als einheitliche Gangfüllung abzuscheiden. Sichere Anzeichen deuten indes darauf hin, daß nicht nur die tektonischen Bewegungen noch fort dauerten, sondern auch das umgebende Gestein noch die Fähigkeit besessen oder — wieder erlangt hat, plastisch darauf zu reagieren. Hand in Hand mit den Apliten, zwar in der jeweiligen Einzelphase diesen zumeist vorausgehend, bildeten sich die Pegmatite. An sich zu den wichtigsten und reichsten, mineralogisch jedenfalls interessantesten Bildungen der Eruptivgesteinspetrographie zählend, erscheinen sie im Aufnahmegebiet bei einer gewissen Eintönigkeit auch in einer nicht sehr typischen Entwicklung. Sie unterscheiden sich hier von den rein stofflich allerdings äußerst monotonen, fein- oder mittelkörnig kristallisierten Apliten durch die unregelmäßigen Umriss ihrer Gangform, durch die Zunahme des Kaliglimmers, das Auftreten sulfidischer Erze und durch besonderes Größenwachstum des durch typischen Mikroklin repräsentierten Kalifeldspats. Wo sie innerhalb des Bereichs der Gneiszone, dann meist in ganz unregelmäßiger Lagerungsform, aufsitzen, gesellt sich dazu eine großblättrige Ausbildung sowohl des Biotits als auch des in diesem Falle besonders charakteristischen lichtgrau glänzenden Kaliglimmers oder Muskowits. Das borhaltige komplexe Silikat des Turmalins, den ich beispielsweise in Pegmatiten penninischer Granite des Monte Rosa in armdicken Prismen zu finden Gelegenheit hatte, tritt im Aufnahmegebiet zwar an gewissen Kontaktgrenzen in sehr ansehnlichen Kristallen auf, scheint aber hier in den Pegmatiten des granitischen Bereichs zu fehlen. Das, um mich vorsichtig auszudrücken, jedenfalls sehr starke Zurücktreten dieses typischen Pegmatitminerals ist vielleicht kennzeichnend für die zentralgranitische Zone

der westlichen Tauern, die manche Tektoniker dem Penninikum gleichzusetzen gewohnt sind.

Molybdänglanz gehört hier zu den häufigeren, un schwer zu machenden Gelegenheitsfunden, scheint also un geachtet seiner stets nur sehr spärlichen Konzentration in diesem ostalpinen Gesteinsbereich eine Art Leitmineral zu sein. Meist gebunden an gröber körnigen Granit, fällt das feinschuppige und insofern etwas an Graphit erinnernde geschwefelte Erz durch seinen milden, weißlich grauen, mit einem feinen Stich ins Lichtviolette behafteten Metallglanz sofort auf. Es gilt als Erz der sog. pneumatolytischen Phase, wo also — was zum Wesen pegmatitischer Erstarrungsprodukte im allgemeinen gehört — die im Kristallisationsablauf immer saurer gewordene und an leichtflüchtigen Bestandteilen stärker angereicherte wässrige Restschmelze kraft ihrer molekularen Beweglichkeit ein bedeutenderes Größenwachstum oder auch einen gewissen Artenreichtum des Mineralbestandes bedingt. (Vgl. dazu das S. 9 Gesagte.)

Ungemein häufig beobachtet man mitten in der Gesteinsmasse der granitisch-dioritischen Plutonite größere, für alpine Vorkommnisse so sehr charakteristische Kristallnester, wo sich neben derbem Quarz ein milchig weißer Feldspat von der Kristalltracht des Periklins und, meist nur als Überkrustung oder Verkittung, ein schwärzlichgrünes Chloritmineral abgeschieden hat, während als weitere Nestfüllung ein grobspätiges braunes eisenhaltiges und deshalb mitunter als Ankerit bezeichnetes Kalziumkarbonat selten fehlt. Nur in Ausnahmefällen hat sich hier das wasserhaltige Magnesia-Alumosilikat des Chlorits zu kompakten Massen konzentriert, die dann im Handstück sich sammetartig anfühlen und das schöne gleichmäßige Dunkelgrün des völlig homogenen Mineralaggregates besonders zur Geltung kommen lassen. Die tonalitischen Plattenhänge gegenüber dem unteren Eisbruch des Schwarzensteinkeeses sind hiefür günstige Fundorte. Titanhaltiger Eisenglanz oder auch derbes Titaneisen, erkennbar durch den auf mattem Porzellan hinterlassenden schwar-

zen Strich, sind in ähnlichen Kristallaggregaten oft brechendes Erz und in dieser Art sporadisch-regionaler Verbreitung charakteristisch für das, was man unter Titanformation der Zentralalpen versteht.

Die Entstehung derartiger Kristallnester reicht wohl schon mehr oder weniger in das mit Hydrothermalphase bezeichnete Endstadium des magmatischen Ablaufs hinein. Noch entschiedener gilt dies für die Bildung der sog. Kluftmineralien, wie sie etwa im Vorkommen prächtiger schneeweiß schimmernder Kristallrasen von Desmin am sog. Dreiecksgrat des Möserer oder in gelblich weißen Klufttapeten flachrhomboedrischen, fast blättrigen Kalzits in den Granitfelsen des Schwarzensteins sich zu erkennen gibt, aber doch erst in der Gneiszone zu stärkerer Verbreitung und größerer Mannigfaltigkeit gelangt.

Die Pegmatite sowie die aus gasärmerer Restschmelze hervorgegangenen Aplite lassen schon in Anbetracht ihrer systematischen Stellung als kieselsäurereiche Vertreter der Ganggesteinsgruppe ein komplementäres Vorhandensein kieselsäurearmer Vertreter erwarten. Systematisch unter dem Sammelnamen Lamprophyre vereinigt, treten solche basische Ganggesteine auch im Gebiete des Oberen Zemmgrundes ziemlich häufig auf, und es ist vielleicht von Wichtigkeit, daß in einem nicht zum Penninikum gehörenden Gebiete der Westalpen — ich denke an die Südflanke des St. Gotthards, wo auch sonst in vieler Hinsicht verblüffende Analogien zu den Verhältnissen im Zemmgrund nachweisbar sind, — eben diese Lamprophyre in genau der gleichen Ausbildungsweise sich wiederholen. Haben stärkere Umformungen und Umwandlungen der Gesteine stattgefunden, womit in einem Gebirge vom Baustil der Alpen ja immer zu rechnen ist, wird sich die Ganggesteinsnatur eines Gesteins freilich nicht immer einwandfrei feststellen lassen, zumal ausnehmend langgestreckte, vom Plutonit umschlossene Schieferschollen im fortgeschrittenen Umwandlungsstadium oft kaum davon zu unterscheiden sind. Indes der wichtige Typus der glimmer-

reichen Kersantite, die am Hornrücken, Roßbrugg und Großem Möser in Form gleichmäßig breiter Bänder das ganze Bergmassiv durchsetzen, lassen bei der Körnigkeit ihres Gefüges, dem augenfälligen Zurücktreten einer Schieferung, der von allen andern Gesteinen des Gebietes stark abweichenden aschgrauen Farbe, der Unversehrtheit ihres Biotitgewebes und aus so manchen andern wichtigen Gründen gar keinen Zweifel an ihrer Ganggesteinsnatur bestehen. Und aus ähnlichen Gründen dürften wohl auch die vom Nebengestein jeweils scharf abgegrenzten, schmalen Züge hornblendereichen Gesteins, wenn auch hier die Ähnlichkeit mit dem schlechthin metamorphen Gesteinstypus der Amphibolite eine große ist, wenigstens der Hauptsache nach zum Lamprophyrtypus des Spessartits zu rechnen sein.

Auch eine gewisse Tendenz der Lamprophyre, die Bereiche der ungleich dichter gescharten sauren Ganggesteine zu meiden, ist unverkennbar. Ihr Gangverlauf ist mehr oder weniger geradlinig oder doch zielstrebig, selten gegabelt, kaum jemals aber verästelt, und ihre Mächtigkeit bewegt sich gern um ein gewisses Mittelmaß von etwa ein bis zwei Metern. Sie sind offenbar jünger als weitaus die Mehrzahl der sauren Ganggesteine, denn die schmelzflüssigen Reservoirs für diese basischen Nachschübe befanden sich bereits in einer relativ tieferen Lage. In der Zeit, da ihre Intrusion nebst der hierfür erforderlichen Spaltenbildung erfolgte, hatte sich die Verfestigung der großen plutonischen Massen zweifellos schon tiefgründig und weit auch auf die zentralen plutonischen Bereiche ausgedehnt.

VI.

In den von den sauren Ganggesteinen bevorzugten Randbereichen beobachtet man ferner mit großer Regelmäßigkeit eine porphyrische Ausbildung des Granits (vgl. hierzu auch S.9 u.10), weit weniger eine solche der dioritischen oder gar der basischen Plutonite; ist es doch hauptsächlich der Kalifeldspat (vgl. S.13f.), der in solchem Falle die Rolle der

„Einsprenglinge“ spielt. Doch sind diese porphyrischen Granite, wie man sie am besten nennt, weit davon entfernt, das echte porphyrische Gefügebild vulkanitischer Ergußgesteine zu verkörpern (S. 9 f.); denn die Einbettungsmasse, welche die oft mehrere Zentimeter langen Feldspateinsprenglinge umgibt, ist alles eher als dichte „Grundmasse“, wie sie etwa die Quarzporphyre aufweisen, sondern, den Erstarrungsbedingungen der Tiefe gemäß, normaler, in der Regel sogar mittelkörniger Granit. Es ist, nebenbei erwähnt, überaus bezeichnend, daß die gesamte nördliche Randzone des Gebiets, die (Seite 7) noch zum großen granitischen Ast des Tuxer Hauptkammes gerechnet wurde, fast durchwegs aus porphyrischem oder porphyrartigem Granit sich aufbaut.

Wie mag es nun kommen, daß der Alkalifeldspat, von dem wir nach mikroskopischen, auch mit physikalisch-chemischer Erfahrung in Einklang zu bringenden Befunden nicht anders wissen, als daß er bei der Graniterstarrung mit an letzter Stelle auskristallisiert, nun in diesen porphyrischen Graniten gewissermaßen eine ältere Generation mineralischer Gemengteile vertritt? Vgl. dazu Seite 9. Man wird hier für die Zeitspanne der Ausscheidungsmöglichkeit kieselsäurereicher Kalifeldspäte eine zeitweilige stoffliche „Abspaltung“ oder, vielleicht deutlicher ausgedrückt, liquidmagmatische Sondernung, Differenzierung der granitischen Schmelzlösung anzunehmen haben. Sie kann dadurch zustande kommen, daß die früh ausgeschiedenen, dann in der Regel auch spezifisch schwereren Vertreter der Granitminerale in der dünnflüssigen sauren Restschmelze (vgl. S. 22 f.) nach und nach in die Tiefe sinken mit dem Erfolg, dort schließlich wieder aufgelöst zu werden. Bei der Mischungstendenz dieser stofflich ungleich gewordenen Schmelzflüsse und dem andauernden Zufluß von unten wird sich jedoch alsbald wieder ein granitisches Magma herausbilden. Dieses aber vermag nunmehr alle Räume zwischen den Kalifeldspäten, die, freischwebend in saurer Lösung, mittlerweile zu übernormaler Größe sich entwickeln konnten, als normalkörnig kristallisierter Granit

auszufüllen. Differentiationen solcher Art können übrigens auch, worauf P. Eskola in eindrucksvollen Ausführungen jüngst hingewiesen hat, durch Ausquetschung in Erstarrung begriffener, sich ähnlich einem wasserdurchtränkten Schwamm verhaltender Intrusivmassen zustande kommen. Bei der sehr langen Dauer, die man für den Kristallisationsablauf eines großen plutonischen Körpers anzunehmen hat, dürfte diese Art magmatischer Sonderung, zumal bei Intrusionen, die mit Gebirgsbewegung verknüpft sind, eine nicht geringe Rolle spielen.

Es wird ferner anzunehmen sein, daß solche Auspressungen nicht stetig, sondern mit manchen Unterbrechungen und zeitweiligen Intensitätssteigerungen vorsichgehen. Eben darin mag manche Unregelmäßigkeit in der Intrusionsfolge, so insbesondere das mitunter auch wieder ziemlich unerwartete Auftreten porphyrischer Granite, ihre Erklärung finden. Alles in allem genommen gibt gerade dieser Tiefengesteinsbereich der Zillertaler Alpen ein hervorragendes Abbild des Intrusionsmechanismus in seiner ganzen Zwangsläufigkeit und petrographisch-tektonischen Eigenart.

So könnte man schließlich die Frage aufwerfen, ob sich aus dem Studium all dieser Erscheinungen bestimmte Angaben über das geologische Alter jener plutonischen Intrusionen machen lassen. Diese Frage, an der sich schon seit Generationen die Forschung ohne durchschlagenden Erfolg abgemüht hat, kann an dieser Stelle lediglich gestreift werden. Es wäre heute nicht mehr gerechtfertigt, die Alpen schlechthin als geologisch junges, spättertiäres Gebirge aufzufassen. Hauptsächlich den österreichischen Geologen, vor allem O. Ampferer, verdanken wir die sichere Erkenntnis, daß schon in der Kreidezeit alpidische Bewegungen von sehr bedeutendem Ausmaß vorausgegangen sind, und es mehren sich die Beweise, daß auch in noch früheren geologischen Perioden, wo im allgemeinen ausgedehnte Meere es waren, welche die gewaltigen, unserem heutigen Alpenkörper einverleibten

sedimentären Massen entstehen ließen, doch immer wieder Verlandungen und damit zusammenhängende, teilweise recht bedeutende Rindenbewegungen stattgefunden haben. Viele Autoren verlegen nun die Bildung der zentralen granitischen Massive der Alpen ins Oberkarbon, also eine späte Zeit des geologischen Altertums, während wieder andere für diese Massive, so beispielsweise auch für dasjenige der westlichen Tauern, ein sehr viel früheres und zwar spätarchaisches Alter anzusetzen pflegen. Zu den gesicherten Tatsachen aber gehört, daß im Süden jener zentralen Zone sehr umfängliche granitische Intrusionen sich im unmittelbaren Anschluß an den letzten großen Gebirgsbildungsakt zu Ausgang des Tertiärs ereignet haben, daß ferner, wie bereits angedeutet (S. 8), im Spätpaläozoikum und dem darauf folgenden geologischen Mittelalter oder Mesozoikum der Vulkanismus im engeren Sinne gewisse Epochen hindurch in heftigster Weise sich geäußert hat, daß endlich erst in jüngster geologischer Zeit, als die letzte tektonische Phase so gut wie beendet erschien, da und dort in den Ostalpen vulkanische Explosionen noch Bimssteine gefördert haben. Das alles scheint mit ein Anlaß gewesen zu sein, wenn wieder andere Forscher, vor allem Hugi, für die granitischen Intrusionen in penninischen Gebieten der Westalpen mesozoisches Alter angenommen haben. So ist man heute zu der Erkenntnis gelangt, daß im Gebiet unserer heutigen Alpen die Rindenbewegungen vielleicht bis in unsere heutige Zeit herein nie so völlig zur Ruhe gekommen sind und der Vulkanismus sich immer wieder von neuem geregt hat.

Nehmen wir nun an, wir hätten ein irgendwo im granitischen Gipfelbereich des Schwarzensteins geschlagenes Handstück (Fig. 4) und ein ebensolches etwa vom anstehenden Granit der höchsten Hornspitze oder des Mösellers (Fig. 3) unmittelbar neben einander liegen, so werden die beiden, äußerlich nach Korngefüge und Mineralbestand betrachtet, nicht von einander zu unterscheiden sein; auch lassen beide kaum Spuren einer Schieferung erkennen. Um so mehr sind

wir erstaunt, unter dem Mikroskop hier auf recht bedeutende Unterschiede zu stoßen. Bei diesem zweiten Gesteinstypus nämlich fügen sich die einzelnen Mineralgemengteile genau so, wie sie sich aus dem Schmelzfluß ausgeschieden haben mußten und in ihrem Kristallwachstum weiterhin entwickeln konnten, in einem mechanisch völlig unversehrten Zustande an einander; bei jenem dagegen beherrscht mechanische Zertrümmerung das Gefügebild, wobei es vorkommen kann, daß insbesondere der Quarz zu einem förmlichen Kristallbrei zermalmt erscheint. Daß in diesen Eigenschaften des Gesteinsgefüges zwischen beiden Typen alle möglichen Übergänge bestehen, sei nur nebenbei erwähnt. Legen wir dazu nun noch ein drittes Handstück, etwa einen mehr oder minder straff geschieferten Granitgneis aus dem oben (S. 10) als Gneiszone bezeichneten Gesteinsbereich (Fig. 6), so wird man zwischen ihm und den beiden andern zunächst überhaupt kaum eine Ähnlichkeit herausfinden. Erst das mikroskopische Bild unterrichtet darüber, daß die gesteinsbildenden wesentlichen Mineralien hier wie dort im allgemeinen die gleichen sind und es sich hier um nichts anderes als einen tektonisch durchbewegten Granit handeln kann, einen Gesteinstypus, den man in gefügekundlicher Betrachtungsweise nach Bruno Sander zu den Tektoniten zu rechnen hätte. Die blättchenförmigen Glimmer haben sich hierbei, und zwar zufolge der durch einseitigen Druck im Kleinbereiche des Gesteinsgefüges allenthalben ausgelösten Gleitbewegungen, jeweils mit ihrer Blattfläche in die Gleitebene eingeschlichtet oder, wie man zu sagen pflegt, eingeregelt, während unter dem direkten Einfluß jenes allgemeinen Gleitens die Hauptmasse der körnig ausgebildeten übrigen Gemengteile wie Quarz und Feldspat sich dazwischen in zeilenartig angeordneten Lagen angesammelt hat. Diese nach Walter Schmidt für kristalline Schiefer typische Zeilenstruktur kommt sonach der tektonisch bewirkten Entmischung eines aus verschiedenen Mineralarten bestehenden Gemenges gleich. Das alles geschieht nach den jeweils obwaltenden physikalisch-chemi-

schen Begleitumständen nicht selten unter weitgehender Umwandlung des Mineralbestandes und wohl stets mit einer ausgesprochenen Regelungstendenz, wobei die jeweils beteiligten Mineralarten sich mit einer gewissen Richtung ihres atomaren Kristallaufbaues (Raumgitters) je nachdem möglichst vollzählig in eine der herrschenden Druckrichtung am besten angepaßte Lage einzustellen suchen.

Daß der Werdegang dieses vergneisten Granittypus oder „Orthogneises“ unmöglich der gleiche gewesen sein kann wie derjenige der beiden andern, geht schon aus den hier vorgebrachten Darlegungen allgemeiner Art hervor. Niemals könnte ein und derselbe gebirgsbildende (orogenetische) Akt das granitische Gestein der Gneiszone in einer derart intensiven Weise, wie es hier der Fall ist, verformt haben, ohne zugleich einer unmittelbaren benachbarten und ebenfalls als verfestigt angenommenen Granitmasse seine umformende Wirkung in entsprechendem Maße aufgeprägt zu haben. Auch die mechanische Randwirkung, die bei Bewegungsvorgängen bekanntlich nicht die gleiche ist wie eine Einwirkung des Drucks in den zentralen Teilen einer bewegten Masse, kann bei der Vielgestaltigkeit in der Schichtfolge des geschieferten Gesteinsbereichs, wovon später noch die Rede sein soll, keineswegs herangezogen werden. Nicht nur die Bildung all dieser Schichtpakete, sondern innerhalb der Gneiszone auch die Umformungen und zum größten Teile wohl auch die Mineralumwandlungen, also vor allem die Granit-schieferung, müssen dem Aufdringen der ungeschiefert gebliebenen Plutonite lange Zeit vorausgegangen sein. Dieses Wiederaufleben des Vulkanismus aber stellt im Werdegang der Alpen wiederum ein völlig neues Ereignis dar. Und so bliebe zunächst nur die Frage zu beantworten, worauf die an den beiden anderen Granittypen mikroskopisch nachzuweisenden Wirkungsunterschiede der mechanischen Beanspruchung zurückzuführen seien. Die von manchen Forschern wie Lepsius, Weinschenk und Klemm vertretene Anschauung, wonach die Intrusion solcher ungeschieferter

Zentralgranite der Alpen mit der letzten großen Gebirgsbewegung verknüpft gewesen, also wie diese jungtertiären Alters sei, war naheliegend und hat vielleicht heute noch manches für sich. So haben sich erst neuerdings namhafte Autoren unzweideutig dafür ausgesprochen. Indem ich mich rein auf das hier beschriebene Vorkommen der Zillertaler Alpen beschränke, möchte ich zunächst der Überzeugung Ausdruck geben, daß die Intrusionen aller schon makroskopisch durch ihren Mangel an Schieferung aus ihrer Umgebung so stark hervorstechenden Eruptivgesteine, mögen diese in ihrem Kristallgefüge innere Zertümmerung erlitten haben oder nicht, nur ein und demselben Intrusionsprozeß angehören dürften. (Nur bei einigen granitisch-dioritischen Einlagerungen der Randzone mag auch das nicht außer allem Zweifel stehen.) Gegen die Annahme, daß einem in seinem Wachstumsgefüge völlig intakt gebliebenen Plutonit unbedingt jenes eben erwähnte geologisch sehr junge Entstehungsalter zuzuerkennen sei, wird aus mehr oder minder guten Gründen immer wieder eingewendet werden können, daß gewaltige Erstarrungsmassen von der alpidischen Gebirgsbewegung nicht mehr unmittelbar ergriffen, sondern wie untermeerische Klippen von den im obigen Sinne (S. 29) gleitenden Gesteinsmassen gewissermaßen überströmt wurden. Niemals jedoch ließe sich, um jenen wichtigen Punkt nochmals hervorzuheben, mit solcher Vorstellung eine Annahme vereinbaren, die dahin ginge, daß die Schieferung der mit den ungeschieferten Plutoniten so eng verschweißten Granitgneise durch die letzte alpidische Orogenese verursacht sei. Wohl aber erscheint mir die Vorstellung, daß die mit einer größeren orogenetischen Bewegung verknüpfte Intrusion der Plutonite selbst, ganz ähnlich derjenigen der eigentlichen vulkanischen Nachschübe (S. 21), in mehreren Einzelphasen sich vollzog, nicht nur begründet, sondern geradezu unabweisbar. Auch der im kristallisierten Mineralbestand nachzuweisende und graduell so sehr verschiedene Kornzerfall

(S. 29) mag nicht einzig und allein auf die Nachzeit der Gesteinsverfestigung beschränkt gewesen sein. Dagegen dürfte die Intrusion der in ihrem Wachstumsgefüge vollständig intakt gebliebenen Granite doch erst in einer jener letzten Einzelphasen stattgefunden haben, wo bereits ein Abklingen der orogenetischen Bewegung — es braucht nicht unbedingt die jungtertiäre gewesen zu sein — sich bereits bemerkbar gemacht hat, eine Vorstellung, welche von der in solchem Falle oft vertretenen Annahme lokalisierter Druckschattenwirkung hier m. E. den Vorzug verdient.

Ganz im Einklang mit vorstehender Auffassung steht eine, zwar nur mikroskopisch feststellbare Erscheinung, die gesteinsgenetisch von großer Bedeutung ist, jedoch wiederum keine Möglichkeit bietet, die Intrusion der Tauerngranite zeitlich genauer zu fixieren, also historisch-geologisch einzu-reihen. Der Plagioklas aller granitisch-dioritischen Tiefengesteine des Gebietes ist an sich, wie es dem Wesen kristallisierter Materie entspricht, von annähernd gleichheitlich reiner Substanz, dabei aber doch, und zwar ausnahmslos (!), mehr oder weniger erfüllt (Fig. 7), ja teilweise geradezu „vollgestopft“ von winzigen, dabei überaus deutlich und scharf ausgebildeten Kriställchen sehr verschiedener Mineralart, was nebenbei gesagt die oben (S. 14) erwähnte makroskopisch wahrzunehmende milchige Trübung des Kalknatronfeldspats bedingt. Die Mineralarten, die diese mikrolithischen Körperchen darstellen, enthalten chemisch im allgemeinen genau die gleichen Elemente wie ihr Muttermineral der Plagioklas, nur besitzen sie sämtlich ein höheres spezifisches Gewicht und damit eine größere Dichte, für diesen Fall zutreffender ausgedrückt, auch ein geringeres Molekularvolumen. Die in Bezug auf ihre stofflichen Anteile unter sich wieder sehr verschiedenen Mikrolithenminerale gruppieren sich ferner in sehr interessanter Weise auf die als magmatische Differentiate (S. 15 f.) stofflich ebenfalls von einander abweichenden Tiefengesteine, so daß die chemische Beschaffenheit des jeweiligen Gesteins sich schon in der Art

des mikrolithischen Haufwerks seiner Plagioklase recht deutlich widerspiegelt. Ganz ähnlich zeigt die ebenfalls stofflich zu gliedernde Mineralreihe der Plagioklase selbst eine stetige stoffliche Verschiebung ihres Chemismus und zwar in der Weise, daß am stofflichen Aufbau der Kalknatronfeldspäte die beiden chemischen Moleküle $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$ und $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$ in stetig wechselnden Mischungsverhältnissen beteiligt sind. Solche Mischkristalle, wie man sie nennt, erweisen sich nun gegen Änderungen physikalischer Art wie Druck oder Temperatur ungleich empfindlicher als die Kristalle einfacher chemischer Verbindungen, wie etwa Quarz Si O_2 oder das an anderer Stelle uns wieder begegnende Augitmineral Diopsid $\text{Ca Mg (Si O}_3)_2$. Demzufolge drängt sich die Vorstellung, daß die Besiedelung eines labilen Mutterminerals von ganzen Schwärmen spezifisch dichter Mineralien auf erhöhten Gebirgsdruck zurückzuführen sei, förmlich auf. Doch erscheint eine früher vertretene Annahme, wonach die Mikrolithe sich auf eben diese Weise im fertig auskristallisierten Muttermineral, also post festum gebildet hätten, heute nicht mehr haltbar. Können doch, was häufig der Fall, mikrolithenerfüllte Plagioklase selbst wieder rings umschlossen sein von einem Kalifeldspat, der keinerlei Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung, die ihn als offenbar spätere oder gar letzte Kristallausscheidung des Gesteins erst recht getroffen hätte, in seinen Wachstumsformen erkennen läßt. Und Gleiches gilt für die Zwillingslamellen (S. 14), die stets haarscharf und geradlinig, auch unbeeinflußt in ihrer Richtung durch die Einschlußkörper, niemals aber verbogen oder durchrissen den Plagioklaskristall durchsetzen. (Fig. 8.) Aus diesen und manchen andern wichtigen Gründen müssen die Mikrolithe während des Wachstums ihres Mutterminerals, dabei stets streng gebunden an dessen eng umgrenzten Kristallisationsbezirk, sich nach und nach, vielleicht in kurzen Rhythmen ausgeschieden haben. Unter dem gesteigerten Druck der Gebirgsbildung dürften dabei für den noch mitten in der Kristallisation begriffenen

Schmelzfluß hydrostatische Druckverhältnisse herrschend gewesen sein, so daß jede stärkere, eine Fließstruktur des Gesteins erzeugende Bewegung der Schmelzlösung ausgeschlossen war, dafür aber das hier angedeutete wichtige Prinzip der Raumerparnis rein zur Geltung kam. So vermochte, wohl unter der Wechselwirkung des obwaltenden elastischen Beanspruchungszustandes, neben der Plagioklasssubstanz sich andauernd die zu ihrer Kristallisation geringeren Raum benötigende Substanz der Mikrolithe in Kristallform auszuscheiden. Stärkere Kraftäußerungen der Orogenese, wie sie in vorausgegangener Zeit etwa zur Steilstellung der Schiefer, Gleitschieferung und Vergneisung der Granite des Nachbarbereiches geführt hatten, waren es jedenfalls nicht mehr, die von dieser Endphase magmatischer Erstarrung ab den plutonitischen Gesteinskomplex noch in Mitleidenschaft gezogen haben. Ging also das Aufdringen der Plutonite der tertiären Bewegung voraus, dann kann diese selbst nur mehr für jene geringfügigen Verwürfe und Verschiebungen, wie sie insbesondere an den Aplitsystemen und ähnlichen Erscheinungen des Ganggefolges (S. 20 bis 22) sich nachweisen lassen, allenfalls auch für besonders starke Vergrusung im Korngefüge einiger Granite (S. 29) noch verantwortlich gemacht werden; im übrigen aber bliebe unter dieser Voraussetzung nur mehr die Annahme bestehen, daß die junge Orogenese den Granitkomplex der Tauern samt dessen innerer Schieferhülle als eine starr sich verhaltende Masse nur en bloc zu erfassen vermocht hat.

VII.

Gewissermaßen als Anhang zu den vorstehenden Erörterungen noch einige Worte über die Zillertaler Granaten, deren Vorkommen ja mit dem Auftreten der granitisch-dioritischen Gesteine ohnedies aufs engste verknüpft ist. Granaten enthält zwar im Gebiete des Oberen Zemmgrundes weitaus die Mehrzahl aller Gesteine, sofern vom

Eis, das geologisch-petrographisch ebenfalls als Gestein gilt, hier abgesehen werden will. Gewöhnliche Gneise, an deren Anstehen der Wanderer meist achtlos vorübergeht, sind oftmals ganz erfüllt von den rötlich glitzernden, meist stecknadelkopf- bis erbsengroßen Körnern des Granats. Auch finden sich von diesem wichtigen gesteinsbildenden Mineral verschiedene und zum Teil seltenere Arten im Zemmgrund-Gebiet vertreten. Kompakte sandsteinähnliche Gesteine sehr dichten Gefüges, meist allerdings nur Gelegenheitsfunde, erweisen sich ferner, wie der sammetartige Schimmer der in solchem Falle stets mattroten Färbung verrät, als einheitliches Aggregat winziger, klar ausgebildeter Granatkristalle. Das alles aber soll nicht Gegenstand nachstehender Betrachtung sein; hier handelt es sich um Mineralvorkommnisse besonderer Art, schon auch insoferne, als vor nicht allzuweit zurückliegender Zeit ein Erwerbszweig für die einheimische Bevölkerung damit verbunden war. Wo der Pfad von der Berliner Hütte zum Schönbichler Horn in jenes Seitentälchen einbiegt, das von den Felshängen des Roßruggs und der rechten Seitenmoräne des Waxeckkeeses eingefasst wird, steht ein unscheinbarer Holzbau, das sog. „Granathüttl“, und etliche Meter tiefer unten am Bach sieht man die letzten Reste eines längst zerfallenen alten Mühlwerks. Weg und Hang erscheinen hier bedeckt von dunkelrotem grobkörnigen Sand oder Grus, dessen meist nur in Bruchstücken und Splittern bestehende Körner an der Granatnatur nicht zweifeln lassen. Das Mineral steht hier keineswegs an, sondern wurde an dieser Stelle nur gepocht. Plätze, die dem gleichen Zwecke gedient haben und Spuren davon aufweisen, sind überhaupt im Gebiet nicht selten und pflegen zumal dann, wenn Anzeichen technischer Anlagen fehlen, über die hier vergeblich zu suchende Lage des Anstehens eines solchen Gesteins den Unkundigen zu täuschen. Verfolgt man das erwähnte Moränetälchen weiter aufwärts, so kommt man an einen Plattenhang, wo zur Erleichterung für die „Granatklauber“ beim Tragen der schweren Lasten alte Eisenstifte

in den Fels getrieben sind. Höher oben befinden sich denn auch noch Mauerreste von Unterschlupfen, und ganz in der Nähe erkennt man sofort jenen Platz, wohin die an der Grathöhe des Roßruggs abgesprengten granatführenden Felstrümmer über die 100 m hohe Tonalitwand herabgeworfen wurden — eine zweifellos wirksame Art, den technischen Aufbereitungsprozeß beschleunigend einzuleiten. Jenseits, von der Seite des Hornkeeses her, führt ein alter, durch die Alpenvereinssektion Berlin neu in Stand gesetzter Felsensteig zu den erwähnten Stellen am Grat. Hier gewinnt man in das Anstehende des Granatvorkommens, obschon das Ganze den Eindruck eines bereits sehr weit fortgeschrittenen Abbaues macht, einen guten geologischen Einblick. Weitere Granatvorkommen dieser Art befinden sich noch am Hornrücken: das eine ist in einer Steilschlucht, die über den Vorderen Hornkopf in der Richtung gegen das untere Ende des Hornkeeses herabzieht, deutlich ausgeprägt, das andere in den am weitesten nach Osten vorspringenden Felsen des Hinteren Hornkopfs, ebenfalls leicht aufzufinden. Auch im Felsgehänge, das die Zunge des Schwarzensteinkeeses nordwestlich begrenzt, wurde ein solches Vorkommen aufgespürt. Überall aber scheint es sich um genau die gleiche Art der Ausbildung und des Auftretens zu handeln. Es sind langgestreckte, oft sehr an Gangform erinnernde Einlagerungen in granitischem oder tonalitischem Gestein; doch ist die Mächtigkeit, die nirgends über wenige Meter hinausreicht, überaus schwankend. Mitunter erscheinen diese Einlagen zu schmitzenförmigen Gebilden ausgequetscht, was bei der Natur des Muttergesteins nicht zu verwundern ist. (Auf der geologischen Karte ließen sich Art und Kompliziertheit dieser räumlichen Ausmaße bei dem dafür noch viel zu kleinen Kartenmaßstabe unmöglich berücksichtigen. Hingegen beruht die dort gewählte schematische Darstellung auf genauer Einmessung der geographischen Lage.)

Das Muttergestein der Granaten besteht der Hauptsache nach aus lauchgrünem, mehr oder weniger feinkörnigem

Chlorit (einem wasserhaltigen Magnesia-Alumosilikat), dem sich als zweiter Hauptgemengteil, und zwar in sehr wechselndem Mengenverhältnis zu jenem, ein schwärzlich glänzender und oft groblättriger, stellenweise etwas bräunlich oder olivgrün schimmernder Biotit beigesellt. Eingesprengte weißliche Körner treten oft schon makroskopisch, manchmal sogar mehr als Erbsengröße erreichend, deutlich hervor und sind als überaus kalkarmer, Albit genannter Plagioklas mikroskopisch wohl immer nachzuweisen. In dieses Kristallgemenge eingewachsen und meist nicht leicht von ihm zu trennen ist der Granat. (Fig. 9.) Durch seine rote Farbe vermag er dem dunkelgrünen Gestein, das er oft ganz erfüllt, ein prächtiges Aussehen zu verleihen. Haselnußgröße ist in guten Gesteinshandstücken einigermaßen normal, doch wurden schon Exemplare von weit über Walnußgröße gefunden. Bezeichnender Weise geht der Granat in diesem Gestein unter Erbsengröße selten herunter. Die Kristallform, in der Natur oft recht gut, mitunter mathematisch ideal entwickelt, ist die des Rhombendodekaeders, also eines von rautenförmigen ebenen Flächen umgrenzten Zwölfflächners. Das ist die typische Wachstumsform des Almandin genannten Eisentongranats. Dieses kieselsaure Salz zählt unter die Gruppe der Halbedelsteine. Und so wurden denn auch von den Zillertaler Vorkommen die ausgesuchten reineren Exemplare in geschliffener Form als Schmuck in den Handel gebracht, während der Rest bei dem sehr bedeutenden Härtegrade des Minerals gutes Schleifmaterial abgab.

Das Gefüge dieses Gesteins mag rein äußerlich etwas an die porphyrische Struktur gewisser Eruptivgesteine erinnern (vgl. S. 9 f.). Aber auch in der Sprache des Fachmanns wird man unbedenklich die in der beschriebenen Weise von der grünen Gesteinsmasse umschlossenen und durch besonderes Größenwachstum ausgezeichneten Granatkristalle als Porphyroblasten bezeichnen dürfen. Indes gerade dieser Name deutet doch wiederum an, daß der einsprenglingsartige Kristall nicht etwa aus einer Schmelze oder Lösung auskristalli-

siert, sondern einem bereits vorhandenen, d. h. fertig ausgebildeten Gestein gewissermaßen „entsprossen“ ist. Bei solch „sprießendem“ Wachstum innerhalb seines Muttergesteins aber muß dieser Holoblast sich irgendwie, etwa durch Überwucherung oder Wegdrängung oder Aufzehrung seiner unmittelbaren Umgebung Platz geschaffen haben. — Bei dem Versuch, die Gesamtheit aller Gesteine systematisch zu gruppieren, ist die Petrographie immer wieder zu einer Dreiteilung gelangt, wonach es nur drei ganz große Gruppen sein können, die alles umfassen, was uns als Gestein in der Erdkrinde bekannt ist. Es sind 1. die im vorstehenden bereits ausführlich besprochenen magmatischen Gesteine, 2. die Sediment- oder Absatzgesteine, die also vorwiegend durch Absinken in flüssigen oder gasförmigen Medien (etwa in Meer, Süßwasser oder Luft) entstanden sind, 3. die umgewandelten und dabei meist auch umgeformten Gesteine, sagen wir schlechtweg metamorphen Gesteine, die entweder Eruptivgesteine oder Sedimente einmal gewesen sind, aber durch magmatische Einwirkung, gesteigerten Druck, erhöhte Temperatur oder ähnlich wirkende Umstände derartige Veränderungen erlitten haben, daß sie einen völlig neuen Gesteinstypus darstellen, für den die Bezeichnung des einen oder des andern Ausgangsgesteines nicht mehr gerechtfertigt wäre.

Für diese dritte Gesteinsgruppe aber ließe sich kaum ein geeigneteres Schulbeispiel ausfindig machen als das soeben besprochene Muttergestein der Granaten, das man angesichts einer gewissen Lagentextur, die es erkennen läßt, vielleicht als granatreichen Chlorit-Biotitschiefer zu bezeichnen hätte. Das Gestein enthält kaum einen mineralischen Bestandteil, sei er noch so geringfügig, der nicht wenigstens einmal eine radikale Umwandlung durch Kristallisation oder doch sonst eine ganz wesentliche Änderung in seinem Bestande erfahren hätte. Bei dieser hochmetamorphen Beschaffenheit der zwischen sauren Plutoniten eingeklemmten und verquetschten stark basischen Einlagerungen wäre auch die Frage nach der ursprünglichen Gesteinsnatur ganz besonders schwierig und nur

in Hypothesen, auf die nicht näher eingegangen werden soll, zu beantworten. Jene ungemein wichtigen Umwandlungsvorgänge aber mag man sich in der Weise vorstellen, daß mit Eintritt der neuen Bedingungen das b's dahin annähernd stabil gebliebene chemisch Stoffliche im Gestein, sei es teilweise, sei es in seiner Gesamtheit, wieder mobilisiert, d. h. in seiner chemischen Reaktionsfähigkeit aktiviert wurde mit dem Erfolg, Kristalle neu zu bilden oder umzuwandeln. Bei Entstehung der einsprenglingsartig oder „porphyrisch“ im Gestein auftretenden Granatholoblasten aber galt diese „Mobilmachung“ eben ganz bestimmten im Gestein vorhandenen Stoffarten, die bei ursprünglich annähernd gleichmäßiger Verteilung nunmehr zur Bildung „geschlossener Verbände“ — porphyroblastischer Kristalle — an gewissen von einander angemessen entfernten Kristallisationszentren sich versammelten oder zwangsläufig zusammenströmten. Auch das Prinzip der Raumersparnis (S. 34) — gerade beim Granat bedingt das hohe spezifische Gewicht ein entsprechend geringes Molekularvolumen — spielt in solchen Fällen meist eine bedeutsame Rolle. Da ferner der Almandin mit seinen ebenen Flächen scharf gegen die unmittelbare Umgebung abgrenzt, dabei sein Inneres sich als ziemlich rein erweist, die Nachbarkristalle aber durch sein Wachstum, wie das Mikroskop enthüllt, nicht bei Seite gedrängt erscheinen, ist hier anzunehmen, daß der Granat in seinem Weiterwachsen durch fortgesetztes Weglösen des stofflichen Bestandes seiner jeweiligen Angrenzer sich die Baustoffe seines Kristallgebäudes immer wieder selbst geschaffen hat. Bei der erwähnten Neubildung des besonders natron- und kieselsäurereichen Albits in diesem magnesiareichen ausgesprochen basischen Gestein (vgl. auch S. 16 ob.) dürfte es hingegen magmatische Einwirkung gewesen sein, die im Wege einer Infiltration oder auch Durchdämpfung des Gesteines für den erforderlichen Stoffersatz gesorgt hat.

Die hier an einem Beispiel gegebenen Einblicke in den Gang der Gesteinsmetamorphose sind vielleicht für-

derlich zum Verständnis der metamorphen Gesteine überhaupt von denen die nächstfolgenden Abschnitte fast ausschließlich handeln werden.

VIII.

Wichtige Vertreter metamorphen Gesteins aus dem Hauptverbreitungsgebiet der Gneise (Zone II) haben wir bereits in gewissen Injektionsgesteinen (S. 17) kennen gelernt. Tritt dieser magmatisch-sedimentäre Mischtypus gelegentlich noch innerhalb des Tiefengesteinsbereiches auf, dann kommt es häufig vor — der mittlere Teil des Hornrückens bietet dafür gute Beispiele —, daß die aufgeblättern und im allgemeinen wohl sedimentär entstandenen, jedenfalls aber stark kristallinisch umgewandelten Gesteinslagen samt den dazwischen lagenartig eingeschalteten magmatogenen Anteilen des Gesteins in enge Windungen geschlungen oder zu ganzen Faltenbündeln zusammengestaucht erscheinen (Arterite). (Vgl. auch Fig. 12.) Anders liegen die Verhältnisse weiter nördlich, wo die eigentliche Gneiszone beginnt. Hier hat orogenetischer Druck, frei sich auswirkend, die glimmer- und hornblendereichen dunklen und die aus Quarz und Feldspat bestehenden lichten Gesteinslagen schlierenartig auseinander gezogen und da, wo Faltenbildung bestand, unter Parallelstellung der Faltschenkel ausgeplättet. Die Berliner Hütte steht auf solchen Injektionsgneisen, wie man sie nennen kann. Es ist auffallend, daß gerade diese Ausbildungsweise (Fazies) des Gneises im Westen des Gebietes, wo allerdings die plutonischen Massive selbst stark nach Süden ausbiegen, keine unmittelbare Fortsetzung mehr zeigt.

Ein von saurem Schmelzfluß immerhin noch stark intrudiertes und daher hochmetamorphes, bei seiner hornfelsartigen Härte und Zähigkeit nur in dicken Platten sich absonderndes Gestein stellt eine Art Übergangsbildung dar. Auf den nach oben gerichteten Klufflächen solcher Platten zeichnet sich mitunter in feinen Linienscharen eine seltsame Zickzack-Fältelung ab, die mit der allgemeinen Streich-

richtung des Gebirges zunächst in keiner Weise in Einklang zu bringen ist (Fig. 10.) (Am bequemsten zu beobachten am Schönbichlerhorn-Weg, etwa da, wo er sich dem Firngrat nähert.) Es handelt sich hier offenbar um die Ausstrichlinien alter Schieferungsspuren eines Gesteins, an dem sich unter dem Druck der Gebirgsbildung anders orientierte, dicht gescharte, jedoch äußerlich wenig hervortretende Scher- oder Gleitflächen neu gebildet haben; längs dieser Ebenenschar können nun die Gleitbewegungen senkrecht zum Druck hier nicht anders als unter einem oszillierenden Hin und Her erfolgt sein, ähnlich vielleicht wie es bei nachhaltig intensivem Pressungsdruck auf einen stark elastischen, mit seitlicher Vibration reagierenden Körper zu geschehen pflegt. Es leuchtet ein, wenn bei dem Rhythmus solcher Gleitricke und den minimalen Beträgen der von Blatt zu Blatt jeweils zurückgelegten „Schubweite“ eine etwa quer verlaufende, ursprünglich geradlinige Schieferungsspur faltenförmige Verkrümmungen erleidet. Man wird diese Art von Gesteinsverformung, die in der Natur weit häufiger auftritt, als bisher angenommen wurde, mit Walter Schmidt als Gleitbrett- oder Gleitlamellenfaltung dem Fall der einfachen Biegefaltung gegenüber zu stellen haben.

Mit Feinerwerden des Kornes macht sich in diesem Gestein der Gehalt an schwärzlichrotem Granat, der porphyroblastisch auftritt und Himbeergröße erreichen kann, immer deutlicher bemerkbar. Aschgrau und mattglänzend geworden erlangt das Gestein die charakteristische Eigenschaft, sich in regelmäßige, jetzt wesentlich dünnere Platten abzusondern, die in der dortigen Gegend zur Dachbedeckung von Heuhütten und Ställen verwendet werden. Auch der Granatgehalt nimmt alsbald wieder ab, um schließlich ganz zu verschwinden. An den Grashängen, welche das vordere Reischbergkar vom Furtschagel trennen, wird das Anstehende oft nur mehr durch leicht zerfallende dünne Biotitschiefer gebildet. Sie vervollständigen das ziemlich eintönige Bild dieses in sich geschlossenen Schieferkomplexes mit seinem

fast unveränderlichen Grau. Es sind der Hauptsache nach die Merkmale einfacher Kontaktmetamorphose, die sich hier als Einwirkung saurer plutonischer Magmen auf Tongesteine von „noch unbewegter Vergangenheit“ offenbart. Man gewinnt übrigens auch den Eindruck, als ob auf diesem Sektor des Kontakthofes, wo das Schwächerwerden der Kontaktwirkung mit zunehmender Entfernung vom Granit sich so deutlich zeigt, während der allgemeinen Gebirgsbewegung eine Art Druckschattenbereich gelegen habe.

Ändert sich nun bei diesen „Furtschagelschiefern“ der stets sehr reichliche Gehalt an dunklem Glimmer in der Weise, daß dieses Mineral in Form feinsten Schüppchen die Schichtflächen wie mit einer dünnen Haut überzieht, nimmt m. a. W. das dünnsschichtige Gestein einen phyllitartigen Charakter an, so mehren sich doch andererseits wiederum die porphyroblastischen Kristallausscheidungen und kündigen damit bereits den Übergang zu der hier unmittelbar nördlich folgenden wechsellvollen Serie der Greiner Schiefer an, denen die Furtschagelschiefer im geologischen Alter vielleicht sehr nahe stehen.

In den mittleren und östlichen Teilen des Gebietes, hauptsächlich also in den weit ausgedehnten Hängen nördlich des Zemmbachs folgen in raschem Wechsel und zum Teil mehrfacher Wiederholung recht verschiedenartige Gesteinslagen, die aber mit Ausnahme völlig davon abweichender Einschaltungen (von denen später die Rede sein soll) der Hauptsache nach gneisartigen Charakter zur Schau tragen. (Vgl. S. 29 f.) Es finden sich darunter straff geschieferte, in regelmäßigen Platten brechende, ziemlich dunkle Biotitgneise, welche indes bald abgelöst werden durch ein sehr liches Gestein, das in seinem Gefüge von jenem total verschieden ist. Nach seinem Mineralbestand offenbar ein alter, lagenförmig intrudierter Granit, erweist sich das Gestein als maßlos zerschert, so daß es, strukturell betrachtet, nur mehr aus linsen- bis spindelförmig zerquetschten, von Glimmerhäutchen umflaserten Quarz-Feldspataggregaten besteht.

Demzufolge hat die Bruchfläche dieses leicht verwitterten Gesteins allenthalben ein netzartiges Aussehen. Wir haben hier das nicht überraschende Verformungsbild eines massigen, an sich richtungslos körnigen Gesteins, das, eingelagert zwischen Gesteinen, deren Schieferung oder bereits vorhandenes Parallelgefüge sie in hohem Maße zu Gleitbewegungen befähigt (S. 29 f.), unter dem auswälzenden Druck orogener Massenbewegung eine förmliche Zerstückelung im innigsten Gesteinsverbände erfahren hat.

Mauerartige langgestreckte Felsabsätze durchziehen das tiefere Niveau jenes vorwiegend begrünten Gehänges. Was dort ansteht, sind in der Regel stärkere Lagen von Augengneis. Auch hier haben wir alte plutonische Gesteine vor uns, und zwar porphyrtartige Granite (vgl. S. 26), deren Feldspateinsprenglinge sich in die gleichgerichteten Scherflächen mehr oder weniger vollkommen eingeordnet haben und selbst dann, wenn sie an ihren Enden spindelförmig ausspitzen, also auf der Bruchfläche des Gesteins augenförmig erscheinen, mit oft noch wohl erhaltenen Kristallflächen in der Sonne spiegeln. (Fig. 11.) Andere Gneislagen wiederum heben sich infolge der besonderen Härte des Gesteins ebenfalls deutlich in Form von Wandstufen, Höckern und Felsköpfen aus dem Gelände heraus. Bei etwas höherem Gehalt an dunklem Glimmer kennzeichnen sie sich auch durch einen gewissen Reichtum an Granat. Es handelt sich bei dieser nicht sehr ansehnlichen Granatvarietät, wie zumeist in solchen Fällen, um sog. gemeinen Granat, der hier neben Tonerde und Eisen auch Kalk in jeweils schwankender Menge enthält. Man geht wohl nicht fehl, dieses Gestein als einen durch Umwandlung aus einem Sediment hervorgegangenen Gneis, also einen Paragneis (im Gegensatz zum Ortho- oder Eruptivgneis, S. 30) zu betrachten. Es finden sich ferner in dieser ganzen Gesteinsserie noch zahlreiche verwandtschaftlich hierher gehörige Gesteinstypen, unter anderm dünne, mit silberglänzendem Glimmer dicht überkleidete Quarzlagen oder mächtigere Einschaltungen glimmer- und chloritreichen Gesteins,

das streckenweise ganz erfüllt sein kann von walnuß- bis faustgroßen chloritumflaserten Knollen, wobei der Knollenkern aber nicht aus Almandin (vgl. S. 37), sondern aus derbem Quarz besteht. Auch ziemlich mächtige Linsen eines hornblendeführenden, lichten, dabei aber kaum geschieferten Gesteins treten da und dort auf und bekunden, daß auch in diesem Gesteinskomplex noch in späterer Zeit saure Schmelzungen in Spalten aufgedrungen sind. Die Neigung des Amphibols zu nadelförmiger Ausbildung erinnert bereits sehr an manche Gesteinstypen der Greiner Serie.

Da sich mitunter, wie wir hören werden, auch typische Schiefer jener Schichtenfolge mitten in die eigentliche Gneiszone eingeschaltet finden, ist es nicht leicht zu entscheiden, ob beispielsweise ein hier spärlich auftretendes, von feinen Graphithäuten durchzogenes, dünn geschiefertes Gestein oder gewisse hier ebenfalls aufzuspürende Lagen eines kalkreicheren Glimmerschiefers noch zu dieser oder bereits zu jener Gesteinsserie zu rechnen sind. Doch wird man wohl in dem hier allgemein feststellbaren raschen stofflichen Wechsel in der Schichtenaufeinanderfolge Anzeichen dafür erblicken dürfen, daß viel sedimentäres Material in dieser hochmetamorphen Schieferzone steckt. Von größerer Bedeutung ist, daß ausgesprochen marmorisierte Kalke im südlichen Teil des Furtschagelbereiches eine auffällige Erscheinung darstellen. Dort finden wir nämlich die erwähnten Furtschagelschiefer zunächst durch dunkelgrüne schiefrige Gesteine abgelöst, welche, fast nur aus Hornblende und Plagioklas bestehend, unter dem Namen Amphibolite bekannt sind. Durch die fein prismatische, fast nadlige Form des grünen Amphibolminerals, wie auch durch große Härte und Widerstandsfähigkeit ist dieses metamorphe, meist auch Epidotminerale führende Gestein von ähnlich gefärbten dichten Chloritschiefen unschwer zu unterscheiden, mag sein Gehalt an weißlichem Feldspat bis zum Verschwinden abgenommen haben oder nicht. Die Amphibolite aber grenzen, was besonders deutlich bei der großen Biegung des als Zugang zum Möseler dienenden

Moränenrückens zu beobachten ist, unmittelbar an vergneisten Granit oder Granodiorit an und zwar in der Weise, daß an der Grenze selbst sich eine schmale Schieferlage gebildet hat, die aus feinstem, nachträglich wieder verkittetem und verhärtetem granitischen Zerreibsel besteht. Das wäre in der Tat ein mit Mylonitbildung verbundener tektonischer Granitkontakt; allein in Anbetracht der ganzen Sachlage ist es vielleicht doch nur ein Anzeichen dafür, daß die durch den Druck der Gebirgsbildung ausgelösten und zermahlenden Reibungskräfte an jener scharf ausgeprägten Inhomogenitätsgrenze besonders wirksam waren, so daß mit weiträumigen Verlagerungen hier nicht gerechnet zu werden braucht. In eben diesem Gesteinsbereiche bemerken wir nun zahlreiche, wenn auch selten mehr als fußbreite, schlierenartig ausgezogene und gewundene Lagen eines Gesteins, das in stofflicher Hinsicht eine recht gleichmäßige zuckerkörnige Beschaffenheit aufweist. Seine Härte ist gering, so daß auf ihm das Eisen der Bergschuhnägel einen breiten weißen Strich hinterläßt. Das Gestein selbst aber ist nicht etwa weiß, wie man von einem Marmor solchen Korngefüges vielleicht erwarten möchte, sondern licht bräunlichgrau mit einem Stich ins Fleischfarbene. Unter dem Mikroskop erweist es sich als ziemlich reines, mittelkörniges Aggregat eines Kalkspat oder Kalzit genannten Kalziumkarbonats. Kalksteine von einer derart hochkristallinen, auf metamorphe Einwirkung zurückzuführenden Beschaffenheit werden in der Gesteinskunde schlechtweg als Marmor bezeichnet. Die große Empfindlichkeit des Kalzitminerals gegen Druck ist Ursache für plastische Reaktion der ganz aus ihm bestehenden und hier fast breitartig verformten Gesteinsmassen. Außerdem finden sich in diesem auch durch absonderliche Auslaugungserscheinungen charakterisierten Gesteinsbereich zahlreiche Klüfte und Nester von interessanten wohlkristallisierten Mineralien. Besonders der schwarzglänzende Turmalin, den wir in seiner eigentlichen Heimat, den pegmatitischen Bildungen, bisher vermißt haben (S. 22) zeigt sich, gebunden an diesen Kontaktbereich,

in Form von strahlig angeordneten 1 bis $2\frac{1}{2}$ cm langen Prismen oder gar kompakten, derben, pechschwarzen Massen. Nach dem, was oben (S. 22 und 38 ff.) über die pneumatolytisch-pegmatitische Phase des magmatischen Ablaufs und über Gesteinsmetamorphose im allgemeinen vorgebracht wurde, ist es nur folgerichtig, wie auch der allgemeinen Erfahrung entsprechend, wenn örtliche Anreicherungen des Borgehaltes im Magma zur Bildung borhaltiger kieselaurer Salze auch im Nachbargestein des magmatischen Körpers Anlaß geben. Eine gewisse lokale, aber immerhin sehr bemerkenswerte Besonderheit dieses magmatischen Kontaktphänomens liegt in folgendem: In jenem granitnahen Bereich befindet sich ein unscheinbarer Aufbruch eines Serpentin, also eines stark umgewandelten hochbasischen Eruptivgesteins, und mehr als einen Kilometer davon entfernt, in scheinbar völliger Isoliertheit von den Graniten, liegt ebenfalls ein Serpentinvorkommen, dessen engster Grenzbereich durch das Auftreten hervorragend schöner, mitunter mehr als dezimeterlanger, trigonaler Prismen jenes eisenreichen Borsilikates der Tonerde ausgezeichnet ist. Für die Frage der Altersbeziehungen beider Arten magmatischer Intrusion wird dieser Umstand (s. u.) sich als bedeutungsvoll erweisen.

Erheblich größere Massen karbonatischen Gesteins, nur im Habitus etwas verändert, stehen auch unterhalb der Greiner Scharte an. Allein weder dort noch sonstwo an einer Stelle des Gebietes ist das Zusammentreffen mehrerer Arten von Metamorphose dermaßen ausgeprägt wie hier, wo der Serpentin samt seinen Kontaktbildungen in einem Gesteinsverbande erscheint, der in seiner Gesamtheit sowohl durch den Granit als auch durch den Druck der Gebirgsbewegung in eindeutiger Weise metamorphisiert wurde. Diese Überlagerung mehrerer Arten zeitlich verschiedener Metamorphose auf die Gesteine war es offenbar auch, die hier ein gehäuftes Auftreten ganz verschiedenartiger, sonst seltenerer Kluft- und Drusenmineralien (vgl. S. 23 f.) zum mindesten begünstigt hat. Die gerade hier sehr einschlägige Frage der

Mineralparagenese, m. a. W. die Erforschung der Entstehungsgründe gewisser für ein Gebiet oder eine „Mineralprovinz“ stereotyper Mineralgesellschaften, gehört zu den dankbarsten Aufgaben der Mineralogie. Sie erstreckt sich nicht nur auf den Gesamtkomplex der hier maßgebenden chemisch-physikalischen Umstände, sondern greift bereits auf das feinbauliche Wesen, den atomaren Aufbau, der jeweils beteiligten Mineralien über; läßt doch beispielsweise bei einer und derselben Mineralart schon die Form und Tracht des Kristalls, also im allgemeinen die von der Natur getroffene, zunächst willkürlich erscheinende engere Auswahl aus der großen Zahl der im Einzelfalle gesetzmäßig möglichen Wachstumsformen, sehr oft eine ausgesprochen provinzielle Gebundenheit erkennen.

Unter den weniger häufigen Mineralien, die auf Klüften an der Grenze des erwähnten Kalkmarmors gegen das amphibolitische Nebengestein aufzusitzen pflegen, sei hier eines hervorgehoben, das weniger durch Schönheit — es ist von graulich weißer Farbe — als durch immerhin ansehnliches Größenwachstum hervorsticht. Die zu bündelförmigen Aggregaten vereinigten breitstengligen, über fünf Zentimeter langen, auch durch starke optische Anomalie gekennzeichneten Kristalle von der Härte des Quarzes erweisen sich als Klinozoisit, d. i. ein zur Epidotgruppe gehöriges etwas eisenhaltiges Calcium-Aluminiumsilikat. Es ist nebenbei gesagt jenes Mineral, das unter den Mikrolithenschwärmen der Plagioklase (S. 32) eine Hauptrolle spielt.

Die bereits bei den plutonischen Gesteinen erwähnten Kristallnester mit vorherrschendem Periklin, Quarz, Chlorit und eisenhaltigem Kalzit (S. 23) haben bei den stofflich ohnedies den sauren Plutoniten sehr nahe verwandten Gesteinen der Gneiszone, namentlich den Gneisen selbst, eine entsprechend ausgedehnte Verbreitung. In solchen Kristalldrusen gesellt sich oft noch ein kristallographisch wohl ausgebildeter weißer Glimmer hinzu, der einen für Muskowit auffallend kleinen Winkel der optischen Achsen zeigt; seine

blättrigen Täfelchen haben sechsseitigen Umriß und sind mit ihren Randkanten gern in die Flächen des Bergkristalles eingewachsen. Besonders im nördlichen Mörchenkar, aber noch an vielen andern Orten bieten sich in den Klüften des Gesteins oder im abgewitterten Blockwerk gute Fundpunkte für Kristallisationen dieser und ähnlicher Art. In den bereits mit einer schwachen Lagentextur behafteten granitischen Gesteinen der Mörchenschneide oder auch des Feldkopfs haben die Quarzkristalle namentlich an ihren Spitzen zu- meist die (immer noch unzureichend erklärte) rötlich violette Färbung des Amethysts. In anderen Fällen wiederum erreicht der Quarz, so beispielsweise an der Roßbuggspitze auf den Klüften der Injektionszone, ansehnliche Größen als farblos wasserklarer Bergkristall. Grüner oder gelblicher Titanit, wegen seiner oft keilähnlichen Kristallgestalt auch Sphen genannt, begleitet gelegentlich die Hauptminerale der Kristallnester und ist in seiner stofflichen Eigenschaft als Calcium-Titanosilikat wiederum ein deutliches Merkmal der Titanformation (S. 23f.). Dagegen sind die früher sehr oft gemachten schönen Funde des fluorhaltigen Calciumphosphates Apatit, sei es in der Tracht des getrübt grünlichgelben „Spargelsteins“ oder in der Form gedrungener klarer Säulchen, heute eine Seltenheit geworden. Von den noch artenreicheren Mineralparagenesen, die mit den Serpentinorkommen in engerem, teils auch loserem Zusammenhange stehen und später besprochen werden sollen, greifen einige unverkennbar auf die Gneiszone über (S. 46).

Zeigt sich eine Mineralart auf einer andern aufgewachsen, so ist sie im allgemeinen später entstanden als diese. Aus derartigen Umständen des Kristallwachstums läßt sich die zeitliche Aufeinanderfolge (Sukzession) der Mineralarten eines ganzen Kristallaggregates erschließen. Da nun das Siliziumdioxid Si O_2 , also hier die Quarzsubstanz, nur bei einer Temperatur, die nicht höher ist als 575° , in der als trigonal-trapezoedrisch bezeichneten Form des Bergkristalls kristallisieren kann und eben dieser trigonale Quarz sich als

frühzeitige Ausscheidung unter den Kluftmineralien erweist, andere typische Kluft- und Drusenmineralien hingegen, wie das oben (S. 24) erwähnte wasserhaltige Silikat Desmin, zu ihrer Kristallisation eine um 200° sich bewegende Temperatur benötigen, so gewinnt man damit sichere Anhaltspunkte über das Abkühlungsintervall, in dem sich die Auskleidung solcher Hohlräume vollzogen haben muß. Es wird heute im allgemeinen eine Temperaturskala von 600° bis 150° dafür angenommen. Auch bei Erstarrung der wässerigen Restschmelze eines Granits werden, wie aus ähnlichen Erwägungen zu folgern ist, die Kristallisationstemperaturen bereits beträchtlich herabgemindert sein und sich der 600° -Grenze teilweise nähern. So hat die Annahme, wonach das im Tiefengesteinsbereich so häufig wahrzunehmende Auftreten von Kluftmineralien nur das letzte Ausklingen des magmatischen Ablaufs bedeute, vieles für sich. Dazu kommt, daß sehr hoher Belastungsdruck, aber auch starke, durch Gebirgsbildung verursachte mechanische Beanspruchung eines Gesteins gerade die im Gestein vorhandenen Hohlräume zum Verschwinden bringt. Demgemäß lassen sich die orogenetischen Geschehnisse, so lange man von der Vorstellung ausgeht, daß ihnen der Intrusionsprozeß zeitlich weit vorausgegangen sei, für das unstrittig späte Aufsteigen der heißen wässerigen Lösungen nur schwer verantwortlich machen. Die Zwanglosigkeit obiger Auffassung erscheint auch durch das vorerwähnte Phänomen der Gesteinsauslaugung, die zwar an sich sehr wohl zu einer rein sekretionären Kristallneubildung führen kann, keineswegs beeinträchtigt; denn wir sehen hier nicht nur das Nebengestein, sondern bezeichnender Weise sogar die Neubildungen von solchen Auslaugungen ergriffen. Auch dürften jene hydrothermalen Lösungen bei den genannten Temperaturen — liegt doch die kritische Temperatur des Wassers bereits bei 374° — sich teilweise noch im überhitzten Zustande befinden, so daß in solchem Falle mit einer hohen chemischen Reaktion gerechnet werden kann.

IX.

Im Erstarrungsprozeß der Magmen spielt auch das Wasser, wie schon aus vorstehendem erhellt, eine wichtige Rolle. — Um die Wende des achtzehnten Jahrhunderts war in Deutschland unter den Wissenschaftlern der schon aus Goethes Schriften uns überlieferte Meinungsstreit zwischen Neptunisten und Plutonisten zu großer Heftigkeit entbrannt. Dieser hat denn auch der Dauer eines halben Jahrhunderts bedurft, um restlos und endgültig zu Gunsten der Plutonisten entschieden zu werden. Wenn nun in unsern Tagen öfters darauf hingewiesen wird, daß manche Gedankenfäden aus dem Vorstellungskreis der modernen Petrographie an neptunistische Auffassungen wieder anknüpfen, so geschieht das ganz mit Recht. Allerdings liegt eine solche Erkenntnis schon in einer allgemein zu machenden Erfahrung begründet: Je schärfer man die Dinge zu analysieren vermag, um so mehr ist man, immer neue Zusammenhänge entdeckend, veranlaßt und geneigt zu abstrahieren. Indem uns nun bei diesem zwangsläufigen Vorgang all die großen und kleinen Gegensätze mehr und mehr entschwinden, werden wir uns aber doch bewußt bleiben, daß gerade sie es sind, die uns das Gegenständliche unserer Außenwelt erst wahrnehmbar werden lassen und deshalb für diese offenbar wesentlich sind. Man wird sich, um den ungeheuren Gegensatz zwischen neptunistischer und plutonistischer Auffassung nicht aus den Augen zu verlieren, daran zu erinnern haben, daß die hervorragendsten Vertreter des Neptunismus es waren, die an einem rein wässrigen Ursprung des Basalts festhielten, die Granite aus einem Urmeer sich abgesetzt dachten und es für undenkbar ansahen, daß der Quarzkristall eines Quarzporphyrs sich aus glutflüssiger Schmelze ausgeschieden haben könne. — Eine bestimmte Gruppe von Silikaten, wozu auch der oben (S. 24) erwähnte Desmin gehört, zeichnen sich in der Tat durch einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an chemisch schwach gebundenem Wasser aus. Das darf nicht wundernehmen, denn gerade diese Mineralien sind Hauptvertreter der Hydro-

thermalphase (S. 48 f.). Aus deren wässriger Lösung entnehmen sie die Bestandteile des Wassermoleküls, um sie in die durch die silikatische Atomanordnung gegebenen Hohlraumreihen ihres Feinbaues symmetriegerecht einzubauen. Aber auch bei solchen Mineralarten, die als Hauptgemengteile der Tiefengesteine noch in der liquid-magmatischen Hauptphase, also unmittelbar aus der Schmelze kristallisiert sind, ist ein Gehalt an Wasser sehr oft nachweisbar. So wird es verständlich, daß dem Wasser als einem leichtflüchtigen Bestandteil der Schmelzlösung eine wichtige Rolle bei magmatischen Prozessen jeder Art zugeteilt ist. Zu solchen Mineralarten gehört vor allem die Hornblende. Das Mineral ist uns schon mehrfach begegnet, so bei den Dioriten, auch bei den Gabbros, deren sehr hoher Gehalt an dunklen Gemengteilen in diesem alpinen Gebiet hauptsächlich durch die grünlich schwarze Hornblendevarietät bestritten wird, ferner in der Form des Uralits bei den ultrabasischen Plutoniten, in deren Gefüge sogar Spuren brauner Hornblende erkennbar sind. Auch in der Zone der Gneise haben die Amphibole entsprechende Verbreitung. Eine ganz ungewöhnliche Bedeutung aber erlangt das Mineral erst in der sog. Greiner Serie und dort speziell in den sog. Hornblendegarbenschiefen, ferner den grobkristallinen Hornblendegesteinen oder „Amphibolplegmatiten“ und endlich den Strahlsteinbildungen. So möchte man die Hornblende nachgerade als ein Symbol des Greiner-Schwarzensteingebietes betrachtet wissen.

Eine ganze Schichtserie, bei der die Hornblende einen herrschenden Gemengteil darstellt und für den Habitus dieser Gesteine ausschlaggebend wird, reiht sich nördlich bereits unmittelbar an die Gneiszone. Ihre Mächtigkeit schwillt von Westen nach Osten, wie schon ein Blick auf die geologische Karte erkennen läßt, sehr erheblich an und mag im Durchschnitt, beschränkt auf das Kartengebiet, 120 m betragen. Die genaueren Ausmaße der jeweiligen Schichtendicke sind mit Hilfe der Höhenschichtlinien der Karte erchenbar. Zeigen doch fast alle Gesteine, die nördlich des

Firn- und Gletscherbereichs des Zillertaler Hauptkammes folgen, das für einen großen Teil der Ostalpen generelle und auf der Karte jeweils festgelegte Streichen auf. Ihre Schicht- oder Schieferungsflächen aber fallen durchwegs, soweit sie nicht überhaupt in saigere Stellung gebracht sind, mit starkem Neigungswinkel teils nach Norden, teils nach Süden ein, was ebenfalls unter Zuhilfenahme der Isohypsen aus der Karte abgelesen werden kann. Dieses steile Einfallen bewirkt naturgemäß, daß im Gebirgsrelief und noch mehr in der Projektion auf die Horizontalebene, all diese Schichtlagen und Schichtpakete sich wie fortlaufende Bänder ausnehmen. Bei den Garbenschiefern, die auf der Karte mit violetten Farben wiedergegeben sind, fällt dies ganz besonders auf.

Die natürliche Farbe jener oben genannten Schiefer ist im allgemeinen grünlichgrau bis graugrün, und wenn ich diese Gesteinsarten unter der Bezeichnung amphibolitische Grünschiefer zusammengefaßt habe, sollte zum Ausdruck gebracht sein, daß sie dem, was man beispielsweise in den Alpen als typischen Amphibolit bezeichnet (S. 44), doch nur zum Teil entsprechen. Dafür sind sie im allgemeinen viel zu licht getönt; auch vermißt man bei ihnen die Zähigkeit und Bruchhärte der Amphibolite, was zum großen Teil mit ihrer ausgesprochenen meist ebenflächigen Lagentextur zusammenhängt. Diese aber ist auch oftmals ähnlich wie bei Injektionsgesteinen oder Arteriten schlierig entwickelt, vielleicht eine Ausdrucksform der Mischgesteinsnatur eines großen Teiles dieser „Grünschiefer“. (Vgl. Fig. 12.) Im übrigen ist Art und Form der Hornblende von derjenigen der Amphibolite kaum zu unterscheiden. Der Weg zum Schwarzensee verläuft von Höhenkurve 2320 an auf weite Erstreckung in den hier wohl aufgeschlossenen, auch von Quarzknuern stark durchsetzten Schiefen.

Diesem Gesteinsbereiche südlich benachbart treten, allerdings nur sehr sporadisch, auch Grünschieferarten auf, die infolge eines hohen Gehalts an chloritischen Mineralien jene petrographisch übliche Gesteinsbezeichnung mit größerem

Recht verdienen. Sie sind obendrein durch prächtige Porphyroblasten der natronreichen Feldspatart Albit (S. 37, 13 und 32) vorzüglich charakterisiert (Fig. 13) und scheinen zu biotitführenden eigenartigen aplitischen Gesteinen (S. 20 f.) in Beziehung zu stehen. Eine Lösungszufuhr in bereits verfestigtes Gestein (S. 38 f.) steht hier wohl außer Zweifel.

In den Gesteinen der amphibolitischen Grünschieferzone häuft sich der Hornblendegehalt oft dermaßen an, daß das in solchem Falle dunkle und massiger werdende Gestein mitunter auf weite Strecken hin den Charakter echter Amphibolite annimmt. Und in einer zweiten Grünschieferzone, welche im Norden die eigentliche Garbenschieferserie umgürtet, wird eine rein amphibolitische Ausbildungsweise des Gesteins sogar vorherrschend. In den Kernpartien dieses Gesteinskomplexes aber können die lichten Mineralgemengteile, also hauptsächlich der kalkreiche Feldspat, nahezu ganz aus dem Gestein verschwinden.

Östlich der Alpe Grawandtritt zieht eine breite und tiefe Schlucht steil in die Höhe, und an ihrem oberen Ende streicht jene feldspatarne Amphibolitzone als kolossaler, teilweise überhängender Felswulst am Steilgehänge aus. Die hier bis zum Äußersten zusammengeschnürten Höhenschichtlinien der Karte kennzeichnen so recht die morphologische Situation, über die man von den Hängen des Schönbichls den besten Überblick gewinnt. Sicher müssen es gewaltige Felsmassen gewesen sein, die einstmals hier ausgebrochen sind. Indes die Ansammlung der von Vegetation bereits stark überwucherten Felstrümmer oberhalb der Alpe ist nicht groß genug, um den riesigen Ausbruch dieser gewissermaßen in breiter Front aus dem Gebirgskörper austretenden amphibolitischen Gesteinszone erklären zu können. Da bereits am jenseitigen westlichen Talgehänge die Amphibolite nur mehr in schmalen Lagen auftreten, liegt die Annahme nahe, daß die Erosion hier den Kern eines vielleicht astförmig in den Schiefen steckenden amphibolisierten Eruptivkörpers freigelegt hat. Ein Felsausbruch wesentlich anderer Art befindet sich da, wo die

südliche Zone der lichten amphibolitischen Grünschiefer an den Steilhängen ausstreicht. Bei der Paralleltexur des Gesteins hat sich dieses, 380 m über dem Talgrund und deutlich erkennbar an der langgestreckten Ausbruchsnarbe, in ganzen Platten abgelöst; die noch ziemlich frischen, grüngrauen Gesteinstrümmer bilden nunmehr den großen Schuttkegel, welchen der von Breitlahner zur Berliner Hütte führende Weg knapp oberhalb der Zemmbachklamm überquert.

Die eigentlichen Greiner Schiefer werden fast in ihrer gesamten Mächtigkeit von der Klamm durchschnitten, so daß man schon auf dem genannten Wege, der über den Klammwänden durch die Schlucht hindurchleitet, sich ein gewisses Bild von der Petrographie dieser Gesteine verschaffen kann. Allein die Vegetation an den Gehängen und die Verschüttung in den Runsen der Seitenbäche verwehren den genaueren Einblick. Diesen bekommt man erst beim Durchschreiten der hochgelegenen Kare oder bei der Begehung der Grate des Ochsner- und Greinergebiets. Die verschiedenen Gesteinslagen folgen übrigens in weit bunterer Mannigfaltigkeit und ungleich häufigerem Wechsel, als dies auf der Karte wiederzugeben möglich war, wo lediglich unter Hervorhebung gewisser Haupttypen deren örtliche Lage und Lagerungsform zur Darstellung gebracht werden konnte.

Schon am oberen Ausgang der Klamm leidlich abgeschlossen sind die in auffallender Weise die beiderseitigen Randzonen markierenden bleigrauen Granat-Biotitschiefer, weniger treffend Granatphyllite genannt. Wohl ausnahmslos handelt es sich bei diesen Schiefen um ursprünglich sedimentäres Material (S. 38 u. 43), und zwar um tonige Gesteine mit einem schwachen Zusatz von kohlensaurem Kalk oder sonstiger karbonatischer Substanz. Dagegen gibt sich eine ziemlich schwankende Beimengung an kohligen oder bituminösen, schwärzenden Bestandteilen nach ihrem heutigen Umwandlungszustande als ein lagenförmig ausgezogenes Gespinnst feinsten Graphitschüppchen deutlich zu erkennen. Der bei Tongesteinen zu erwartende und ursprünglich wohl auch

vorhandene Kaligehalt aber ist offenbar in jene massenhaft auftretenden mikroskopisch kleinen Täfelchen des Kaliglimmers übergegangen, die als Neubildung im Gestein streng parallel zur Schieferung eingewachsen erscheinen. Neben stets reichlichem Quarz und dunklem Biotit kann auch der Gehalt an Feldspat merklich zunehmen. Das hat sehr oft zur Folge, daß sich der Granat im Gesteinsgewebe völlig verbirgt; das Gestein selbst nimmt dann, wie dies in der Gegend der Mörchenscharte der Fall ist, gern einen biotitgneisartigen Charakter an oder es kann, kleine Wandstufen bildend wie am Südgehänge unterhalb des Ochsners, auch an den Typus der Furtschagelschiefer erinnern. An den Granatglimmerschiefern der eigentlichen Greinerserie aber hebt sich der Granat meist in der Form erbsengroßer grauer Knötchen von den dadurch holprig gewordenen grauschimmernden Schieferungsflächen sehr deutlich ab.

Besonders interessant und lehrreich ist in solchem Falle das mikroskopische Bild dieser Granaten. Als Sprößlinge junger Generation zeigen sie, man darf sagen durchgehends, die am Körperschnitt meist sechseckig erscheinende Form des Rhombendodekaeders (S. 37) in idealer Schärfe; auch erweisen sie sich dann im allgemeinen völlig frei von Einschlüssen, sind also noch reiner als jene Edelsteinsvarietät, die wir als „Zillertaler Granaten“ im Abschnitt VIII besprochen haben. Bei zunehmendem Wachstum des Holoblasten aber ist es fast die Regel, daß die Schieferungsspur des Gesteins mitten durch die Granaten, als ob es sich bei diesen nur um Schemen handle, glatt hindurchsetzt. Das ist im Hinblick darauf, was oben (S. 37 ff.) über die Gesteinsmetamorphose gesagt wurde, von großer Bedeutung, insofern nämlich die Bildung solcher Porphyroblasten nicht allein durch mechanische Verdrängung oder durch chemische Umsetzung, sondern schlechthin durch Überwachsung der die alte Schieferungsspur repräsentierenden, noch unzersetzt gebliebenen Mineralpartikelchen erfolgen kann. Wir haben ferner davon gesprochen, daß die durch den Druck der Ge-

birgsbildung erzeugte Schieferung des Gesteins nichts anderes als der Ausdruck einer Gleitbewegung auf enggescharten Lamellen sei (S. 29 f.). Ist das richtig, dann müssen gröbere, sei es bereits vorhandene, sei es in langsamem Wachstum begriffene Kristallkörner, zumal wenn sie wie hier die Form „kugeliger“ Vielecke besitzen, ähnlich wie in einem Kugellager ins Rollen geraten. Solche Wälzbewegungen aber haben sich in der Tat an vielen dieser Granaten aufs deutlichste abgebildet. (Fig. 14 und 15.) Die vom Granat bereits umschlossene Schieferungsspur wird nämlich bei solcher Wälzbewegung vom Granat stets mitgenommen, dreht sich also ähnlich wie die Speiche eines Rades. Wenn nun aber der Holoblast während dieses Wälzens immer noch weiter wächst, dann hat die Schieferungsspur in dessen Kernpartie, also gewissermaßen an der Nabe, stets eine stärkere Umdrehung mitgemacht als die vom jeweiligen Außenrand des wachsenden Kristalls erfaßte, so daß schließlich der Schieferungsbüschel innerhalb des Granats zu einem lateinischen S verkrümmt erscheint, während er außerhalb des Porphyroblasten immer noch die gestreckte ebene Lage des „befahrenen Gleises“ beibehalten haben kann. (Fig. 16.) Ein eindrucksvolles Beispiel mannigfaltigen Wechsels, in dem sich das Naturgeschehen bei den Gesteinen im Kleinen nicht anders wie im Großen abzuspielen pflegt, ist der in Fig. 17 dargestellte Fall, wo der Kern des Granats sich durch chemische Umsetzung in seinem Wachstum Bahnfreiheit verschaffte, die Granatsubstanz der dicken Schale aber in sprunghaftem Wechsel sich nur mehr in eben beschriebener Weise auszuweiten vermochte.

Überschreitet man die südliche Zone der Granatglimmerschiefer, an der auch andere Schichteinschaltungen vom Charakter der Greiner Serie, wie immer in solchen Einzelzonen, beteiligt sind, so gelangt man alsbald zu einer sehr problematischen Schichtlage, die in typischer Ausbildungsweise auf diesen südlichen Randbereich beschränkt zu sein scheint und eigentlich nur in Gestalt einer einzigen, kaum

jemals mehr als zwei Meter mächtigen Felsbank fast über das ganze Gebiet hin sich verfolgen läßt. Streicht sie an steileren Gehängen, wie etwa unterhalb des Roßkars, seitlich aus, so pfl egt sie eine Felskulisse zu bilden; auch ist bezeichnend, daß sie gerade an jener starken Barre hindurchstreicht, welche das kleine, vom Schwarzensee erfüllte Kar nach außen abdämmt. Ganz abgesehen davon, daß sie bei ihrem ausgesprochenen Gneischarakter weit eher den Gesteinen des südlichen Zonenbereichs der Gneise angepaßt erscheint, überrascht auf den ersten Blick der konglomeratartige Habitus des Gesteins. Sollen diese weißlichen, stets abgerundeten, oft gequetscht, gelängt oder verzerrt erscheinenden, oft aber auch kompakt gebliebenen und gegen ihre Nachbarschaft scharf abgegrenzten Knollen in der Tat mit Geröll en, etwa in Flüssen abgerollten Quarzkiesel n, identisch sein, so wäre das ein Beweis, daß zu Beginn des Absatzes der Greiner Gesteine eine Verlandung nicht unerheblichen Ausmaßes eingetreten sein müßte. Forscher, die sich petrologisch mit diesem auch sonst in den Tauern vorkommenden eigenartigen Gneistypus befaßt haben, darunter Friedrich Becke und Bruno Sander, konnten sich zu einer dahin gehenden rückhaltlosen Schlußfolgerung nicht entschließen, haben es vielmehr vorgezogen, es bei der vorsichtig gewählten Bezeichnung „Knollengneis“ zu belassen. Und wohl mit Recht. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Knollen selbst, was hier nur angedeutet sei, als ein dichtes mosaikartiges Haufwerk von Quarz- und Feldspattrümmern. Das spricht an sich nicht gegen ihre Geröllnatur; denn es könnten ja, wenn auch so manches sich dagegen sagen läßt, Verwitterungsrückstände besonders sauren Granits in ihnen verkörpert und späterhin sogar noch Umwandlungen des Mineralbestandes an ihnen erfolgt sein. Ferner sind knollenförmige, allerdings meist längs der Schieferungsfläche angeordnete Einschlüsse in Gneisen überhaupt eine häufige Erscheinung; und so ließe sich denken, daß in solchem Falle große Feldspateinsprenglinge porphyrischer Granite (S. 27f.)

unter extremer Druckbewegung des Gesteins völlig zermalmt und dabei wohl auch mit Quarzkörnern zu kleinen Haufwerken vermengt wurden. Auch mögen injizierte Schiefer, vielleicht sogar normale Orthogneise je nach den Druckverhältnissen sich in ähnlicher Weise unter Bildung linsenförmiger Quarz-Feldspatanhäufungen tektonisch entmischen. Allein die hier stets nur in lockerer Packung im Gestein vorhandenen Knollen stehen mit ihren Abrundungsflächen oftmals quer zur Schieferung, schneiden also gegen die Schieferungsflächen unvermittelt ab. Solche Knollen können unmöglich durch den Schieferungsdruck entstanden sein, haben sich vielmehr trotz dieses Druckes in eben dieser Form und Lagerungsart erhalten. Wenn ich gleichwohl an der Konglomeratnatur dieses Gneises vorerst noch zweifle, liegt es zum Teil daran, daß ein anderes wichtiges Gesteinsvorkommen im nördlichen Teil des Mörchenkares zu gewissen Vergleichen Anlaß gab. (Fig. 18.) Dieses vorzüglich aufgeschlossene lichte Gestein, rein äußerlich nicht ganz unähnlich einem serpentinisierten Breccienmarmor, ist ein zusammengeknetetes Haufwerk von weißlichen, selbst wieder durch einen grünlich glimmerigen Kitt innig verbundenen Brocken aus aplit-granitische Substanz; der Name Knetgneis wäre für dieses krummschalig abgesonderte Gestein ganz am Platze. Einige dieser Brocken sind innerlich völlig zerschert, andere jedoch zeigen ähnliche Rundungen wie die Einschlüsse der Knollengneise. So wenig wie im Falle des nur innerlich zertrümmerten Marmors wird man hier eine sedimentäre Breccie, also eine aus eckigen Trümmern bestehende, wieder verkittete Schuttmasse, oder ein Trümmersediment ähnlicher Art annehmen wollen. Wohl aber könnte man sich einigermaßen vorstellen; daß bei fortgesetzter und somit gesteigerter Durchbewegung oder Zergleitung des Gesteins aus einem derartigen Knetgestein ein Knollengneis der oben beschriebenen Art hervorgeht. Im mikroskopischen Bilde zeigen die Bestandteile beider Gesteinstypen auffallende Ähnlichkeiten.

Gneisartige Gesteine sind auch sonst innerhalb der Greiner Schiefer stark verbreitet, haben aber zumeist ihr eigenes Gepräge. Namentlich im nördlichen Teil dieser Zone treten in dichter Aufeinanderfolge sehr lichte Gesteine auf, die sich durch eine auffallend gleichmäßige, dünnplattige Absonderung charakterisieren. Stehen sie mit ihren gelblichgrauen Platten senkrecht, so pflegen sich unter dem Einfluß der Verwitterung klaffende Fugen zwischen den Plattenlagen zu bilden. Der Vergleich mit Baumstämmen, die von der Bundsäge in eine Serie von Brettern zerschnitten sind, drängt sich hier auf. Beim Anschlagen mit dem Hammer haben denn auch diese „Bretterschiefer“ den eigentümlichen morschen Klang eines durch laminare Zerschierung und Gleitbewegung durchspaltenen Gesteins. Diese Art Gesteinsdeformation ist hier besonders wichtig, weil der mikroskopische Befund nicht auf ein geschichtetes Sediment, sondern mit Bestimmtheit auf ein porphyrisches Eruptivgestein als Ausgangspunkt schließen läßt, sei dies nun ein Quarzporphyr, das granitische Ergußgestein (S. 8 f.), oder, was vielleicht noch wahrscheinlicher, ein „Granitporphyr“ genannter Ganggesteinstypus, den wir bei anderer Gelegenheit (S. 84) noch zu besprechen haben werden.

Einen kaum viel weniger breiten Raum wie die Bretterschiefer nehmen andere ebenfalls mehr auf die nördliche Hälfte der Greiner Zone beschränkte Gesteine gneisartigen Aussehens ein. Schon der häufige Wechsel in der Farbentönung, oder die schlierige, manchmal geradezu wolkige Verteilung der stofflichen Verschiedenheiten lassen hier eine weitgehende magmatische Einschmelzung sedimentären Materials vermuten. Das cyanenblau gestriemte reine Tonerdesilikat Disthen oder Cyanit, meist mit der Breitseite seiner blättrig stengligen Kristalle dem Muttergestein aufgewachsen, oder von Schmelzrändern umsäumte smaragdgrüne Knollen eines chromglimmerreichen Mineralaggregates (vgl. S. 64) sind die einwandfreien Zeugen solch assimilierender Vorgänge. Man wird, zumal auch von andern Autoren diese merkwürdigen

Knollen-Einschlüsse beobachtet wurden, mit der Möglichkeit zu rechnen haben (S. 29 f.), daß jenen zum Teil vielleicht jungen Gesteinen von vorwiegend granitischer Zusammensetzung ihre ohnedies nur wenig ausgeprägte „Schieferung“ oder Lagentextur schon zur Zeit ihrer Intrusion aufgeprägt wurde, so daß die Bezeichnung Gneisgranit, im Gegensatz zu Granit- bzw. Orthogneis (S. 43) für sie angebracht wäre.

X.

Von allen Gesteins- oder Mineraliensammlungen, soweit sie für das Interesse weiterer Kreise einigermaßen von Bedeutung sind, mag es kaum eine geben, in der nicht auch die berühmten, meist aus dem Zillertal stammenden „Garbenschiefer“ vertreten wären. Gesteine mit, wie man in solchem Falle zu sagen pflegt, hybrider Kristallisation der Hornblende finden sich zwar auch an andern Örtlichkeiten der Alpen; eine der bekanntesten unter diesen ist das bereits früher erwähnte Val Tremola am St. Gotthard (S. 24). Nirgends aber finden sie sich so mächtig und frei entwickelt, daß sie, wie im Gebiet des Oberen Zemmgrundes, ganze Bergmassive bis zu den Graten und Gipfeln aufbauen. Die Tremola-Serie am Südhange des Gotthards ist aber für uns doch noch insoferne von großer Bedeutung, als sie, was Art und räumliche Verbreitung der Gesteine anlangt, bis in alle Einzelheiten mit der Greiner-Serie übereinstimmt. Nur scheint dort eine engere Verknüpfung mit Serpentinmassen, wie sie im Zillertal mitten in den Schiefen so prächtig „entfaltet“ sind, entweder ganz zu fehlen oder durch die Erosion am heutigen Gebirgsrelief nicht frei gelegt zu sein.

Die Überfülle jener bald kräftig gedrungenen, bald zierlichen und oft rätselhaften Wachstumsformen, die den erstaunten Beobachter immer wieder von neuem in Entzücken versetzen, macht eine erschöpfende Beschreibung unmöglich. Bei rein petrographischer Wertung des Phänomens ist jedoch eine Scheidung in zwei Hauptgruppen unschwer durchzu-

führen. Allerdings sind die beiden Gruppen, vielleicht mehr noch als dies sonst der Fall zu sein pflegt, durch alle erdenklichen Übergangsformen verbunden. Die Polarität der Gesamterscheinung ist trotzdem unverkennbar. Am einen Ende steht die Gruppe der tonerdereichen, vorwiegend dunklen Gesteine mit mehr oder minder glatten und ebenen Schieferungsflächen (Fig. 19). An der sedimentogenen Natur ihrer Vertreter ist nicht zu zweifeln. Ihr Gegenstück stellt eine Gruppe dar, deren Hauptvertreter durch lichte Färbung gekennzeichnet sind (Fig. 20 und 21). Die weiße Grundmasse dieser Gesteine besteht der Hauptsache nach aus saurem Plagioklas und sehr viel Quarz, hat also, wofür auch andere Merkmale sprechen, aplitischen Charakter (S. 18, 20). Das Gestein tritt stets in ziemlich regellos aufeinander folgenden Zwischenlagen auf, die teilweise mehr als fußbreit, oft aber auch nur wenige Zentimeter mächtig sind und den Schieferungsflächen jenes erstgenannten Gesteinstypus parallel gehen, m. a. W. konkordante Einschaltungen in ihm bilden. Das Gleiche ist im allgemeinen der Fall bei einem Gesteinstypus, der, rein stofflich betrachtet, eine Art Abzweigung der aplitischen Gruppe darstellt und dessen Endglieder durch eine tiefschwarze Färbung und das äußerst grobe Korn der fast allein das Feld beherrschenden Hornblende gekennzeichnet sind (Fig. 22). Von einer Lagentextur, geschweige denn einer Schieferung, kann hier nicht mehr die Rede sein.

In einem Übergangsglied vom ebenschiefrig-sedimentogenen zum aplitischen Typus, das aber diesem bereits sehr nahe steht und meist nur an sehr großen Handstücken das Wesentliche ersehen läßt, darf man vielleicht den Schlüssel erblicken, der eine Klärung der Entstehungsweise dieser ganzen Gesteinsserie möglich macht (Fig. 23). Die Grundmasse herrscht in jenem Übergangsgestein weitaus vor; ihre Farbe ist ein nach Grau hinüberspielendes Weiß. Die schwärzlichen Hornblendensind zeilenweise angeordnet, ohne Unterschied ob sie als größere, jedoch zumeist kaum mehr als ein paar Zentimeter lange Prismen regellos und in lockerer Verteilung

die Grundmasse durchkreuzen oder ob sie, bei merklich geringerem Größenwachstum dicht aneinander gedrängt, bereits die Tendenz erkennen lassen, durch Parallelstellung ihrer Prismenachsen eine Lagentextur zu bilden. Daneben findet sich lichtroter Granat von etwa Erbsengröße ganz unregelmäßig im Gestein verstreut. Den dichter gefügten Hornblendelagen in jeweils schwankendem Abstände benachbart und ebenfalls auf gewisse Lagen beschränkt, durchziehen die Grundmasse ganze Scharen feinsten unversehrter paralleler Linien, die nichts anderes sind, als das durch die aplitische Masse fast zum Verschwinden gebrachte alte Schiefer- oder Lagengefüge des Sediments. Insoferne mag das Gestein an manche besonders lichte Varietäten des oben besprochenen amphibolitischen Grünschiefers erinnern, dessen mitunter schlierige Ausbildung mit weitgehender aplitischer Injektion in Verbindung gebracht wurde (S. 52). Hier aber hat offenbar eine fast restlose Auflösung des tonreichen Schiefers durch extrem sauren, vielleicht auch etwas natronreicheren granitischen Schmelzfluß stattgefunden. Unter Neubildung der ton- und eisenreichen Silikate ging dann aus diesem magmatischen Bad das jetzige Gestein hervor. Eine rein liquidmagmatische Kristallisation war es sicherlich nicht. Das beweist vor allem die Form der größeren Amphibole, die wie überall in den Garbenschiefen an ihren Prismenenden kristallographisch nur mangelhaft (nicht ebenflächig) ausgebildet sind; auch erscheinen die dunklen Kristalle im Dünnschliff siebartig durchlöchert, d. h. von den farblosen aplitischen Mineralien mehr oder weniger dicht durchspickt — eine für Kristallisationen der Gesteinsmetamorphose (S. 38 ff.) besonders häufige Erscheinung. Ferner bedeutet die unter dem Mikroskop in gewissen Richtungen der Hornblendekristalle hier blaugrün erscheinende Farbe des durchfallenden Lichts eine bemerkenswerte Abweichung von dem Lichtgrün der gewöhnlichen Amphibole, wie man sie sonst in diesem Gebiet allgemein verbreitet findet. Schließlich mag von Interesse sein, daß unter den von Niggli angegebenen 34

Hornblendeanalysen der Tonerdegehalt einer Hornblende aus den Gotthardschiefern, die, wie erwähnt, derjenigen aus der Greiner Serie als gleichwertig anzusehen ist, weitaus an erster Stelle steht.

Bei den dünn-schichtigen Varietäten ist die „Besenform“ der Hornblende, wenn man die zeigerartig, meist aber doppelseitig ausstrahlenden, zu ganzen Bündeln vereinigten und dabei spitze Scheitelwinkel einschließenden Kristalle so nennen will, besonders typisch entwickelt (Fig. 19). Das aus lauter dünnen, doch um so längeren Hornblendekristallen zusammengesetzte Gebilde hält sich in seinem geradlinigen Wachstum nach dem Prinzip der besten Wegsamkeit streng an die jeweilige Schieferungsfläche, in welche jedoch jedes Einzelindividuum noch etwas einzugreifen pflegt. Die Bündel erreichen in diesem Falle maximale Längen; 20—30 cm sind keine Seltenheit und Bündel von fast einem Meter Länge ließen sich wohl öfters beobachten, würde nicht gerade dieser schiefrige Gesteinstypus so sehr zu erdigem Zerfall neigen. Auch erscheinen hier die Hornblenden, was stets unter Einhaltung ihrer spießigen Form geschieht, in Biotit umgewandelt. Granaten treten in solchen Schiefen nur ausnahmsweise deutlich hervor, während den übrigen Raum der Schieferungsfläche in solchem Falle ein schuppiges Aggregat von lichtem oder schwach gefärbtem Glimmer einnimmt. Bei dieser Beschaffenheit und Verwitterungsart lassen sich die charakteristischen Kristallisationen meist weniger gut im Anstehenden als an frisch ausgebrochenen, womöglich wasserüberfluteten Gesteinstrümmern beobachten.

Tritt die Feinschichtigkeit gegenüber einer mehr plattigen Ausbildungsweise des Gesteins zurück, so nehmen die Kristallisationen der Hornblende derbere, d. h. in diesem Falle kräftigere Formen an. Die Bündel vereinigen sich zu einem oft fingerdicken Stiel und sind an ihrem Vorderende meist stark ausgeschwänzt. Biotitisierung ist hier bereits weit seltener. Dagegen belebt sich das Bild der nunmehr holperig gewordenen Schichtfläche durch eingesprengten

roten Granat, mitunter auch aufgewachsenen bläulichen Disthen (S. 59) und sonstige Mineralbildungen. Insbesondere zeigt jetzt das Grundgewebe mannigfaltigere Variationen. An Stelle des lichten Glimmers tritt auf den Schichtflächen sehr häufig der ihm kristallographisch ähnliche, jedoch durch seine lauch- oder auch graugrüne Farbe von ihm wohl unterschiedene Chlorit (Fig. 24). Durchaus nicht selten aber beobachtet man dabei einen auffälligen Farbenschlag in leuchtendes Smaragdgrün. Das ist dann stets ein chromhaltiger Glimmer, Fuchsit genannt (vgl. auch S. 59), der nun die schwarzglänzenden, kreuz und quer das Gestein durchsetzenden Hornblenden besonders wirksam hervortreten läßt; meist aber ist dabei das Chrommineral von schlierigen Lagen eines feinblättrigen bräunlichschwarzen Magnesiaglimmers begleitet. Die fuchsitreiche Varietät des Garbenschiefers (Fig. 25), die selbst wieder in verschiedenen Spielarten aufzutreten pflegt, ist wohl das schönste Gestein, das die Berge des Oberen Zemmgrundes aufzuweisen haben.

Nehmen die Gesteine lichtere Tönung an, nimmt m. a. W. der Gehalt an Quarz und Feldspat mehr und mehr zu, so kann, wenn die Hornblende ausnahmsweise erheblich zurücktritt, der Granat Taubeneigröße erreichen oder zu ganzen Haufwerken sich aggregieren (Fig. 26). Er ist aber dann niemals rein, sondern zeigt auf seinen Bruch- oder Anwitterungsflächen — günstigen Falles schon makroskopisch (Fig. 15) — oftmals jene hell hervortretenden Wirbelbildungen, die auf tektonisch verursachte Wälzbewegung (S. 56 und Fig. 14—16) zurückzuführen sind. Die bogenförmig angeordneten farblosen Einschlüsse im Granat können dabei derart sich einlagern, daß, im Dünnschliff betrachtet, der Granat nur mehr die Form eines schneckenförmig gewundenen Kristallgerippes zeigt (Fig. 27).

Anscheinend als Kristallisationszentrum liegt hellroter Granat auch mitunter im Scheitelpunkt gedoppelter Hornblendebüschel, deren langgestreckte Einzelindividuen in solchem Falle gern ein eigenartig verkrümmtes Wachstum zur

Schau tragen (Fig. 28). Halbkreisförmig gewundene oder ähnlich gebogene Scharen annähernd parallel gerichteter, drahtförmiger Hornblendekristalle gehören neben farren- oder blumenähnlichen Wachstumsformen zu den merkwürdigsten Erscheinungen auf diesem Gebiet (Fig. 29, 30 und 31). Sie treten meist auf lichtgefärbten, an „Bretterschiefer“ erinnernden dünnplattigen Gesteinslagen auf. Als launenhaftes, eindrucksvolles Spiel der Natur deuten sie uns an, wie nah oft schon die Grenzen einem exakten Erforschen der Naturvorgänge gezogen sind. Eines aber kann mit großer Bestimmtheit daraus entnommen werden: Jene eisblumenartigen Kristallgebilde, wie Bruno Sander sie mit Recht zu bezeichnen pflegt, müssen zu einer Zeit entstanden sein, da die unmittelbaren Wirkungen jener mechanischen Kräfte, die zur Aufrichtung, Zusammenpressung und Gleitbewegung dieser injizierten Schiefer geführt haben, bereits vorüber waren. Die Deformation des Gesteins war m. a. W. eine präkristalline in Bezug auf das innerhalb ganz anderer Spannungsfelder zustande gekommene unversehrte Wachstum seiner Hornblenden.

In den Gesteinstypen mit vorherrschend aplitischer Grundmasse erreichen die Hornblenden niemals jenes Größenwachstum, wie man es bei den sedimentogenen (magmatisch freilich oft sehr stark beeinflussten) Schiefen zu sehen gewohnt ist; so kommt man in den Felsen des Großen Greiners zuweilen in Kristallisationsbereiche, wo für gedrunge entwickelte Hornblenden die Unterarmlänge eines Erwachsenen fast als Normalgröße gilt. Lediglich seiner Form nach betrachtet, erinnert demgegenüber bei den aplitischen Varietäten das Geflecht der sich vielfach überkreuzenden und an ihren Prismenenden meist etwas zugespitzten Hornblendekristalle mehr an ein Gewirr von Hühnertrittspuren auf erweichtem Boden (Fig. 20 und 21). Wenn zu einem solchen Haufwerk schwarzer, schlanker Kristalle auf weißer Grundmasse noch roter Granat, was in der Regel der Fall ist, hinzukommt, so bietet die Anschlifffläche des Gesteins ein überaus hübsches Farbenbild.

Man kann im Gelände verfolgen, wie die weiße Grundmasse dieses Gesteinstypus mehr und mehr zurücktritt und das Hornblendegeflecht alles zu überwuchern beginnt. Dann ähnelt das Gestein in seinem Gefüge sehr dem Haupttypus der Strahlsteinfelse (s. u.), wo jedoch die fast tonerdfreie Hornblende durch Glasglanz und grasgrüne Farbe sich auszeichnet und einer wesentlich anderen Mineralparagenese zugehört. Verschwindet nun bei diesen plegmatitischen Gesteinen (*πλέγμα* = Geflecht) im extremen Falle das aplitische Grundgewebe ganz, so werden die grünlich-schwarzen Hornblenden oft wieder fingerdick und sind mit ihren bisweilen gekrümmten Flächenelementen aufs innigste mit einander verschlungen (Fig. 22). Unterliegt ein solches Gestein der Biotitisierung (S. 63), einem hier anscheinend rein sekundären Umwandlungsprozeß, dann ordnen sich die schwärzlich-braunen Blätter des Glimmerminerals nicht etwa zu einem Parallelgefüge, sondern bewahren die alte Form des Amphibols unter Erhaltung des 124° betragenden Schnittwinkels der Hornblende-Spaltflächen.

Es ist vielleicht bezeichnend, daß diese ganz dunklen Gesteine nebst ihren unmittelbaren Übergangstypen, wenn sie auch mitunter ganz unerwartet und entlegen aufzutreten scheinen, ihre Hauptverbreitung im nördlichen Teil der Greiner-Serie, also mehr in Annäherung an den granitischen Bereich des sog. Tuxer Astes (S. 7) haben.

In der Geologie hat man sich immer bemüht, über die Form der großen Tiefengesteinskörper Klarheit zu gewinnen. Vielfach nahm man an und tut dies auch heute noch, daß solche Intrusivmassen, innerhalb der Erdrinde glockenförmig erweitert, sich als Batholithe bis in unergründliche Tiefe fortsetzen. Im Einzelnen sind freilich die Gestaltungsmöglichkeiten hiefür außerordentlich groß. Besonderes Interesse wird vielleicht jener Vorstellung entgegengebracht, wonach die Intrusion an gewissen Schwächebereichen der Erdkruste ansetzt, sich zunächst, wohl unter weitgehender Auflösung des Nebengesteins, etwa in der Form eines aufdringenden riesigen Ekzems,

durch die tieferen Teile der Erdhaut Bahn bricht, in den höheren Bereichen verminderten Druckes aber sich schirm-pilzartig auszubreiten sucht. Die allmähliche Raumgewinnung nach der Seite mag sich in verschiedenen Rindenniveaus außerordentlich verschieden auswirken und bei etwa einsetzenden stärkeren Krustenbewegungen selbst wieder bedeutende Veränderungen erfahren. Solche lakkolithische Intrusionen, wie man sie nennt, hat man an jüngeren Gebirgen der Erde tatsächlich festgestellt; sie auch da anzunehmen, wo unmittelbare Beweise fehlen, ist zunächst nur Hypothese, die allerdings in unserm Gebiet manches verständlich machen könnte. Die hier allenthalben wahrzunehmende starke seitliche Injektion des Nebengesteins parallel zu den Schicht- oder Schieferungsflächen ist eine naturnotwendige Begleiterscheinung lakkolithischer Intrusion. In den Greiner Schiefen haben wir jedenfalls eine örtlich besonders begünstigte Schichtaufblätterung großen Maßstabes vor uns. Indem sie von magmatischen Injektionen und Assimilationen (S. 16 f., 40, 59 ff.), jeweils begleitet war mochten sich auch in den hierfür zur Verfügung stehenden Schmelzlösungen Differentiationen (S. 16, 20 f., 26 f.) abgepielt haben. „Tuxer“ und „Zillertaler“ Ast sind möglicherweise nur Lappen eines verformten und verstellten großen Granitlakkolithen, wobei ersterer als der ältere und tiefer gelegene anzusehen ist. So wäre es vorstellbar, daß sich an der Basis der Greiner Schiefer spezifisch schwerere Schmelzen anzureichern vermochten. Die rein magmatische Entstehung eines Gesteins, das sich der Hauptsache nach aus grünlich-schwarzen, natronreicheren Hornblenden sehr groben Kornes zusammensetzt, wäre ebenso unwahrscheinlich wie eine bloße Umwandlung dieses scharf an spaltenartige Züge gebundenen Gesteins aus Sedimenten irgend welcher Art. Bei der verhältnismäßig starken Verbreitung jener eisen- und magnesia-reichen Gesteinslagen und bei der unmittelbaren Nachbarschaft der großen Serpentinmasse des Ochsners ist der Gedanke vielleicht nicht von der Hand zu weisen, daß eine Ver-

mischung saurer wässriger Restschmelze mit einem stark basischen Schmelzfluß zur Herausbildung jener absonderlichen Gesteinsspezies Anlaß gegeben hat.

XI.

Die Serie der Greiner Schiefer erfährt noch eine weitere Bereicherung durch eingeschaltete, bisweilen hunderte von Metern weit sich erstreckende Grünschiefer, die in ihrer Mächtigkeit raschen und starken Schwankungen unterliegen. So scheinen diese chloritischen Gesteine manchmal auf ganz schwächliche Lagen zusammengeschnürt, streckenweise sogar völlig unterbrochen oder ausgequetscht zu sein, während sie an andern Orten namentlich gegen Osten hin bis zu einer Mächtigkeit von mehreren Metern anschwellen; und gerade in solchem Falle kann das Gestein, wie am mittleren Kammstück der Roßkarspitzen, infolge der leichten Deformierbarkeit seines chloritischen Hauptgemengteils, Verfaltungen erfahren haben, denen die gleichzeitig ausgelösten Bewegungen des Nebengesteins nicht mehr im gleichen Sinne und Ausmaß zu folgen vermochten. Neben zahlreichen Quarz- und Aplitgängen gesellt sich als weitere Gesteinsvarietät, allerdings ziemlich zerstreut, noch Talkfels hinzu. In erster Linie bei diesem, anscheinend aber wohl auch beim Chloritschiefer sind genetische Zusammenhänge mit den Serpentinien selbst dann zu vermuten, wenn beide in einer gewissen Isoliertheit uns im Gelände begegnen. Wir wollen sie deshalb im Anschluß an die Serpentine besprechen.

Dieser wichtige Gesteinstypus spielt im Oberen Zemmgrund schon deshalb eine so hervorragende Rolle, weil zwei sehr ansehnliche Berge im Norden — es sind der Ochsner sowie der ihm östlich benachbarte „Rotkopf mit der Krone“, wie ihn die Bergsteiger wegen seiner von gewissen Beobachtungspunkten aus bizarr erscheinenden Gipfelgestalt nennen — sich der Hauptsache nach aus Serpentin aufbauen. Die vorherrschende Farbe dieses Gesteins ist schwarzgrün oder grünlichschwarz, wobei eine verschwommene gelblich-

oder lichtgrüne, sehr charakteristische Maserung hier selten fehlt. Eine gewisse Eintönigkeit, die in dieser Hinsicht besteht, wird dadurch, daß gerade die Farbe des Serpentin unter Umständen sehr viele Spie'arten von bläulich-, fast weißlichgrün bis grünlichgelb oder wachsgelb aufzuweisen vermag, kaum beeinträchtigt. Die Verwitterungsrinde des eisenreichen und ziemlich schweren Gesteins ist durchwegs von ganz anderer Farbe, nämlich rötlichbraun oder rot geflammt. Nur bei gewissen Variationen im Mineralbestand des Gesteines schlägt der Farbenton in ein mehr graues Ockerbraun um. Immerhin vermag ein geübter Blick an diesen in der Umgebung von Gneisen und Schiefnern charakteristisch wirkenden Verwitterungsfarben das Anstehen oft nur geringfügiger Serpentinaufbrüche schon aus weiter Ferne zu erkennen. Die zumeist ganz unregelmäßig gestaltete, auch beim Schlag mit dem Hammer schwer voraus berechenbare Bruchfläche ist matt und pflegt beim Anhauchen zu dunkeln; dies kommt daher, daß der Serpentin aus einem ungemein dichten Gefilz mikroskopisch kleiner spanförmiger Täfelchen besteht, welche bei mangelnder schärferer Umgrenzung sogar oft den Eindruck geflockter Gebilde hervorrufen. Trotzdem pflegen diese kaum isolierbaren Kriställchen gerade beim Antigorit-Serpentin, der bei den meisten alpinen Serpentinvorkommen und so auch hier allein in Frage kommt, zu einem regelmäßigen zierlichen Gitter verwoben zu sein; dessen offenbar gesetzmäßig bedingte Bildungsweise stellt ein schwieriges Problem der Gesteinskunde dar. Mikroskopisch erkennt man in diesem eigenartigen Gefilz oft noch ansehnliche Reste eines bereits stark in Umwandlung, oder wie man in diesem Falle sagen kann, in Serpentinisierung begriffenen wichtigen Minerals; es ist der Olivin, auch Peridot genannt, ein eisenhaltiges Magnesiasilikat, das an und für sich leicht zersetzlich, d. h. wenig bestandfähig sich erweist und leichter als irgend ein anderes ihm verwandtes Mineral unter Abgabe eines bestimmten Teils seines Magnesiagehaltes jener Umwandlung in das wasserhaltige Magnesiasilikat des Serpen-

tins verfallen ist. Wird die Farbentönung des Gesteins etwas lichter, so gewahrt man an ihm oft schwärzliche metallisch glänzende Tupfen von Stecknadelkopf- bis Erbsengröße. Das sind sekundäre Eisenausscheidungen eines ebenfalls in Serpentinisierung begriffenen, ähnlich zusammengesetzten als Diallag bezeichneten Silikates, also eines Minerals der Pyroxen- oder Augitfamilie, deren wir bei Besprechung der ultrabasischen Plutonite (S. 15) bereits Erwähnung getan haben. Worauf es aber in diesem Zusammenhange allein nur ankommt, ist die Feststellung, daß erfahrungsgemäß beide Mineralarten als die Hauptrepräsentanten für kristalline Ausscheidung aus kieselsäurearmer und magnesia-eisenreicher, somit stark basischer Silikatschmelze zu gelten haben. Olivin und Diallag, bei radikaler Serpentinisierung vornehmlich der erstere, scheinen hier in geschlossenem körnigen Gefüge die Hauptgemengteile eines vollkristallinen Tiefengesteins (S. 8f.) gewesen zu sein, das heute in jenem echt metamorphen Gesteinstypus, dem Serpentin, uns vorliegt. (Vgl. S. 38f.)

Außer dem sehr bedeutenden Vorkommen vom Ochsner und Rotkopf läßt die Karte noch zahlreiche kleinere Serpentinaufbrüche ersehen, von denen ein Teil schon früher bekannt war. Serpentinisierungen zweifelhafter Art oder ganz unbedeutenden Ausmaßes wurden nicht kartiert. Wenn kleinere, vielleicht noch nennenswerte Vorkommen im Nordschatten der Felsen und Gehänge sich weiterhin ausfindig machen ließen, dürfte es bei dieser Art intrusiver Durchlöcherung des Schieferbereichs mit peridotitischen Magmen, oder wie wir sie sonst nennen wollen, nicht wundernehmen. Im allgemeinen hebt sich jedes durch den Abtragsprozeß entblößte Serpentin-Anstehen größeren Umfangs schon morphologisch in der Form felskopffartiger Aufragungen, ganz ähnlich wie man es sonst bei Basaltdurchbrüchen im deutschen Mittelgebirge zu sehen gewohnt ist, aus dem Gelände hervor. Präsentiert sich doch der Ochsner selbst, von Süden oder Norden gesehen, als ein dominierender

Felskopf mit stets etwas unruhiger Profillinie. Das Auftreten zahlreicher Rutschflächen oder Harnische und eine durchgreifende, wenn auch ganz regellos erscheinende, oft schon am Handstück sich widerspiegelnde Zerklüftung der Serpentinmassen wie so manches andere lassen darauf schließen, daß auch die Serpentine durch die orogenen Kräfte eine Durchbewegung, allerdings eine solche besonderer Art, erlitten haben. Von einer Schieferung des Gesteins kann wohl nirgends die Rede sein; doch hat an den Rändern der großen Serpentinmassive bezeichnender Weise oft eine schalenförmige Absonderung des Gesteines stattgefunden, wobei sich, stets nur auf schmale Lagen beschränkt, glatte ebene Schieferungsflächen im Serpentin herausgebildet haben. Bei kleineren Serpentinvorkommen aber nimmt man nicht selten schlierige Formen wahr, die bei strahlenförmiger Durchmischung des Gesteines mit lichten, fast weißlichen Gesteinspartien auf randliche Auswülbungen hindeuten. Auch amphibolitische Gesteinslagen vom Habitus der injizierten Grünschiefer (S. 51 f.) treten mit den Serpentinmassen gern in einen ähnlichen engeren Verband. Erscheinungsformen solcher Art werden nicht mehr so sehr überraschen, sobald man von der Tatsache sich überzeugt hat, daß die großen Serpentinstöcke des Ochsners von granitporphyrischen Magmen apophysenartig intrudiert und von apliterfüllten Gängen quer durchschlagen sind (s. unt.).

Ein Gradmesser für die starke innere Zerrüttung der Serpentinmassive sind auch die zahlreichen, das Gestein scheinbar regellos durchsetzenden Gangspalten und Gangträger. Sie werden der Hauptsache nach von lauchgrünem Chlorit erfüllt, der bei grobblättriger Ausbildung ungleich weniger jene Fältelungen und Verknetungen aufweist, wie sie für die Almandin führenden, chloritisierten Gangbildungen des granitisch-dioritischen Bereichs (S. 34 ff.) charakteristisch sind. Das Mineral enthält neben den stofflichen Bestandteilen des Serpentin (S. 69 f.) die Tonerde als weiteren wesentlichen Bestandteil, läßt aber auch aus andern Gründen

in seinem ganzen Auftreten durchaus nicht den Eindruck einer vom Serpentin ausgehenden rein sekretionären Ausscheidung aufkommen. Jene oben erwähnten, das Gebirge weithin durchziehenden und oft ziemlich breiten Lagen grünen Gesteins, die immer an jene Zonen der Schieferserie gebunden erscheinen, wo Serpentinmassen aufsitzen, bestehen gleichfalls der Hauptsache nach aus Chlorit; nur tritt in ihnen die grobblättrige Ausbildung gegenüber einem feinschuppigen, fast dichten Gefüge sehr zurück. Hier ist es auch, wo der hohe Eisengehalt des Gesteins sich gern in porphyroblastischen (S. 37), eisengrauen Magnetit-Oktaedern, deren Kantenlänge bisweilen 2 cm erreicht, eindeutig dokumentiert; in solchem Falle finden sich die Kristalle des Magneteisens in mehr oder weniger starker Streuung eingewachsen im Gestein (Fig. 32), während sie bei mäßigem oder geringem Größenwachstum das Muttergestein oft massenhaft besiedeln und auf ihren stets die Form eines gleichseitigen Dreiecks bildenden Flächen einen lebhaften Metallglanz entwickeln. In ganz ähnlicher Weise pflegt auch das Magneteisen in den geschieferten Serpentin, die gelegentlich im Randbereich der Serpentinstöcke (S. 71) angetroffen werden, verbreitet zu sein; doch ist dieses Gestein in der Ausbildungsform des sog. Blätterserpentins weniger typisch entwickelt als beispielsweise die prächtig gemaserten, grünlichschwarzen Varietäten aus den berühmten Serpentingebieten im Süden des Groß-Venedigers.

Was nun aber die mit dem Serpentin unmittelbar verknüpften Mineralvorkommnisse betrifft, so wurde von Weinschenk, der den Tauernserpentin eingehende Studien gewidmet hat, gerade das Vorkommen vom Ochsenrotkopf als eine der schönsten Minerallagerstätten der Alpen bezeichnet.

Auch bei der hauptsächlich verbreiteten massigen Ausbildungsweise des Serpentins gewahrt man, wie erwähnt, in dessen Grundgewebe meist schon mit bloßem Auge winzige Magnetitkristalle, die, wenn in schlierigen oder wolken-

artigen Verdichtungen im Gestein verteilt, diesem eine Art metallischen Schimmers verleihen. Der ebenfalls nicht seltene eisenreiche Chromspinell ist nur mikroskopisch einwandfrei erkennbar. Dagegen zeigt sich, sei es nesterartig im Serpentin eingesprengt oder auf dessen Absonderungsklüften ausgeschieden, das Chromeisenerz in schwarzen, pechartig glänzenden stets nur derben Massen. Dabei ist folgendes überaus bezeichnend: Bei seiner unwiderlegbaren Tendenz, sich zusammen mit anderen metallischen Elementen wie das Eisen in größeren Tiefen des Planeten zu konzentrieren, pflegt das Chrom, sobald es, mitgenommen durch die magmatischen Bewegungen, an der Gesteinsbildung teilzunehmen gezwungen ist, in die frühesten Kristallisationen hochbasischer, vornehmlich also peridotitischer Silikatmagmen einzugehen.

Ein häufiger Gast wie überall ist auch in diesem Gesteinsbereich das Schwefeleisen oder der Pyrit mit seinen wohl ausgebildeten, hier in der Regel würflichen Kristallen, die jedoch ihre speisgelbe Metallfarbe meist unter einer dunklen rostfarbenen Verwitterungshaut verbergen. Bemerkenswertere und dabei durchaus nicht seltene Funde sind diejenigen von Kupfererzen. Dieses hier ebenfalls sulfidisch auftretende und dem Pyrit oft recht ähnliche Erz scheint primär, wenn auch stets nur in geringer Menge, auf quarzigen Gängen, welche die Greiner Schiefer allenthalben durchsetzen, sich ausgeschieden zu haben; dagegen tritt es als sekundäre Ausscheidung auf Klüften des Serpentin in der Form des kohlsauren wasserhaltigen Salzes Malachit ungleich mehr in Erscheinung, indem es in seiner leuchtend grünen Farbe die Klufflächen des Gesteins tapetenartig überkrustet.

Endlich findet man die frischen Bruchflächen normal beschaffenen Serpentin oft ganz durchspickt mit glasglänzenden, nadlig bis spießig ausgebildeten und durchschnittlich 1—2 cm langen Kristallen, die sich als Tremolit, eine kalzium- und magnesiumreiche farblose Hornblendart von verschwindendem Tonerdegehalt, erwiesen haben. Unter dem

Mikroskop erscheinen diese reinen, klar durchsichtigen Kristallkörper, die eine spätere Neubildung im metamorphen Gestein darstellen, stärker verdrückt und zerstückelt, als der makroskopische Befund erwarten läßt. Ihre Entstehung wäre demnach, was wiederum geologisch von Bedeutung, immer noch älteren Datums als die letzte mechanische Deformation des Gesteins.

Teilweise noch auf Spalten und Klüften innerhalb des Serpentin, zum weitaus größeren Teil aber bereits an dessen Randzonen oder, wie am NW-Grate des Ochsners, als Füllung ungewöhnlich weiter Klüfte im Serpentin haben sich im Ablauf des metamorphisierenden Geschehens die wasserhaltigen Magnesiumsilikate Asbest und Talk in nennenswerten Massen gebildet, so daß in früheren Zeiten an verschiedenen Stellen sogar ein bescheidener Abbau dieser „Bergarten“ ins Leben gerufen war. Auch beim Antigoritserpentin mit Gitterstruktur (S. 69) ist es ähnlich, wenn auch nicht so ausgeprägt wie bei manchen Serpentin unserer zentraleuropäischen Mittelgebirge, eine weitverbreitete Erscheinung, daß ganze Systeme von Äderchen, Klüften oder annähernd zu einander parallel verlaufenden Spalten, welche stets von seidenglänzenden, senkrecht zur Kluftwand gestellten feinsten Parallelfasern besetzt sind, die dunkle Serpentinmasse bandartig durchziehen. Erreichen diese kompakten Faserzüge eine gewisse Breite, so macht sich an ihnen je nach der Frische des sie umschließenden Gesteins ein gelblicher metallähnlicher Glanz bemerkbar, der ihnen die Bezeichnung Chrysotil (Goldfaser) eingetragen hat. Läßt sich die Breite dieses allmählich mehr und mehr in Asbest übergehenden plattenartigen Faserkomplexes bereits nach Dezimetern messen, so verliert sich der charakteristische Seidenschimmer zunächst noch nicht, doch nimmt das ganze Fasergebilde mehr eine der Grundfarbe des Serpentin angepasste Färbung an, die im allgemeinen zwischen einem blassen Grünlichblau und einem dunkleren Meergrün differiert. Auch zeigt sich bei dieser Größenentwicklung, daß die trotz verhältnismäßig

großer Zähigkeit leicht in dünnstenglige, meist aber mehr spanförmige Gebilde spaltbare oder mit dem Messer in spinnwebdünne Fasern zerlegbare kompakte Masse oftmals Stauungen oder ähnliche schwache Krümmungen erlitten hat. Unmittelbar stärkster Verwitterung ausgesetzt aber wird sie morsch (Bergholz) und entfärbt sich unter dem Verlust ihres Glanzes zu einem unansehnlichen Gelblichgrau. In andern Fällen wiederum, dann allerdings meist beschränkt auf gewisse örtliche Vorkommnisse, kann man beobachten, wie diese Asbestzüge, obwohl sie noch fest auf unverändertem, grünlichschwarzen Serpentin aufsitzen und äußerst scharf gegen dessen Kluftfläche sich abgrenzen, ihre Festigkeit dermaßen verloren haben, daß sie nicht nur mit dem Fingernagel ritzbar werden, sondern in dünnen stabförmigen Bruchstückchen sich zwischen den Fingern leicht zerdrücken lassen. Die ursprüngliche Faserstruktur hat dabei, rein äußerlich betrachtet, mehr die Form eines Stengelgneises angenommen, und die längsgestriemte, weiche, sich fettig anfühlende Masse zeigt eine schneeweiße, an den Riefungen bläulichgrün schimmernde Farbe. Sie besteht durchwegs aus blättchenförmigen Schuppen, die alle Eigenschaften des Talks, insbesondere auch die optischen, in sich vereinigen.

In andern Fällen wiederum erscheinen diese Silikatmassen insbesondere dort, wo sie über die Grate streichen, fast völlig zermürbt und verschuppt und manchmal geradezu von mehligter Beschaffenheit. Dazu mögen wohl auch tektonische Bewegungen, wie sie namentlich an Verwerfungsclüften sich auszuwirken pflegen, mit ihren Begleiterscheinungen manches beigetragen haben. Daß sich an solchen Gratstellen nicht, wie man vielleicht erwarten sollte, besonders tiefe Einschartungen bilden konnten, mag in folgendem begründet liegen. Bei einer Talkbildung aus Serpentin findet unter effektiver Abgabe eines bestimmten Anteils der Magnesia und des Eisens, ähnlich wie bei der Umwandlung von Olivin in Serpentin und Chrysotil, gegenüber dem Ausgangsmineral Serpentin eine relative Anreicherung des Gehalts an

Kieselsäure statt. Dieser Umstand, wie aber auch die geringe Klüftigkeit sowie die trotz allem unverändert gebliebene Kompaktheit der neuentstandenen Silikatmasse scheinen in der Tat den Einwirkungen der physikalischen und chemischen Verwitterung kräftiger zu widerstehen.

Gewisse Erscheinungsformen am Talk von wiederum anderer Art sprechen sehr für die Richtigkeit dieser Auffassung: Im oberen Teil jener Steilhänge, welche das Greiner Kar vom unteren Almboden des Zemmgrundes trennen, befinden sich mehrere Serpentinaufbrüche, an denen die Erosion, begünstigt durch das starke, lokale Gefälle, schon recht erhebliche Felsmassen beseitigt hat. Die Umschalung des Serpentin, aufgebaut aus unreiner, von Chlorit und Serpentinbestandteilen durchmengter, als Topfstein zu bezeichnender Talkmasse, entragt hier in der Form eigenartig ausgebauchter, hoher, freistehender Mauern dem Steilgehänge. In diese glimmerig schimmernden, blaßrötlichgrauen, bei ihrer Kompaktheit und der Art ihrer stofflichen Zusammensetzung überaus zähen Talkfelsen haben in alter Zeit die Zillertaler Granatklauber, darunter der „alte Josele“, ein aus der Erschließungsgeschichte der Ostalpen wohl bekannter und von Mineralogen und mineralogisch Interessierten viel aufgesuchter Mann, in heute noch sichtbaren großen Buchstaben ihre Namen „eingehackt“.

Ähnlichen und doch wieder durch örtliche Umstände stark modifizierten Erscheinungsformen des Talkvorkommens begegnen wir im Furtschagelgebiet. Auch hier erkennt man das Anstehende größerer Talkmassen, wie dasjenige vom Südabhang des Mittleren Talkenkopfs oder vom sog. Totenköpf, an der eigenartigen Felsfärbung schon von weitem. Besonders das Vorkommen an dieser letztgenannten Fels-erhebung im SW-Rücken des höchsten Talken- oder (wie die Karte schreibt) Talggenkopfs erscheint uns besonders instruktiv. In der Tat durchaus vergleichbar einem Totenschädel mit abgeschlagener Wirbelpartie, umhüllt eine weißlichgraue, im Sonnenreflex oder in der Nässe des Regens

gleißende, wohl ein paar Meter dicke Talkschale den dunklen Kern der diesen Felskopf aufbauenden Serpentinmassen. Aus der Nähe gesehen hat diese Schale aus unreinem, topfsteinartigem Talk eine von abgerundeten Höckern dicht besetzte Oberfläche (Fig. 33). Ein wirres Netzwerk von rostbrauner Farbe umspinnt diese schlüpfrigen Aufragungen; es besteht, wie schon die massenhaft aufsitzenden dunkelbraunen Rhomboederchen vermuten lassen, aus mineralischen Ausscheidungen des eisenreichen Magnesiakarbonates Breunnerit. An klüftigen, von Chlorit reichlicher besetzten Stellen des Topfsteinmantels können die in solchem Falle fast wasserklar werdenden Rhomboeder Faustgröße erreichen. Daß der, wie bereits erwähnt, bei der Talkbildung dem Serpentin entnommene Magnesiagehalt zum Aufbau dieser kohlen-sauren Salze Verwendung fand, ist ohne weiteres klar. In der eine Steilrinne bildenden Kluft, die an den Topfsteinmantel des Felskopfes westlich anschließt, sind Talkschiefer, also eine weitere, bei den Tauernserpentin sonst seltenere Ausbildungsweise des Talks, vorzüglich aufgeschlossen. Die ocker-gelben, fast spiegelglatten Schichtflächen — wiederum ein typisches Phänomen tektonischer Gleitung — zerfallen, zumal bei der sehr geringen Härte des Minerals, außerordentlich leicht.

Auch der Grenzbereich des Serpentin gegen die Garbenschiefer und Gneise mit seinen stereotypen Übergängen in chloritisierte Gesteine, Strahlsteinfelse und epidotisierte feldspatreiche Schiefer ist neben andern hieher gehörigen Besonderheiten gerade an dieser Örtlichkeit besonders gut zu studieren. Sobald man aber, ins Einzelne gehend, versucht, die Kontakthofbildungen der verschiedenen im Gebiet vorhandenen Serpentinaufbrüche zu vergleichen, sieht man sich einer fast verwirrenden Fülle der Erscheinungen gegenübergestellt. Es wird in einem andern wichtigen Zusammenhange ohnedies nochmals auf jene Fundstelle am Totenköpf zurückzukommen sein, und so mag es sich jetzt nur darum handeln, in zusammenfassender Weise auf jene reichen und

berühmten, an den Grenzbereich der Serpentine geknüpften Kluftmineral-Lagerstätten kurz hinzuweisen.

Die mehr oder weniger dichten chloritischen Gesteine der Chloritfelse, die an den Grenzzonen aus dem Serpentin hervorzugehen pflegen, sind in der Regel fein durchadert. Wo nun diese ganz unregelmäßig verlaufenden gangartigen Adern sich zu schmalen Hohlräumen auftun, bilden die hier zur Ausscheidung gelangenden Mineralarten oft prächtige Kristalldrüsen. Ähnliches ist der Fall, wo das grüne Muttergestein in einen dichten, splittrigen, mitunter hornsteinartigen Silikatfels von teils rötlichbrauner, teils grünlichgelber Farbe übergeht, wobei die Abgrenzungslinie beider Gesteinsarten zumeist einen höchst unregelmäßigen, um nicht zu sagen schlierenartigen Verlauf zeigt.

Eine der hervorragendsten Neubildungen auf solchen Klüften ist ein weingelbes, häufiger jedoch orange- bis lichtbräunlichrotes, ziemlich flächenreich kristallisiertes Mineral, der kalkreiche Tonsengranat Hessonit. Von diesem Hyazintrot deutlich unterschieden ist das rötliche Braun oder dunkle Fleischrot, das als die herrschende Farbe der ausgebildeter, oft plattenförmiger Gangfüllungen im dichten Chloritschiefer anzusehen ist; diese wachsglänzenden und an den Kanten durchscheinenden, jedweder Kristallflächenbildung ermangelnden „granatoiden“ Massen wurden infolge ihres hohen Mangangehaltes früher schlechtweg als „Kieselmangan“ ausgegeben, scheinen aber heute vorwiegend als Spessartin (Mangantongranat) angesprochen zu werden. Anders wiederum ist es mit jenen überaus feinkörnigen, fast hornsteinartigen gelblichweißen Massen, die eine Abart der erwähnten Silikatfelse darstellen. Dieses dichte Kristallaggregat setzt sich mikroskopisch aus rhombendodekaedrischen (S. 37) Körnern zusammen, die wohl als farbloser Kalktongranat oder Grossular zu gelten haben. Auch schwärzliche, scharf ausgebildete Kriställchen von regulärer Kristallform zeigen sich mitunter dicht gehäuft auf Abwitterungsflächen solcher Silikatmassen; es ist der eisen- und titanhaltige

Kalkgranat Melanit. Endlich ist eine fünfte Granatart, der chromhaltige Uwarowit, eine hier durchaus nicht seltene Erscheinung. Was bereits Weinschenk in jenen rundlichen, meist etwas über stecknadelkopfgroßen smaragdgrünen Tupfen auf lichtem Silikatfels vermutet hatte, hat sich nunmehr an wohlausgebildeten kleinen Kristallen mit Sicherheit als Chromgranat erwiesen. Es ist vielleicht bemerkenswert, daß in einem berühmten, ebenfalls an Serpentin gebundenen Kupfererzvorkommen Finnlands Ausbildungsart und Paragenese jenes an sich gewiß nicht häufigen Minerals die gleichen sind wie hier; auch bei gewissen Lagerstätten im Ural, wo das Vorkommen des Uwarowits zum ersten Mal bekannt wurde, scheinen die paragenetischen Verhältnisse nicht anders zu sein. Man erinnere sich des (S. 73) erwähnten Auftretens von Kupfererzen im Ochsner-Rotkopf-Serpentin.

Zu den Prunkstücken der Mineraliensammlungen zählen ohne Zweifel die oft mehrere Dezimeter langen wuchtigen Kristallbündel (Fig. 34) eines lauch- bis schwärzlichgrünen, meist etwas ungleich gefärbten Diopsids, ganz besonders aber die mehr oder minder frei gewachsenen „Diopsidstangen“, die bei grüner Färbung klar durchsichtig sind und allein schon bis zu 15 cm Länge erreichen können. Als Fundstelle dieser schönen Zillertaler Stücke sieht man in der Regel, wie auch sonst in ähnlich gelagertem Falle, wenig besagende Namen wie Schwarzensteinalpe, Greiner usw. angegeben. Jedenfalls aber sind die besonders großen Diopsidkristalle heute kaum mehr zu finden; sie dürften der sog. Diopsidschlucht des Rotkopfmassivs entstammen, wo heute noch alte Sprenglöcher von gründlich getaner Arbeit zeugen. Zum Auffinden blaßgrüner, wohlausgebildeter, bis zu ein Zentimeter langer Diopside ist jedoch in diesen Wänden heute noch Gelegenheit gegeben. Bei tiefgrüner Ausbildung wird übrigens der Diopsid infolge seines Glasglanzes gern mit Strahlstein verwechselt, dessen Längsprismen aber keinen rechteckigen, sondern den bekannten spitzwinkligen Querschnitt der Hornblendekristalle aufweisen (S. 66).

Dem einfachen wasserfreien Kalk-Magnesiumsilikat Diopsid schließen sich noch Epidot und Vesuvian als typische hydroxylhaltige Kluftminerale von größerer Bedeutung an. Eine eisenreiche Varietät des Epidots erscheint auf Klüften der chloritischen Gesteine in der Form pistaziengrüner, lebhaft glänzender Nadeln und Säulchen. Flächenreichere, aber selten mehr als ein Zentimeter lange Prismen gesellen sich besonders gern zum rötlichgelben Granat; diese blaßgrünen Epidotkristalle zeigen nun in diesen Vorkommnissen des Zillertals oft eine rosenrote, allerdings nur zonenhaft im Kristall verteilte Färbung; sie wurden demzufolge in früheren Zeiten für eine unter dem Namen „Thulit“ bekannte Zoisitvarietät angesehen und galten denn auch in gewissem Sinne als Rarität. (Zoisit, vgl. S. 47, zwar auch zur Epidotfamilie gehörig, bildet in dieser eine höher symmetrisch kristallisierende Untergruppe.) Die „roten“ Epidote finden sich heute noch, wie es den Anschein hat, nicht allzu selten in den kluftmineralreichen Felsen des Ochsners. Spärlicher verbreitet dagegen ist Vesuvian in wohlkristallisierter Form, während dichte Aggregate mit grünlich glitzernder Oberfläche sich mitunter als dichte Vesuvianmassen erweisen.

Eine sehr weit verbreitete, wenn auch nie in großen kompakten Massen auftretende Bildung nimmt in den Grenzgebieten der Serpentine eine Art Sonderstellung ein; es sind die Strahlsteinfelse. Der charakteristische Gemengteil des Gesteins ist eine tiefgrüne, in linealartigen Stengeln kristallisierende Hornblendeart, Aktinolith oder Strahlstein genannt (Fig. 35). Das nicht immer reine, oft fleckige Grün des Minerals steht in starkem Kontrast zum grünlichschwarzen Garbenschieferamphibol; auch wird dessen charakteristische besenartige Ausschwanzung hier kaum beobachtet. Trotzdem erinnert das Strukturbild der Strahlsteinfelse aufs lebhafteste an aplitische Garbenschiefer mit geflechtartiger Verteilung der Hornblende. Eine Lagentextur ist hier oft deutlicher ausgeprägt wie dort, von einer Schieferung indes kann nicht im entferntesten die Rede sein, so daß die hier gewählte Ge-

steinsbezeichnung gerechtfertigt erscheint. Die Grundmasse des Gesteins ist gelblich- oder bräunlichweiß, hat glimmeriges Aussehen und wurde denn auch früher für ein Glimmeraggregat gehalten. Die mit dem Fingernagel leicht ritzbare Masse fühlt sich jedoch überall fettig an und schon aus diesen Gründen kann an ihrer Talknatur kein Zweifel mehr bestehen. Auch hier kann das Hornblendegeflecht sich dermaßen verdichten, daß die lichte Zwischenmasse fast ganz verschwindet. (Fig. 36.) Im Gegensatze zu den entsprechenden, als Hornblendeplegmatite bezeichneten Garbenschiefervarietäten läßt sich in solchem Falle eher eine Verringerung des Größtenwachstums der Einzelindividuen konstatieren.

Man macht ferner die Wahrnehmung, daß die Aktinolithprismen, je mehr die Talkmasse an der Zusammensetzung des Gesteins beteiligt ist, an Zahl spärlicher werden, aber an Länge (die in solchem Falle 15 cm erreichen kann) zuzunehmen pflegen. Auch tritt dann öfters bei den Aktinolithen eine radialstrahlige Gruppierung ein, die selbst wieder unter Verbiegung der langen Stengel in diese strukturlos erscheinende Grundmasse zu napf- oder schalenförmigen Gebilden dreidimensional verkrümmt sein kann. Man dürfte übrigens bei derartigen, offenbar bereits im Wachstum entstandenen Kristallverformungen vielleicht auch damit zu rechnen haben, daß die hier durch die Metamorphose erzwungene Art der Kristallisation für die rätselhafte Formgestaltung mitverantwortlich war; wissen wir doch, daß geradlinig symmetriegemäße Kristallverwachsungen ungleichartiger Mineralien im allgemeinen nur dann zu erwarten sind, wenn in den feinbaulichen Gitterabständen beider Mineralarten Anpassungsmöglichkeiten von vornherein gegeben sind. Da aber gerade damit die variable Beschaffenheit des umgebenden elektro-magnetischen Feldes unmittelbar zusammenhängt und dieses für das Wachstum der Kristalle wohl ausschlaggebend ist, mag die mit Vorbehalt gegebene Deutung der mechanischen Deformation nicht abwegig erscheinen.

Niemals grenzen die Strahlsteinfelse unmittelbar an den Serpentin. Zwischen dessen Talkhülle und der Strahlsteinbildung schiebt sich in der Regel eine wenn auch selten mehr als ein paar Meter breite, meist aber erheblich schmalere Chloritfels- oder Chloritschieferzone ein. Dagegen kann man sich da und dort von ihrer unmittelbaren Angrenzung nicht nur an die Gneise, sondern auch an die Garbenschiefer überzeugen; und so läge es vielleicht nahe, in der Strahlsteinbildung und in der ihrer Form nach oft so überraschend ähnlichen Bildung aplitischer Garbenschiefer (S. 61 ff.) genetische Zusammenhänge anzunehmen. Dem steht jedoch außer manchem andern folgendes entgegen. Strahlsteinbildungen mit Talkgrundmasse können mannigfach angetroffen werden, wenn sie auch hauptsächlich in solchen Gegenden verbreitet sind, wo Serpentine sichtbar an die Oberfläche austreten. Hornblendegarbenschiefer aber sind in den meisten Serpentinegebieten eine unbekannte Erscheinung; und wenn sie wie hier zusammen mit Serpentin vorkommen, ist ihre Ausbildungsweise in dessen unmittelbarer Nachbarschaft keine andere als diejenige in weiter Entfernung.

Ob allerdings die auf kleinere Gesteinsbereiche sporadisch verteilte Chromglimmerführung der Garbenschiefer (S. 64, 59) letzten Endes nicht doch den ultrabasischen Magmen, die heute im Serpentin verkörpert sind, zu verdanken ist, darf man vielleicht bejahen. Der verhältnismäßig hohe Chromgehalt ultrabasischer, besonders aber olivinreicher oder gar peridotitischer Eruptivgesteine ist eine Erfahrungstatsache. Andererseits scheinen gerade im Antigoritserpentin mit seinem meist einheitlich durchgreifenden Gittergefüge die Chromminerale des Ausgangsgesteins mehr oder weniger verschwunden zu sein. Die primären Hauptgemengteile ultrabasischer Plutonite, Olivin und Pyroxen (S. 69 f.), sind nun aber als Prototypen wasserfreier Mineralien bekannt. Da ihre Umwandlung in Serpentin (3 Mg O , 2 Si O_2 , $2 \text{ H}_2 \text{ O}$) in diesem Falle ein ganzes Gebirgsmassiv bis in sein Inneres ergriffen hat, müssen ungeheure Mengen

Wassers dabei aufgebraucht worden sein. Die nachweisbare tiefgehende Zerrüttung dieser mitten in den Schiefen eingeklemmten festgewordenen Plutonitstöcke war wohl ein nachträglich entstandenes Werk der Gebirgsbewegung, die ja wie immer mit magmatischen Intrusionen hier in einer Art Wechselwirkung gestanden hat. So hatte das Wasser zumal bei noch überkritischer Temperatur und Borgehalt ein leichteres Spiel, den jung entstandenen Eruptivkörper in allen seinen Teilen zu durchdringen. Der Chromgehalt des Gesteins hat sich dabei teilweise auf neugebildeten Spalten als Chromeisen wieder abgesetzt (S. 73); der Rest aber könnte, in den leicht beweglichen, überhitzten wässrigen Lösungen weiter wandernd, zur Fuchsitbildung in den Garbenschiefern Anlaß gegeben haben.

Ausklingender Tiefenvulkanismus kann es auch nur gewesen sein, der zur Bildung der eigentlichen Kluftminerale geführt hat. Gerade im Ochsner-Bereich ist die Mannigfaltigkeit des an den Serpentin angrenzenden Nebengesteins außerordentlich groß, so daß die Herkunft des hohen Kalkgehalts vieler dieser Silikatminerale, die ihre enge genetische Verbundenheit mit dem Serpentin schon durch die beschriebene Art ihres Auftretens so stark betonen, leicht zu erklären ist.

Bei Erwähnung eines an sich unbedeutenden Serpentin-aufschlusses im Furtschagelgebiet (S 45 f.) war davon die Rede, daß verschiedene Arten der Gesteinsumwandlung dort unzweideutig ineinandergreifen und in ihrer Wirkung sich überlagern. Es wurde insbesondere das dort festgestellte Auftreten nadligen oder derben Turmalins hervorgehoben und zu dem Vorkommen dezimeterlanger tiefschwarzer Turmaline, die in einem Chloritschiefer am Serpentinkontakt des Totenköpfls eingewachsen sind (Fig. 37), in ursächlichen Zusammenhang gebracht. Dieser lauchgrüne, gefältelte Schiefer steckt voll weißlicher Porphyroblasten eines sehr sauren Natronfeldspats oder Albits. Liegen nun die Turmaline, was nicht immer der Fall, parallel zur Schieferungsfläche, so zeigen sie — wohl eine Folge der Fältelung des Schiefers —

zahlreiche, durch kristallinische Neubildung wieder verheilte Querbrüche. Tektonische Vorgänge unbedeutender Art haben offenbar die Zerbrechung dieser überaus harten und ungewöhnlich großen Holoblasten bewirkt, sind m. a. W. der Kristallisation des Turmalins nachgefolgt oder haben sie wenigstens überdauert. Man darf wohl annehmen, daß diese hybride, dabei aber streng lokalisierte Bildung des Borsilikats und des Albits nicht von den ultrabasischen Magmen des heutigen Serpentin ihren Ausgang nahm, noch weniger aber auf die Druckwirkung der Orogenese sich zurückführen läßt, sondern mit einer Intrusion kieselsäurereicher (granitischer) Magmen in irgend einem Zusammenhange stehen muß. Diese Annahme finden wir nun im Zemmgrundgebiet in glänzender Weise bestätigt. So sieht man am Südfuße des Ochsners mächtige Apophysen eines hellgrauen Gesteins in das Serpentinmassiv hineinragen. Es ist vielleicht bemerkenswert, daß jene Autoren, die in ihren Arbeiten dieser auffälligen Tatsache Erwähnung tun, das in seinem Habitus nicht immer gleich bleibende, stets aber ziemlich lichte Gestein übereinstimmend als Granitporphyr bezeichnen. Dieser granitähnliche Gesteinstypus gehört zur Gruppe jener kieselsäurereichen Gang- oder Begleitgesteine (S. 20 f. 59), die im Gegensatz zu den Pegmatiten oder den extrem sauren Apliten den gleichen Mineralbestand wie die Granite selbst aufweisen. Wie schon ihr Name besagen soll, bestehen sie ähnlich wie die porphyrischen Granite (S. 25 f.) und die granitischen Ergußgesteine oder Quarzporphyre (S. 8 f.) aus Einsprenglingen und Grundmasse. Als Begleitgesteine der Plutonite bilden sie sich gleich diesen in der Tiefe; als vulkanische Nachschübe aber nehmen sie in der Regel nur mehr verhältnismäßig enge Erstarrungsräume ein, wo also die Abkühlung dementsprechend rascher sich vollzieht. Nach normaler Ausscheidung der die Einsprenglinge darstellenden Mineralgemengteile erstarrt die relativ gasreiche Restschmelze als Grundmasse zu einem sehr feinkörnigen klaren Quarzfeldspataggregat. Gerade darin liegt ein wesentlicher Unter-

schied gegenüber den porphyrischen Graniten, wo die „Grundmasse“ normales granitisches Aussehen hat, weil nach Ausscheidung der großen Feldspäte und gewissermaßen „um sie herum“ der gesamte Ablauf der Graniterstarrung von neuem sich wiederholt (S. 26). Ein äußerliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem Quarzporphyr aber liegt unter anderm darin, daß die Grundmasse nicht deren emailartig oder auch erdig dichte Beschaffenheit zeigt, ein Umstand, der die Schärfe des Kontrastes zwischen Einsprenglingen und Grundmasse bei den Granitporphyren merklich verringern kann.

Zu den Granitporphyren, die auch wohl ausgebildete, nicht allzu kleine Granaten führen und in Kontakt mit gewissen Schiefern zur Bildung mächtiger eigenartig ausgebildeter Glimmerfelse Anlaß gaben, gesellen sich noch zahlreiche Gänge weißen Aplits, welche den Serpentin und die an ihn angrenzenden Gesteine nach verschiedenen Richtungen hin durchschlagen. Ein riesiger Gang, nordsüdlich streichend und fast saiger gestellt, setzt über die östliche Gipfelscharte des Ochsners hinweg und anscheinend mitten durch das ganze Serpentinmassiv hindurch. Ein Stich ins Bräunlichgraue auf diesen weißen zuckerkörnigen Apliten verrät den hohen Gehalt an grauefärbten Zoisitmineralien (S. 47, 80).

Nun wird auch jenes mehrfach erwähnte Auftreten des Turmalins an Serpentinkontakten verständlich. Der talkig-chloritische Grenzbereich der Serpentinstöcke gegen die Schiefer stellt im Kräftespiel tektonischer Geschehnisse, das damals für diesen Bereich der Tauern wohl schon in seine Endphase eingetreten war, eine Inhomogenitätszone erster Ordnung dar. Hier konnten sich für jene späten magmatischen und magmatogenen Nachschübe, die sich uns heute als die jüngsten eruptiven Bildungen zu erkennen geben, immer noch Wege öffnen. Da ferner zu Knollen verschmolzene Garbenschieferstücke sich auch in schlierigen granitporphyrtartigen Gesteinslagen eingeschlossen finden (S. 59 f.), dürfte auch die typenbildende Hauptmetamorphose der Greiner Garbenschiefer, mindestens aber die magmatische

Infiltration dieser Gesteinsserie, jenen letzten Nachschüben noch voraus gegangen sein. Daß schon zu dieser Zeit stärkere Gebirgsbewegungen sich kaum mehr bemerkbar gemacht haben konnten, beweisen die trefflich erhaltenen eisblumenartigen Wachstumsformen der Hornblendekristallisation, die, wie ich annehme, zum geringsten Teil und am allerwenigsten bei den schiefrigen Typen unmittelbare Ausscheidungen aus der Schmelze darstellen, sondern einer besonders heftigen Einwirkung hochreaktionsfähiger, wasserreicher und stofflich variierender Schmelzlösungen auf das injizierte Gestein ihre Entstehung verdanken. Da all diese Kristallisationen wohl sehr lange Zeit beansprucht haben, dürften die tektonischen und eruptiven Vorgänge, um die es sich hier handelt, einschließlich der peridotitisch-pyroxenitischen Intrusion vielfach in einander gegriffen haben. Die Serpentinisierung selbst, dann aber auch die Kluftmineralbildung im Serpentinbereich, die jedenfalls in eine späte Zeit zu verlegen wäre, scheinen mir besonders deutliche Beispiele dafür zu sein.

In diesem Komplex überaus schwieriger Probleme wäre die Inangriffnahme folgender Frage vielleicht aussichtsvoller. Wie schon mehrfach betont, stecken die Serpentinstöcke in den Schiefen wie die Äste in einem Brett. Die Schiefer aber sind steil, fast senkrecht aufgerichtet. Bewegliche Massen sind im Schwerfeld eines Gestirns flächenhaft horizontaler, aber auch fontänenartiger Bewegung fähig. Gasbeladene Magmen vermögen, wie wir sicher wissen, horizontal gelagerte Gesteinsschichten erdradial, sogar schußartig zu durchbohren; breiten sie sich in oder über den Schichten seitlich aus, so bedeutet das, daß ihre Kraft zur Vertikalbewegung nicht ausgereicht hat oder erlahmt war. Sind Magmen durch die Umstände gezwungen, ihren Weg zwischen den Gesteinsschichten zu nehmen, so werden sie nach dem Prinzip der Kraftersparnis und, wie auch die Erfahrung lehrt, in flächenhafter Form sich auszubreiten suchen. In unserem Falle haben nun die ultrabasischen Magmen sich zwischen den Schichten fortbewegt, die Bewegungsbahnen aber sind

astartig verzweigt nach aufwärts gerichtet. Da die Geschichte der Serpentine schon in ihren Anfängen, wie wir gesehen haben, unmöglich weit zurückreicht, so erübrigt, sofern man gezwungen erscheinende Hypothesen meiden will, nur die Annahme, daß jener tektonische Akt, der die Steilstellung der Schichten bewirkt hat, also das einzig große, sichtbare, rein orogene Ereignis, das unser Gebiet betroffen hat, der Intrusion jener basischen Magmen vorausgegangen war.

XII.

Über das geologische Alter hochmetamorpher Gesteinschichten lassen sich nur sehr selten verlässige Angaben machen, und so wird auch hier diese Frage bis auf weiteres offen bleiben müssen. Ziemlich sichere Spuren organischer Reste, wie sie in gewissen Glimmerschiefern der Greiner-Serie wahrgenommen wurden, reichen jedenfalls zu einer Altersbestimmung nicht aus. Auch zu Rückschlüssen auf das geologische Alter granitischer Intrusionen sind gerade derartige Schiefer wenig geeignet, weil Art und Grad ihrer Metamorphose auch durch andere Faktoren als Magmenkontakt, etwa durch umformenden und umkristallisierenden Druck der Gebirgsbewegung, bedingt sein können.

Zwischen der Abtragung der Greiner Schiefer und der Entstehungszeit der nunmehr zu besprechenden geologisch jungen Bildungen klafft jedenfalls eine große zeitliche Lücke. Sehen wir zunächst vom Eise ab, das ja auch als geologisches Sediment zu betrachten ist, so handelt es sich zumeist um lockere, unverfestigte Aufschüttungsmassen, die selbst wieder zu einem beträchtlichen Teil mit dem Gletscherphänomen im engsten Zusammenhange stehen. Es sind ausnahmslos Bildungen, die in der jüngsten geologischen Epoche, man kann sagen erst in der geologischen Gegenwart, entstanden sind. Damit soll nicht bestritten sein, daß gewisse Formgestaltungen, gewisse der Landschaft aufgeprägte Großformen, noch weit bis in die Anfänge des jüngsten erdge-

schichtlichen Abschnittes, der Quartärzeit, vielleicht sogar noch darüber hinaus zurückreichen.

Das Firn- und Gletschereis, das im Norden des Zillertaler Hauptkammes weite Flächenräume einnimmt, befindet sich hier auf geneigter Unterlage und ist demgemäß in ständiger Abwärtsbewegung begriffen. Wir sprechen daher mit Recht von „Gletscherströmen“, können auch durch Messung das Fortschreiten dieser Eisbewegung genau nachprüfen. Es betrug in den letzten Jahren bei den drei Hauptgletschern des Oberen Zemmgrundes, an der Eisoberfläche der großen Gletscherzungen und zwar in deren Mitte gemessen, rund 30 Meter im Jahre. Wenn trotzdem während dieser Zeit ein starker Rückgang der Gletscherzungen festzustellen war, so besagt dies nur, daß in den klimatischen Höhenlagen der Gletscherenden (1950—2100 m) die Geschwindigkeit der Eisbewegung mit derjenigen der Abschmelzung nicht Schritt gehalten haben kann, sondern die Abschmelzung noch raschere Fortschritte als die Abwärtsbewegung gemacht haben muß.

Nachdem durch S. Finsterwalder eine mathematische Ableitung für das Bewegungsbild der Gletscher gegeben war, hat sich über die mechanische Seite dieses Massentransportes heute mehr und mehr die Überzeugung Bahn gebrochen, daß die Bewegung oder Gleitung ganzer Massen kristallisierten Eises sich bei unsern Gletschern auf Abscherungsflächen, also in Gleitlamellen vollzieht. Das wäre seinem innern Wesen nach nichts anderes als die nur ungleich langsamer vonstatten gehende ebenfalls laminare Gleitbewegung, wie wir sie bei tektonisch durchbewegten Gesteinen angenommen und als eine Hauptursache der Schieferung erkannt haben (S. 29 f.). Gerade in dieser Hinsicht ist nun das Studium der alpinen Gletscher von ganz besonders hohem Wert. An bedeutenderen Eisklüften der Firnregion sieht man hier im Eis einen oft hundertfältigen Wechsel heller und dunkler Parallelstreifen. Ohne Zweifel handelt es sich dabei um eine Schichtung rein sedimentären Charakters, wohl entstanden durch

den jahreszeitlichen Wechsel gesteigerten Schneefalles mit Zeiten einer länger dauernden Niederschlagsarmut und Besonnung, die ihrerseits stets eine oberflächliche „Versinterung“ und Verdichtung des Firnschnees zur Folge haben und einen zeitweilig reichlicheren Absatz von Verwitterungsstaub ermöglichen. Mehr im Bereich der eigentlichen Talgletscher oder im „Gletscher-Zehrgebiet“ erkennt man im Eis eine in der Regel noch weit dichter als im „Nährgebiet“ der Firnregion gescharte, dabei oft steil und senkrecht stehende, nicht selten gewundene Bänderung oder Striemung. Man könnte versucht sein, für beide Erscheinungsformen ein und dieselbe Entstehungsursache anzunehmen, würde man nicht gelegentlich beobachten, wie Scharen paralleler Bänderungen auch sich kreuzen. Durch rein sedimentären Absatz könnte derartiges nicht zustande kommen.

Die Parallelfächen einer scharf ausgeprägten Schichtung können beim Eis — nicht anders als bei den Gesteinen im landläufigen Sinn — nur so lange als Gleitbahnen funktionieren, als nicht anderweitige Umstände, wie Reibungswiderstand des Untergrundes und der Uferwände, verstärkter Nachschub von oben her und ähnliches, der fließenden Masse die Herausbildung neuer günstigerer Gleitbahnen aufzwingen. Müßten doch solche Abscherungsflächen bei dieser Art der Bewegung auch dann entstehen, wenn der Körper von Anfang an nur aus einer schichtungslosen Masse bestanden hätte. Gerade am Gletscherphänomen ließ sich feststellen, daß die Strömungsgeschwindigkeit im jeweiligen Querschnitt eines Talgletschers von Punkt zu Punkt verschieden ist, d. h. am Untergrunde, in der Mitte, oben und an den Seiten stets verschiedene Werte aufweist. Eine primär vorhandene Schichtung wird sich schon aus diesem Grunde im Laufe der Massenbewegung rasch verformen und je nachdem durch neu sich bildende Gleitflächenscharen überprägt und in ihrer Funktion ersetzt werden müssen. Gewisse Eigenschaften der Eiskristalle und andere damit zusammenhängende Erscheinungen wirken dabei besonders förderlich mit.

Zu den sinnfälligsten und abwechslungsreichsten Merkmalen alpiner Gletscher zählen die Spaltensysteme. Es leuchtet ohne weiteres ein, daß dort, wo im Untergrunde des Gletschers Felsbarran eines besonders widerständigen Gesteins hindurchstreichen oder ein stauchendes Hindernis ähnlicher Art vorhanden ist, die Eismassen kaum anders als unter Spaltenbildung, mitunter sogar in förmlichen Katarakten darüber hinweggelangen. In dieser Hinsicht halte ich die Vergletscherung des Schlegeistals, so wie sie sich zusammen mit den sie nach oben hin abschließenden blanken Eiswänden des Hochfeilers etwa vom Furtschagel aus präsentiert, für das eindrucksvollste Glazialphänomen der Ostalpen. Man vergleiche dazu das ebenmäßige Bild des Schwarzensteinkeeses, wo die hohen weiten Firnreviere, vom Weg zum Schwarzensee aus gesehen, wie die ausgebreiteten Schwingen und der nach vorn sich fiederartig erweiternde Talgletscher wie der Schwanz eines riesenhaften Vogels sich ausnehmen, und man wird alsbald den Eindruck gewinnen, daß bereits in jenem westlichen Teil des Gebietes die allgemeine Abdachung des Alpenkörpers gegen die Brennersenke hin von einer zunehmenden Eintiefung der Täler und einer dementsprechenden Ausgestaltung des Eismantels begleitet war.

Im untern Teil des Schwarzensteinkeeses zeigt sich besonders deutlich, wie die regelmäßig entwickelten randlichen Querspalten vom beiderseitigen Ufer aus schräg nach rückwärts gegen die Strommitte verlaufen. Das mechanisch Bemerkenswerte dieser Erscheinung liegt darin, daß die Spalten hier streng parallel zur Richtung der Resultante stärkster Druckbeanspruchung verlaufen und die eingemuldete Form des Untergrundes hier erst recht kein Aufreißen derart orientierter Spalten bewirken konnte. Die Erweiterung zur Kluft wird bei diesen Dehnungsrissen auf eine senkrecht zur Kluftwand gerichtete Zugkraftkomponente des abfließenden Eises zurückzuführen sein. Die Längsspalten am Vorderende der Gletscherzungen des Horn- und Schwarzensteinkeeses

erklären sich wohl durch den Austritt des Eises in die dort vorhandenen Talerweiterungen.

Eine der eigenartigsten Spaltenercheinungen ist wie immer der Bergschrund. Von vielen, im Zillertal auch von den Einheimischen als „Randspalte“ bezeichnet, ist der Bergschrund keine eigentliche mehr oder weniger senkrecht nach der Tiefe setzende Gletscherspalte, sondern ein Abriß im Firneis, der den eigentlichen, der obersten Firnregion entragenden Gebirgskamm mit all seinen Gipfeln als eine mehr oder minder zusammenhängende Linie rings umsäumt (Fig. 38). Er ist oft mehrere Meter breit, dabei nicht selten schon mit der Oberkante überhängend und, auf Gipfelmassive bezogen, zumeist nur an wenigen Stellen überschreitbar. Die Abrißflächen der Kluft sind bergwärts gerichtet, haben also im Gegensatze zu den Gletscherspalten eine unverkennbare stärkere horizontale Richtungskomponente. Da die Gipfelmassive immer von Felsrippen durchzogen sind, zeigt der Bergschrund auf seiner ganzen Länge in der Regel einen bogenförmig geschlungenen, girlandenähnlichen Verlauf, wobei zwischen je zwei stärker ausgeprägten Bergrippen der Bogen fast stets konvex nach oben gerichtet ist (Fig. 39). An den Rippen selbst treten häufig, oft aber auch nur scheinbar, Unterbrechungen des Schrundes und manchmal auch Übergänge in eigentliche Spaltenbildung ein. Von Einzelheiten abgesehen ist der Abriß des Eises durch den sprunghaften Wechsel in der Neigung des Felsuntergrundes und seine Bogenform durch die Richtungsverschiedenheit der Zugbeanspruchung verursacht. Es ist im Effekt vielleicht mehr eine durch die Bewegung des Eises ausgelöste Knickung „nach innen“, während die Spaltenbildung beim Strömen des Eises über eine Felsstufe ein Aufklaffen des Eises im entgegengesetzten Richtungssinne bewirkt. In dieser ortgebundenen Eigenschaft erscheint mir der Bergschrund als die bedeutungsvollste Marke für jenes tektonisch morphologische Phänomen, das für die Entwicklung des Alpenkörpers zum Hochgebirge vielleicht noch größere Bedeutung hat als die Auffaltung (s. u.)

In ihren Ablagerungen, den Moränen, geben uns die Alpengletscher die immerhin verlässlichste Auskunft über die zeitlichen Ausmaße der Abtragung eines Gebirges. Zeigen sie uns doch die jeweils entstandenen Abwitterungsmassen noch vor Beginn des großen, dem fließenden Wasser überlassenen Ferntransportes, der jedes quantitative auf Augenschein beruhende Erfassen illusorisch macht. Unter sich eine glatt geschliffene, trogartig ausgeweitete Bahn in nacktem Fels, tragen sie auf ihrem Rücken sichtbar fast die gesamte ihnen aufgeladene Gesteinslast. Daß auch die Gletscher der Alpen durch gelegentliches Niederstürzen von Blöcken oder Schutt in die Spalten oder auf sonstige Weise viel Gesteinsmaterial als „Innenmoräne“ in sich aufnehmen, kann man allenthalben beobachten. Der Menge nach spielt dieses jedoch im Vergleich zur Masse des Eises nur eine geringe Rolle; davon kann man sich beim Durchsteigen großer Eisbrüche überzeugen, wo man in die Eingeweide des Gletschers doch den aufschlußreichsten Einblick gewinnt.

Die oberen Firnregionen der Hochgebirge erscheinen uns nur deshalb so unsagbar rein, weil die Schuttbildung hier völlig zurücktritt oder nur bei ungewöhnlicher Ausaperung sich etwas stärker bemerkbar machen kann. Die Schuttbildung ist im allgemeinen erst vom Niveau der Schneegrenze an zu erwarten. Hier beginnen denn auch die Seitenmoränen sich zu entwickeln. In diesen mit dem Gletschereis abwärts bewegten Schuttanhäufungen wird der von den Bergflanken abwitternde und auf die Eisfläche fortwährend niederstürzende Trümmerschutt wie am laufenden Band zu Tal gebracht.

Die Seiten- und Ufermoränen des Zemmgrundgebietes sind Musterbeispiele dieser Art (Fig. 38). Ihre langgestreckten schmalen, oft wie die Firngrate zugespitzten Schuttrücken erreichen, im Gletscherquerschnitt vom Eisrand aus gemessen, Maximalhöhen von über 50 Metern. Dabei reihen sich fast regelmäßig zwei oder mehrere solcher Moränen parallel laufend unmittelbar hinter einander an, wobei die äußere,

d. h. der Bergflanke zunächst gelegene, den steilsten Böschungswinkel und die größte relative Höhe aufzuweisen pflegt; sie liegt auch zum größten Teil infolge der Abschmelzung dem Eis nicht mehr unmittelbar auf und ist demgemäß aus einer „Wander-“ eine „Stapelmoräne“ geworden. Ihrer Lage nach aber bezeichnet sie der Glazialgeologe als Ufermoräne i. e. S. Doch sieht man zwischen ihr und der Bergwand oft noch ein langgestrecktes Moränental eingeschnitten, das stärker eingetieft und ausgewertet sein kann als jene Talfurchen, die sich zwischen den benachbarten, bereits dem Eisrand genäherten und von ihm erfaßten Moränenzügen herausgebildet haben. Beginnende Schuttverkittung oder ein mehr oder weniger starker Anflug von Vegetation verraten oft schon ein höheres Alter jener Ufermoränen, während die nach der Richtung der Eismitte folgenden, locker gepackten Schuttrücken des Seitenmoränensystems eine steilere Böschung meist ganz vermissen lassen. Diese „inneren“ Seitenmoränen aber haben ihr grobes Blockwerk unmöglich über den Kamm der Ufermoräne hinweg von den Bergflanken her in Empfang genommen, es vielmehr teils von übermäßig steil geneigten Nachbarmoränen, der Hauptsache nach aber von den höher gelegenen Uferändern her bezogen; denn dort hat sich die Schar der Moränengrate bereits geschlossen, und das bewegliche Eis, dem diese uferentrückten Moränenzüge ja unmittelbar aufliegen, sorgt bei ihnen für fortdauernden Materialnachschub.

Wo die Seitenmoränen, die bei den großen Zemmgrundgletschern meist auf beiden Gletscherufern als Moränensysteme entwickelt sind, sich kontinuierlich bis in den Bereich der Stirnmoränen verfolgen lassen, sind sie in ihrer Anordnung und Ausbildungsweise fast noch mehr wie diese ein deutliches Abbild dafür, wie im Rückzugstadium der sukzessive Schwund des Eises nicht nur von den Rändern her fortschreitet, sondern auch in einer wesentlichen Erniedrigung, einer Einsackung der Eismasse, m. a. W. in einer allgemeinen Verschmächtigung der ganzen Gletscherzunge sich äußert.

Man gewinnt den Eindruck, als ob aus diesem ganzen Rahmen heraus eine ungeheure Ausfüllungsmasse in ein Nichts zerglitten wäre.

Typische Mittelmoränen, welche durch die Vereinigung von Seitenmoränen zweier in einander mündender Gletscherströme zu entstehen pflegen, fehlen hier, da die Voraussetzungen dafür nicht gegeben sind. Das schließt bei der Art der Eisbewegung aber nicht aus, daß der Oberflächenschutt an der verschmälerten Gletscherzunge, die ja bei manchen Gletschern der Alpen über und über mit Schutt bedeckt sein kann, sich allmählich nach der Mitte hin konzentriert. So erklärt es sich auch, daß eben jene Stirn- und Endmoränenwälle, die, mehrfach hinter einander angeordnet, das verebnete Vorland der Gletscherstirne, also das sog. Zungenbecken, im Halbrund umgürten, der Hauptsache nach aus einem lockeren Haufwerk kantiger, der Gletscheroberfläche entstammender Blöcke bestehen. Ein derartiger Moränenzirkus, wo jeder einzelne Blockwall immer eine Stillstandslage des Zungenendes bedeutet, ist bei dieser Häufung hinter einander liegender Wälle ein beredtes Zeugnis für das etappenweise erfolgte Zurückweichen der Gletscherzunge. Am Waxeck- und Schwarzensteinkees sind diese alten Stirnmoränenwälle besonders schön zu sehen; sie liegen dort mehrere hundert Meter weit von den heutigen Zungenenden entfernt und zeigen den Stand der beiden Gletscher um die Mitte des vorigen Jahrhunderts an.

Für Rückgänge und Vorstöße der Gletscher oder allgemeiner und richtiger ausgedrückt, für die Gletscherschwankungen werden in erster Linie klimatische Veränderungen verantwortlich gemacht, und diese wiederum werden von manchen Autoren mit periodischen Änderungen auf der Sonnenoberfläche in Zusammenhang gebracht. Jedenfalls wäre es durchaus verständlich, wenn eine Häufung der Niederschläge in den riesigen Stapelplätzen der Firnregion bei den Alpengletschern eine Störung des Gleichgewichtes zwischen Nahrung und Zehrung zur Folge hätte.

Da aber die Art, wie das untere Gletscherende auf solche Vorgänge der Firnregion meßbar reagiert, durch vielerlei Umstände bedingt ist — man denke nur an die Länge und Neigung eines Gletschers —, so können gleichzeitige Schwankungen verschiedener Gletscher nicht nur im Ausmaße stark differieren, sondern sogar in verschiedenem Richtungsinne sich äußern.

Die sog. Gletschertore, unter denen in der Regel der Hauptbach des Gletschers hervorbricht, sind ziemlich ephemere Gebilde. So kommt es vor, daß in ihrer Nachbarschaft das Eis sich einbiegt oder zusammensackt und schließlich, wie es um das Jahr 1927 beim Schwarzensteinkees der Fall war, niedergebrochene haushohe, weißlichgrün schillernde Eisblöcke den Bachaustritt zu verrammen scheinen.

Nur sehr unvollkommen ist man darüber unterrichtet, was unter dem Gletschereise vor sich geht. Aus der Gewalt, mit welcher die auch im Winter nicht eingefrierenden Gletscherbäche unter dem Eis hervorschießen, darf man jedenfalls auf ein weitverzweigtes unter dem Eis sich fortsetzendes Wassergeäder schließen, und so wird es schwer auseinander zu halten sein, was von jenen sandig grusigen, oft auch lehmigen und Lachenbildung veranlassenden Massen, die das Zungenbecken weithin erfüllen, der Grundmoräne zuzurechnen ist und was erst nachträglich unter der Schlemmwirkung jener Gewässer sich hier abgesetzt haben mag.

Die kleineren Gletscher des Gebietes sind teilweise, wie das Schönbichlerhornkees oder die Gletscher an den Nordabstürzen des großen Greiners, als Hängegletscher entwickelt, unter die man übrigens auch das gewaltige Schlegeis rechnen könnte. Andere wiederum wie die Eishalden am Westabhang des Mörchners erlangen als Abzweigungen aus der Firnregion der großen Gletscher eine gewisse Selbständigkeit. Wohl die meisten liegen, an ihren Vorderenden schuttumhüllt, in sog. Karmulden. Nur das auf der Ostflanke des Greiners wie in eine weite tiefe Kluft eingesenkte steile Eisfeld nimmt eine gewisse Sonderstellung ein; wohl während der

ganzen Dauer seiner Existenz kann das Vorhandensein eines Nährgebietes gar nicht in Frage gekommen sein. Von hohen Steilwänden eingefafßt, erneuen sich diese Eismassen fast ausschließlich durch niederstürzende Lawinen des Winterschnees, erlangen aber trotzdem die Bänderstruktur des Gletschereises, die ja nach unserer obigen Darlegung auch durch Gleitbewegung auf Abscherungsflächen zustande kommen kann.

Zwischen Moränenbildung und Gehängeschutt ist bei den Hängegletschern des Gebietes oft keine scharfe Grenze mehr zu ziehen. So erinnern namentlich im Trogtal des Schwarzensteinkeeses die weit an den Rand der Trogschulter vorgeschobenen ungeheuren Moränenmassen mit ihren schuttkegelähnlichen Stirnen fast an die Form fortlaufender Abraumhügel an steiler Berghalde. Durch besonders ausgedehnte Block- und Geröllhalden ist das Serpentinegebiet des Ochsners ausgezeichnet. Unter den dunkelbraun verwitterten Gesteinen der Greiner Serie neigen insbesondere die stärker geschieferten Typen zu einem mehr grusigen bis erdigen Zerfall. In solchen Fällen hat sich der Schutt in mittleren Höhenlagen oft schon mit einer zusammenhängenden Rasendecke überzogen. Anmoorige Böden und kleinere Sümpfe an hohem Berggehänge scheinen manchmal an den Ausstrich tonreicher Schiefer gebunden zu sein; vielfach aber mögen sie auch ältere Gletscherstände mit ihren Grundmoränenbildungen andeuten. Auch die tieferen Almböden, verglichen mit den Schwemmlandabsätzen im flachen Zungenbecken des Schwarzensteinkeeses, dürften einer ähnlichen Sedimentationsart ihre Entstehung verdanken.

XIII.

Ein Blick auf die geologische Karte läßt sofort ersehen, daß beispielsweise das schon durch die Farbengebung schärfer hervorgehobene Schichtenbündel der Greiner Serie nicht nur nach Osten hin an Mächtigkeit sehr wesentlich abnimmt oder auszukeilen im Begriffe steht, sondern auch, und zwar

hauptsächlich im westlichen Teil des Gebietes, auf die südlich folgenden Gesteinszonen mehrfach übergreift, d. h. in diesen noch mit mehr oder minder mächtigen, gegen Süden freilich immer schwächer werdenden Einschaltungen auftritt. Das liegt in der Art der tektonischen Verhältnisse begründet. Lägen die Schichten waagrecht, so würden die Schichtgrenzen samt und sonders den Höhenschichtlinien parallel gehen, stünden sie saiger, so würden ihre Grenzen diese genau im Sinn des geologischen Streichens schnurgerad durchsetzen; sind aber die Schichtplatten nach der einen oder anderen Seite hin geneigt, so müssen die Schichtgrenzen das System der Höhenlinien in Kurven schneiden. Diese Kurven kreuzen nun die Höhenlinien, wie leicht einzusehen ist, bei bergwärts gerichtetem Einfallen in der Richtung gegen die anschließende Talmulde, also nach einwärts, bei entgegengesetztem Einfallen aber vom Talhintergrunde weg nach auswärts. Ist wie hier der Abstand der Höhenschichtlinien jeweils genau bekannt, so kann im allgemeinen auch der jeweilige Einfallswinkel der Schichtplatten aus der Karte ermittelt werden. Wie man sieht, ist der Einfallswinkel der Schichten im Oberen Zemmgrund durchwegs sehr steil, er geht selten unter 65° herunter. Im allgemeinen ist das Einfallen mehr nach Norden als nach Süden gerichtet, wobei aber immer zu berücksichtigen ist, daß gewisse Absonderungsklüfte in den Gesteinen eine wirkliche Schichtfläche mitunter nur vortäuschen.

Wenn sich nun auch in diesem heutigen tektonischen Bild keine eindeutigen Gesetzmäßigkeiten ergeben haben, so bleibt doch bei den geschieferten Gesteinsserien als gesicherte Tatsache ein für allemal das ostnordöstliche Generalstreichen steilgestellter Schichtpakete bestehen. Gelegentlich auftretende Stauchungen und Verwürfe haben diesen tektonischen Grundzug jedenfalls nur wenig beeinträchtigt. Das Auskeilen der Greiner Schiefer nach Osten und ihr Übergreifen auf die südlichen Gesteinsbereiche aber mag man sich vielleicht in folgender Weise erklären.

Überaus häufig kann man beobachten, wie den Schiefem im Gefüge auch eine gewisse lineare Richtung tektonisch aufgeprägt ist; in diesem Falle sind die Mineralgemengteile mehr oder weniger strichweise, gewissermaßen in dichten Faserzügen angeordnet. Diese wenn auch oft nur ganz schwach angedeuteten „Fasern“ zeigen ein mäßiges, selten über 25° hinausgehendes Einfallen nach WSW. Das läßt sich damit gut in Einklang bringen, daß die Greiner-Schiefer im Osten, wo sie über den Kamm der Roßkarspitzen hinwegsetzen, in die Luft auszustreichen scheinen. Zwar treten diese Schiefer am jenseitigen Gebirgskamm der Floite mit sehr verschwächter Mächtigkeit nochmals auf; weiter im Osten aber verschwinden sie. Schichten und Schichtpakete erstrecken sich nun schon an sich niemals in endlos horizontale Weite; sie haben streng genommen die Form sehr flacher Linsen, keilen daher stets irgendwo aus, um sich dort mit Schichten anderer Art zu verzahnen. Im vorliegenden Falle ist nun offenbar die steilgestellte Greiner Serie durch die abtragenden Kräfte, hauptsächlich die Erosion, in der Weise abgekappt worden, daß im Osten das linsenförmige Schichtpaket nur noch an seinem Unterrande vom Oberflächenrelief des Gebirges berührt wird, während wir es im Westen gerade in seinen höher gelegenen mittleren und daher mächtigeren Partien von der im allgemeinen doch waagrecht ausgebreiteten Abtragungsfläche durchschnitten sehen.

Da die Serie der Garbenschiefer beiderseits von einer Zone amphibolitischer Grünschiefer (S. 51 ff.) eingefaßt wird und ähnliche Verhältnisse auch bei den Garbenschiefern des St. Gotthards zu beobachten sind (vgl. S. 60, 24), wäre es denkbar, daß dieser Schichtwiederholung im Ausstrich des Gebirges eine tektonische Faltenmulde zugrunde liegt. Wenn dem so ist, wird wohl in Anbetracht der aufs stärkste von Gleitbewegung beherrschten Tektonik des ganzen Schieferkomplexes die Ermittlung einer einwandfreien Muldenumbiegung, etwa am östlichen Ausstrich der Garbenschiefer, zu einer problematischen Angelegenheit. Auch fällt auf, daß die

amphibolitische Zone im Süden sich dort am meisten verdünnt, wo die Garbenschiefer am mächtigsten werden, so daß von einer regelmäßigen, mit einfacher Umfaltung verbundenen Schichtenkonkordanz hier wohl nicht gerechnet werden darf.

Zugleich aber käme noch folgendes in Frage. Wir haben oben die allerdings durchaus hypothetische Annahme gemacht, daß die beiden großen granitischen Äste des Tuxer und Zillertaler Hauptkammes schirmpilzförmige oder lakolithische Erweiterungen eines riesigen, auch das Venediger-Massiv mitumfassenden sauren Plutoniten oder Plutons darstellen könnten. Die Aufbiegung dieser beiden granitischen Lappen, von denen der nördliche, jedenfalls der früher entstandene und anscheinend weiter reichende ist, hat auch die dazwischen eingeschalteten Gesteinsserien steil aufgerichtet. Diese Versteilung braucht nicht einmal besonders tief gegangen zu sein; denn was wir heute an den Schiefen meßbar verfolgen können, ist, als Ganzes genommen, möglicher Weise nur der stärker aufgebogene obere Rand. Jedenfalls macht die Verschweißung der Schiefer mit den plutonischen Massen auch die erwähnte Schwankung des Einfallswinkels durchaus verständlich.

Magmatische Intrusionen sind nun in diesem Gebirge mehrfach auf einander gefolgt; auch nachträgliche Spaltenbildung in den Plutoniten sowie weitgehende Aufblätterung in den Schiefen gaben nachgewiesenermaßen immer wieder Gelegenheit zu magmatischen Nachschüben und Injektionen. (Vgl. S. 17 f., 21, 27 f., 40 ff., 49, 52, 62, 67, 84 ff.) Und so beruht jene vorerwähnte Einschaltung von Greiner Schiefen im südlichen Gesteinsbereich jedenfalls nicht auf einer Einfaltung bereits zu Garbenschiefern metamorphisierter Gesteinslagen in die Gneise. Diese Schieferlagen mögen zwar als jüngere sedimentäre Bildungen durch tektonische Bewegung in jenen engen Verband mit den Gneisen gebracht worden sein. Ihre Metamorphose zu Garbenschiefern kann

aber nur das Werk jener späteren magmatischen Einwirkung gewesen sein, die auch die Hauptmasse der Greiner Schiefer betroffen hat (S. 84 f.). In dieser Hinsicht erwies sich gerade die Steilstellung der zwischen jungen granitischen Intrusivkörpern eingeschalteten und sich in dieser Lage leichter aufblätternden Schieferkomplexe als besonders günstig.

XIV.

Da man die Höhe und Steilheit der Berge wohl als die wesentlichen Merkmale der Hochgebirge zu betrachten hat, erschien es nur folgerichtig, die großen tektonischen Ereignisse, deren prägnantesten Ausdruck man in der Auffaltung oder Emportürrung ganzer Schichtkomplexe sah, für die Entstehung solcher Gebirge schlechthin verantwortlich zu machen (Fig. 39). Wenn sich in neuerer Zeit ein Umschwung in diesen Anschauungen vollzogen hat, so bedeutet das allerdings nicht, daß man die tektonischen Gegebenheiten nun als das grundlegende Moment für die Gebirgsbildung in Abrede stellen dürfte. Allein es ist doch im höchsten Grade bemerkenswert, wenn man heute für die Herausbildung gerade jener beiden Merkmale, die ein Gebirge eigentlich erst zum Hochgebirge machen, andere Ursachen zur Erklärung heranzuziehen gezwungen ist. Den Schlüssel zu dieser vertieften Auffassung, deren wissenschaftlicher Ausbau durch die Arbeiten R. von Klebelsbergs eine sehr wesentliche Förderung erfahren hat, darf man wohl in einer morphologischen Tatsache, in einem Umstande der landschaftlichen Formgestaltung, erblicken. Gemeint sind zunächst jene überall verbreiteten Verflachungen der Hochregion, die wohl von jedem Bergsteiger stets als etwas Auffälliges empfunden wurden. In den zentralen, besonders hochgelegenen Teilen der Alpen tragen die Verebnungsflächen in der Regel die Firnfelder, und man hat sie in solchem Falle auch „Hochfluren des Firnfeldniveaus“ genannt. Sie sind in den Ostalpen, wo der ganze Gebirgskörper im Vergleich zu den Westalpen ohnedies mehr in die Breite als in die

Höhe geht, überaus typisch entwickelt, fehlen aber — man denke nur an die unmittelbare Umgebung des Matterhorns — den Westalpen keineswegs. Wären unsere tiefeingeschnittenen Täler der Zentralalpen just bis zu den Außenrändern jenes Niveaus mit Gesteinsmasse wieder ausgefüllt, so blieben, wo immer es auch sei, jene großen Felsauftragungen noch bestehen, die für den Bergsteiger im allgemeinen das eigentliche Objekt seiner Tätigkeit bedeuten; für ihn wäre damit die Art jener Verebnungsflächen vielleicht am sinnfälligsten gekennzeichnet.

Wie kommt es nun aber, daß gerade dort, wo die höchsten Kämme der Alpen sich erheben und die schärfsten Grate sich herausgebildet haben, die Hochfluren des Firnniveaus jenen unverhältnismäßig weit- und flachausgreifenden Sockel bilden? Die Beantwortung dieser wichtigen Unterfrage sehen wir hier durch die morphologische Forschung bereits vorweggenommen. Diese lehrt, daß ein aus dem allgemeinen und damit zugleich tiefgelegenen Denudationsniveau aller fließenden Gewässer, nämlich dem Meere, aufsteigendes und zum Festland gewordenes Stück Erdrinde dadurch wieder abgetragen oder eingeebnet wird, daß die Talsysteme als das Werk der erodierenden Flüsse von jener Basis nach rückwärts gegen das Landinnere hin gewissermaßen weiter wachsen. Man nennt diesen Vorgang rückschreitende Erosion, eine Bezeichnungsweise, die nicht mißverstanden werden darf; denn bei der Arbeit fließender Gewässer kann man sich zwar eine Kraftkomponente vertikal nach unten oder auch nach vorn (im Sinne des Fließens), kaum aber eine solche nach rückwärts vorstellen. Es handelt sich hier in der Tat nur um einen Arbeitseffekt. Und so läßt sich beispielsweise meßbar verfolgen, wie eine besonders harte, einen Flußlauf querende und demzufolge einen Wasserfall bedingende Felsbarre mehr und mehr unterhöhlt und Stück für Stück nach rückwärts abgetragen wird. Dieser Vorgang vollzieht sich im großen wie im kleinen. In der Tendenz des Flusses, sein Bett zu vertiefen und alles unausweichbar Widerstehende niederzuschleifen —

die vom Wasser mitgeführten Hartteile wie Sand und Steingerölle leisten dabei wirksamsten Dienst —, erlangt das Flußgerinne, im Längsschnitt des Tales gemessen, die mehr oder weniger regelmäßige Form einer nach vorn flach auslaufenden, hinten aber steil emporgekrümmten Kurve. Durch widerständiges Gestein pflegen da und dort Knicke in der Kurve sich zu bilden; haben sich diese im Laufe des Erosionsprozesses bis zu einem Minimum verringert, mag man den Lauf des Flusses als ausgeglichen bezeichnen. Bei fortschreitendem Einschneiden eines solchen Flusses kann nun, bedingt durch das Gleichgewicht der Kräfte im Wasserablauf, der vordere Teil jener Kurve nicht tiefer sinken als die Denudationsbasis, d. i. äußersten Falles der Meeresspiegel. Andererseits können nach dem allgemeinen Ablauf des Naturgeschehens die Quellen eines Flusses, die ja im allgemeinen nur unterirdisch verlaufende, nach rückwärts sich fortsetzende Wasserstränge darstellen, niemals eine für alle Zeiten fixierte örtliche Lage einnehmen. Gerade bei den stärkeren Gefällsverhältnissen des Quellgebietes muß sich dort die Abtragungsarbeit aller Gerinne in gesteigertem Maße geltend machen. Die jeweiligen Quellaustritte werden sich demgemäß mehr und mehr nach rückwärts verlegen, wobei die baumartig wachsende Verästelung des Talsystems immer weiter nach rückwärts ausgreift. Aber auch bei den Nachbarflüssen ereignet sich das Gleiche, so daß ein ganzes System von solchen Kurvenscharen sich ständig nach rückwärts hin vertieft und verschiebt. Schließlich wird man damit zu rechnen haben, daß auch von der entgegengesetzten Seite des gehobenen und sich hebenden Erdrindenstückes eben solche Flußsysteme sich entwickeln, um mit ihren Partnern von der andern Seite die große Hauptwasserscheide zustande kommen zu lassen. Höhe und Steilheit der dortigen Aufragungen aber sind bedingt durch die Stärke der Erosion und das Ausmaß der Hebung des Landes. Daß auf diese Weise, ohne daß die innere Struktur oder Tektonik der erodierten Massen dabei eine wesentliche Rolle zu spielen

braucht, Hochgebirgsformen entstehen können, beweisen viele in der Natur im Kleinen, oft auch schon an Sandhaufen zu machende Beobachtungen.

Die beiden wiederholt genannten Hauptmerkmale des Hochgebirges, im allgemeinen an Wasserscheiden gebunden, müßten, sofern eine Hebung des Landes nunmehr dauernd unterbliebe, allmählich wieder verschwinden. Anstatt mit ihrem steilen rückwärtigen Gefälle sich an den Gratschnitten der Wasserscheide zu berühren, müßten in diesem Fall die beiderseitigen Kurvensysteme sich unterschneiden, was zunächst zu Verebnungen im Bereiche der Wasserscheide und zu deren Erniedrigung führen würde, letzten Endes aber eine völlige Einebnung des Landes zur Folge hätte. Die steilen hochgebirgsmäßigen Formen an der Wasserscheide können sich also streng genommen nur so lange erhalten oder nur dann sich immer wieder verjüngen, als das Land in Hebung begriffen ist oder die formgestaltende Wirkung der Hebung noch eine Zeitlang fort dauert.

Erfolgt nun aber die Hebung ruckweise, so braucht sich fernab von der Erosionsbasis, also im Bereich der Wasserscheide, an der landschaftlichen Formgestaltung wenig zu ändern, da der maximale Böschungswinkel dort bereits erreicht und nicht überschritten werden kann. Dagegen wird sich in den tieferen Bereichen die nunmehr herbeigeführte Unausgeglichenheit der Talsysteme alsbald bemerkbar machen. In ihrem Bestreben nach Herstellung des morphologischen Gleichgewichts sucht indes die Natur diesen Zustand wieder zu beseitigen. Das ist aber jetzt nur mehr dadurch zu erreichen, daß von der Denudationsbasis aus der gesamte Prozeß der rückschreitenden Erosion von neuem einsetzt. So werden in die alten ausgeweiteten Talsysteme neue steilgeböschte Täler sich einfurchen, um in gleicher Weise, wie es zuvor geschah, sich ständig nach rückwärts zu verlegen. Da ferner die Form dieser Talkurvensysteme ein für allemal durch die Natur vorgeschrieben ist, wird am jeweiligen Kurvenende eines Hauptwasserlaufes das neugebildete Tal vorerst

durch eine Steilstufe vom alten, höher gelegenen Tal getrennt bleiben und zwar so lange, als diese Steilstufe auf ihrer Wanderung nach rückwärts die Wasserscheide noch nicht zu erreichen vermocht hat.

Vollzieht sich endlich der gesamte Hebungsprozeß des Gebirges nicht stetig, sondern, wie bei derartigen Naturvorgängen zu erwarten ist, in Perioden mit zeitlich ungleichem Hebungsmaß, so werden sich auf der gesamten Länge eines Gebirgstales mehrere in gewissen Abständen hinter einander folgende Steilstufen herausbilden; es können sich dabei Talsysteme verschiedenen Alters ineinander einschachteln und über einem Netz tief eingeschnittener junger Täler sich alte Verebnungsflächen forterhalten, die nun, je weiter sie von der Erosionsbasis entfernt liegen, eine um so größere Ausdehnung aufweisen.

Jener sprunghafte Wechsel im Landschaftsbilde, wovon im Eingang dieser Abhandlung die Rede war, ist durch die große Talstufe unterhalb der Grawandalm bedingt. Diese gibt uns Zeugnis von einer beträchtlichen Hebung, die nach Ablauf der großen tektonischen Geschehnisse des Jungtertiärs der gesamte bereits im Stadium seiner Abtragung befindliche Gebirgskörper erfahren hat. Die Altersformen der darüber folgenden verflachten Talstrecken sind unverkennbar. Ein Stockwerk höher, über dem Eis der Talgletscher, aber dehnt sich die Firnflur aus. Sie stellt die Reste wohl der höchstgehobenen, sowie der ältesten im Gebiet der Ostalpen uns überkommenen Verebnungsflächen des Gebirges dar (Fig. 38). Das schließt nicht aus, daß weitere Aufwärtsbewegungen kleineren Ausmaßes auch hier noch Spuren hinterlassen haben können; doch ließe sich beispielsweise die beinahe exzeptionelle Höhe jenes Firnplateaus, das vom Schwarzensteingipfel nach Norden zieht und von diesem überhaupt nur mehr wenig überragt wird, auch noch auf andere Weise erklären.

Was im allgemeinen über der Firnflur des Gebietes und von dieser durch die Linie des Bergschrandes deutlich ge-

schieden zu ansehnlichen Höhen aufsteigt, also alles das, was der Bergsteiger als den Berg schlechthin betrachtet und der Alpenbewohner schon seit Jahrhunderten mit eigenen Namen bedacht hat, sind die stehen gebliebenen Reste einer Gebirgsmasse, die einstmals noch viel „höher aufgeragt“ und durch die Kräfte der Abtragung wohl im wesentlichen in der oben gedachten Weise die Gestalt und Funktion eines wasserscheidenden Gebirgskammes erhalten hat. Wir stehen hier an den höchsten Aufragungen dieses westlichen Teils der Hohen Tauern und können uns überzeugen, daß hier die Grate, allerdings mitbedingt durch die granitische Beschaffenheit ihres Gesteins, eine nicht gewöhnliche Schärfe, m. a. W. typische Hochgebirgsformen aufweisen (Fig. 39). In unserer heutigen kurzen Epoche des geologischen Geschehens, wo Eis und Firn die Hochregion beherrscht, sind es nun andere Kräfte der Abtragung als die rinnenden erodierenden Gewässer. Was formgebend und formändernd an diesen Berggestalten wirkt, ist fast ausschließlich die Arbeit des Spaltenfrostes, wobei die Schmelzwasser des Tages in alle Ritzen und Fugen des Gesteines eindringen, bei Nacht aber gefrieren und durch die molekulare Sprengkraft jener Volumenvermehrung, die mit der Erstarrung zu Eis verbunden ist, das Gestein auflockern und es allmählich zum Absturz bringen.

Wir werden uns hier eines ungeheuren Gegensatzes bewußt, der für die Art und Weise der Gebirgsabtragung und Formgestaltung in der Hochgebirgswelt Geltung hat. Man möchte glauben, daß die ernste Metapher vom Schweigen des Eises nur hier in der Firnregion ihren Ursprung haben kann, im Gegensatze zu dem lauten geschäftigen Treiben drunten in den Werkstätten der rinnenden Gewässer. Dort wird rasche ausgiebige Arbeit geleistet, hier aber herrscht das konservierende Element. Es hat vieljähriger Forschungsarbeit bedurft, um auch auf dieser Strecke des großen natürlichen Kreislaufes die konservierende Wirkung des Eises ganz zu verstehen (Fig. 40). Man wird durchaus die Überzeugung

teilen, daß an der Grenze des Schnees gegen den nackten dunklen Fels, worauf O. Ampferer schon frühzeitig hingewiesen hat, die Abtragungswirkung eine gesteigerte ist und die Rückwitterung der Felswände von dieser Stelle aus ihrem Höchstmaß zustrebt, aber die Bemühungen verdienter Forscher, die großen Talstufen der Alpentäler oder die Vererbung unterhalb der hohen Käme durch die abschleifende Wirkung des Eises erklären zu wollen, mußten vergeblich bleiben. In einer Zeit, die im wesentlichen den Perioden der großen diluvialen Eiszeit voraus ging, wurde die abtragende Tätigkeit der fließenden Gewässer durch Hebungen des gefalteten Alpenkörpers immer wieder zu neuer Intensität entfacht; so entstanden die Übertiefungen der alten gehobenen Talgründe durch junge stark eingeschnittene Täler; an den firnbedeckten alten Abtragungsflächen der Hochflur fand sie in unseren Tagen Halt, der aber im Lauf des geologischen Geschehens nichts anderes als eine kurze Episode bedeuten kann.

Angaben zu den Abbildungen.

Seite

- Fig. 1 **Blockzerteilung durch Erosionswirkung** des Gletscherbachs; der den Granit durchsetzende Aplitgang (S. 20 f.) geht geradlinig über die granitischen Blöcke hinweg. Die lockeren Blöcke im Vordergrund der Hauptsache nach Tonalit (S. 13f.). Der große schwärzliche Block links von der Zunge des Hornkeeses ein Vertreter der ultrabasischen Tiefengesteine (S.15).12,20
- Fig. 2 **Tonalit** („Schwarz-Weiß-Gestein“), massig, mittelkörnig, schwach hervortretendes Parallelgefüge.
Roßbrugg, O.-Abhang.
Nat. Größe. 13
- Fig. 3 **Granit**, richtungsloskörnig. Mikroskopisch zeigt das Gestein unversehrtes Wachstumsgefüge.
Großer Mörchner, S.-Flanke.
Nat. Größe: 8 cm H. 14, 28
- Fig. 4 **Granit**, makroskopisch vom Gestein der Fig. 3 nicht unterscheidbar. (Bei dem sehr unregelmäßigen Bruch täuscht die obere Fläche, weil nach hinten zurückspringend, schwaches Parallelgefüge vor.) Korngefüge mikroskopisch teilweise stark vergrust.
Schwarzenstein, Gipfelaufbau.
Nat. Größe: 10.5 cm L. 28
- Fig. 5 **Schollenkontakt**. Stark basisches dunkles Tiefengestein, in Schollen aufgelöst und vom Aplit (S. 20) umflossen.
Oberhalb Gletscherschliff b. Berliner Hütte. 20
- Fig. 6 **Granitgneis**, straff geschiefert (Parallelgefüge).
Mörchenscharte.
Nat. Größe: 8,5 cm H. 29
- Fig. 7 **Mikrolithenerfüllter Plagioklas** in Granodiorit (S. 13 f.).
Turnerkamp, S.-Wand.
Dünnschliff. 32
- Fig. 8 **Mikrolithenerfüllter Plagioklas** mit Zwillingsstreifung (S. 14) in saurem Granit.
Großer Möseler, Gipfelaufbau.
Dünnschliff. 14, 33
- Fig. 9 **Almandinreicher Chlorit-Blotitschiefer**. Auf der Bruchfläche des tektonisch stark beanspruchten (verknetyeten) Gesteins treten die vom Chlorit umflasernten Granaten knollenartig heraus
Vorderer Hornkopf, Steilschlucht der W.-Flanke.
Nat. Größe: 18 cm L. 37
- Fig. 10 **„Gleitlamellenfaltung“**. Die vordere und die rückseitige Fläche des hier geographisch orientierten Handstückes eines Schieferhornfelses zeigen das allgemeine ost-westliche Strei-

- chen. Durch laminaire Gleitverschiebungen längs jener Schieferungsflächen ist ein älteres im Gestein vorhandenes, annähernd N.-S. streichendes Parallelgefüge in Falten gelegt. Der Ausstrich der im Gestein versteckten Gleitlamellen wird auf der linken westlichen Seite des Bildes deutlich sichtbar. Schönbichlerhorn.
Nat. Größe: 8 cm H. 41
- Fig. 11 **Augengneis.** Ursprünglich granitisches Gestein mit porphyrischem Gefüge (S.9 u. 25 f., vgl. auch S. 84), tektonisch zu einem Gneis verformt (S. 29). Die Kristalle der großen Feldspateinsprenglinge an den Enden ausgeschwänzt.
Griesschartl, Hochfeilerggebiet.
Nat. Größe: 16 cm L. 43
- Fig. 12 **Arteritisch injizierter amphibolitischer Schiefer.** Die weißen aplitischen Adern (S. 17, 20, 40) enthalten, lagenweise angehäuft, über stecknadelkopfgroße Granaten; die dunklen Lagen bestehen aus schwärzlichgrüner Hornblende.
Sockel des Ochsners, Südabhang.
Nat. Größe: 19,5 cm L. 40, 52
- Fig. 13 **Chloritschiefer mit Albit-Porphyroblasten.** Auf ebener dunkelgrüner Schieferungsfläche, als isometrische Kristalle austretend, die neugebildeten weißen Natronfeldspäte.
Saurüssel, Nordabhang.
Nat. Größe: 9 cm H. 53
- Fig. 14 **Greiner Schiefer mit großen Granatholblasten und sog. Streckungshöfen.** Die langen dünnen Hornblendeprismen, fast durchwegs umgewandelt in Biotit, liegen größten Teils in der Richtung der Schieferungsspur des Gesteins; stehen sie dazu senkrecht, so liegen sie an der Grenze zweier Druckschattenbereiche. Die vom wachsenden Granaten ausgehende, gegen die Schieferungsflächen des Gesteins ausgeübte mechanische Überbeanspruchung bewirkt nach dem Riecke'schen Prinzip eine stärkere Auflösung der dort vorhandenen lichten Gemengteile, wie Quarz, die sich dann im Druckschatten des Holoblasten von neuem wieder absetzen.
Felsrippen des Roßkars.
Nat. Größe: 29 cm L. 56, 64
- Fig. 15 Gestein der Fig. 14 zeigt einen hier gesondert abgebildeten Granatholblasten mit eingeschlossener, durch die Wälzbewegung des Granaten wirbelförmig verkrümmter Schieferungsspur des Gesteins. (Vgl. Fig. 16).
Nat. Größe: 10,5 cm L. 56, 64
- Fig. 16 Die gestrichelten Linien deuten schematisch die Ausstrichspuren von Schieferungs- oder Gleitflächen eines Gesteines an, die Kreise verschiedene Wachstumsstadien eines neu sich bildenden Kristalls, die stark ausgezogenen Linien eine

Schieferungsspur, soweit sie vom wachsenden und gleichzeitig längs der Gleitflächen gewälzten Kristall umschlossen wird. In der Natur ist diese in den Endstadien keine kurvenförmige Linie, sondern — s. Fig. 15 — ein ebenso geformter gedoppelter Büschel, was vor allem daher kommt, daß in Drehbewegungsphase I—I', wo die Außenzone des Kristalls in eine Parallellage zu den Gleitflächen eintritt, eine größere Anzahl Schieferungsspuren von der wachsenden Substanz aufgenommen werden kann, während in Phase II—II' der sich drehende Kristall die Schar dieser Spuren annähernd senkrecht und daher rascher durchläuft. 56, 64

- Fig. 17 Granatbiotitschiefer** der Greiner-Serie (S. 54). Tektonische Entmischung von Graphit-Glimmer einerseits und Quarz andererseits; Zeilenstruktur (S. 29). Der Kern des gewälzten Granats lag unter wesentlich anderen Wachstumsbedingungen als die scharf von ihm absetzende Schale. Nur diese umwuchs die durch die Wälzbewegung wirbelförmig verkrümmte Schieferungsspur aus Graphit.
Vorderes Roßkar.
Dünnschliff. 56
- Fig. 18 „Knetgneis“.** Die lichten Partien sind zu Brocken zusammengeknetete Bestände von Quarz und Feldspat. Sie sind teilweise überzogen von blättrigen Lagen weißer Glimmerschüppchen; die dunklen Schmitzen, Umflaserungen und Tupfen bestehen aus Biotit und Chlorit.
Mörchenkar, Abhang des kleinen Mörchners.
Nat. Größe: 18 cm L. 58
- Fig. 19 Garbenschiefer**, sedimentärer Typus, dünn- und ebenschiefrig. Die Hornblendebezen hier in Biotit umgewandelt. Im glimmerigen Grundgewebe spärlich verteilte Granaten. Abhang unterh. Ochsenkar.
Nat. Größe: 22 cm L. 61, 63
- Fig. 20 Hornblendegarbenschiefer**, aplitischer Typus, dickplattig mit welliger Absonderungfläche; die Hornblenden, teilweise besenförmig, zeigen plegmatitische Anordnung. In der weißlichen Grundmasse zahlreiche Granaten.
Großer Greiner.
Nat. Größe: 41 cm L. 61, 65
- Fig. 21 Rollstück** des aplitischen Typus der Garbenschiefer. Für die Härte des Gesteins charakteristische Abrundung. Zwischen den unzersetzten grünlichschwarzen Hornblenden die rein weiße dichte Quarzfeldspatmasse mit eingesprengten roten Granaten.
Bett des Zembaches bei der Schwemmalpe.
Nat. Größe: 11 cm L. 61, 65

- Fig. 22 Amphibolplegmatit.** Das Gestein ist frei von lichten Gemengteilen. In dem derben Geflecht grünlich schwarzer Hornblenden einige kleinere von Chlorit besetzte Zwischenräume. Großer Greiner, NW.-Grat.
Nat. Größe: 11 cm L. 61, 66
- Fig. 23 Übergangsglied** zwischen aplitischem und sedimentärem Typus der Greiner Hornblendeschiefer. Das sehr lichte weißliche Gestein, der Hauptsache nach aplitisch, zeigt deutlich die Spuren der alten Schichtung oder Schieferung. Bei den lagenartig angehäuften Hornblenden ist die Tendenz zu divergentstrahligem Wachstum unverkennbar. Granaten nur spärlich vorhanden.
Westgehänge unterhalb des Ochsenkars.
Nat. Größe: 24,5 cm L. 61
- Fig. 24 Hornblendegarbenschiefer,** sedimentärer Typus mit chloritischem Grundgewebe. Die schwarzglänzenden regellos gebogenen Hornblenden, eine wulstige Schichtoberfläche freilassend, zeigen besonders kräftiges Wachstum.
Großer Greiner.
Nat. Größe: 35 cm L. 64
- Fig. 25 Hornblendegarbenschiefer.** Das Grundgewebe zwischen den spießig ausgebildeten Hornblenden besteht bei diesem sedimentären Typus fast ausschließlich aus smaragdgrünem Fuchsit.
Untere Fortsetzung des Ochsen OW.-Grates.
Nat. Größe: 16,5 cm L. 64
- Fig. 26 Stark injizierter Greiner Schiefer,** fast frei von Hornblende. Beträchtliche charakteristische Granatanhäufung in der Richtung gegen eine das Gestein durchsetzende Quarzknauer, welche selbst (auf dem Bilde nicht sichtbar) Granaten einschließt.
Westlicher Ausläufer der Roßkarspitzen.
Nat. Größe: 16 cm L. 64
- Fig. 27 Schneckenförmig (helizitisch) gewundene Struktur** eines das ganze Gesichtsfeld einnehmenden Einkristalls von Granat. Die zwischengeschalteten, die Windungen mitmachenden farblosen Lagen sind Quarz.
Roßkar unterh. Mörchenscharte.
Dünnschliff. 64
- Fig. 28 Hornblendedoppelbündel,** krawattenförmig, mit Granaten besetzt, aus aplitischem Garbenschiefer. Die seitliche Verkrümmung der Bündel zeigt drehspiegelbildliche Symmetrie.
Ochsner SW.-Rücken.
Nat. Größe: 11,5 cm L. 65

- Fig. 29** Als „Garbenschiefer“ besonders typisch. Fächerförmiges Wachstum der unzersetzten, weißen Glimmer umschließenden, dem aplitischen Gestein eingewachsenen Hornblendenadeln.
Ochsner SW.-Rücken.
Nat. Größe: 15,5 cm L. 65
- Fig. 30** Dünnplattiger bretterschieferähnlicher (S. 59), dabei aber ziemlich biotitreicher Garbenschiefer mit drahtartigem Wachstum der Hornblende. Die starke Biegung der Garbe umschließt eine Anreicherung weißen Glimmers.
Reischbergkar am Greiner.
Nat. Größe: 14 cm L. 65
- Fig. 31** Eisblumenwachstum der Hornblende in dünnschiefri- gem, bretterschieferähnlichem (S. 59) Gestein.
Totenköpf, Furtschagel.
Nat. Größe: 15 cm L. 65
- Fig. 32** Chloritschiefer, feinkörnig, mit scharf ausgebildeten Magnetitoktaedern.
Ochsner SW.-Rücken.
Nat. Größe: 12,5 cm L. 72
- Fig. 33** Topfstein mit knolliger Anwitterungsfläche. Die rundlichen Höcker sind im wesentlichen lichtgrauer dichter Talk, darauf körnchenförmige Ausscheidungen von Eisenerz. Die schlierigen dunklen Züge dazwischen bestehen aus Kristallaggregaten eines eisenhaltigen Magnesiakarbonats (Breunnerit).
Totenköpf am Furtschagel, dort die Umhüllung des Serpentin bildend.
Nat. Größe: 16 cm L. 77
- Fig. 34** Kristallbündel von dunkelgrünem Diopsid. Man beachte den rechteckigen Querschnitt der Einzelindividuen.
Rotkopf Südsporn.
Nat. Größe: 35 cm H. 79
- Fig. 35** Talkfels mit Strahlstein (Aktinolith). Man beachte die lineal- förmigen lichter getönten und ungleichmäßig gefärbten Kristalle des Hornblendeminerals im Gegensatz zu den Kristallbildungen der grünlichschwarzen Hornblende in den Garbenschiefern. Das Grundgewebe ist feinschuppiger gelblichgrauer Talk.
Totenköpf am Furtschagel.
Nat. Größe: 10 cm L. 80
- Fig. 36** Strahlsteinfels. Die Aktinolithe sind hier zu annähernd gleichgerichteten Bündeln vereinigt. Die Talkmasse tritt sehr stark zurück.

- Roter Felskopf (Serpentin) oberhalb des Schwarzen-
sees.
Nat. Größe: 24 cm H. 81
- Fig. 37 Albitisierter Chloritschiefer, gefältelt, mit langem, mehrfach
geknicktem tiefschwarzen Turmalinkristall (am untern
Bildrande).
Totenköpfl am Furtschagel.
Nat. Größe: 12 cm L. 83
- Fig. 38 Großer und Kleiner Möseler mit Waxeck-Kees und
Berliner Hütte. Der scharf sich heraushebende Bergschrund
umzieht den ganzen Gebirgskamm. Beiderseits der aperen
Gletscherzunge sehr charakteristisch die Seitenmoränen-
züge mit den gratartig entwickelten Ufermoränen. Über den
großen Eisbrüchen auch hier die große Verebnungsfläche der
Hochflur. 91, 92, 104
- Fig. 39 Blick vom Großen gegen Kleinen Möseler und Turner-
kamp. Typische, durch Hebung des Gebirgskörpers mitbe-
dingte Abtragungsformen eines Hochgebirgskammes.
Man beachte auch die charakteristischen Überhänge des
Bergschrundes. Auch im Süden (im Bilde rechts oben)
laufen Verebnungsflächen dem Gebirgskamm parallel. Vor
dem Gipfel des Kleinen Möseler zieht ein dunkler Lampro-
phyrgang (S. 24) durch den lichten Granodiorit gegen den
Grat. 91, 100, 104
- Fig. 40 Großer Möseler von NW. Ein morphologisches Beispiel
konservierender Wirkung des Eises. Auf der rechten
Bildhälfte die hohen firnbedeckten Berge des Grenzkammes.
Der zerrissene scharfe Grat, der den Firngipfel des Möseler
mit dem wuchtigen Granitmassiv der Furtschagelspitze
(links) verbindet, aber besteht ebenso wie jene Berge des
Hauptkammes aus wechselnden Lagen saurer Tiefengesteine,
wobei die relativ basischen oder die porphyrisch entwickelten
Vertreter der Verwitterung in der Regel geringeren Wider-
stand leisten und demgemäß zur Bildung tiefer Gratscharten
Anlaß geben. Die ungleich größere Wirksamkeit des Spalten-
frostes in diesen vom Eis befreiten tieferen Lagen des
Gebirgskammes ist offensichtlich. 105

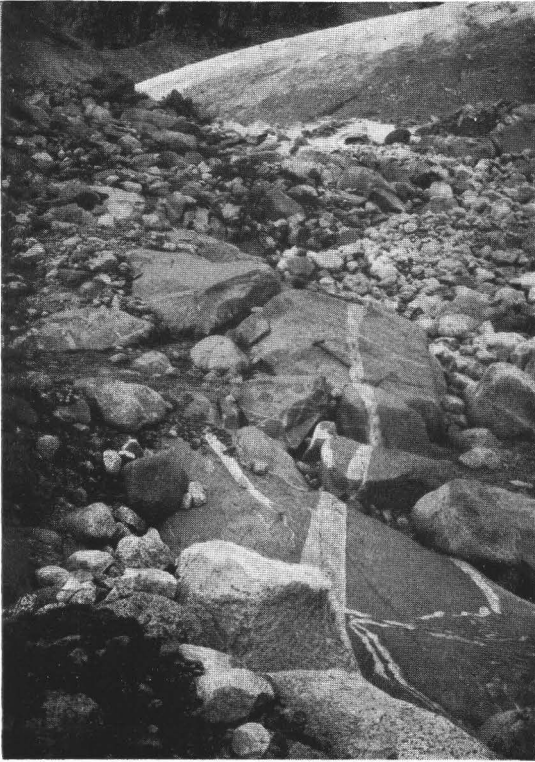


Fig. 1.

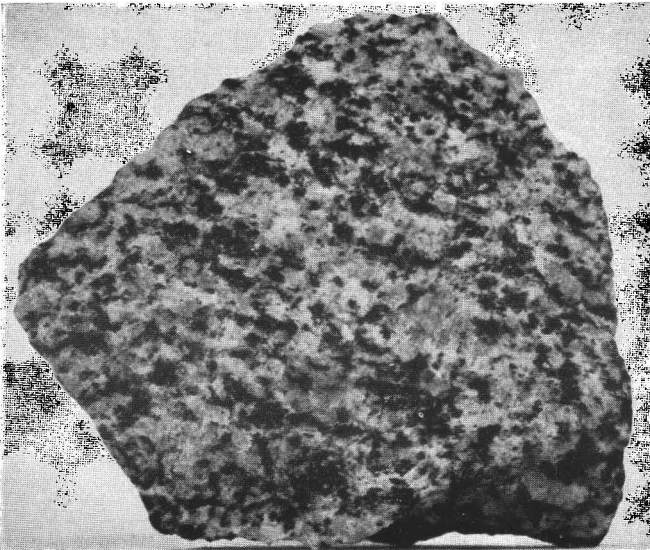


Fig. 2.



Fig. 3.

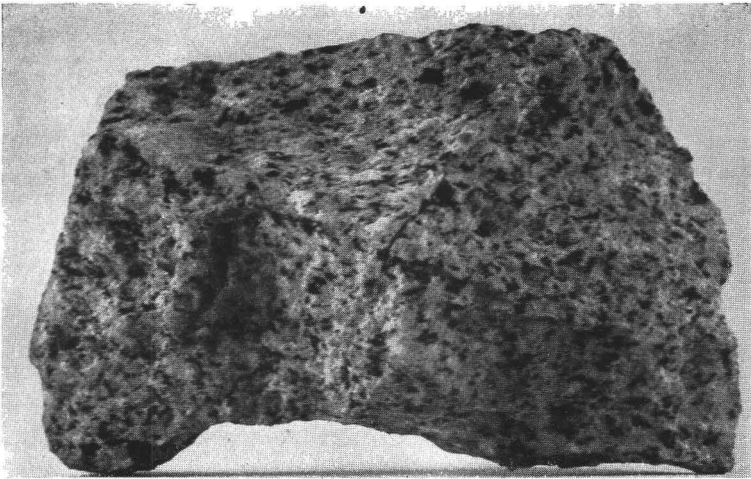


Fig. 4.



Fig. 5.

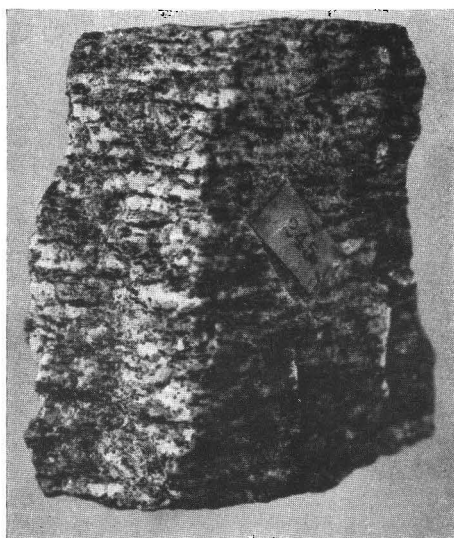


Fig. 6.

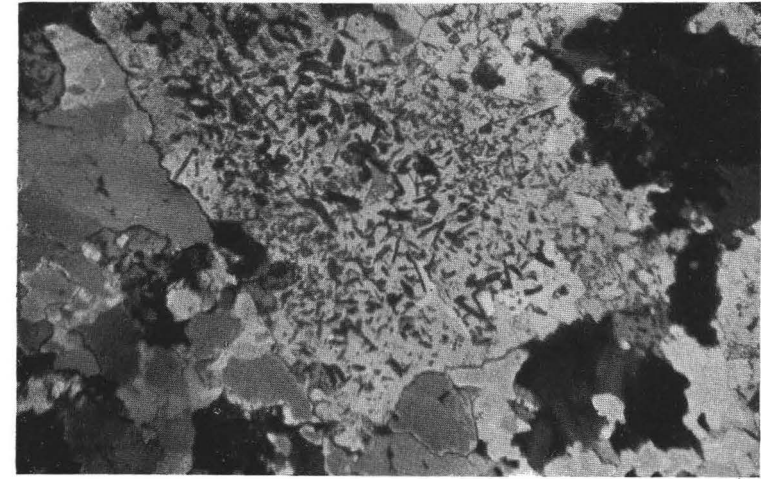


Fig. 7.

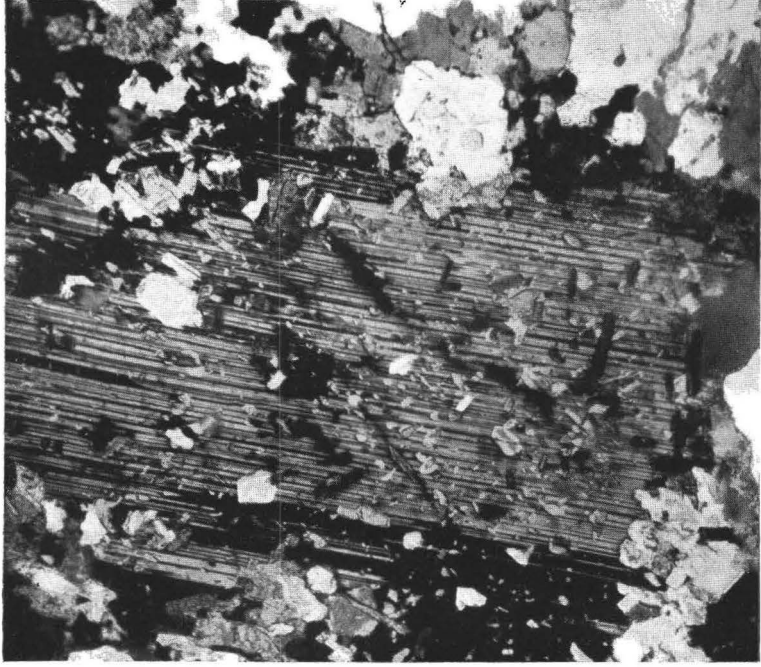


Fig. 8.

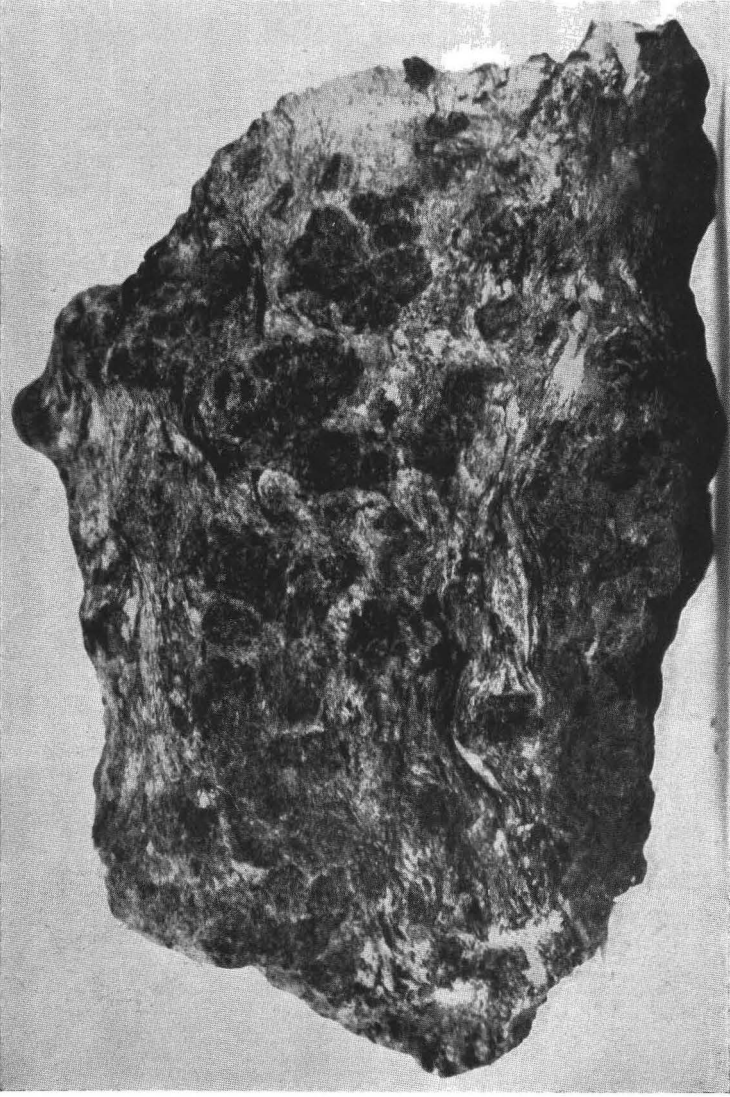


Fig. 9.

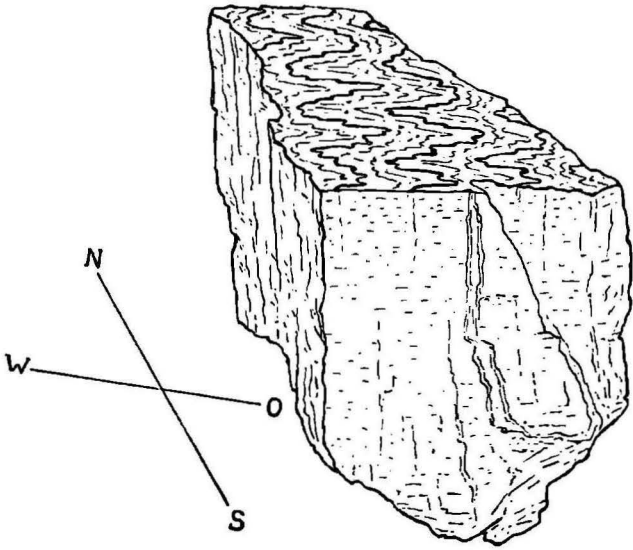


Fig. 10.

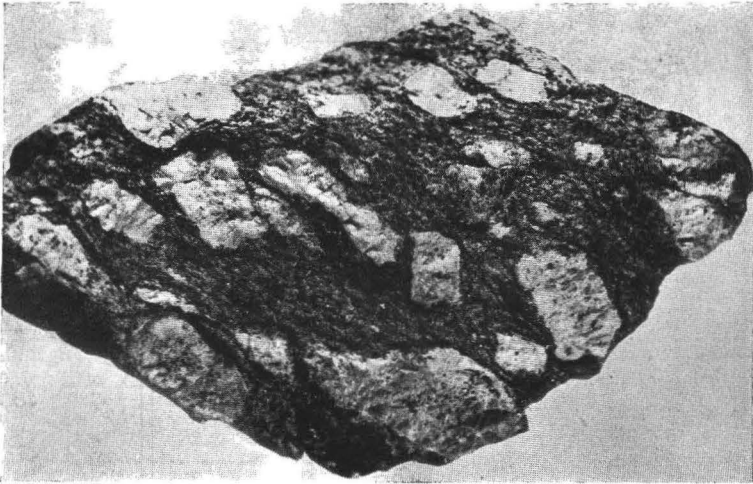


Fig. 11.

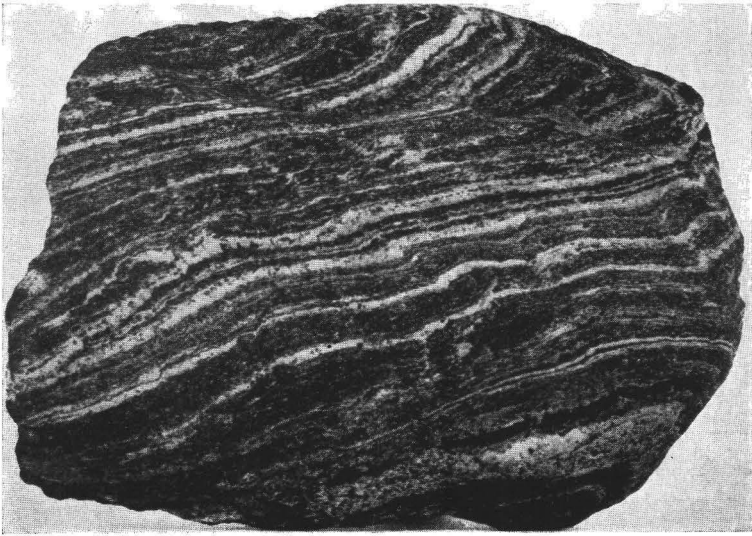


Fig. 12.

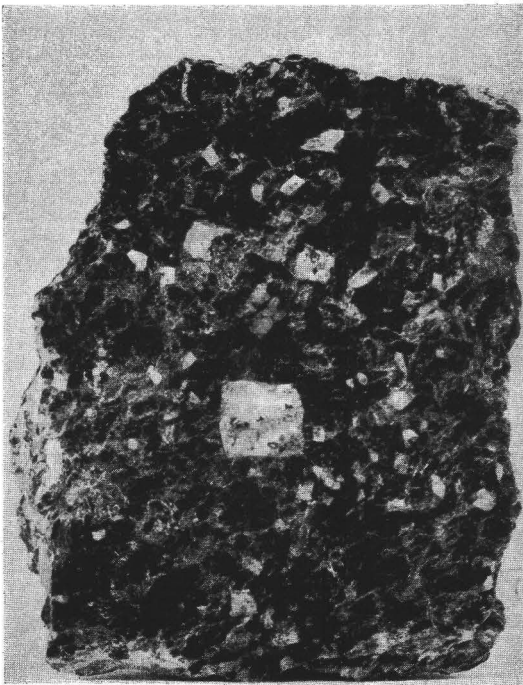


Fig. 13.

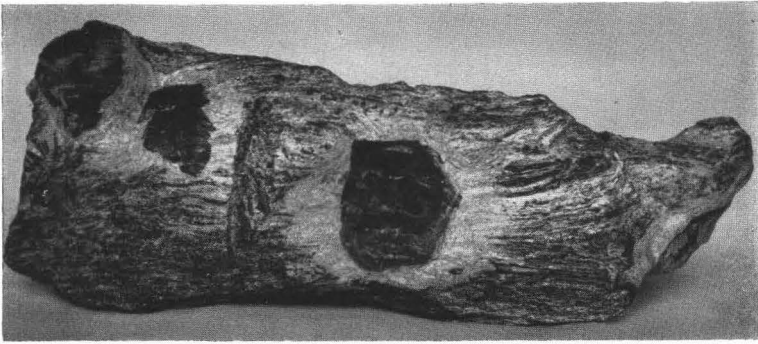


Fig. 14.

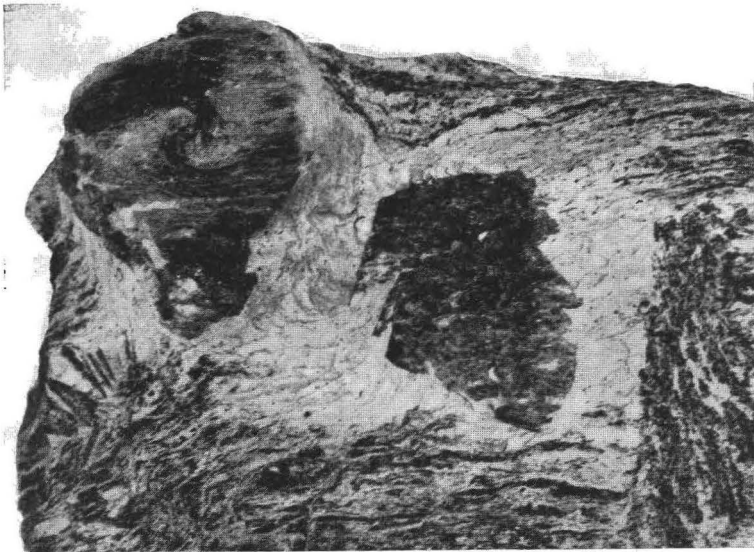


Fig. 15.

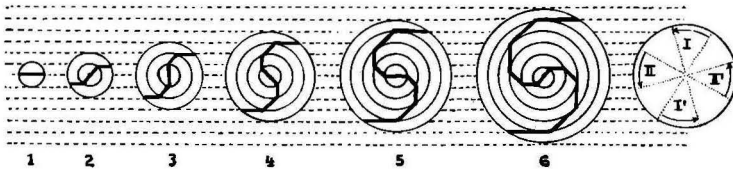


Fig. 16.



Fig. 17.

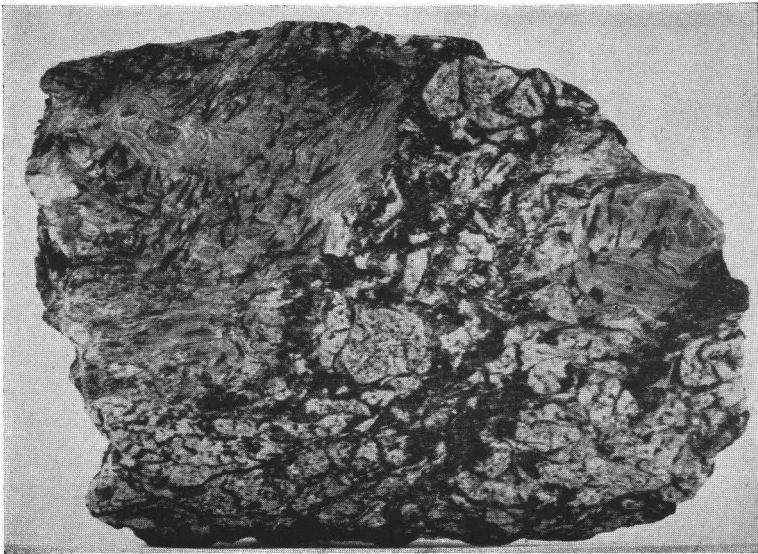


Fig. 18.



Fig. 19.

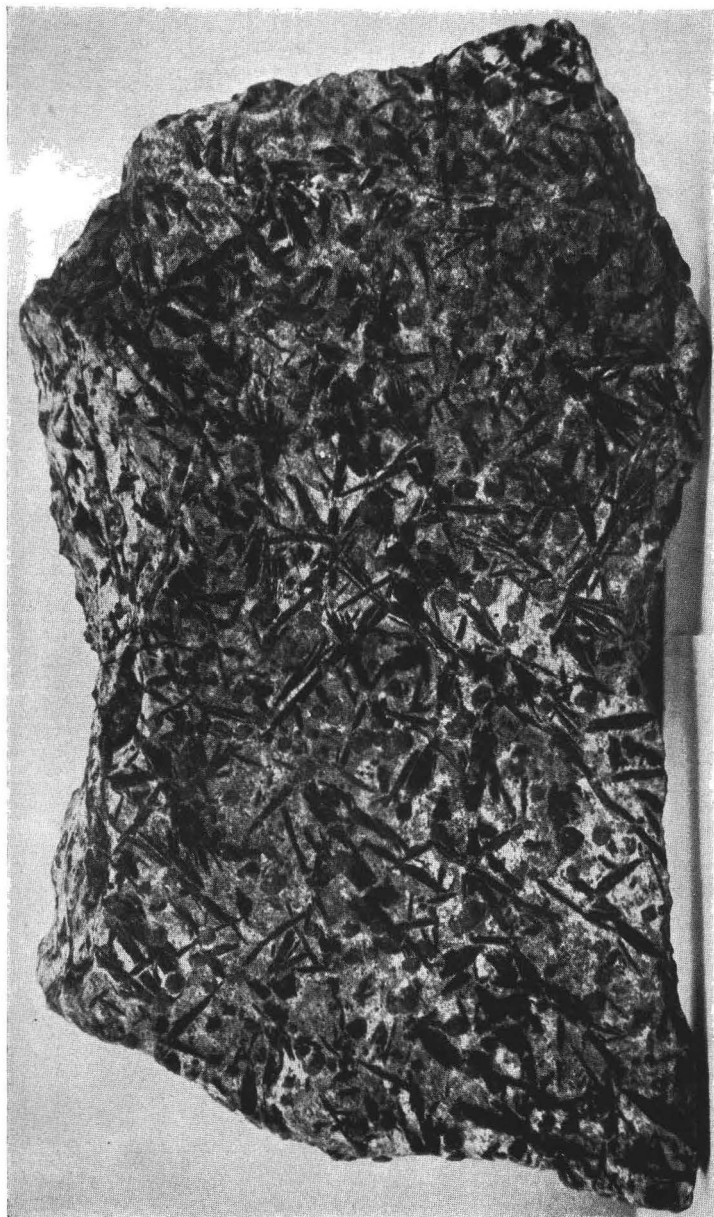


Fig. 20.

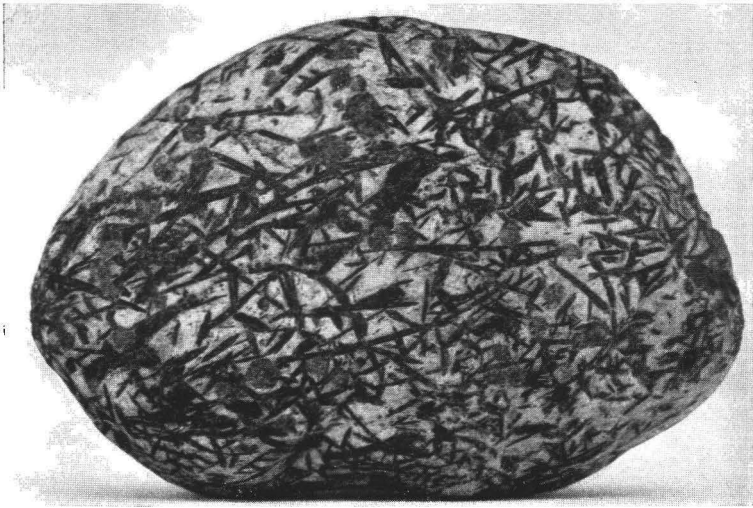


Fig. 21.

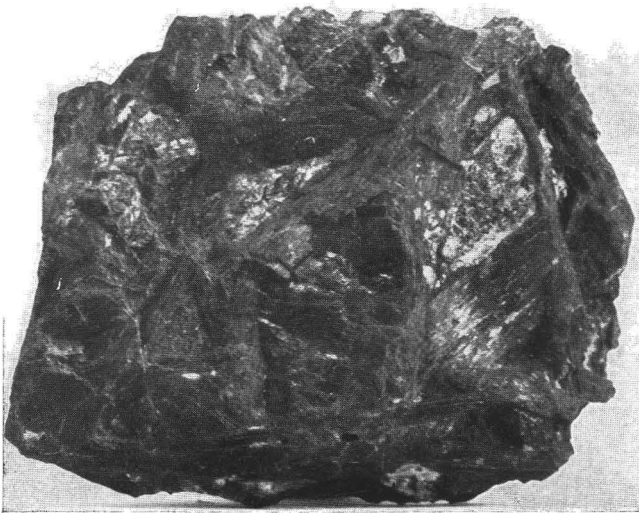


Fig. 22.



Fig. 23.



Fig. 24.

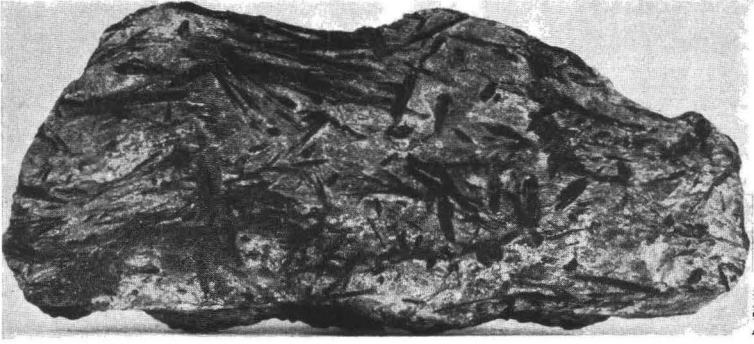


Fig. 25.

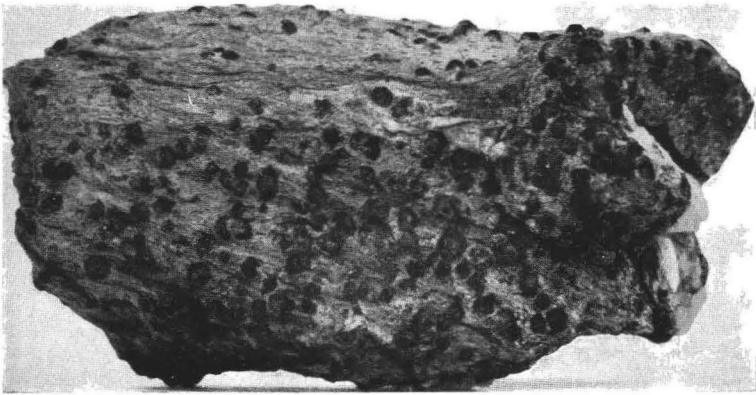


Fig. 26.

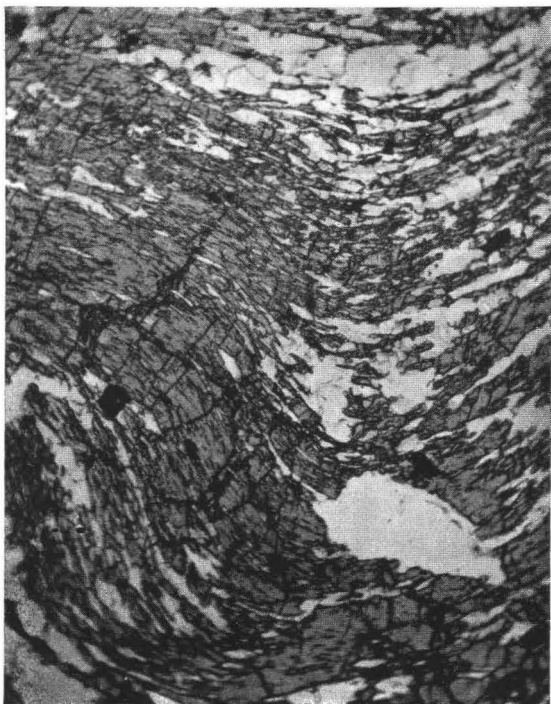


Fig. 27.

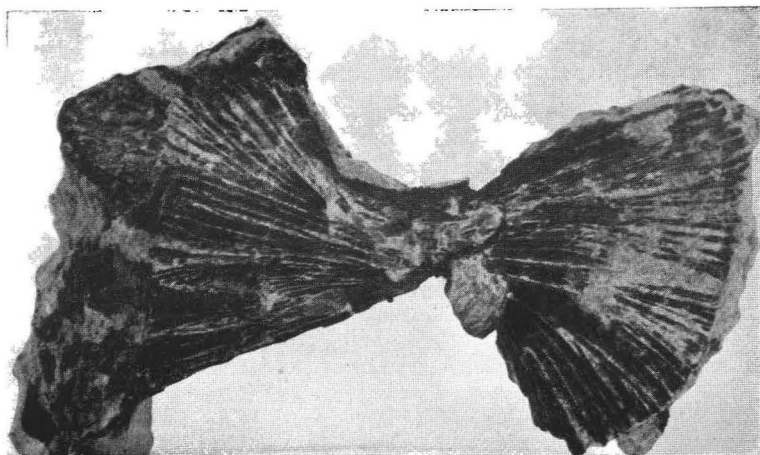


Fig. 28.

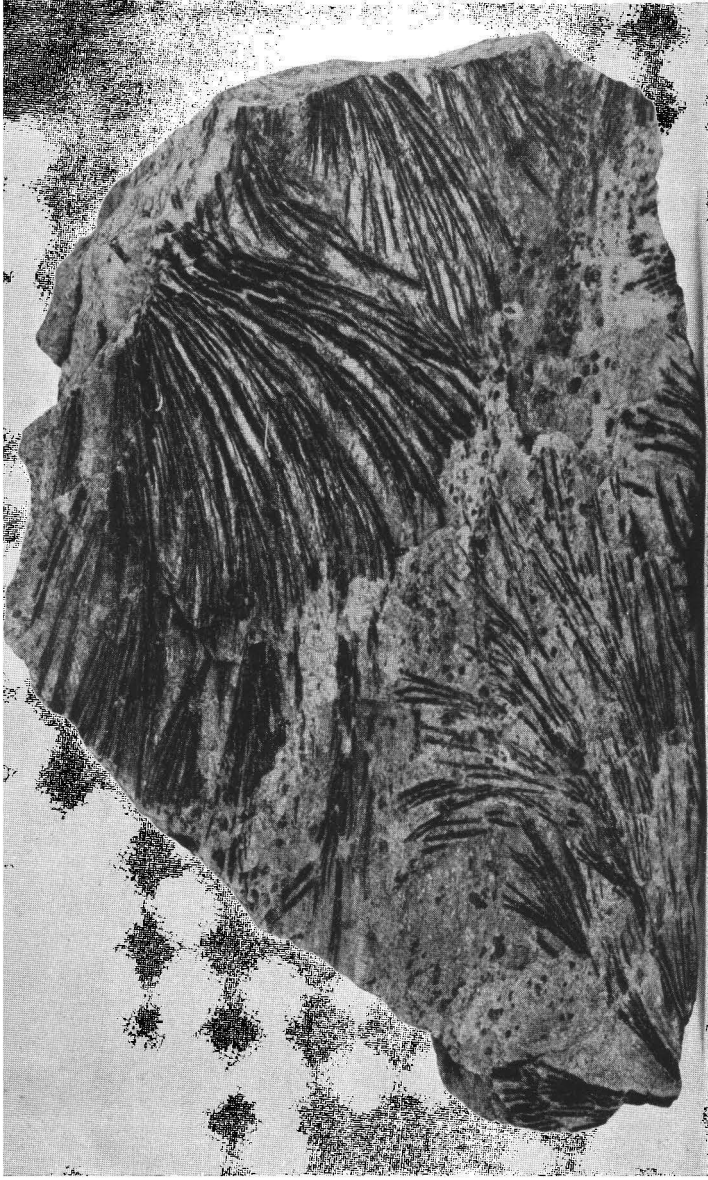


Fig. 29.

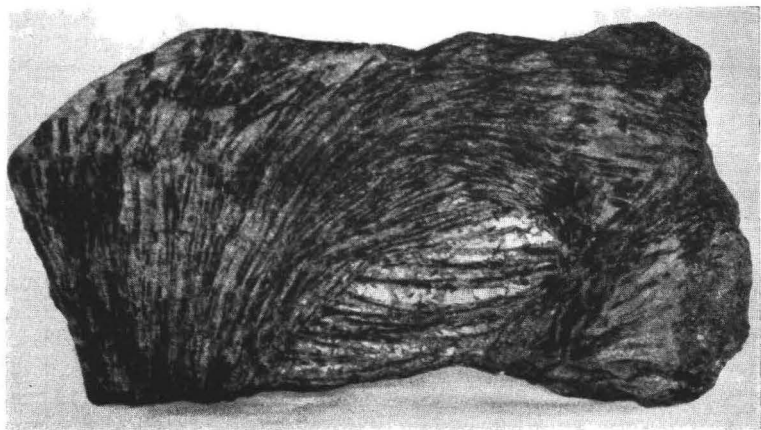


Fig. 30.

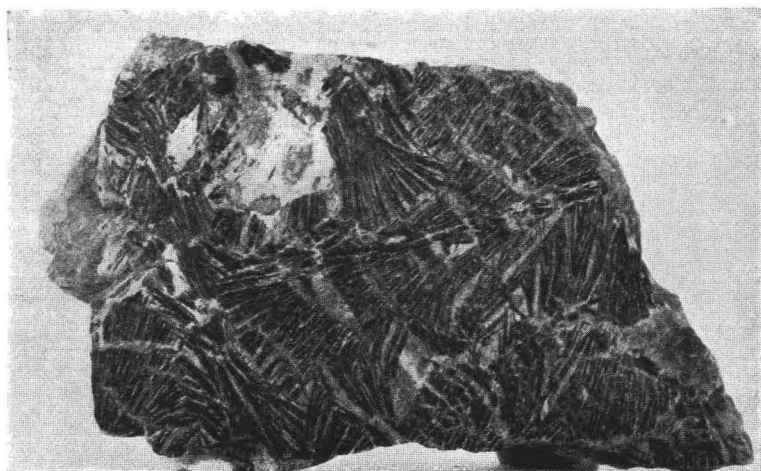


Fig. 31.

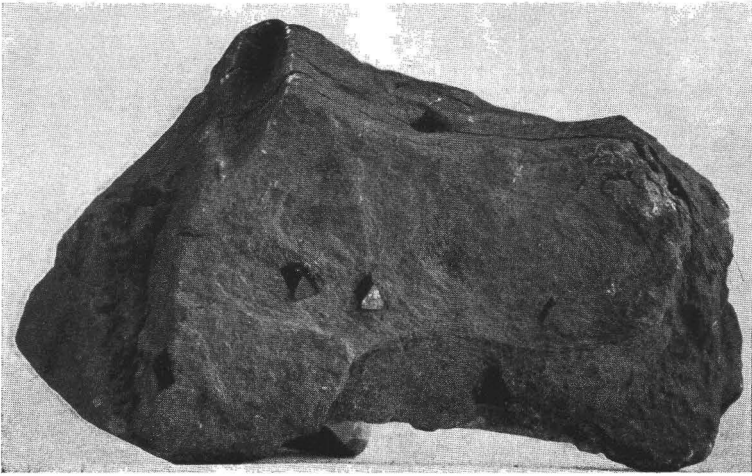


Fig. 32.

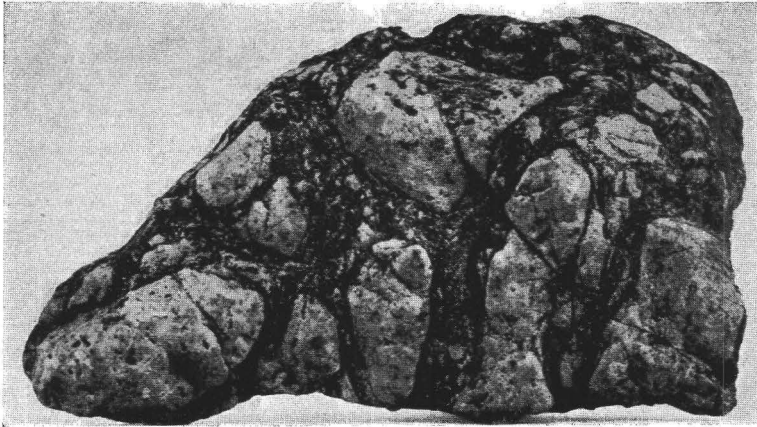


Fig. 33.

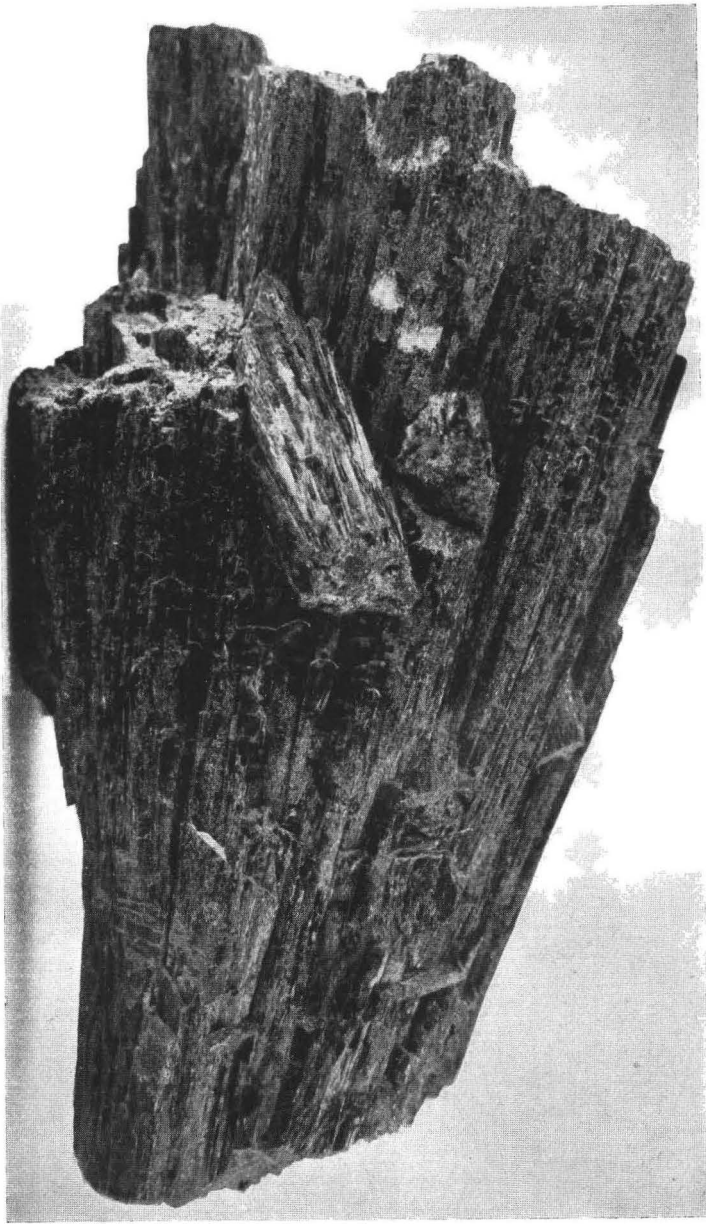


Fig. 34.

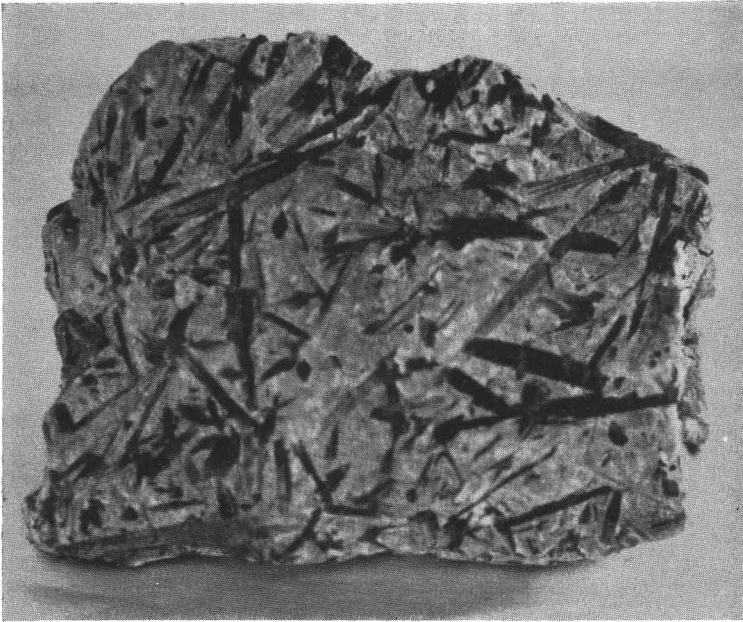


Fig. 35.

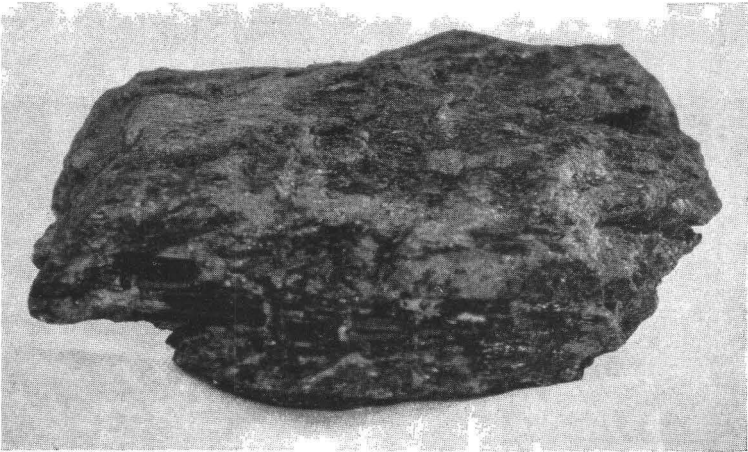


Fig. 37.

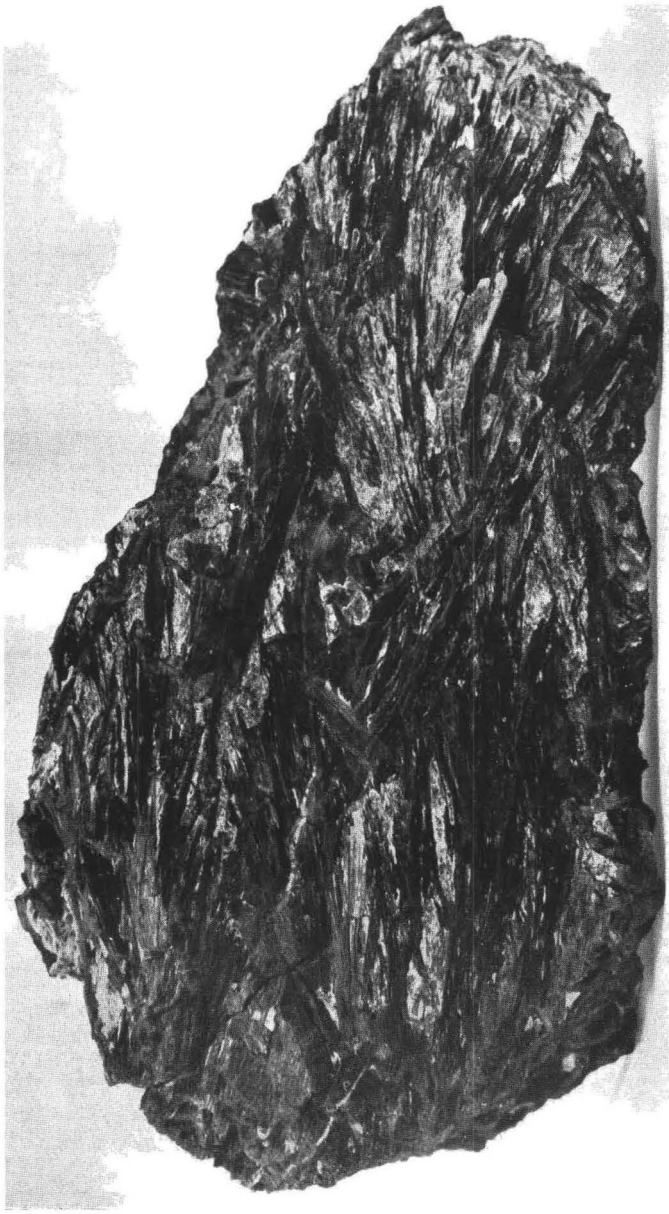


Fig. 36.



Fig. 38.

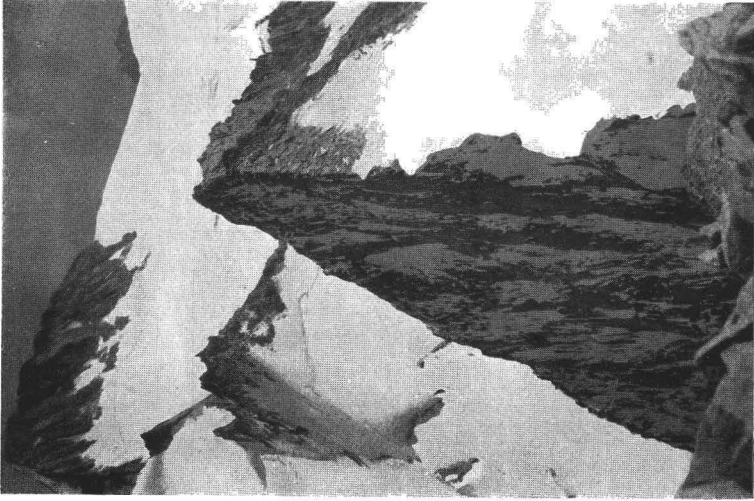


Fig. 39.



Fig. 40.