

Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg (Uri). Erster Mitteilung

Autor(en): **Hugi, E.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **3 (1923)**

Heft 3-4

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-5330>

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg (Uri).

(Erste Mitteilung.)

Von *E. Hugi*, Bern.

Beim Bau des Kraftwerkes Amsteg der S. B. B. wurden durch die beiden Wasserstollen, Zuleitungsstollen der Reuß und Zuleitung des Kärstelen- und Etzlibaches, von denen letzterer Stollen zur Zeit noch im Bau begriffen ist, einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse aufgeschlossen, deren Vorhandensein vorläufig festzulegen mir berechtigt erscheint.

Das vorliegende reichhaltige Beobachtungs- und Untersuchungsmaterial wurde durch die systematischen petrographisch-geologischen Aufnahmen der beiden Wasserstollen gefördert, mit denen der Verfasser dieser Mitteilung von den S. B. B. betraut worden ist. Bei der Ausführung dieser Arbeiten wurde mir auch manche wertvolle Angabe durch die bauleitenden Organe in Bern und Amsteg übermittelt und manche seltene Mineralstufe gelangte nur in meine Hände durch die freundliche Unterstützung der beständig beim Baue anwesenden Ingenieure und Aufseher. All denen, die mir die Aufsammlung des wissenschaftlichen Materiales dieses großen Baues durch weitgehendes Entgegenkommen ermöglicht haben, fühle ich mich zu aufrichtigem Danke verpflichtet.

Heute ist die petrographische Untersuchung der bis jetzt in den beiden Stollen geschlagenen ca. 600 Gesteinsproben noch nicht vollständig abgeschlossen, und die zahlreichen ausgezeichneten Kristallvorkommnisse konnten erst teilweise durchgemessen werden (auch wird der Vortrieb und die Ausweitung des im Bau begriffenen Kärstelenbachstollens in nächster Zeit das Untersuchungsmaterial noch vermehren lassen); es mögen daher die nachfolgenden Mitteilungen nur als erste orientierende Übersicht aufgefaßt werden.

Einige kurze Mitteilungen über pneumatolytisch-hydrothermal gebildete Erzvorkommnisse des Amsteger-Stollens (Reußzuleitung) wurden früher schon an anderer Stelle gemacht (vergl. E. Hugi: „Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen“. *Eclogae geologicae Helvetiae*, vol. XVI, No. 4, 1921) und es soll hier auch verwiesen werden auf den geologisch-petrographischen Teil des Berichtes der Druckstollenkommission der S. B. B. über das Kraftwerk Amsteg, mit geologischen Lageplänen und Profilen (vergl. Aktensammlung der S. B. B.).

Eine zweite Mitteilung, welche für eines der nächsten Hefte dieser Zeitschrift vorgesehen ist, wird diese ersten Untersuchungsergebnisse zu erweitern haben, im besonderen sollen dort die Resultate der bereits begonnenen chalkographischen Untersuchungen der in den beiden Stollen getroffenen Erzvorkommnisse mitgeteilt werden.

Den hier gegebenen Mitteilungen über einzelne Mineralvorkommnisse des Amsteger-Kraftwerkes sei eine kurze Orientierung über die geographisch-geologische Lage der durch die Stollenbauten aufgeschlossenen Gebiete vorausgeschickt.

Topographische Lage der beiden Stollen.

Die Wasserfassung des Zuleitungsstollens der Reuß befindet sich am Pfaffensprung, rund 1800 m unterhalb der Station Wassen der Gotthardbahn. Von hier schneidet der Tunnel unter spitzem Winkel in das rechte Talgehänge der Reuß ein, um dasselbe in mehrfach gebrochener Linie mit einer Gesamtlänge von 7536,43 m als sogenannter Lehnstollen zu durchschlagen und oberhalb Amsteg, östlich der Reußbrücke, 254 m über dem Talboden, das Wasserschloß zu erreichen. Vom Wasserschloß setzt sich mit 10° gegen E vom Hauptstollen abbiegend der 110 m lange Reservoirtunnel fort.

Die Zuleitung des Kärstelenbaches und des Etzlibaches erfolgt teils durch einen gedeckten Kanal von 577 m Länge, teils durch einen Freigefällstollen (Lehnstollen) mit einer Länge von rund 2230 m. Kanal und Stollen verlaufen beide am Südhänge des Maderanertales. Die Wasserfassung des Kärstelenbaches liegt 550 m oberhalb der Einmündung des Etzlibaches in den Kärstelenbach. Der

gedeckte Kanal unterfährt das Bett des Etzlibaches und nimmt diesen selbst in sich auf. An seinem untern Ende fällt der Zuleitungsstollen durch einen 21,5 m tiefen vertikalen Schacht in den Reservoirtunnel des Reußtalstollens ab.

Geologisch-petrographische Charakterisierung der Lage der beiden Zuleitungsstollen.

In geologischer Beziehung unterscheiden sich die beiden Zuleitungsstollen insofern voneinander, als die Achsenrichtung des Reußtaltunnels das Streichen der kristallinen Schiefer und die Streichlinie der Schichtung der den Schiefnern eingelagerten Sedimente zwar unter wechselndem (mehrmaliger Wechsel der Achsenrichtung des Stollens), aber im Mittel zwischen 50 und 70° sich bewegendem Winkel schneidet, während die vorherrschende Achsenrichtung des Kärstelenbachstollens (auch dieser Zuleitungskanal verläuft in mehrfach gebrochener Linie) einen Winkel von 0—30° mit der Streichrichtung der kristallinen Schiefer einschließt.

In petrographischer Beziehung stimmen die Baugebiete der Stollen darin überein, daß sie beide dem Intrusionssystem des Aaregranites zuzurechnen sind. Vom Zuleitungsstollen der Reuß entfallen 3456 m auf den granitischen Intrusivkern selbst und 4080 m durchschlagen seine nördliche Schieferhülle mit den zahlreich vorhandenen Aplit-Pegmatit- und Quarzporphyrgängen und den mehrfach zerschuppten und in die Schieferhülle eingefalteten und eingequetschten kohligen karbonischen Sedimenten.

Der Zuleitungsstollen des Maderanertales bewegt sich auf seiner ganzen Länge in den äußeren Teilen der nördlichen Schieferhülle des Aaregranites, der eigentliche Granitkern selber aber wird von ihm nicht mehr angeschnitten. Dagegen durchschlägt er noch eine mächtige aplitisch-pegmatitische Apophyse, welche teilweise wenigstens in primärem Verbands mit ihrem Schiefermantel steckt und die zweifellos als äußerster Randerguß des aaregranitischen Magmas aufzufassen ist.

Dr. Walter Staub verzeichnet in seiner geologischen Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal diese Aplitmasse als Granitgang vom Alter des Gasteren-

granits und rechnet dieselbe der Zone der Erstfeldergneise zu. Die petrographische Beschaffenheit und das geologische Auftreten des Aplites lassen denselben als der Intrusionsfolge des Aaregranites zugehörend erkennen. Sein geologisches Alter dürfte daher jünger als dasjenige des Gasterengranites einzuschätzen sein, umso mehr, da es sich um ein extrem saures und äußerstes randliches Differentiat des Zentralgranites handelt.

Soweit die durch das Kraftwerk Amsteg geschaffenen Aufschlüsse das erkennen lassen, reicht weder der eine noch der andere der beiden Stollen in das Injektionssystem des „Erstfeldergneises“ hinein; die Schieferhülle dieses letztern wird auch vom Kärstelenbachstollen nicht mehr angeschnitten. Es scheint also, daß das Maderanertal sich auf der tektonisch stark beeinflussten und daher durch die Erosion teilweise herauspräparierten Grenzfläche zwischen den beiden Intrusionsbereichen des Aarmassives („Erstfeldergneis“ und Aaregranit) befindet. (Bezüglich der Verteilung unserer alpinen granitischen Intrusionszentren vergleiche auch E. Hugi: „Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion“. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Bern 1922. II. Tl., p. 86—109.)

Übersicht über die petrographischen Verhältnisse des Zuleitungsstollens der Reuß.

1. Zentraler Aaregranit (0,000—3,456 m).

a) Zone des Augengneises (0,000—1,758 m). Wie oben bereits angedeutet wurde, durchschlägt der Hauptstollen des Kraftwerkes Amsteg auf eine Länge von 3,456 m den zentralen Granitkern des Aarmassives. Nach der besonders petrographischen Ausbildungsweise des Gesteines teilt sich aber diese Granitstrecke wieder in zwei Zonen: In eine südlichere Partie von glimmerreicherem, mehr oder weniger schieferigem, z. T. porphyrisch entwickeltem „Augengneis“ (parallel struierter basischer Granit) und in die

b) Zone des massigen Aaregranites (1,758—3,456 m). In diesem nördlichen Teilstück hat der Granit eine richtungslose, typisch zentralgranitische Beschaffenheit; er erweist sich, abgesehen von wenigen lokalen Ausnahmen, als ganz massig. Der „Augengneis“ sowohl, wie auch der typische Aaregranit werden von häufigen Aplit- und

Lamprophyr-Gängen mit wechselnder Mächtigkeit und wechselndem Streichen und Fallen durchsetzt. In der Augengneiszone kommt diese Differentiation noch ausgesprochen zur Geltung, wie im saureren und massigeren Granit. Strukturübergänge und Facieswechsel zwischen den beiden Ausbildungsarten des Granites sind aber vielerorts vorhanden, wie überhaupt die Grenzen zwischen den einzelnen Gesteinszonen (außer den Gangabgrenzungen) nicht scharfe Linien darstellen, sondern durch allmähliche Wechsel mit häufigen Rückläufigkeiten gegeben sind. Die notierten Zahlenwerte der Abgrenzung der einzelnen Zonen bedeuten also eine teilweise Schematisierung der natürlichen Verhältnisse, derart, daß immer die am prägnantesten hervortretenden Wechsel als Grenzlinien markiert wurden. (Vergl. auch die petrographisch-technische Plandarstellung des Amsteger-Stollens 1 : 2500 im Berichte der Expertenkommission der S. B. B.)

Eine der auffallendsten Erscheinungen der Granitstrecke, die sowohl in der Teilzone a) wie auch in der Teilzone b) in charakteristischer Weise zur Entwicklung gelangte, tritt uns entgegen in den sogenannten Bergschlägen. Nicht daß solches knallendes Gebirge im Amsteger-Stollen zuerst beobachtet worden wäre, dem Bergmann und Tunnelbauer ist diese Erscheinung längst bekannt und beim Baue aller unserer großen Alpentunnel, welche granitische Massen zu durchqueren hatten (Gotthard, Simplon, Lötschberg), mußte man den Gefahren, welche dieses, meist von starkem Knall begleitete explosive Ablösen dünner Gesteinsschalen mit sich bringt, begegnen. Über die Ursachen der Bergschläge ist schon viel geschrieben und viel diskutiert worden. Die meisten Autoren sehen darin die spontane Auslösung von Spannungen, dadurch hervorgerufen, daß beim Stollen-vortrieb in der Tunnelröhre dem Überlastungsdruck des Gebirges der Gegendruck von Seiten des Stollens aufgehoben wird. Nach solcher Auffassung müßten sich diese schaligen Ablösungen parallel den Stollenwänden am stärksten da ausbilden, wo die Überlagerung des Tunnelprofils die größte ist. Eine derartig gesetzmäßige Beziehung hat sich nun nirgends feststellen lassen; mit gleicher Intensität wurden Bergschläge sogar auch in Steinbrüchen mit Tagebaubetrieb festgestellt. Daß aber diese explosiven Plattenablösungen sich im schieferigen und weniger kompakten Gebirge nicht

bilden, läßt sich leicht verstehen, da hier kein Anstauen der Spannungen möglich ist, weil diese auf den leicht gleitbaren Schieferflächen und zahllosen Klüftungsrisen in kleinen Differentialbewegungen ihren sofortigen Ausgleich finden.

Wertvolle Beobachtungen zur Lösung der Bergschlagfrage scheint mir nun der Amsteger-Stollen zu liefern. Wie aus der oben gegebenen topographischen Orientierung über die Lage des Stollens hervorgeht, muß derselbe als eigentlicher Lehnstollen bezeichnet werden. In der Tat hat sich denn auch die Nähe des Reußtales nicht nur darin bemerkbar gemacht, daß vereinzelt, dem Gehänge ungefähr parallel laufende Klüfte vom Stollen getroffen worden sind, sondern in ausgesprochener Weise, wie das bis dahin wohl kaum anderswo mit solcher Klarheit festgestellt werden konnte, gab sich der Einfluß der nahen Felsoberfläche gerade in der Verteilung der Bergschläge zu erkennen. Diese gelangten in den granitischen und stark granitisierten Gesteinspartien überall mit mehr oder weniger deutlicher Ausprägung zur Entwicklung. Quadratmetergroße Platten, die mit ihren oft gekrümmten Flächen genau der Umbiegung der Stollenwand angepaßt sind, haben bisweilen eine Dicke von nicht mehr als 2—3 cm. Diese Felsablösungen traten aber mit ganz wenigen Ausnahmen nur am Talstoß und im besondern an der Ulme der Talseite auf. Die Bergseite des Stollens zeigte fast nirgends solches Knallgebirge. Für diese auffallende Tatsache scheinen sich mir folgende Erklärungsmöglichkeiten zu ergeben:

Die spontan sich ausgleichenden Spannungsdifferenzen können im Amsteger-Stollen ihre Ursache nicht in dem überlagernden Belastungsdruck haben, sonst müßte das Knallgebirge sich eher auf der Bergseite des Stollens entwickeln. Der Vorgang scheint sich vielmehr entweder aus *thermischen Tatsachen* zu erklären, indem die Spannungen sich auf eine Abkühlung vom Talgehänge aus und der damit verbundenen Zusammenziehung des Gesteins zurückführen. Oder es ist auch die Möglichkeit gegeben, daß die Spannungen nicht durch Gebirgsbelastung, sondern *Gebirgsentlastung* entstehen, die ihre Ursache hat in dem Abschmelzen der über 1000 m mächtigen Eismassen, die in der Glazialzeit das Tal ausfüllten. Solche Spannungsrestanzen, seien sie nun in der einen oder andern Art erzeugt, müssen sich mehr oder weniger ausgesprochen parallel dem Tal-

gehänge anordnen und können dann beim Stollenvortrieb in der oben beschriebenen Weise und Verteilung ihren Ausgleich finden. Mehr Bedeutung scheint mir bei den gegebenen beiden Erklärungsversuchen den thermischen Wirkungen zuzukommen.

Daß solche Beeinflussungen des Gesteins von der Seite des Tales aus erfolgen, läßt sich in der Tat in vielen unserer Alpentäler, die in massigen Granit eingeschnitten sind, an den sogenannten *Absonderungsklüftungen* feststellen. Ich erinnere hier nur an den Steinbruch von Gurtellen, an die „Hehlen Platten“ bei der Handeck, an den Abschwung am Unteraargletscher und andere Orte mehr.

An den erwähnten Punkten sieht man die massigen Granitwände in ein System von mächtigen Platten geteilt, die sich mit ihren Hauptflächen mehr oder weniger parallel zum Talgehänge einstellen. Wo der Granit im Vereinigungswinkel zweier Täler in einem Sporne vorspringt, biegen bisweilen sogar die Platten des starren Gesteins, entsprechend der Oberflächengestaltung, regelmäßig um die Felskante herum. Diese mit der Talbildung zweifellos in Zusammenhang stehende Klüftung (*plattige Absonderung*) muß sich aber außerordentlich langsam entwickeln, das ergibt sich daraus, daß diese Talklüftung gewöhnlich etwas weniger steil gegen das Tal einfällt, wie das Talgehänge selber. Die Talerosion muß also rascher fortgeschritten sein, wie die Herausbildung der plattigen Absonderung.

Von der Granitgrenze bei 3,456 m weg bis zum Wasserschloß (7,536 m), resp. bis und mit dem Reservoirtunnel (7,646 m) gehört die ganze übrige Stollenstrecke der nördlichen, stark injizierten Schieferhülle des Aaregranites mit ihren Einlagerungen wenig metamorpher karbonischer Tonschiefer an. Die granitischen Injektionen haben aber an dieser weitausholenden Kontaktzone des Aaregranites noch einen großen Anteil. Einzelne Rückläufigkeiten abgerechnet, nehmen sie zwar nach außen hin an Zahl und besonders an Schärfe der Umgrenzung ziemlich rasch ab. Ihre Verteilung ist derart, daß im allgemeinen die Aplitgänge nach innen häufiger sind und nach außen mehr den Pegmatiten und den sehr mächtigen Quarzporphyrintrusionen Platz machen. Doch erleidet auch diese nur allgemein gültige Regel der Verteilung der granitischen Nachschübe einzelne recht auffällige Ausnahmen.

Das Substratum dieser Schieferhülle bestand vorwiegend aus paläozoischen Sedimenten (Tonschiefer und Sandsteine), in welche schon vor ihrer Metamorphose durch den Granit vereinzelt basische Intrusivkörper eingedrungen waren, die wohl selbst schon eine erste Kontaktmetamorphose der Sedimente bewirkt haben, um später mit diesen zusammen infolge der granitischen Durchtränkung und ihrer postmagmatischen Nachwirkungen eine intensive Umwandlung zu erleiden. Die vorzüglichen Aufschlüsse, welche der Stollen geboten hat, lassen mit aller Deutlichkeit erkennen, daß die kontaktmetamorphen Einwirkungen des aaregranitischen Magmas in ihrer Intensität von innen nach außen im allgemeinen ein allmähliches Abklingen aufweisen. An vereinzelt mächtigeren randlichen Aplit-Pegmatit- und Quarzporphyrintrusionen ist aber selbstverständlicher Weise ein Neuaufleben der kontaktmetamorphen Vorgänge zu beobachten, da diese Magmaergüsse selbst wieder ihre eigenen kleinen Kontakthöfe aufweisen.

Die Petrographie des Stollenprofils im Bereiche der Schieferhülle zeigt einen außerordentlich komplexen Charakter, so daß die Gesteinswechsel oft von Dezimeter zu Dezimeter erfolgen. Der Grund dieser großen Variationsmöglichkeit liegt einerseits in der verschiedenen Beschaffenheit des ursprünglichen Substratums der Schiefer, andererseits aber in der Intensität der granitmagmatischen Injektion und der damit Hand in Hand gehenden kontaktmetamorphen Umwandlung der Nebengesteine, und drittens kommt als weiteres komplizierendes Moment der petrographischen Verhältnisse noch die Einwirkung tektonischer Kräfte, die dynamometamorphe Umgestaltung der Gesteine hinzu. Die sich anstauenden Spannungen des tangentialen Druckes der Alpenfaltung haben an einzelnen Knotenpunkten ihren stärksten Ausgleich gefunden, und hier lassen die wohl schon vorher stark schieferigen Gesteine auch die intensivsten mechanischen Umwandlungen erkennen, während andere Stellen des Profils, die mehr im Druckschatten massiger, druckaufnehmender Gebirgstteile lagen, von den dynamischen Einwirkungen wenig betroffen sind.

Die ältere Vorstellungsweise, die unsere starren, kristallinen Massive unter dem Einflusse der Alpenfaltung, gleich den viel plastischeren sedimentären Gebirgstteilen, in mehr oder weniger regelmäßig angeordnete Antiklinalen

und Synklinalen (Fächerfalten) sich falten läßt, hat im Profile des Amsteiger-Stollens ihre Bestätigung nicht gefunden. Bei der ganz außerordentlichen mechanischen Heterogenität des Gesteinsmaterials ist eine derartige homogene Reaktion des Gebirges auf die von Süden her wirkenden Kräfte nicht denkbar. Die detaillierte petrographisch-geologische Aufnahme des Stollenprofils (die Originalaufnahmen wurden im Maßstabe 1 : 100 durchgeführt) hat keine Anhaltspunkte dafür erbracht, daß der Aaregranit mit seiner Schieferhülle und ihren sedimentären Einlagerungen eine regelmäßige Faltung erfahren hätte, wohl aber hat sich mit aller Deutlichkeit gezeigt, daß an Stelle der Faltung eine weitgehende Aufschuppung des Gebirges getreten ist, bei der im besonderen die mechanisch weniger widerstandsfähigen, stark schieferigen und tonreichen Gesteinskomplexe in einzelne Schuppenpakete zerrissen worden sind; festere Gesteinsmassen können weit über sie vorgeschoben worden sein. So hat der Stollen die den kristallinen Schiefen eingelagerten karbonischen Tonschiefer nicht in einfacher synklinaler Anordnung durchschlagen, sondern sie wurden in mehrfacher Verschuppung mit mechanisch widerstandsfähigeren Quarzporphyren und aus ihnen hervorgegangenen Sericitschiefen und massigen Sericit-Chlorit-Gneisen getroffen.

In der nördlichen Schieferhülle des Aaregranites läßt sich nun, wenn wir von Süden nach Norden fortschreiten, folgende petrographische Zonengliederung durchführen:

2. Zone der Biotitinjektionsgneise (3,456—4,710 m).

Der Übergang zwischen dem zentralen Granitkern des Massives und seiner Schieferhülle ist naturgemäß kein plötzlicher, sondern er vollzieht sich allmählich, indem sich einerseits am Granit eine aplitische Randfacies entwickelt und andererseits der Biotitgneis in seiner Kontaktregion stark granitisiert und von Aplitinjektionen vollkommen durchsetzt erscheint. Vielfach erhalten diese Gneise durch die enge Vermischung und Durchknetung von sedimentärem Substratum und granitmagmatisch zugeführten Stoffen eine schlierige Beschaffenheit. Nach außen hin nimmt die aplitische Durch-

tränkung mehr und mehr ab, und der massige Charakter macht allmählich, allerdings mit häufigen Rückläufigkeiten, schieferigen Texturen Platz. Die Biotitgneise gehen über in Biotitschiefer, die aber keineswegs eine gleichmäßige Beschaffenheit behalten, sondern stofflich und strukturell ein recht wechselvolles Bild darbieten.

Gegen Norden werden diese Wechsel, wohl hauptsächlich infolge größerer Verschiedenheiten des ursprünglichen Materiales der Schieferhülle und auch durch ein stärkeres Vorherrschen der so vielgestaltigen Pegmatite, noch weit akzentuierter. Es folgt ein Gesteinskomplex, den wir in stark schematisierender Zusammenfassung bezeichnen können als

3. Zone der Biotitgneise, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer (4,710—5,773 m).

Genetisch unterscheidet sich dieser Teil des Stollenprofils von den vorher erwähnten Biotitinjektionsgneisen hauptsächlich dadurch, daß in den ursprünglichen Tonschiefern und Sandsteinen der Schieferhülle einzelne als mächtige Gangbildungen und als Linsen und Schlieren verteilte Einlagerungen von basischen Eruptivgesteinen vorhanden waren, deren Material wohl durch denselben Herd geliefert worden ist, dem der Aaregranit selbst entstammt. Ihre Intrusionen sind als Vorläufer derjenigen des Granites aufzufassen. Der später nachfolgende Graniterguß und seine postmagmatischen Nachwirkungen haben die Pyroxenite, Gabbros und Gabbroperidotite, die vorgelegen haben mögen, mit den sie umhüllenden, schon metamorphen Sedimenten ein zweites Mal umgewandelt. Aus den basischen Eruptivgesteinen sind schließlich hervorgegangen: Hornblendefelse, Serpentine, Talkschiefer, Amphibolite und Hornblendeschiefer. Die Sedimente haben bei ihrer Metamorphose dichte Hornfelse, Glimmerschiefer, Biotit-Chloritgneise und Sericitgneise geliefert. Außerdem haben später zur Zeit der Alpenfaltung die plastischen, an wasserhaltigen Magnesiumsilikaten reichen Gesteine (im besonderen die Serpentine und Talkschiefer) weitgehende mechanische Umwandlungen erfahren. Intensivste Verfaltungen, Verstauchungen und Zerreißen kennzeichnen diesen letzten Akt der Metamorphose.

Die außerordentlich wechselgestaltige Beschaffenheit der vorliegenden Zone wird aber in ihrem komplexen Bestande noch wesentlich erhöht durch den unvermischten eruptiven Anteil derselben: Aplite, Pegmatite und mächtige Quarzporphyrintrusionen durchsetzen das erwähnte Schiefermaterial in unregelmäßigster Weise und oft in so inniger Verflechtung, daß die zierlichsten und verworrensten Injektionsfältelungen entstehen. Besonders charakteristisch für diese Zone erscheinen die Pegmatite, deren z. T. recht seltenen Stoffzufuhren (Erzbildung) großes mineralogisch-petrographisches Interesse bieten. Als weiteres Glied läßt sich aus dem petrographischen Bestande der Schieferhülle ausscheiden:

4. Zone der Biotithornfelse und Biotitgneise (5,773—6,190 m).

Diese metamorphen Sedimente sind besonders im südlichen Teile der Zone noch stark aplitisch injiziert, weiter nach außen hin dagegen haben neben mächtigen Quarzporphyrergüssen mehr nur noch die fluiden Phasen des granitischen Magmas das sedimentäre Substratum durchtränkt und metamorphosiert. Diese postmagmatische Tätigkeit hat auch die Intrusion der Quarzporphyre, die noch in die karbonischen Tonschiefer eingedrungen sind, überdauert und der Einwirkung dieser pneumatolytischen und hydrothermalen Agentien ist jedenfalls zum Teil, verbunden mit gleichzeitigen mechanischen Einflüssen, die weitgehende Sericitisierung der Quarzporphyre und ihre lokale Umwandlung in kaolinartige, weiße Tonmassen zuzuschreiben.

In der Tat, je weiter wir uns von dem massigen Granitkern des Massives entfernen, umso mehr auch nimmt die mechanische Beeinflussung des Gebirges durch die tektonischen Kräfte zu, die Wirkungen der Kontaktmetamorphose werden mehr und mehr durch die dynamometamorphe Umgestaltung der Gesteine verschleiert und verdeckt. Diese Tatsache erschwert die petrographische Deutung der Gesteinstypen selbstverständlich ganz außerordentlich, anderseits aber kommt die Zerrung und Zerreißung des Gebirges dem häufigen Auftreten von Mineralklüften in diesem Teile der Schieferhülle zugute. Auf den hier reichlich entstandenen

Spalten und Klüften haben offenbar die spät noch aus dem reaktivierten magmatischen Herde abdestillierenden Stoffe die günstigen Kondensationstemperaturen zur Bildung zahlreicher Mineralarten getroffen. (Über diese Mineralvorkommnisse wird weiter unten zu berichten sein.)

Mehr noch wie die Biotithornfelse und Biotitgneise werden die Gesteine der weitem, nach Norden folgenden Schieferzonen von den mechanischen Umwandlungen betroffen, im besondern gilt das von dem zunächst anschließenden Teile des Profiles.

5. Zone der Sericit-Chloritgneise und der Quarzporphyre, letztere z. T. übergehend in Sericitschiefer, mit Einlagerungen von kohligem Tonschiefern (6,190—7,271 m).

Daß an den Gesteinen dieser Zone die dynamischen Effekte stärker hervortreten, hat seinen hauptsächlichsten Grund wohl darin, weil die kontaktmetamorphen und gesteinsverfestigenden Einwirkungen des Granites mehr und mehr zurücktreten und die Schiefer daher ihre Schieferigkeit als Relikt der ursprünglichen Schichtung der umgewandelten Sedimente noch ausgesprochener bewahrt haben.

Den geringsten Widerstand setzten den dislozierenden Kräften die fast unveränderten karbonischen Tonschiefer entgegen. Sie bildeten vielmehr sogar mit ihrem hohen Tongehalt und bei ihrer Durchsetzung mit graphitischem Kohlenstoff für die Gebirgsbewegungen direkt ein Schmiermittel. Deshalb zeigen sich im Stollenprofil die mehrfach auftretenden Einlagerungen der kohligen, plastischen Tonschiefer stark zusammengewulstet, oft in feinste Fältelungen gelegt, oder mit widerstandsfähigeren, weniger leicht verschiebbaren Sericitschiefern auch auseinandergezerrt und in einzelne sich wiederholende Schuppenpakete gelegt. Auf solchen Gleit- zonen erscheint das Gebirge wie aus den Angeln gehoben. Die Streich- und Fallrichtungen, die sich sonst als recht konstant erweisen, verlieren jede Zuverlässigkeit. Auch ihre Mittelwerte weichen von den Normalbeträgen nach oben und unten ganz beträchtlich ab.

Dieses sogenannte „Karbon“ nimmt ungefähr den mittleren Teil der hier in Frage stehenden Zone ein. Eine Gesamtmächtigkeit der schwarzen tonigen Schiefer in be-

stimmten Zahlenwerten auszudrücken, ist kaum möglich, da dieselben in wenigen mächtigeren Komplexen und in zahlreichen unregelmäßig verteilten Fetzen und Schuppen den Sericit- und Chloritschiefern und den Sericitgneisen eingelagert sind.

Den Hauptbestand der Zone machen aber die Sericit-Chloritgneise, die Quarzporphyre und die aus den letzteren hervorgegangenen Sericitschiefer aus. Diese weitgehende Sericitisierung der Quarzporphyre ist eine auffallende, aber in diesem Teile des Profiles weitverbreitete Erscheinung. Wie es in unsern alpinen Granitmassiven überhaupt als allgemein zutreffende Tatsache gelten darf, daß die Quarzporphyre (seien sie letzte Nachschübe der granitischen Magmen in die Schieferhüllen, oder sei es, daß sie als Gangergüsse im Granit selber aufsetzen) den mechanischen Gesteinsumwandlungen viel leichter zugänglich sind als ihre Nebengesteine. Währenddem diese letzteren oft kaum Spuren einer dynamometamorphen Einwirkung erkennen lassen, treffen wir die Quarzporphyre durch schiebende Pressung unter gleichzeitigem Lösungsumsatz in allen Abstufungen vom massigen, meist scharf rhomboidal geklüfteten Gestein bis zum ausgesprochenen, papierdünn geschieferten Sericitschiefer umgewandelt. Es mag wohl sein, daß eine primäre Fluidalstruktur die erste Veranlagung zu dieser Umwandlung geboten hat. Diese und weitere Erklärungsmöglichkeiten stellen sich aber noch als offene Fragen dar.

Die äußersten Teile der Schieferhülle, die der Stollen noch durchschlägt, erweisen sich petrographisch recht eintönig, sie lassen sich leicht mit einheitlichem Namen umfassen:

6. Zone der Chlorit-Sericitgneise (8,271—7,536 m).¹⁾

Es waren jedenfalls hauptsächlich tonschüssige Sandsteine, welche mit einigen untergeordneten Quarzporphyr-einlagerungen das Ausgangsmaterial für die Bildung dieser kristallinen Schiefer geliefert haben.

In tektonischer Beziehung hat sich in dieser Zone das Gebirge scheinbar wieder beruhigt, oder vielleicht richtiger gesagt, es lassen sich hier die Dislokationen und die mechanischen Gesteinsumgestaltungen weniger gut feststellen,

¹⁾ Derselben Gesteinsserie gehört auch der Reservoirtunnel zu.

weil das Material viel homogener ist und meist einen deutlich schieferigen Charakter besitzt. Auf den Clivage-Flächen hat durch Differentialschiebungen, die mehr oder weniger in der Richtung der Fallinie erfolgten, der Ausgleich der tektonischen Spannungen stattgefunden. Einzelne schärfer hervortretende Ruschelzonen deuten Knotenpunkte dieser Entspannung des Gebirges an.

*Übersicht über die petrographischen Verhältnisse
des Zuleitungsstollens des Kärstelenbaches und
Etzlibaches.*

Obwohl im Augenblick der Niederschrift dieser Mitteilung die detaillierten petrographisch-geologischen Aufnahmen des Kärstelenbachstollens erst zum Teil ausgeführt werden konnten, so mögen doch bereits hier einige kurze Angaben gemacht werden über interessante Aufschlüsse, die dieser Bau bis jetzt geliefert hat.

Die topographische Lage des Stollens und seine allgemeine geologisch-petrographische Situation wurden bereits weiter oben fixiert. Es wäre hier nur noch zu erwähnen, daß im Vergleich mit dem Profile des Zuleitungsstollens der Reuß der ganze Kärstelenbachstollen der nördlichsten Zone jenes Profiles angehört. Andererseits aber ließ die geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal von Dr. Walter Staub erkennen, daß diesen Chlorit-Sericit-Gneisen oberhalb (südöstlich) Hinterbristen ein mächtiger Granitstock eingelagert ist. Diese „Granitintrusion“ hat sich nun in mehrfacher Hinsicht bedeutungsvoller und interessanter erwiesen, als von vornherein anzunehmen war. Vorerst zeigte sich, daß der Stock, der vom Stollen annähernd in der Längsrichtung der Karteneintragung durchschlagen wird, unterirdisch eine größere Mächtigkeit besitzt, als sie die erwähnte Karte angibt. Der Stollen durchschneidet diese Eruptivmasse in ungefähr ost-westlicher Richtung ($W 15^{\circ}$ Abweichung nach N) auf eine Distanz von 405 Metern (115—520 m). Daß die Ausdehnung aber auch in der Richtung senkrecht zum allgemeinen Streichen des Gebirges vermutlich eine ebenso große ist, ergibt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit aus folgenden Verhältnissen: An den beidseitig aufgeschlossenen Kontaktflächen (E- und W-Kontakt) beschreibt die Schieferung der Kontaktgesteine, wenn wir ihr Streichen

in den Lageplan eintragen, einen stark gewölbten Bogen um den Granit herum, von dem die Stollenlinie nur ein kleines nördliches Segment abschneidet, und andererseits ist bei der ganzen Durchquerung des Stockes im Stollen nirgends außer am E- und W-Kontakt die Randfacies der Eruptivmasse angeschnitten worden. Es scheint sich also wirklich um einen mächtigen stockförmigen Intrusivkörper von ganz beträchtlichen Dimensionen zu handeln. Mit dieser Überlegung stehen auch die intensiven und weitausholenden Kontaktwirkungen in Übereinstimmung, welche der granitaplitische Erguß hervorzubringen vermochte. Diese große Ausdehnung der Eruptivmasse mag um so auffallender erscheinen, da es sich nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteines sicher um eine äußerste Randintrusion des aargranitischen Magmas handelt, die über 2 km von der Hauptkontaktlinie abliegt. Diesem Tatbestande entspricht auch die Feststellung, daß wir beim Eruptivstock von Hinterbristen nicht einen normalgranitischen Erguß, sondern ein extrem saures Differentiat des Zentralgranits vor uns haben. Beinahe der ganze Erguß, mit Ausnahme seiner resorptionsreichen Randfacies, besteht aus hochsaurem Aplit, z. T. mit ausgesprochen quarzpegmatitischem Charakter. Nur ganz untergeordnet nimmt das Gestein normalaaregranitische Beschaffenheit an.

Entsprechend der aplitisch-pegmatitischen Natur der Intrusivmasse und dem hohen Gehalt an fluiden Stoffen des in die äußerste Schieferhülle eingedrungenen Magmas ist anzunehmen, daß dasselbe in seiner Schieferhülle starke Kontaktwirkungen hervorgerufen hat. Dieser Voraussetzung entsprechen in der Tat die im Stollen gemachten Beobachtungen und es mag als einer der vollgültigsten Beweise für die Richtigkeit der Auffassung über die Bildungsweise der Schieferhülle des Aaregranites angesehen werden, wenn man hier am äußersten Rande der Hauptschieferhülle die am Hauptkontakt beobachteten Kontakterscheinungen sich zwar in kleinerer Ausdehnung, aber in potenziert Form auf engerem Raume wiederholen sieht: Der kleine randliche Aplitstock hat seinen eigenen Kontakthof, der in seinen Abstufungen durchaus den verschiedenen Kontaktzonen des Hauptkontaktes entspricht, in dessen äußerste Randregion er selbst eingeschachtelt ist. In ihm leben die ausklingenden Kontaktwirkungen des Haupt-

kontaktes nochmals von neuem auf. Sie zeigen folgendes Bild:

1. **Östlicher Kontakt.** Bei 127 m vom östlichen Stolleneingang entwickelt sich aus dem sonst schon recht sauren Granit (aplitischer Granit) von aaregranitischer Facies eine ausgesprochen feinkörnige aplitische Randzone, die im Stollenprofil auf 7 m aushält. Dann fügen sich dem Aplit vereinzelt schwimmende scharf begrenzte, eckige Schollen eines dichten Biotithornfelses ein, die auf einer Stollenstrecke von 2—3 m zu beobachten sind.

Es folgt von 118 m ab eine resorptionsreiche, schlierige Randfacies des Aplites, in welcher der Biotitgehalt des Gesteines über denjenigen eines normalen Aaregranites ansteigt. Bei 115 m überschreiten wir die eigentliche Kontaktgrenze. Die Schieferhülle entwickelt sich vorerst als stark aplitisch injizierte Biotithornfelse (Biotitinjektionsgneise), die in weiterer Entfernung vom Kontakt auch von vereinzelt Pegmatitgängen und von pegmatitischen Linsen und Schlieren durchsetzt werden.

Bei 71 m wird dieser Biotitinjektionsgneis abgelöst von stark feldspatisierten Biotithornfelsen, in denen die Feldspatisierung sich lokal zu nebulitartig verteilten pegmatitischen Schlieren verdichtet. Diese pegmatisierten Stellen werden bisweilen noch von schmalen (3—4 cm) Gängchen eines jüngern dichten Aplites mit scharf abschneidenden Salbändern durchschlagen. Weiter nach außen hin folgen nur noch wenig injizierte Biotithornfelse.

In vollkommener Analogie mit dem Aaregranitkontakt fügen sich auch diesem Adventivkontakt die Quarzporphyrinjektionen ein. Bei 43 m (ab Ostausgang des Stollens) wird der Biotithornfels durchsetzt von einem 5 m mächtigen Gang eines dichten Quarzporphyrs und zwischen 15 und 27 m findet sich als Rückläufigkeit des regelmäßigen Kontaktverlaufes nochmals eine mehr schlierige aplitische Durchtränkung des hier stark feldspatisierten Biotithornfelses.

2. **Westlicher Kontakt.** Noch prägnanter wie auf der E-Seite entwickelt sich der Kontakt auf der W-Seite des Granitstockes: Bei 500 m nimmt der stark saure Aplit die ersten Biotitschlieren auf, die im Stollen anhalten bis zu 510 m. Von hier ab vermochte offenbar die Resorption des Tonschiefermaterials nicht mehr vollständig zu ge-

schehen. Die von der Intrusion abgestemmtten Sedimentfetzen schwimmen als unregelmäßig scharfkantige Schollen eines dioritartigen Gesteins im quarzpegmatitischen Eruptivkörper. Diese Ausbildung des Kontaktes hält auf 5 Meter der Stollenlänge an. Bei 515 m bildet sich mit rund 5 m Mächtigkeit eine dichte, sehr saure aplitische Randfacies des Granites aus, die einzelne kleine Einschlüsse eines stark pegmatisierten Biotithornfelses enthält.

Bei 520 m wird die weitere Entwicklung des ganzen Kontakthofes messerscharf an einer Lehmruschel abgeschnitten. Ihr folgen auf kurze Distanz (7 m) noch zwei oder drei Zertrümmerungszonen; sie wechseln mit Quarzitbändern und stark gequältem bis brecciösem Sericitschiefermaterial. Nachher folgen dieselben injizierten Biotithornfelse wie am Ostkontakt. Auf der Westseite ist also der Primärkontakt durch einen mechanischen sekundären Kontakt scharf abgeschnitten worden. Dieser auffallende Unterschied in der dynamischen Beeinflussung der Ost- und der Westseite des Granitstockes läßt sich wohl verstehen, wenn man bedenkt, daß die sich gegen E ausspitzende Nordostflanke viel mehr im Druckschatten der Eruptivmasse selber lag, als wie die SSW—NNE verlaufende Westgrenze derselben. Der Westkontakt ist vom Schube der Alpenfaltung einfach abgeschürft worden. Auf den typischen Zerrflächen haben sich keine Kristallklüfte gebildet.

Mineralfunde der Zuleitungsstollen der Reuß und des Kärstelenbaches.

Während der ganzen Bauzeit der beiden Wasserstollen wurde auch den Mineralvorkommnissen der durchschlagenen Gebirgsteile die größtmögliche Aufmerksamkeit zugewendet. Einerseits war ich bemüht, bei den systematischen petrographisch-geologischen Aufnahmen alles, was an Einzelkristallen, an Kristallstufen und an Erzvorkommnissen im Stollen sich vorfand, in sorgfältigster Weise zu sammeln, andererseits gab sich aber auch die Bauleitung in Amsteg die größte Mühe, von Ingenieuren, Aufsehern und Arbeitern alles ihr erreichbare mineralogische Material zu erhalten. Ferner bestrebte ich mich, selbst noch durch Ankauf alles zu bekommen, was unter der Hand bereits in den Mineralhandel gelangt war. Trotz all diesen Bemühungen

ist aber sicher der nachfolgenden Zusammenstellung der Mineralvorkommnisse der beiden Stollen manches wertvolle Stück entgangen.

Im ganzen wurden (190) Kristallstufen und Einzelkristalle untersucht, bestimmt und teilweise gemessen; damit sollen aber diese Arbeiten ihren Abschluß noch nicht gefunden haben. Einige Messungen müssen vermehrt und präzisiert werden und chalkographische und mikroskopische Untersuchungen werden sich anzuschließen haben.

Die im folgenden erwähnten Mineralvorkommnisse gehören, wie oben schon bemerkt wurde, hauptsächlich den äußern Teilen der Schieferhülle, in erster Linie den Zonen der Biotithornfelse und Biotitgneise, und derjenigen der Sericit-Chloritgneise, der Quarzporphyre und Sericitschiefer an. Wo die Mineralvorkommnisse andern Teilen des Profils entstammen, soll das nachstehend in den einzelnen Fällen besonders bemerkt werden. Bei einigen angekauften Stufen, bei denen das Muttergestein nicht charakteristisch ist, mußten bezüglich der Fundstelle leider in einzelnen Fällen Zweifel bestehen bleiben.

Entsprechend der größern petrographischen Mannigfaltigkeit des östlichen Aarmassives (die Differentiationsbreite zwischen den basischen und sauren Spaltungsprodukten des granitischen Magmas ist hier viel größer, wie im mittleren und besonders im westlichen Aarmassiv) erweist sich dieser Teil des Gebirges außerordentlich mineralreich. In Übereinstimmung mit dieser Tatsache ist denn auch die Zahl der Mineralarten, die in dem relativ eng begrenzten Gebiete der beiden Stollen gefunden wurden, eine recht große. Und wirklich haben ja das Reußtal oberhalb Amsteg mit dem rechtsseitigen Fellital und das Maderanertal mit dem von Süden her einmündenden Etlital seit langer Zeit schon durch die mannigfaltigen und reichen Mineralfundstätten ihre Berühmtheit erhalten. Wenn wir nur die Kluftminerale mitrechnen und die eigentlichen gesteinsbildenden und Gangminerale (die in einer spätern Mitteilung ihre Berücksichtigung finden sollen) von dieser Zählung ausschließen, so haben der Reußtalstollen und der Kärstelenbachstollen nicht weniger als 25—30 verschiedene Mineralarten geliefert. Manche derselben fallen auf durch die Allgemeinheit des Vorkommens und durch ihre große Individuenzahl, andere durch ihre Lokalisierung an ganz wenige Punkte und durch

ihre relative Seltenheit. Eines der Mineralien (Alabandin) stellt überhaupt für die Schweiz ein Neuvorkommnis dar. Einige der gemachten Mineralfunde scheinen mir wieder einer besondern Erwähnung wert durch die Eigenart ihrer kristallographischen Ausbildung, durch die Individuengröße und durch ihre minerocoenologische Bedeutung. Nach diesen verschiedenen Gesichtspunkten mögen im folgenden die in den beiden Stollen beobachteten Mineralvorkommnisse kurz Erwähnung finden. Sie sollen im allgemeinen nach ihrer Häufigkeit angeführt werden. Die den einzelnen Mineralien in Klammern beigefügten Zahlen geben an, auf wie vielen der (190) untersuchten Stufen das betreffende Mineral beobachtet wurde.

Quarz (Bergkristall) (138). Es ist ohne weiteres zu verstehen, daß im Gebiete dieser sauren bis hochsauren Eruptivgesteine (Pegmatite, Aplite, Aaregranit) und der kieselsäurereichen kristallinen Schiefer der Quarz als häufigstes Drusen- und Kluftmineral auftreten muß. Seine Bildung läßt sich z. T. auf die letzten pegmatitischen Nachschübe des granitischen Magmas, z. T. auf nachfolgende hydrothermale Sekretionswirkungen zurückführen:

Die kristallinen (senkrecht zum Salband oft strahligen), fettglänzenden, milchweißen Gangquarzmassen (Pegmatitquarz) sieht man häufig ohne feste Grenze in das am Salband stark verquarzte Nebengestein verschwimmen, während gegen die oft noch klaffende Gangmitte der Milchquarz, Fettquarz oder Blauquarz (Färbung trüber Medien) ebenso allmählich in den glasglänzenden, wasserklaren Bergkristall übergehen. Und recht häufig findet man den Bergkristall auch mit bestimmterer Abgrenzung beider Ausbildungsarten dem fettglänzenden Milchquarz aufgewachsen. Der pegmatitische Charakter dieses letztern wird oft dadurch angedeutet, daß er manche Erzvorkommnisse in inniger Verwachsung durchdringt, welche als letzte magmatische Stoffzufuhren sich zu erkennen geben (darüber wird die zweite Mitteilung zu berichten haben) und umgekehrt finden sich dieselben Erze (Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies und Zinkblende) auch, oft in wie angeschmolzen aussehenden Formen innig mit dem Blauquarz und Fettquarz verwachsen.

Der Habitus der Sekretionsquarzkristalle ist der gewöhnliche unserer alpinen Bergkristalle. Tafelige Aus-

bildungen nach (1010) sind nicht selten. Die spitz-rhomboedrische, spießige Ausbildungsweise dagegen wurde nur in einem Falle beobachtet. Von embryonalen Dimensionen ausgehend, überschreitet die Größe der gefundenen Kluftquarze kaum die Länge von 6—7 cm. Durch Chloritbestäubung verlieren die Bergkristalle hier und da ihre wasserklare Durchsichtigkeit. Infolge eines leichten Überzuges von Brauneisen können sie Citrinfarbe bis bräunlich-rote Tönung annehmen.

Feldspate (87). Zwei Vertreter der Feldspatgruppe wurden als Kluftminerale beobachtet: Albit (75) und Adular (12). Es ist auffallend, mit welcher Häufigkeit der Albit im besonderen auf den Klüften der kieselsäurereichen Gesteine der Schieferhülle getroffen wird und wie ihm gegenüber der Adular an Zahl der Vorkommnisse stark zurücktritt. Diese beiden Tatsachen lassen sich aber leicht verstehen, wenn wir die Bildung dieser Feldspatminerale mit den letzten pneumotolytischen und hydrothermalen Phasen der Aaregranitintrusion in Beziehung bringen und wenn wir wissen, daß bei der magmatischen Intrusionstätigkeit vorerst eine Anreicherung des Kalis und in den nachfolgenden Destillaten eine hohe Steigerung des Natriumgehaltes sich vollzieht. Das Kali ist bei der Ausscheidung der gesteinsbildenden Feldspäte fast aufgebraucht worden. Der reiche Natron- und zugleich auch der hohe SiO_2 -Gehalt der letzten fluiden Magmaabspaltungen dagegen haben sich erst erschöpft bei der Bildung des in den äußeren Teilen der Schieferhülle als Kluftmineral so weit verbreiteten Albits und des mit ihm gewöhnlich zusammengehenden Quarzes. Der diese beiden Minerale oft begleitende Calcit deutet schon auf ein starkes Vorherrschen der hydrothermalen Phase bei der Entstehung dieser Mineralvergesellschaftung hin. Der Calcit ist deshalb meistens auch später ausgeschieden worden wie der Albit; doch konnten auch seltene Rückläufigkeiten in dieser Sukzession konstatiert werden.

Mit dieser Auffassung scheint mir ferner das häufige Mitvorkommen von Eisenglanz, Apatit, Brookit, Anatas, Rutil, Magnetkies und Zinkblende in Übereinstimmung zu stehen. Für die gleichzeitige Bildung von Albit und des in unserem Gebiete häufig vorkommenden Magnetkieses sprechen die innigen Verwachsungen zwischen

beiden Mineralien. Eine bisweilen zu beobachtende Bestäubung der Albit- und der Calcitkristalle mit feinsten Eisenglanzblättchen deutet auf die spätere Bildung dieses letzteren Minerals hin. Die Ausscheidungsfolge zwischen Adular und Albit konnte nirgends direkt festgestellt werden.

Der Adular ist meistens farblos, nur in einem einzigen Fall leicht grünlich gefärbt. Der Habitus der Kristalle ist der gewöhnliche: (110), (001), (101). Nur einmal fanden sich nach (010) tafelige und nach der a-Achse gestreckte Kristalle vor. Die Prismenflächen erscheinen hie und da windschief verdreht. Die Größe der beobachteten Kristalle bewegt sich zwischen 0,5 und 1 cm (Richtung der c-Achse).

Auch der Albit behauptet in seiner Kristalltracht eine bemerkenswerte Konstanz: Ausnahmslos zeigt er sich dünn-tafelig nach (010). Mit wenigen Ausnahmen stellen sich die zahllosen Kristalle, die meist mit einer ihrer Schmalseiten mehr oder weniger senkrecht den Klufflächen aufsitzen, als Zwillinge nach (010) dar. Farblose Klarheit und schöner Glanz zeichnen die Albite aus, die zu tausenden die Klufflächen überkleiden und sich in ihren Dimensionen (Ausdehnung nach der c-Achse) zwischen 5 und 12 mm halten. Selten sind skelettartig ausgebildete Formen.

Calcit (67). Zu den sehr häufigen Mineralien der beiden Stollengebiete ist auch der Calcit zu rechnen. Er tritt fast ausnahmslos mit dem Quarz und Albit und mit Magnetkies und Apatit vergesellschaftet auf. Seine Bildungszeit dürfte, wie oben schon hervorgehoben wurde, dem Übergang von der pneumatolytischen zur hydrothermalen Tätigkeit angehören.

Quarz und Calcit fanden sich auch in inniger, pegmatit-artiger Verwachsung zusammen vor. Typische Karbonatpegmatite, in denen Quarz und reichlicher Turmalin den Kalkspat begleiten, sind in letzter Zeit auch von anderswoher im Gebiet unserer alpinen Granitmassive bekannt geworden (vergl. E. Hugi: „Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen“. *Eclogae geol. Helvetiae*, Vol. XVI, No. 4, 1921, pag. 480), und weiter unten wird eine charakteristische Mineralvergesellschaftung von Dolomit, Fluorit und Zinkblende in pegmatitischer Umgebung aus dem Kärstelenbachstollen anzuführen sein. Die prachtvoll zartrosa-violettrote Färbung mancher Calcite des Amsteger-Stollens ist vielleicht auf geringen

Mangangehalt zurückzuführen. Seltene und höchst eigenartige Manganpegmatite vom selben Orte werden in einer zweiten Mitteilung beschrieben werden. Da sonst Manganmineralien den Gesteinen des Reuß- und Maderanertales anscheinend fehlen, dürfte eine ganz lokale Zufuhr des Mangans hier nicht in Zweifel zu ziehen sein.

Auch die häufig zu beobachtende Verwachsung des Calcits mit Eisenglanz scheint mir nicht belanglos für die Beurteilung der genetischen Verhältnisse. Sei es, daß die außerordentlich scharf ausgebildeten Eisenglanzblättchen, die mit blutroter Farbe durchsichtig sind, die Calcitkristalle durchdringen, oder daß sie sich mit ihren (0001)-Flächen den Rhomboederflächen des Kalkspates auflagern (Dimensionen der Eisenglanztäfelchen 1—1,5 mm).

Die bisweilen festzustellende milchweiße Färbung des Calcits mag ihren Grund in der dispersen Verteilung irgendwelcher Einschlüsse haben.

Entsprechend der reichen Formgestaltung des Calcits wurde das Mineral auch in verschiedenen Habitusausbildungen vorgefunden. Am meisten Verbreitung hat die rhomboedrische Entwicklung bald mit vorherrschendem $(10\bar{1}1)$, bald mehr nach $(01\bar{1}2)$ ausgebildet. Nach (0001) blätterige bis tafelige Kristalle stellen sich gewöhnlich mit den Basisflächen mehr oder weniger senkrecht zur Kluftfläche. Infolge skelettartigen Aufbaues aus kleinsten Rhomboedern oder Skalenoedern besitzen die Basisflächen nicht selten damastartigen Glanz.

Eine eigentümliche Ausbildung zeigen Calcite, die sich auf Klüften der Sericitschiefer des Amsteger-Stollens vorkommen. Sie stellen basale Tafeln von 0,5—1 cm Durchmesser bei einer Dicke von 1—2 mm dar. Nur an den dünnsten dieser Tafeln ist die seitliche sechsseitige Umgrenzung vorhanden. Dickere Kristalle sind als kreisrunde Scheiben ausgebildet, wobei eine Rundung der Flächen auch in der Richtung der c-Achse wahrzunehmen ist. Die Basisflächen besitzen den vorhin angegebenen damastartigen Glanz in ausgesprochener Weise. In der Medianebene der seitlichen Kristallbegrenzung läuft parallel (0001) als schimmernder Reflex eine feine Lichtlinie herum. Diese auffallenden katoptrischen Erscheinungen finden ihre Erklärung in dem subindividuenartigen Aufbau der Tafeln aus mikroskopisch

kleinen Skalenoedern. Die Tafeln zeigen aber die gewöhnliche einheitliche vollkommene Spaltbarkeit. Durch die Bezeichnung *Radcalcite* wird die Eigenart dieser Kristalle gut hervorgehoben.

Einen dritten, nach $(10\bar{1}0)$ prismatischen Habitus zeigen bis 2—3 mm lange, glasklar durchsichtige Kristalle von idealer kristallographischer Ausbildung, die aufgewachsen auf Bergkristall im Chlorit-Sericitschiefer des Kärstelenbachstollens gefunden wurden.

Dolomit (18). Der Dolomit tritt bezüglich seiner Verbreitung gegenüber dem Calcit weit zurück; er fand sich nur in recht lokaler Beschränkung auf Klüften des Aplits, der vom Kärstelenbachstollen durchschlagen wird. Das Mineral gehört folgender Vergesellschaftung zu: Quarz (hauptsächlich als milchweiser, kristalliner Fettquarz vorhanden), Fluorit, Zinkblende, Dolomit und Pyrit. Diese Aufzählung entspricht der Ausscheidungsfolge der fünf Mineralien, nur ließ sich bisher nicht sicher feststellen, ob die Ausscheidung des Fluorits derjenigen der Zinkblende vorausgeht oder nachfolgt. Auf einer Stufe fand sich sowohl der Flußspat dem Dolomit, wie auch der Dolomit dem Fluorit aufgewachsen. Der Pyrit ist z. T. jünger als der Dolomit (milchweißer Dolomit), anderseits wurde ein Teil des Dolomits (farblos klarer Dolomit) nach dem Pyrit ausgeschieden. Hinsichtlich der Bildungsweise des Dolomits ist die innige Durchwachsung mit dem Fettquarz und das gemeinsame Auftreten mit dem Flußspat hervorzuheben. Für die Annahme einer Zufuhr des dolomitbildenden Ca-Mg-Karbonates durch vadose thermale Tätigkeit aus dem, das kristalline Massiv überlagernden Trias-Dolomit ließen sich bis jetzt keine sichern Anhaltspunkte gewinnen.

Der Dolomit bildet entweder wechselnd mit Quarz derbe kristalline Massen, die als unregelmäßige Spaltenausfüllungen den Aplit durchsetzen, oder er tritt in charakteristischen Kristallgestalten auf den klaffenden Klüften auf.

Als einzige Form der Dolomitkristalle wurde zwar nur $(10\bar{1}1)$ beobachtet, aber diese Rhomboeder bauen sich auf aus zahllosen „Subindividuen“, von denen jedes gegenüber dem vorhergehenden um einen kleinen Betrag verschoben ist, so daß dadurch die für das Mineral so kennzeichnenden sattelförmigen Kristalle entstehen. Die Einzel-

kristalle finden sich auch zu kugelig-drusigen Aggregaten vereinigt, die den kluffüberkleidenden Bergkristallüberzügen aufgesetzt sind, oder dieselben in einer zweiten Kristallkruste vollständig überdecken. Die Größe der Einzelkristalle bewegt sich zwischen 3—10 mm.

In seiner Eigenfarbe erweist sich das Mineral farblos durchsichtig, doch sind die Kristalle fast ausschließlich mit einem dünnen Überzug von Brauneisen angehaucht, welcher dem Mineral seine gewöhnliche gelbbraune Oberflächenfarbe verleiht. (Brauneisenüberzüge auf Kristalloberflächen und Kluffflächen der eisenerzreichen Gesteine sind infolge Oxydationswirkung und des sekundären Lösungsumsatzes im ganzen Baugebiet eine gewöhnliche Erscheinung.) Der starke Glanz der Rhomboeder, verbunden mit Interferenzwirkung der feinen Eisenhydroxydhaut, verleihen den Kristallen ein goldschimmerndes Aussehen. Goldglanz und gelbbraune Farbe lassen sich aber leicht wegkratzen. Eine erste Generation des Dolomites, der die gelben und farblosen Kristalle vielfach aufsitzen, ist milchweiß dispers getrübt. Die mehrfach beobachtete Bestreuung der Dolomitaggregate mit hochglänzenden Pyritwürfelchen (0,5—1 mm groß) bringt einen selten schönen mineralogischen Effekt hervor.

Magnetkies (60). Eines der interessantesten Mineralvorkommen des Reuß- und des Kärstelenbach-Stollens liegt hinsichtlich seiner kristallographischen Ausbildung, seiner weiten Verbreitung und seiner Bildungsweise zweifellos vor in dem Magnetkies oder Pyrrhotin. Der Magnetkies bildet überhaupt geradezu ein Leitmineral der granitmetamorphen Schiefer des Aarmassivs und es scheint, daß man bis dahin über seine außerordentlich weite Verbreitung nur unvollkommen orientiert war.

Dieses Erz darf als ausgesprochenes Kontaktmineral gelten, das den letzten magmatischen Stoffzufuhren seine Entstehung verdankt. Im Amstegerstollen wurde das Mineral als Bestandteil von Feldspat-Quarz-Pegmatiten in inniger Verwachsung, wie eingeschmolzen in den Quarz und den Feldspat angetroffen, und von solchen magnetkiesreichen pegmatitischen und aplitischen Intrusionen und Durchtränkungen aus werden die Gesteine der Schieferhülle vollständig mit dem fein verteilten Erz imprägniert. Zwischen dem als Gesteinsgemengteil auftretenden Magnetkies und den Mag-

netkieskristallen der Klüfte läßt sich keine scharfe Abgrenzung machen; die eine Art des Auftretens geht durch Übergänge in die andere über. Wie die gangförmig auftretenden Pegmatitquarzmassen, so sind auch die Bergkristalle der Klüfte von kristallographisch gut entwickelten Magnetkieskristallen durchwachsen.

Es scheint auch, daß der Magnetkies z. T. noch recht spät gebildet worden ist. In einem mechanisch stark zerrissenen, etwas vertalkten Serpentin des Amsteger-Stollens fanden sich derbe bis feinkristalline Ausscheidungen des außerordentlich spröden Magnetkieses, welche selbst dann, wenn eine Dislokationsspalte mitten über sie hinwegging, vollkommen intakt geblieben sind.

Die Magnetkieskristalle der Klüfte treten in folgender paragenetischer Vergesellschaftung auf: Quarz, Albit, Calcit, Titanit, Eisenglanz, Anatas, Kupferkies (in Verwachsung mit Magnetkies), Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit. Mehrmals wurden fein flimmernde Überkrustungsrinden von Pyrit (ca. 0,1 mm dick) auf Prismen- und Basisflächen der Magnetkiese beobachtet. Der Basis ruhen die winzigen Pyritwürfelchen mit der Fläche (100) auf. Eine Sukzessionsfolge innerhalb dieser minerocoenologischen Gruppe ließ sich nicht mit Sicherheit aufstellen.


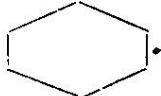
Die im Amsteger-Stollen gefundenen Magnetkieskristalle zeichnen sich ebensowohl aus durch ihre große Zahl (es liegen dieser Mitteilung wohl an die hundert Einzelkristalle zu Grunde), wie auch ganz besonders durch ihre vorzügliche kristallographische Ausbildung, durch ihre Größe und durch ihre wechselnde Tracht.

Die Größe der Kristalle bewegt sich zwischen wenigen Millimetern und 1,5 cm. Überall läßt sich der hexagonale Charakter nachweisen; wenn bisweilen auch die Kristalltracht durchaus dem rhombischen System entspricht. Die Zugehörigkeit zur hemimorphen Klasse konnte durch diese ersten, nicht abgeschlossenen Untersuchungen, noch nicht nachgewiesen werden. Folgende verschiedene Ausbildungsweisen sind zu erwähnen:

Prismatischer Habitus von hexagonaler Tracht. Vorherrschen von (1010), Endbegrenzung durch (0001). Wechselndes Verhältnis zwischen Längen- und Dickendimension. Querschnitt der Kristalle oft regelmäßig

sechseitig, oft durch stärkeres Vorwalten dreier abwechselnder Prismenflächen ditrigonal. Flächen und Kanten meist eben und gerade, seltener gekrümmt. Basis glatt und glänzend oder feine Streifung parallel den Kombinationskanten von (0001) und (10 $\bar{1}$ 0). Prismenflächen durch Oscillation zwischen (1011) und (10 $\bar{1}$ 0) quergestreift. Ein einziges Mal wurde eine Längsstreifung nach c beobachtet. Zeitweises Vorherrschen von zwei gegenüberliegenden parallelen Pyramidenflächen bewirkt hie und da eine Verkrümmung oder bei wechselnden Pyramiden eine windschiefe Verdrehung der Prismen. Derartige Wachstumsstörungen finden sich besonders an Kristallen, die in Quarz eingewachsen sind, welche sich also wahrscheinlich im Kampf um den Raum gebildet haben.

Prismatischer Habitus von rhombischer Tracht. Das hexagonale Prisma erscheint in horizontaler Richtung entweder nach einer primären oder sekundären Nebenachse gestreckt; so bilden sich Kristalle von rhombischem Querschnitt heraus, entweder

entweder  oder .

In beiden Fällen weichen aber die Winkel der Prismenzone von 120° nicht ab.

In der letzteren Tracht bieten sich die Magnetkiese am häufigsten dar. Es wurde ein solcher modellartig begrenzter Kristall von folgenden Dimensionen gefunden. Größere Diagonale des rhombischen Querschnitts 1,5 cm, kurze Diagonale 1 cm, Länge des Kristalls in der Richtung der c-Achse 1,3 cm.

Tafeliger Habitus. Die tafeligen Ausbildungen der Magnetkiese sind meist nach (0001) orientiert, seltener nach zwei vorherrschend entwickelten gegenüberliegenden Prismenflächen.

Pyramidaler Habitus. Diese Ausbildungsweise scheint die seltenere zu sein. Durch das Auftreten verschiedener spitzer Pyramiden, die sich mit konstant sich veränderndem Index der c-Achse ablösen, erhalten die Kristalle ein tonnenförmiges Aussehen. Ihre Endbegrenzung ist durch die Basis gegeben. An zwei Individuen wurden stumpfe Pyramiden mit einem Polkantenwinkel von ca. 165° beobachtet. Eine genaue Messung der vorliegenden Formen ist wegen der Rundung der Flächen nicht möglich. Der eine dieser flach pyramidalen Kristalle ist doppelseitig aus-

gebildet und zeigt überdies in schwacher Entwicklung das Protoprisma.

Derbe Ausbildungsweise. Nicht allzu selten wird der Magnetkies auch in derben Massen kluftausfüllend getroffen.

Von den physikalischen Eigenschaften des Minerals mögen folgende besonders erwähnt werden:

Farbe: Die Farbe ist das charakteristische Bronzebraun, wo nicht bunte Anlauffarben die Eigenfärbung überdecken.

Spezifisches Gewicht: 4,581.

Magnetische Eigenschaften: Die Kristalle und die derben Magnetkiesstücke erweisen sich z. T. magnetisch (Anziehen der Magnetnadel), z. T. geht ihnen diese Eigenschaft gänzlich ab. Polarer Magnetismus ist selten und, soweit das bis jetzt konstatiert werden konnte, die Verteilung der Pole eine unregelmäßige.

Pyrit (45). Unter den sulfidischen Erzen hat selbstverständlich auch der Pyrit eine weite Verbreitung, doch kommt ihm als „Hanns in allen Gassen“ weder in mineralogischer, noch in kristallographischer Hinsicht eine wesentliche Bedeutung zu.

Am häufigsten findet sich das Mineral als feinkristalline Imprägnation der sericitreichen Gesteine. In solchem Falle wird er oft begleitet von Eisenglanz und besonders von Magnetkies.

Anderseits treten kleine Pyritwürfelchen in feiner Aufstreuung und in Überkrustungen auf den meisten übrigen Kluftmineralien auf. Facettierte Kügelchen von wenigen Millimetern Durchmesser fallen unter solchen Aggregationsformen besonders auf. Die winzigen, stark glänzenden Facetten werden gebildet durch die (100)-Flächen. Verwachsungen mit Magnetkies (nicht nur Überkrustungen) wurden beobachtet. Die Ausscheidungsfolge des Pyrits im Verband mit den übrigen Mineralien ist eine wechselnde.

Zinkblende (21). An mehreren Stellen der beiden Stollen fand sich im Gestein sowohl, wie auch auf Klüften eine meist tief schwarze Zinkblende vor. Petrographisch ist ihr Vorkommen gut gekennzeichnet: das Mineral wurde nur in und auf sehr sauren Eruptivgesteinen (Quarz-Pegmatit, Aplit, Quarzporphyr) und ihren Umwandlungsprodukten (Sericitschiefer), sowie in stark vererzten Biotithornfelsen

getroffen. Für die Beurteilung seiner Bildungsweise dürfte die innige Verwachsung mit dem Fettquarz reiner Quarzpegmatite einen Anhaltspunkt liefern.

Über die Zinkblende, die in körnig verteilter Form, oder in kristallinen bis derben Massen gangförmig und schlierig mit anderen sulfidischen Erzen in den Begleitgesteinen auftritt, wird später zu berichten sein.

Die in Einzelkristallen auf den Klüften auftretende Zinkblende findet sich in Begleitung von: Bergkristall, Albit, Adular, Dolomit, Calcit, Eisenglanz, Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz, Pyrit und Titanit. Im Aplitstock des Kärstelenbachstollens wurde die Zinkblende in enger Verwachsung mit dem Dolomit getroffen.

Die Kristalle zeigen z. T. stark gerundete und verzerrte Formen, die oft nicht näher zu definieren sind. Andererseits aber stellen sie auffallend scharf ausgebildete Individuen dar, deren κ (111)-Flächen ausgezeichnet glänzend, die (101)-Flächen dagegen matt schimmernd sind. Einfache Zwillingsverwachsung nach (211) und Zwillingslamellierung nach (111) konnten mehrfach konstatiert werden. Unregelmäßige Aggregationsformen zu Kristallhäufchen sind ebenfalls vorhanden. Die Größe der Einzelkristalle hält sich in den Grenzen von 2—3 mm bis zu 8 mm.

Die Spaltbarkeit nach (101) ist eine vorzügliche. Dünne Spaltblättchen auch der tief schwarzen Blende (es dürfte sich um Christophit handeln) sind mit dunkelbrauner Farbe durchsichtig. Im Dünnschliff erscheint das Mineral in dunkelhoniggelbem Ton.

Bleiglanz (10). Wie die Zinkblende, so tritt auch der Bleiglanz entweder in körnigen Massen mit andern sulfidischen Erzen schlierig und gangartig im Gesteine verteilt auf, oder er findet sich, allerdings weit seltener wie die Zinkblende, als Kluftmineral. Die Nebengesteine sind dieselben wie bei der Zinkblende. Als Begleitmineral des Kluftbleiglanzes ist in erster Linie der Quarz zu nennen, oft in Begleitung mit dem Apatit. Fein verästelte, innige Verwachsungsformen mit dem kristallinen Gang-Quarz konnten festgestellt werden.

Gute Kristallumgrenzungen wurden wenige getroffen; es fanden sich einzig (100) (z. T. vielleicht Spaltform) und (111). Wo beide Formen kombiniert sind, tritt das Oktaeder

gegenüber dem Würfel stets stark zurück. Kugelige Individuen mit drusig löcheriger Oberfläche können sowohl Einzelkristalle, als auch kristalline Aggregationsformen sein. Die Größe der gut ausgebildeten Kristalle schwankt zwischen 0,5 und 1 cm.

Eisenglanz (25). Da Reußtal und Maderanertal als klassische Fundstellen der Mineralien der alpinen Titanformation gelten dürfen, so war in den beiden Stollen dieses Mineral von vornherein zu erwarten. Es wurde besonders im Reußtalstollen in folgender Vergesellschaftung getroffen: Quarz, Albit, Calcit, Adular, Apatit, Magnetkies, Pyrit, Zinkblende, Brookit, Titanit und Kupferkies. (Die Mineralien folgen sich ihrer Häufigkeit nach.)

Die pneumatolytische Entstehungsweise liegt da klar zu Tage, wo das Mineral eingeschlossen in typischem Quarzpegmatit auftritt. Die Begleitung von Apatit und Magnetkies spricht ebenfalls für diese Entstehungsweise. Aus dem Mitaufreten von Kupferkies und Pyrit sollen vorläufig keine weiteren Schlüsse gezogen werden, da hier chalkographische Untersuchungen das letzte Wort zu sprechen haben. Die intensive Hämatitimprägung mancher Aplite und der aus ihnen hervorgegangenen Sericitschiefer muß auffallen.

Die Ausbildungsweise des Minerals ist die gewöhnliche der alpinen Vorkommnisse: tafelig-blättriger Habitus nach (0001). Die Blättchen treten meist zu eisenrosenähnlichen Aggregaten zusammen. Derartig zentrische Verwachsungen sind besonders dem Quarz und dem Albit aufgesetzt. Auch einzelne tiefschwarze eisenglimmerartige Schüppchen sind diesen beiden Wirtmineralien entweder eingewachsen, oder in feinflimmernden zahllosen Stäubchen ihrer Oberfläche aufgesät.

Eine gleiche Verteilung des Eisenglanzes findet sich auch, wie oben schon angedeutet wurde, in und auf den Calcitkristallen; dann aber zeigen die vollkommen scharf hexagonal umgrenzten Blättchen nicht die tief schwarze Farbe, sondern sind prachtvoll blutrot bis braunrot durchsichtig.

Apatit (16). Mit dem Eisenglanz, im besondern aber mit dem Quarz und Albit, tritt in häufigem Zusammenvorkommen der Apatit auf. Die prächtigen Kristalle dieses Minerals gehören zweifellos zu den schönsten mine-

ralogischen Erscheinungen, welche der Bau des Kraftwerkes Amsteg erschlossen hat. Die makroskopische Beobachtung erlaubt den Apatit nur als Kluffmineral festzustellen und zwar ausschließlich in Einzelkristallen, deren Dimensionen (Durchmesser der tafeligen bis stumpf pyramidalen Kristalle senkrecht zu c) sich innerhalb der Grenzen von wenigen Millimetern bis zu 1,5 cm bewegen. Die dick-tafelige Ausbildung ist bedingt durch das Vorwalten von (0001) und Zurücktreten der Flächen der Prismenzone $(10\bar{1}0)$ und $(11\bar{2}0)$. Das starke Vorwalten von $(10\bar{1}2)$ erzeugt den häufig vorkommenden flach pyramidalen Habitus. Als weitere pyramidale Formen mit ausgezeichneten Reflexen ließen sich bestimmen $(10\bar{1}1)$, $(20\bar{2}1)$, $(11\bar{2}1)$ und $(21\bar{3}1)$. Die beiden letztern Flächen sind immer nur schwach entwickelt. Bei einem Herauslösen weiterer Kristalle aus den prächtigen Stufen würde sich wahrscheinlich die Zahl der meßbaren Formen noch vermehren lassen, denn fast ohne Ausnahme ist die Begrenzung der Kristalle eine überaus scharfe. Zonenverband und Ebenheit der Flächen sind vorzüglich. Nur ein oder zwei Kristalle zeigten sich skelettartig entwickelt. Auffallend erscheint es, daß die Stellung der Tafelfläche (0001) und der Flächen von $(10\bar{1}2)$ meist mehr oder weniger senkrecht zum Salband der Klüfte orientiert ist.

Was aber diese Amsteger Apatite so sehr auszeichnet, ist neben ihrer Klarheit und ihrem Glanze die prächtige violette bis violettrosa Färbung, die an den verschiedenen Kristallen von der zartesten Tönung bis zu kräftig ausgesprochener Intensität sich bewegt. Leider scheint aber die Farbe, die vielleicht durch Spuren von Mangan bedingt sein mag, nicht lichtbeständig zu sein, wenigstens hat ein Kristall, der unabsichtlich einige Zeit dem Sonnenlicht ausgesetzt war, an Tiefe der Färbung wesentlich eingebüßt. Mit einem zweiten Kristall des wertvollen Materials wurde selbstverständlich das Experiment nicht wiederholt. In auffälligerer Weise konnte diese Lichtunbeständigkeit an Mangansilikaten festgestellt werden, die sich im Amsteger-Stollen als gesteinsbildend vorgefunden haben und welche in der zweiten Mitteilung behandelt werden sollen.

Titanminerale. Von besonderem Interesse für die vorliegende Mineralvergesellschaftung der „Titanformation“ sind die Titanminerale, welche als

Brookit, Rutil und Anatas und in weniger enger Verwandtschaft als Titanit den reichen Mineralfunden zugezählt werden können.

Brookit (12). Unter den drei Modifikationen des Titandioxyds wurde der Brookit in den meisten Stufen und auch in weitaus größter Individuenzahl beobachtet. Über die Stabilitätsgrenzen und die Bildungsbedingungen der drei Mineralien ist schwer etwas auszusagen, da dieselben meist nebeneinander, sogar z. T. in gegenseitiger Verwachsung vorkommen. Die übrigen paragenetischen Verhältnisse aber lassen nach den weiter oben angeführten Tatsachen die pneumatolytische Entstehung als wahrscheinlich erscheinen: Die drei Mineralien fanden sich ausschließlich auf den Klüften saurer Eruptivgesteine oder ihrer Umwandlungsprodukte (Aplit, sericitisierte Aplit, Sericitschiefer). Als gewöhnliche Begleitminerale sind vorhanden (der Häufigkeit nach angeführt): Quarz, Albit, Calcit, Apatit, Eisenglanz, Rutil, Anatas, Titanit. Letzte Überzüge von Chlorit werden allenthalben getroffen und können nicht als charakteristisch gelten, da sie sichtlich ohne Gesetz und Regel vorhanden sein oder fehlen können.

Dagegen mögen hier die häufig zu beobachtenden Verwachsungen des Brookits mit Bergkristall und vor allem die Verwachsungen, welche die drei Titandioxyde unter sich selbst eingehen, erwähnt werden. Die Brookite sind oft ganz eingesponnen in ein feinfilziges Gewebe von Rutilhaaren (vergl. bei Rutil) und in einem Falle konnte festgestellt werden, daß sich die Brookittäfelchen terminal direkt in den Rutilfilz ausfasern, analog etwa einer Hornblende, die sich in Asbest auflöst. Viel häufiger sieht man die Rutilhaarbüschel die Brookittäfelchen glatt durchstechen. Der Winkel, unter dem sich die Hauptzonen beider Mineralien treffen, ist ein wechselnder, doch scheint ein Durchschneiden unter ca. 60° bevorzugt zu sein. Oft ragen die Rutilhaare auch nur einseitig aus der (100)-Fläche des Brookits heraus. Die Brookite selbst vereinigen sich auf einigen Stufen zu einem wirren Haufwerk.

In einem Fall fand sich die (100)-Fläche des Brookits ganz von kleinen (in der Richtung der c-Achse gemessen bis 0,5 mm), aber scharf ausgebildeten (111), schwarzen Anataskriställchen übersät. Auch nur ein einziges

Mal war der (100)-Fläche ein divergentstrahliges Aggregat winzigster spitzer Calcitskalenoeder aufgesetzt.

Der Habitus der Kristalle ist die für die alpinen Brookite charakteristische tafelige Ausbildung nach (100). Außerdem wurden noch folgende Flächen festgestellt: (110), (011), (021), (001) und ganz untergeordnet (122). Die (100)-Fläche hat in der Richtung der c-Achse eine Längsstreifung.

Die Größe der vorliegenden Kristalle hält sich in den Grenzen von 1—2 mm bis zu 1 cm (Richtung der c-Achse). Die vorherrschende Färbung ist braun mit einem Stich ins Violette, seltener wurde ein grünlichbrauner Ton beobachtet. Dunkelbraun zonare Färbung parallel der Umgrenzung der (100)-Tafeln, und die Anordnung desselben Pigments in einer spindelförmig an- und abschwellenden Zone, die sich durch die Mitte der Tafeln zieht, sind eine gewöhnliche Erscheinung unserer alpinen Brookite.

Rutil (10). Über Muttergestein und Mineralvergesellschaftung gilt dasselbe, was schon beim Brookit erwähnt wurde.

Das Mineral tritt nur in der einen schon oben erwähnten Ausbildungsweise auf als feinste Rutilnadelchen oder Rutilhaare, die sich entweder unregelmäßig büschelförmig zusammenaggregieren oder in dicht gedrängter Anordnung zu einem wirren Filz vereinigen, oder in einer Ebene gesetzmäßig angeordnet zu zierlichsten Sagenitgeweben verwachsen sind. Gelegentlich ragen die Büschel auch als Bart aus einem Bergkristall heraus. Die einzelnen Haare besitzen eine Dicke von 0,003—0,006 mm. An den Enden spalten sie sich aber oft noch auf. Das ganze Gewebe zeigt eine gelblichgraue bis graugrünliche Farbe und besitzt starken Seidenglanz oder, unter bestimmtem Einfallswinkel betrachtet, leuchtet das feinfaserige Aggregat mit lebhaftem broncefarbenem, metallischem Schiller auf.

Amüsant mag die Tatsache erscheinen, daß einzelne dieser Rutilhaare als Ansatzstellen für Kristallkeime gedient haben. Wie die Nisse an einem Haare, hängen an denselben bisweilen Kristallembryonen von Quarz und Albit, die eine Größe von 0,008—0,05 mm haben. Überraschend ist die Vollkommenheit, mit der diese Primitivkristalle entwickelt sind. Die Begrenzung ist eine äußerst scharfe und die Aus-

bildung eine durchaus regelmäßige. An den jungen Bergkristallen konnte sogar schon die s-Fläche (1121) beobachtet werden.

Anatas (9). Mit den beiden andern Titandioxyden trifft man fast immer, wenn vielleicht auch etwas seltener, den Anatas; auch er wird oft von dem Rutilfilz umspinnen und selten findet er sich in Quarz eingewachsen, häufiger dagegen diesem Mineral aufgewachsen. Umwachsung mit Calcit wurde festgestellt. Die stets tiefschwarzen Kristalle treten in zwei Ausbildungen auf. Der spitzpyramidale Habitus ist bedingt durch das Vorwalten von (111). Ein Wechsel mit anderen Protopyramiden verursacht eine deutliche Querstreifung der (111)-Flächen, oder in ähnlicher Weise entstehen auch tonnenförmige Krümmungen der Pyramidenflächen. Außerdem sind starke domatisch oder tafelig aussehende Verzerrungen der pyramidalen Formen oft zu beobachten. Der tafelige Habitus entsteht durch Vorherrschen von (001), (113); an diesen Kristallen finden sich untergeordnet (111), (101) und (110).

Die immer kleinen Kristalle überschreiten nie die Größe von 0,5 cm; oft messen sie aber in der Richtung der c-Achse nicht mehr als 0,5 mm. Solche winzigen Kriställchen sind hier und da in großer Zahl den Bergkristalldrüsen aufgestreut.

Titanit (15). Wenn auch der Titanit in der Vergesellschaftung mit den eben erwähnten Titanmineralien zusammen vorkommt, so spricht doch im allgemeinen der Charakter der titanitführenden Klüfte, im besondern das häufige Verbundensein des Titanits mit Chlorit sehr dafür, daß es sich hier um spätere hydrothermale Umwandlungsprodukte und Sekretionsbildungen handelt. Das Nebengestein weist deshalb meist auch eine löcherige (ausgelaugte) bis brecciöse Beschaffenheit auf. Feinschuppige Chloritüberzüge und pulverige Chloritausfüllungen kleiner Drusenräume sind unter solchen Verhältnissen eine ganz allgemeine Erscheinung.

Der Titanit fällt auf durch seinen ausgezeichneten Glanz und durch seine wechselnde Färbung, die sich von fast farblosen, leicht weingelben Varietäten durch eine ganze Intensitätsskala dieser Farbe zu nelkenbraun mit starkem Stich ins rötliche und zu rotbraun bis schokoladebraun bewegt.

Meist sind die Kristalle klar durchsichtig, nur größere Individuen zeigten sich getrübt.

Es wurden vorläufig folgende Flächen der meist sehr kleinen (0,5—2 mm) Kristalle bestimmt (110), (102), (011) und (123). Zwei oder drei getrühte und daher schlecht reflektierende Individuen erreichen Dimensionen von 0,5 cm.

Fluorit (14). Zu den schönsten Mineralvorkommnissen der beiden Stollengebiete gehört neben dem Apatit der Flußspat, der sich besonders zusammen mit Bergkristall sowohl im Reuß-, wie auch im Kärstelenbachstollen gefunden hat, beiderorts auf Klüften hoch saurer Eruptivgesteine: Im Amsteger-Stollen in einem kieselsäurereichen Aaregranit, im Kärstelenbachstollen auf pegmatitischem Aplit. Bei ersterem Vorkommnis ist der Feldspat des Nebengesteins stark epidotisiert und Adular ist begleitendes Kluftmineral, an letzterem Orte beteiligt sich der Fluorit in der Nähe des Salbandes auch an der Zusammensetzung des Nebengesteins und mit dem Quarz findet sich hier als Begleiter auf den Klüften der Dolomit und seltener Bleiglanz.

In der Ausscheidungsfolge der vier Mineralien ging der Quarz voraus, dann bildeten sich Quarz, Fluorit und Bleiglanz zeitweise nebeneinander her und die Dolomitekristalle sind z. T. dem Quarz, z. T. dem Fluorit aufgesetzt. Im Reußstollen wurden als Kristallformen in bester Begrenzung (111) und (100) beobachtet; im Kärstelenbachstollen fanden sich nur Würfel vor. Die Oktaeder erreichen eine Größe bis zu 1,5 cm, die Würfel von höchstens 1 cm Kantenlänge.

Prachtvolle Klarheit und neben den farblosen Kristallen schöne Färbungen zeichnen alle Kristalle aus. Die Fluorite des Reußtales sind entweder farblos oder zart hellrosa bis rosarot gefärbt. Die Kristalle des Maderanertales dagegen zeigen in zonarer Anordnung des Pigments nach (100) vorherrschend eine tief blauviolette Farbe; bei künstlichem Licht neigt diese letztere Nuance viel stärker zu rotviolett hin. Mehr derbe Stücke besitzen eine leicht blaugrünliche Färbung. Eine deutliche Fluoreszenz ist nicht wahrzunehmen.

Im ganzen Zusammenhang der Erscheinungen sind diese ausgezeichneten Fluoritvorkommnisse um so bedeutungsvoller, da sie ebenfalls auf das Vorhandensein fluider Stoffe im Magma und ihrer Betätigung bei der Bildung der Gesteins- und Kluftminerale hinweisen.

Außer den erwähnten Vorkommnissen wurden im Baubereich des Kraftwerkes Amsteg vereinzelt und ganz sporadisch noch folgende Kluffmineralien angetroffen:

Epidot und Sericit als Umwandlungsprodukte der Feldspäte. Asbest, Talk und Serpentin in den hornblendereichen Gesteinen, entstanden durch Umlagerung der Hornblende- respektive der ursprünglichen Augitsubstanz. Auf den verrosteten Kluffflächen eines stark sericitisierten, pyritreichen Quarzporphyrs (Sericitschiefer) fanden sich divergentstrahlige Büschel farbloser, nach (010) tafeliger Gyps-kristalle von 1—1,5 cm Länge.

Als hydrothermales Umwandlungsprodukt müssen auch die schönen prismatischen Zoisite aufgefaßt werden, die eine Kluff des Amphibolites enthielt, der zur Zeit zum Bau der Wasserfassung auf der rechten Talseite bei Hinterbristen gebrochen wird.

Kupferkies tritt selten als Kluffmineral auf; dagegen beteiligt er sich reichlich an den Erzmassen, die als Gesteinsimprägnationen besondere Bedeutung haben. Die Karbonatisierung des Kupferkieses zu Malachit läßt sich vielfach feststellen. Unter den Erzimprägnationen und pegmatitischen Injektionen dürfte der Alabandin und die ihn begleitenden silifizierten Gangarten des Mangans, sowie der Arsenkies und der Molybdänglanz für die weiteren Untersuchungen ein besonderes Interesse beanspruchen.

Diese erste Mitteilung sollte den Zweck erfüllen, das Tatsachenmaterial der makroskopischen petrographisch-mineralogischen Beobachtungen zu übermitteln. Einem zweiten Berichte schwebt der Zweck vor, diese ersten Untersuchungen zu vertiefen und vor allen Dingen soll dort der Versuch gewagt werden, die innern Zusammenhänge der so überaus mannigfaltigen mineralogisch-petrographischen Erscheinungsformen festzulegen.
