Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern

Band: - (1932)

Artikel: Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet : Beitrag zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs

Autor: Wyss, Rudolf

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319363

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 10.12.2025

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

Rudolf Wyß.

Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet.

Mit 4 Tafeln und 1 Kartenskizze.

Beitrag zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs.

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort 3

Allgemeiner Teil

I. Geologisch-petrographische Übersicht des Aarmassivs . . . 5

II. Das Untersuchungsgebiet 8

A. Topographische Übersicht 8

B. Regionale petrographische Übersicht 10

C. Der landschaftliche Charakter und seine Beziehung zum petrographisch-geologischen Bau 13

Spezieller Teil

Petrographisch-geologische Beschreibung 25

I. Der Aaregranit, geologisch-petrographische Übersicht . . 26

A. Der nördliche Aaregranit 30

1. Der nördliche Aaregranit im Unteraartal 30

a) Der saure Granit am Fuße des Tierberges . . . 32

b) Der biotitreiche Granit am Nordfuße des Desorstockes . 35

c) Der gneisige, biotitreiche Granit am Zinkenstock . . 38

2. Der saure, parallelstruierte Granit am Scheuchzerjoch . 41

3. Der nördliche Aaregranit am Oberaarhorn . . . 43

a) Der saure Granit vom Oberaarhorn-Ostsporn . . 44

b) Der biotitreiche, gneisige Granit unterhalb P. 3462 . 45

c) Der Granitmylonit am Oberaarhorn (Serizitschiefer) . 48

4. Der nördliche Aaregranit am Finsteraarhorn-Südostgrat . 52

5. Die nördliche, saure Randfacies des nördlichen Aaregranites an der Grüneck (am Konkordiaplatz) 53

a) Der saure Granit am Südrand der Grüneck . . . 55

b) Der schlierig-gneisig deformierte Granit . . . 56

c) Der aplitische, mylonitisierte Granit 57
d) Der Aplitmylonit 58
6. Die südliche Randfacies des nördlichen Aaregranites . . 61
a) Der Grimselaugengneis 61
b) Die südliche, saure Randfacies des Augengneises . . 64
B. Der südliche Aaregranit 66
1. Der südliche Aaregranit in der Siedelhornkette . . . 67
C. Die Granitmylonite 70
D. Die Ganggefolgschaft des Aaregranites 71
1. Die Aplite 71
1. Die Aplite 71
2. Die Lamprophyre 76
3. Die Pegmatite 77
4. Die Quarzporphyre 79
E. Zusammenfassung über die Ganggefolgschaft des Aaregranits 82
F. Zusammenfassung über den Aaregranit 83
II. Der Erstfeldergneis 84
III. Die kristallinen Schiefer 85
A. Die kristallinen Schiefer zwischen Erstfeldergneis und Aaregranit (Lötschental-Färnigen-Zone) 87
1. Die Kontaktzone und die nördliche Schieferhülle des Aaregranites in der Südflanke der Lauteraarhörner . . . 92
2. Die Kontaktzone und die südliche Schieferhülle des Erstfeldergneises 95
B. Die kristallinen Schiefer zwischen dem nördlichen und südlichen Aaregranit 96
C. Die kristallinen Schiefer vom Grünhörnli-Scheuchzerjoch . . 96
D. Der Amphibolitzug Großgrünhorn-Finsteraarhorn-Scheuchzerhorn-Grünbergli 98
E. Zusammenfassung über die kristallinen Schiefer . . . 101
Schlußzusammenfassung 102
Literaturverzeichnis 105

VORWORT.

Zwei Hauptprobleme beschäftigen seit ungefähr zwanzig Jahren die geologische und petrographische Alpenforschung: Der genaue, ins Einzelne gehende Ausbau des geotektonischen Planes im Deckengebirge und die petrogenetische Analyse und Gliederung des Grundgebirges. Zum letzteren gehört das Aarmassiv. Seiner Erforschung hat das Mineralogisch-Petrographische Institut der Universität Bern seit mehreren Jahren besonderes Interesse zugewendet und die Ergebnisse in einer Reihe von Publikationen niedergelegt.

Diese beziehen sich vorwiegend auf Intrusions- und Kontaktverhältnisse der aarmassivischen Orthogesteine und führten zu einer Neugliederung des Gesamtmassives in drei einander parallel verlaufende, von Nord nach Süden nebeneinanderliegende Teilmassive.

Unter der Leitung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. HUGI, war es mir vergönnt, an den Untersuchungen ebenfalls teilzunehmen. Die vorliegende Arbeit bezieht sich auf meine, seit dem Sommer 1921 durchgeführten Beobachtungen der petrographisch- geologischen Verhältnisse im östlichen Teil des westlichen Aarmassives innerhalb der Grenzen Grimsel-Konkordiaplatz-Fiescherhorn-Ewigschneehorn-Grimsel.

Es sollte festgestellt werden, ob und wie weit auch in diesem Gebiet die Neueinteilung zu Recht bestehe.

Zu diesem Zweck wurden die hauptsächlichsten Orthogesteine und ihre Kontaktverhältnisse zu den kristallinen Schiefern sowie die kristallinen Schiefer selber eingehend untersucht und kartographisch aufgenommen.

In Betracht kamen hierbei in erster Linie das Injektionsgebiet des zentralen Aare-Granites und der südlichen Granitgneise und dasjenige des südlichen Teiles der nördlichen Gneise nach der Einteilung von BALTZER und v. FELLENBERG, oder das Aarmassiv im engern Sinn und das Erstfeldmassiv nach HUGI.

Meine Darstellung stützt sich auf eine große Zahl aufschlußreicher Begehungen, die in dem ausgedehnten, gletscherreichen, hochalpinen Gelände kaum einen wesentlichen Grat oder Gipfel unberücksichtigt ließen, auf eine reiche Belegsammlung von Handstücken, Dünnschliffen,

Photos und Skizzen, sowie auf meine geologisch-petrographische Kartenaufnahme des Gebietes im Maßstab 1 : 50,000. Letztere ergänzt und korrigiert in einigen Punkten die Aufnahmen von BALTZER und v. FELLENBERG und die durch die schweiz. Geolog. Kommission in den Jahren 1887 und 1885 veröffentlichten geologischen Karten 1 : 100,000 Blatt XIII und XVIII.

Die vorgenommenen Korrekturen geschahen im vollen Bewußtsein, daß auch meine Arbeit von Irrtümern und Fehlern nicht frei sei und ohne meiner unbeschränkten Hochachtung vor der wissenschaftlich-klassischen und touristisch bewundernswerten Leistung der früheren Forscher Abbruch zu tun.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. HUGI bin ich für das lebhafte Interesse, womit er meine Untersuchungen auf großen gemeinsamen Hochtouren und im petrographischen Institut jederzeit förderte, zu größtem Dank verpflichtet. Großen Dank schulde ich ebenfalls Herrn Prof. Dr. ARBENZ und der tit. Schweiz. Geolog. Kommission, die es mir durch gütigen Auftrag vom Jahre 1926 ermöglichten, meine Aufnahmen nach Westen in das Gebiet des Großen Schreckhornes und des Wetterhorns auszudehnen und damit Einblick zu tun in die gesamten Gesteinszonen oder Teilmassive des westlichen Aarmassives.

Reichen Gewinn habe ich aus den Arbeiten und in Besprechungen mit meinen Studiengenossen Pd. Dr. HUTTENLOCHER, HUBER, FEHR, HÜGLI, MORGENTHALER, PFLUGSHAUPT und SCABEL und auf Begehungen des Gebietes mit Dr. E. TRUNINGER gezogen, die zum Teil in Anschlußgebieten, zum Teil in entfernteren, aber analogen Teilen des Aarmassives gearbeitet haben.

Immer und immer konnte ich mir überdies Rates erholen in den grundlegenden Werken BALTZER's und v. FELLENBERG's, deren genaue Beobachtungen unerschöpflich, und deren Darstellung vorbildlich ist.

Die Drucklegung der hier vorliegenden Arbeit erfuhr eine längere Verzögerung durch meine Teilnahme an der Karakorumexpedition Visser in den Jahren 1929 und 1930.

Allgemeiner Teil.

I. Geologisch-petrographische Übersicht des Aarmassivs.

Das Aarmassiv repräsentiert den autochtonen Untergrund der Berner-, Urner- und Glarneralpen, die sich längs der Rhone-Urseren-Rheintalfurche 200 km weit SW/NE hinziehen. Es ist darin auf 115 km Länge mit 25 km größter Breite bloßgelegt und tritt als leicht nach Norden vorgebogene komplexe Zone kristalliner Silikatgesteine aus seinem geologischen Rahmen heraus. Dieser besteht im Norden aus einer knappanliegenden Verkleidung autochtoner, triasischer bis tertiärer Sedimente, auf welchen der helvetische Deckenmantel nordwärts niederglitt. An den Südrand branden die penninischen Decken, lehnen sich das Gotthard- und das Tavetschzwischenmassiv. Im Osten und Westen überbrücken es die autochtonen Sedimente, auf welchen hier wie dort die helvetischen Decken liegen.

Zu dieser mannigfaltigen, z. T. durch autochtone Sedimentation, z. T. durch den helvetischen Deckenschub geschaffenen Einrahmung steht das Massiv in augenfälligem Gegensatz. Es kontrastiert durch eigenwillige Geschlossenheit im Streichen und Fallen seiner kristallinen Komponenten und durch die ausgesprochene primäre Diskordanz gegenüber seiner postkarbonischen Bedeckung.

Sein heutiger Habitus ist strukturell und petrographisch festgelegt durch vier durchgehend parallelgescharte kristalline Zonen, die im allgemeinen parallel mit der Massivlängsachse streichen und weit vorwiegend steil SE einfallen.

HEIM (14) unterscheidet mit BALTZER (4), v. FELLENBERG (12) und anderen Autoren die folgenden von Nord nach Süden nebeneinanderliegenden Zonen:

1. Nördliche Gneise und Granite.
2. Serizitschiefer, Gneise etc.
3. Aaregranit, Baltschiedergranit und Syenit.
4. Südliche Gneise und Urserengneis. Dazu sporadisch Diorit und Quarzporphyr in größern Massen.

Zwei vortriasische Zyclen der Gebirgsbildung, Intrusion, Zusammenschub, Einebnung und Versenkung und die alpine Neugestaltung verliehen dem Massiv sein gegenwärtiges Gepräge. Es geschah unter gewaltsamster Einordnung der ursprünglichen Massivanlage in das Prinzip des kleinsten seitlichen Raumbedarfes. Ehedem weitauseinander-

liegende Gesteinskomplexe, in den heutigen Zonen abgebildet, sind eng zusammengedrängt, hoch aufgerichtet, in Schuppen übereinandergelegt. Granit ist mancherorts zu Gneis, Gneis ist zu serizitischem Schiefer gepreßt und der Mineralbestand notwendigerweise den neuen Verhältnissen eingepaßt.

So haben tektonische Aktionen Merkmale und Verlauf des primären, petrogenetischen Werdeganges zum Teil verwischt, zum Teil verdeckt und damit dessen Analyse sehr erschwert. Etappenweise wurde diese durch SAUER (39), LOTZE (32), F. WEBER (47), FISCHER (13), TRUNINGER (45), HUTTENLOCHER (25), HUBER (17), FEHR (11), HÜGLI (27), PFLUGSHAUPT (37) und andere durchgeführt. E. HUGI (21) brachte sie auf eine klare Formel. Er gliedert den verwickelten Gesteinsverband genetisch in die beiden Komponenten: Granitische Instrusiva und zugehörige Schieferhüllen mit eingeklemmten Sedimenten.

Demnach ergeben sich im Werdegang des Aarmassives die folgenden Etappen:

1. Intrusion des Erstfeldergranites, Unterkarbon.
2. Erste herzynische Faltung.
3. Intrusion des Innertkirchner-Gasterngranites, zwischen Unter- und Oberkarbon.
4. Zweite herzynische Faltung.
5. Intrusion des Aaregranites, Oberkarbon.
6. Zeit des Erdfriedens in unserem Alpengebiet, Ruhe der Gebirgsfaltungen, Intrusionen und Eruptionen.
7. Hauptfaltung der Alpen, Tertiär.

Den drei wohl zeitlich verschiedenen, doch stofflich nahe verwandten Intrusionen entsprechend besteht das Aarmassiv aus drei ursprünglich selbständigen Teilmassiven:

1. Erstfeldermassiv.
2. Gastern-Innertkirchnermassiv und
3. Aarmassiv im engern Sinn.

Ihnen analog sind im Montblanc-Chamounixgebiet das Arpillemassiv, das Aiguilles Rougesmassiv und das Montblancmassiv.

Erstfelder- und Gastern-Innertkirchnermassiv liegen heute, durch eine wenig mächtige Zone kristalliner Schiefer und metamorpher karbonischer Sedimente getrennt, zum Teil übereinander, z. T. hart aneinander geschoben in engem tektonischem Verband. Sie

umfassen zusammen die Zone I, die nördlichen Granite und Gneise der früheren Einteilung. Dem Gastern-Innertkirchnermassiv als dem nördlichen der beiden Massive, fehlt der Nordflügel seiner kristallinen Schieferhülle. Der Südflügel ist zugleich mit dem Nordflügel der Schieferhülle des Erstfeldermassives zwischen den beiden Massiven zu suchen. Die südliche kristalline Schieferhülle des Erstfeldermassivs ist in den Serizitschiefern, Serizitgneisen und Amphiboliten der Zone II, in den zentralen kristallinen Schiefern, enthalten. In dieser Zone steckt auch der Nordflügel des zum Aarmassiv s. s. gehörenden Schiefermantels, dessen Südflügel mit den südlichen Graniten, Gneisen und Schiefern längs der Rhone-Ursernfurche verläuft.

Ist damit auch die neue, petrogenetische Gliederung in ihren Hauptlinien festgelegt, so bleibt es doch der weitern Untersuchung vorbehalten, die genauere stoffliche und räumliche Begrenzung der Teilmassive durchzuführen. Bereits ist dies in verschiedenen Gegenden des Aarmassivs geschehen.

HUGI (18—22) hat die Intrusions- und Kontakterscheinungen der drei Teilmassive, im Reußtal, im Haslital, im Gebiet des untern Grindelwaldgletschers, im hintern Lauterbrunnental, im Lötschbergtunnelprofil und anderwärts eingehend untersucht. Eine zusammenfassende Übersicht über den petrogenetischen Werdegang des Gesamtmassives gibt seine Publikation „Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion" (21). Mehr geologisch tektonisch orientiert sind MORGENTHALER's (33) „petrographisch-geologische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs", die sich vor allem auf die Abgrenzung des Gastern-Innertkirchnermassivs und Erstfeldermassivs entlang ihrer ganzen Längsausdehnung vom Reußtal bis ins Lötschental beziehen. Räumlich weniger ausgedehnt sind die geologisch tektonischen Untersuchungen COLLET's (8) im Jungfraukamm und diejenigen W. SCABEL's (40) in dem ostwärts daranschließenden Schreckhorn-Wetterhorngebiet. Das Südwestende des Aarmassivs haben neuerdings, gleichzeitig aber unabhängig von einander, SWIDERSKI (43) und HUTTENLOCHER (25) beidseitig des Bietschhornkammes bis gegen die Lötschenlücke hin petrographisch und geologisch aufgenommen; im östlichen Teil des Aarmassivs hat PFLUGSHAUPT (37) die petrographisch-geologischen Verhältnisse in der Gegend des Maderanertales neu untersucht, und ebenso tat dies im Gebiet westlich der Reuß W. HÜGLI (27) zwischen Erstfelder- und Meiental und Sustenpaß. Der Südrand westwärts Andermatt über Furka-Grimselpaß bis Ober-

wald wurde von FEHR (11) untersucht und aufgenommen. Daran grenzt an der Grimsel HUBER's (17) Untersuchungsgebiet, das nordwärts bis nach Innertkirchen reicht und längs des Haslitales einen vollständigen Querschnitt durch alle Teilmassive gibt. An HUBER's und FEHR's Arbeitsgebiet schließt sich das meinige gegen W hin an.

II. Das Untersuchungsgebiet.

A. Topographische Übersicht.

Bereits wurde mein Untersuchungsgebiet im Vorwort durch die Eckpunkte Grimsel, Konkordiaplatz, Großfiescherhorn-Ewigschneehorn-Grimsel kurz fixiert. Die Grenzlinie verläuft wie folgt:

Im Süden vom Grimselpaß (2157 m) zum Klein-Siedelhorn (2766 m) über Groß-Siedelhorn- (2881 m) Löffelhorn- (3098 m) Rossenhörner- (3131 m) Oberaarjoch- (3233 m) Gemslücke (3400 m) Grünhornlücke (3305 m) zum Konkordiaplatz (2780 m). Im Westen vom Konkordiaplatz über das Ewig-Schneefeld längs dem Westhang des Grünhörner-Fieschergrates und auf das große Fiescherhorn (4049 m). Im Nordwesten vom großen Fiescherhorn über Strahleggpaß (3315 m) zum Groß-Lauteraarhorn (4043 m) und nach dem Ewigschneehorn (3331 m). Im Nordosten vom Ewigschneehorn über den Bächlistock (3270 m) zum Juchlistock (2851 m) und endlich im Osten vom Juchlistock zum Grimselpaß zurück. Es ist das klassische Gebiet der Untersuchungen HUGI's, AGASSIZ, DESOR's, ESCHER's, STUDER's, SCHEUCHZER's, GRUNER's, an welche die Namen Hugisattel und Hugihorn, Agassizhorn, Desorstock, Escherhorn, Studerhorn, Scheuchzerhorn und Grunerhorn erinnern. Mittelpunkt und souveräner Herrscher ist das Finsteraarhorn (4275 m), nach welchem das ganze Massiv seine Benennung bekam.

Ein weitverzweigtes Netz tiefeingeschnittener Gletschertäler greift in das hochgelegene Gebirgsstück stundenweit hinein und erschließt zahlreiche Längs- und Querprofile. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß jene vor allem im östlichen Teil, im Dreieck Grimsel-Oberaarhorn-Hubelhörner, diese dagegen im westlichen Abschnitt zwischen Groß-Grünhorn und Ewigschneehorn zu finden sind. Hier stehen in einer Gesamtentfernung von rund 10 km coulissenartig nebeneinandergereiht die über 4000 m hohen Querkämme des Grünhorns und des Finsteraarhorns, die wenig niedrigeren der Strahlegghörner, des Lauteraarhorns und der Ewigschneehornkette. All diese Felsenwerke, das etwas

südostwärts stehende Finsteraarhorn ausgenommen, gehören in denselben Gesteinsbereich. Ihr Vergleich ermöglicht eine mehrfache Kontrolle der Beobachtungen und erlaubt zudem, allfällige gesetzmäßige Abweichungen innerhalb der gleichen Zone schrittweise zu verfolgen.

Freilich sind die fünf Kämme der Untersuchung sehr ungleich zugänglich. Grünhörner und Finsteraarhorn sind bis weit über 3000 m hinauf mit Eis gepanzert und vom Firn umgürtet und gestatten nur lückenhaften Einblick auf den Felsenleib unter ihrer blinkenden Rüstung. Nur während weniger Sommerwochen sind ihre hochgetürmten und langhingezogenen Gräte und Türme frei von Schnee und der Beobachtung zugänglich. Zudem ist das Gestein sehr stark verwittert und liefert darum nur in seltenen Fällen einwandfreie, frische Proben. Als Ausgangspunkt für die Begehung in der Grünhörnergegend und auf der Südwestseite des Finsteraarhornes kommt vor allem das Jungfraujoch in Betracht. Als Stützpunkt dienen die Konkordiahütte und die Finsteraarhornhütte des S. A. C.

Zugänglicher sind die Strahlegghörner, besonders auf ihrem Südabhang. Die Firnbedeckung ist weniger ausgedehnt, als auf der Karte angegeben; die schwachgebrochene Kammlinie reicht über 3400 m kaum hinaus, und die nahe Strahlegghütte stellt einen trefflichen Stützpunkt dar. Leider ist die äußerst steile, von langen Bergschründen umsäumte und Steinschlag gefährdete Nordostwand selbst für alpine Petrographen ein wenig verlockender Aufenthaltsort.

Besser ist es jenseits des Strahleggfirns in der Südwestflanke der Lauteraarhörner. Ebenso an ihrem Fuß, wie bis hinauf zu den steilen Gratzacken ist der Fels, wenn auch mit Vorsicht, doch immerhin an vielen Orten gangbar, und nur wenige schmale Gletscherbecken und einige Firnrinnen stören den Überblick. Bekannt war BALTZER (4) schon die Nordostflanke dieser Kette, doch ist sie wegen steiler Hängegletscher und weit hinaufreichender Firne zur Untersuchung nur wenig geeignet.

Beinahe gänzlich ausgeapert entsteigt dagegen der felsige Südwesthang des Ewigschneehorns und seiner Nachbarn dem lang hingebetteten Lauteraargletscher. Hier bietet sich eine Reihe interessanter Beobachtungen, die noch genauerer Prüfung harren.

Im Gegensatz zu den eben skizzierten, streng parallel Südost gerichteten Kämmen laufen die beiden nach Ost anschließenden Grenzketten meines Gebietes, die Bächlistock- und die Siedelhornkette aus WNW und WSW nach der Grimsel hin zusammen. Sie schließen die

beiden Aaregletscher ein, zwischen welche als trennender Keil die weitausladende Zinkenstockkette sich drängt. Die nördlichste dieser drei, die Bächlistockkette, verlängert die Ewigschneehornkette. Doch streicht sie von den Hubelhörnern an nach ESE und zwischen Brunberg und Juchlistock für eine kurze Strecke nach NE. Über bizarre Türme und Zacken, wenn auch über wenig imposante Gipfel hinweg, senkt sich ihre Kammlinie von 3250 m auf 2586 gegen die Grimsel hinab. Als eine fast 12 km lange Flucht glattgeschliffener Granitwände hebt sich die Flanke jäh aus Unteraaralp und Unteraargletscher empor und erschwert den Zutritt nach den tief und zahlreich eingeschnittenen, meist trockenen Seitenkaren, die sich auf hochgelegener Terrassenschulter aneinanderreihen.

Dem Zonenstreichen des Massives angenähert, zieht die Zinkenstockkette von der engen Schlucht der Oberaar nach WSW gegen das Scheuchzerhorn. Ihr steiler Nordhang ist mit Kargletschern reich behangen, die sich in engen Steinschlag und Wasserrinnen zum Unteraargletscher säubern und entwässern. Die Südflanke dagegen ist bis auf 2400 m hinauf teilweise berast und leicht von der abgelegenen Oberaaralp aus zu begehen.

Die Siedelhornkette endlich läuft zwischen Grimselpaß und Löffelhorn vollständig parallel mit der Längsachse des südlichen Seitenergusses des Aaregranites, und nur ihr westliches Stück schwenkt nach dem Oberaarrothorn hin mehr gegen Westen ab. Ihrer 14 km langen, doch wenig markanten Gipfelreihe, folgt hier die Südostgrenze meines Untersuchungsgebietes.

B. Regionale petrographische Übersicht.

BALTZER (4) und v. FELLENBERG (12) gliederten den vielgestaltigen Bau des westlichen Aarmassives, indem sie „Gesteine, die auf eine größere Länge und eine gewisse Breitenausdehnung sich gleich bleiben und leicht erkannt werden können, als Zonentypen wählten". So unterschieden sie von Nord nach Süden schreitend: Nördliche Gneise, zentrale kristalline Schiefer, Amphibolit, zentralen Granit und südliche Granitgneise und Schiefer.

Diesen Bezeichnungen setze ich in Anlehnung an bereits erfolgte andere Neubenennungen folgende Neubezeichnungen gegenüber:

alt	neu
1. Nördliche Gneise	Innertkirchner-Gasterngranit und Erstfeldergneis.
2. Zentrale kristalline und grüne Schiefer	Kristalline Schiefer der Lötschental-Färnigenzone.
3. Zentralgranit	Nördlicher Aaregranit.
4. Südlicher Zug der zentralen kristallinen Schiefer	Kristalline Schiefer zwischen nördl. und südlichem Aaregranit.
5. Südliche Granitgneise	Südl. Aaregranit.
6. Hornblendeschiefer und Amphibolite	Amphibolitzone Großgrünhorn, Finsteraarhorn, Scheuchzerhorn.

Nach dieser neuen Nomenklatur ergibt sich unter Berücksichtigung einiger Korrekturen der bisherigen Darstellung in unserem Gebiet folgende Verteilung des Gesteinsbestandes:

1. Der Erstfeldergneis baut die steil nach Norden abfallenden Wände des Großen Fiescherhornes auf. Er streicht über den Strahleggpaß in das große Lauteraarhorn und in den Gaulipaß östlich des Ewigschneehorns hinüber.

2. Die kristallinen Schiefer der Lötschental-Färnigenzone bilden einen tiefgreifenden isoklinal zwischen Erstfeldergneis und nördlichen Aaregranit eingeschlossenen Gesteinskomplex mit folgender Begrenzung: Im Norden vom Fieschersattel über Strahleggpaß in die Scharte knapp östlich Groß-Lauteraarhorn und in den Gaulipaß. Im Süden von der Lücke des Kleinen Grünhorns in das Agassizjoch und über Nasse Strahlegg, Lauteraarrothörner in die Lücke westlich P. 3226 in der Ewigschneehornkette.

3. Der nördliche Aaregranit folgt mit seinem Nordwestrand der Südgrenze der Lötschental-Färnigenzone nach Westen bis Nasse Strahlegg. Westlich des Finsteraargletschers taucht der Granit unter die Gneise des Agassizhornes und unter die Amphibolite des Finsteraarhornes. Er durchschlägt die Amphibolite des Großgrünhornes in einer mächtigen Apophyse zwischen Grüneckhorn und Grünhörnli und bildet die Grüneck beim Konkordiaplatz. Eine weitere Apophyse bildet den unteren Teil des Finsteraarhornsüdostgrates bis nördlich P. 3597 und baut das Oberaarhorn auf. Von da zieht die Südgrenze des geschlossenen nördlichen Aaregranitkomplexes längs des Oberaargletschers südlich der Aare zur Bärenegg und knapp nördlich des Trübtensees und über die Hausegg zum Grimselpaß. Von da nach

Westen nimmt der nördliche Aaregranit beidseitig des Unteraartales den ganzen Raum bis zu seinem Nordwestrand ein. Er bildet also die Bächlistock-Ewigschneehornkette bis in die Lücke westlich P. 3226, die Zinkenstockkette, das Escherhorn und den Abschwung.

4. Die Amphibolitzone Großgrünhorn-Finsteraarhorn-Scheuchzerhorn umfaßt die genannten Gipfel ganz oder zum Teil. Sie reicht vom Sattel nördlich Kleingrünhorn bis zum Grünhörnli, vom Agassizjoch bis ungefähr zu 3700 m im Finsteraarhornsüdostgrat, sie umfaßt das Studerhorn und den Altmann mit ihren Nordabstürzen, das Grunerhorn und das Scheuchzerhorn bis P. 3101 im Nordgrat und bis ungefähr Mitte seines Südgrates, dann zerschlägt sie sich in zwei schmalen Keilen im Nordgrat des Tierberges. Diese Zone wird im Süden begleitet durch

5. Die kristallinen Schiefer von Grünhörnli-Scheuchzerjoch, einem schmalen Streifen von Biotit-Chlorit-Serizitgneisen und Schiefern.

6. Die kristallinen Schiefer zwischen nördlichem und südlichem Aaregranit, ziehen in zirka 100—200 m mächtiger Zone durch den Nordhang der Siedelhornkette über Trübtensee und knapp nördlich P. 2624 zum Totensee am Grimselpaß.

7. Die N-Grenze des südlichen Aaregranites streicht von Westen her zum Gipfel 3023 westlich des Löffelhornes und folgt von da den Gipfeln der Siedelhornkette und längs ihres Nordhanges unterhalb P. 2728 und südlich des Trübtensees gegen P. 2624 und auf den Grimselpaß.

Es ergibt sich daraus die folgend summarische Übersicht:

1. Der Erstfeldergneis erscheint mit seinem Südrand als äußerste Zone im Nordwesten des Untersuchungsgebietes.

2. Die kristallinen Schiefer der Lötschental-Färnigenzone füllen im Nordwesten den Raum zwischen dem Erstfeldergneis und dem nördlichen Aaregranit.

3. Der Amphibolit erreicht seine maximale Mächtigkeit im Südwestteil dieser Zone und streicht nach ENE aus. Er ist südseitig begleitet von einem schmalen Streifen von kristallinen Schiefern.

4. Nördlicher und südlicher Aaregranit beherrschen in beinahe geschlossener Dominanz den Ostteil östlich der Linie Oberaarhorn-Abschwung-Hubelhorn. Vereinzelte Vorkommen treten apophysenartig im Westen im Grüneck und im südlichen Teil des Finsteraarhornes auf.

5. Ein schmaler Streifen kristalliner Schiefer ist zwischen nördlichen und südlichen Aaregranit eingeklemmt.

Erstfeldergneis Lötschental-Färnigerzone und der Nordrand des Aaregranites streichen SW-NE.

Der Südrand des nördlichen Aaregranites, der südliche Aaregranit und die dazwischen steckenden kristallinen Schiefer streichen ENE.

Auch hier wird die Orographie des Gebirges von seinem petrographischen Zonenbau beherrscht. Eine Abweichung in ihrer räumlichen Verteilung scheinen nur die Amphibolite zu bilden.

C. Der landschaftliche Charakter und seine Beziehung zum petrographisch-geologischen Bau.

Es ist für die rasche und weitreichende Orientierung über den Gesteinsbestand in dem unwegsamen Hochgebirge ganz besonders vorteilhaft, daß sich der Gesteinszonenwechsel im Landschaftsbild durch augenfälligen Farb- oder Formenwechsel wiederspiegelt.

Hierauf hat schon v. FELLENBERG (12) hingewiesen und dann und wann à distance, aber zuverlässig, die Zonengrenzen von aussichtsreicher Warte aus gezogen.

Dank seiner zentralen Lage und überragenden Höhe gewährt der Finsteraarhorngipfel eine treffliche Übersicht, die weit über das Lokalgebiet hinausreicht und den geologischen Großbau fast der gesamten Schweizeralpen erkennen läßt. —

Fern im Westen erhebt sich wuchtig und breit die mächtige Masse des Montblancmassives. Daran schließen sich die penninischen Decken, verkörpert in den Pässen und Gipfeln des Wallis, St. Bernhard, Dentblanche, Monterosa, Simplon. Man sieht ihren nordwärts gerichteten Ansturm vom Gotthardmassiv aufgefangen, im Berninagebiet durch die ostalpinen Decken überwältigt. Im entlegenen Osten verrät die schimmernde Silvretta den oberostalpinen Flankenstoß. Sardona, Hutstock und Ringelspitze erscheinen als rückwärtige Verbindungsglieder der nordwärts flutenden helvetischen Decken, die ihre Avantgarde zwischen Säntis und Waadtländeralpen über das hügelige Molasseland vorschieben, während ihr Gros im Raume Glärnisch, Urirotstock, Hutstock, Faulhorn, Schilthorn-Wildhorn steht. Die gewaltigen, massivwärts gerichteten Kalkwände vom Tödi an über Windgälle, Schloßberg, Titlis, Wetterhorn und Eiger sind Glieder im mächtigen Erosionsrand der autochtonen und parautochtonen Massivbedeckung. Vegetation,

Farbe des Gesteins, morphologische Eigenheiten und die geologische Lagerungsweise heben diese außenmassivischen tektonischen Einheiten von einander ab.

Aus ihrer Gesamtheit tritt als wuchtig geschlossenes Grundgebirge das Aarmassiv selber heraus. Da ist nichts von der plastischen Weichheit, welche den Linienfluß der helvetischen Decken bestimmt; nichts vom harmonischen Schwung, der die penninischen Decken beherrscht. Massige Größe und widerstrebende Starrheit kennzeichnen sein kristallines Gestein. Wenn daraus dennoch ein Bild von erhabener Schönheit statt erschreckender Wildheit entsteht, so ist es dem an die Gesteinszonen gebundenen Wechsel von Farben und Formen zu danken. Die Farben sind schon durch die Bezeichnung „grauer Gneis", womit BALTZER (3) und v. FELLENBERG (12) einen Teil der nördlichen Granitgneise belegen, und durch den Namen „Grüne Schiefer" angedeutet. Dazu gesellen sich das gedämpfte Weiß und matte Wachsgelb der Granite, das Mineralgrün und dunkle Samt-Rostbraun des Amphibolits. Allerdings sind diese Verwitterungsfarben nicht Eigenfarben des Gesteines. Aber da sie aus ihnen durch Herauslösung und Oxydation des Eisens aus den femischen Gesteinskomponenten entstehen, so besteht doch zwischen beiden ein Zusammenhang. Die Verwitterungsfarbe kann darum als ein erster, wenn auch oberflächlicher Anhaltspunkt für die petrographische Zuordnung des Gesteins à distance und damit als weitreichendes Orientierungsmittel über den Verlauf der Gesteinszonen dienen.

Wiederum bietet das Finsteraarhorn dank seiner überragenden Höhe und bevorzugten Lage eine glänzende Übersicht. Nordwärts in der Schreckhorn-Lauteraarhörnerkette präsentieren sich aus 4 bis 6 km Entfernung in unverkürzter Breite der Erstfeldergneis, die kristallinen Schiefer der Lötschental-Färnigerzone und der nördliche Aaregranit. Links, vom Kleinschreckhorn über Großschreckhorn und Großlauteraarhorn ist das rötliche Hellgrau des Erstfeldergneises angelegt. Es setzt bestimmt, wenn auch mit leichter Nüancierung nach diesem, vom Olivgrün der kristallinen Schiefer der Kleinen Lauteraarhörner ab. Und diese wieder treten, am östlichen Rande ins Rötliche spielend, gegen das gelbliche Granitweiß der Abschwungfelsen hervor. Die weißen Schnüre und zerrissenen Bänder in der Granit-Schiefer-Grenzregion verraten deutlich die aplitische Durchsetzung der kristallinen Schiefer und der Gneise.

Die gleiche Farbenverteilung, die sich hier auf relativ kurze Ent-

fernung zeigt, bleibt weiterhin in der Ewigschneehornkette und jenseits derselben im Ritzlihornkamm und bis in das Triftgebiet sichtbar.

Wenig auffallend, durch dessen nur spärliches Vorkommen bedingt, tritt gegen Osten hin das kräftige Mineralgrün des Amphibolits in Erscheinung. Prachtvoll dagegen wirkt es im Westen, wo ihm das nahe Grünhorn den Namen verdankt und wo es sich weit in die Aletschhorn-Sattelhorn-Bietschhornkette hinzieht. Ostwärts erstreckt es sich über Studerhorn, Altmann und Scheuchzerhorn, zerschlägt sich jenseits dieses letztern Gipfels und wird durch einheitliche Granittönung ersetzt. Wo viel aplitisches Material die Amphibolite durchdringt, geht deren Farbe meist in dunkles Rostbraun über, das öfters auch die Farbe verwitterter Aplite ist.

Nur selten, in vereinzelten Felssturznischen, sind anstehend frische Gesteine zu treffen. Deren Eigenfarbe hat darum wenig oder keinen Anteil an der Farbenstimmung der Landschaft, auf welche die Lokalnamen Grünhorn, Grünegg, Grünbergli, Rothorn, Rotloch, Rotegg, Brunberg hinweisen und die überdies von den weitverbreiteten Firnen und Gletschern wesentlich mitbestimmt wird. Wenn es auch wahr ist, daß im Aarmassiv „die Allmacht der Talbildung den geologischen Bau vielfach ganz überwunden hat", und wenn auch „die Formen im Großen wie im Kleinen vielfach dem jetzt davon betroffenen inneren Bau zum Trotz gestaltet sind", (HEIM, Geol. der Schweiz II 185), so haben sich doch in unserem Gebiet die verschiedenen Gesteinszonen ein unverkennbares Mitspracherecht in der oberflächlichen Skulptur bewahrt und ihnen gemäße Formen ertrotzt.

Ein kräftiger Ausdruck hierfür sind die innerhalb der kristallinen Schiefer ausnahmslos senkrecht zum Streichen gelegten Täler, in welchen das Ewigschneefeld, der Walliser Fiescherfirn, der Finsteraarhornfirn, der Strahleggfirn und der Lauteraargletscher gebettet sind. Selbst die primäre Abhängigkeit dieser Täler von Zuständen einer alten Oberfläche vorausgesetzt, scheint doch ihre heutige Richtung und Form umso eher durch die steil nordwestwärts aufgerichteten und NE streichenden Gneise und Schiefer bedingt, als sowohl Richtung wie Form dieser Täler im Granitgebiet ändern.

So schwenkt das Ewigschneefeld um den Granitsporn an der Grüneck nach Südwesten. Der Walliser Fiescherfirn biegt um den breiten Granitfuß des Wannehorns mählich nach Süden um. Finsteraar- und Strahleggfirn drehen nach Nordost und werden beim Abschwung mit dem Lauteraargletscher vereint, in sanftem Bogen nach Osten

gelenkt. Der majestätisch ruhig geschwungene Lauf dieser mächtigen Firne und Gletscher gehört zu den eindruckvollsten Erscheinungen der Alpen.

Dazu tritt die klassische Modellierung der Talhänge und Gipfel, deren große Wirkung gerade in der spezifisch gerichteten Formstrebigkeit der einzelnen Zonen begründet ist. Diese Formstrebigkeit ist geologisch-tektonisch und stofflich bedingt. Sie äußert sich in ungleich großem und in verschieden gerichtetem Widerstand gegenüber den abtragenden Agentien der Erosion und der Verwitterung und zeitigt entsprechende, zoneneigene Formen.

Es ist voraus zu erwarten, daß ein tektonisch stark durchbewegtes, mechanisch gelockertes Material den zerstörenden Kräften schneller anheim fällt, als ein anderes. Bei allseitig gerichteter innerer Zertrümmerung ist gleichmäßiger Abtrag vorauszusehen. Ist die mechanische Störung in einer ausgezeichneten Richtung erfolgt, so wird auch in dieser, oder senkrecht dazu, der Zerfall am raschesten fortschreiten. Ähnlich wie mechanische Vorbereitung wirkt der stoffliche Aufbau. Homogene Gesteine widerstehen gleichmäßig, heterogenes Gestein ist auch heterogen resistent und bekommt analoges Relief. Stoffliche und mechanische Ursachen können zusammen oder gegeneinander wirken.

Daraus ergibt sich, daß der Morphologe bei bekannten äußeren Bedingungen aus den innern petrographisch-geologischen Verhältnissen die äußeren Formen aproximativ vorauszusagen vermag. Und umgekehrt stellen letztere gute Indizien dar für den geologisch-petrographischen Tatbestand. Die ungleichmäßige Durchschneidung der Talhänge läßt deren innere Heterogenität vermuten. Die Bevorzugung bestimmter Abtragungsflächen weist auf ausgezeichnete tektonische oder petrographische Richtungen, Steilstellung von Schiefern, Pressung von Graniten etc. hin. Die Ausgeglichenheit der Höhen und Formen deutet innere Ausgeglichenheit des Untergrundes an. Ähnliche Formen verraten ähnliche geologische petrographische Verhältnisse, wobei überall zu beachten ist, welche der beiden Komponenten formbestimmend vorherrsche. Überblicken wir von diesem Gesichtspunkte aus die Formen unseres Untersuchungsgebietes. (Taf. I, Fig. 1.)

Messerscharf setzt bei den Lauteraarhörnern und in den Miselen die massige, breitausladende Granitlandschaft neben den hochaufstrebenden, langen und schmalen Schieferzügen ab. Diese wiederum stehen in einem scharfen, allerdings durch Übergänge gemilderten Kontrast zu den nördlichen Gneisen, deren Formen eine Zwischenstellung zwischen

Phot. R. Wyss

Fig. 1. Blick vom Finsteraarhorn nach Nord und Nordost. Von links vorn nach rechts hinten:
Strahlegghörner
Schreckhorn - Lauteraarhörner
Ewigschneehorn - Bächlistockkette
Rittlihorn - Triftgebiet

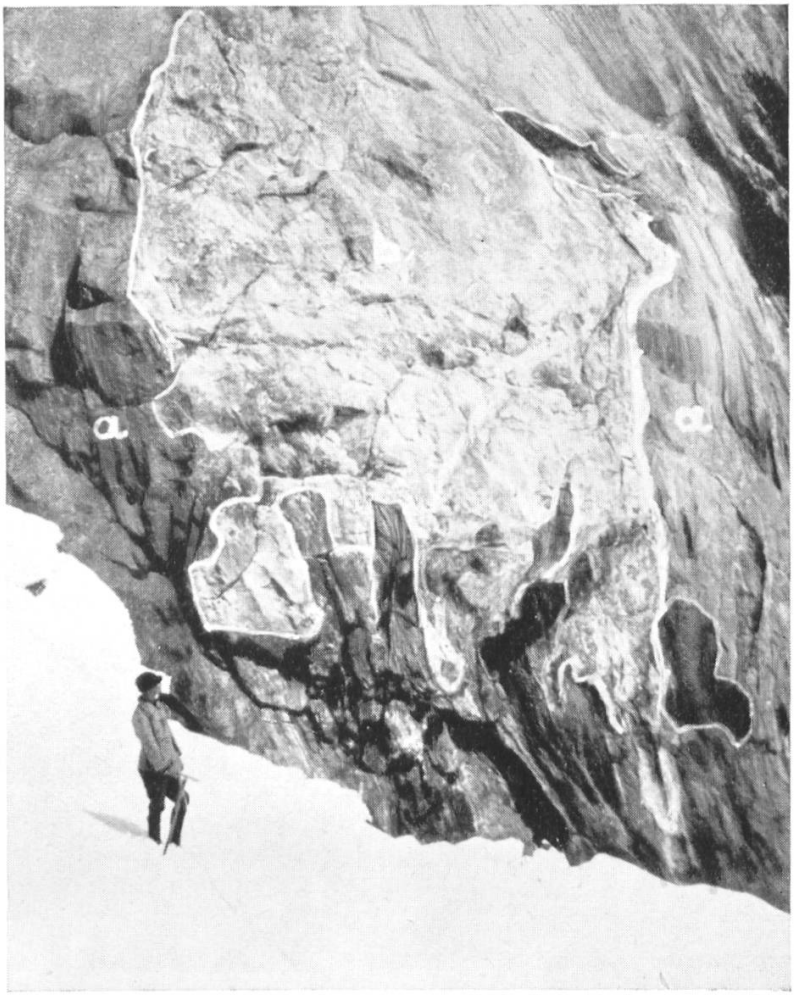
a) Nördlicher Aaregranit b) Kristalline Schiefer und Gneise der Lötschental-Färnigenzone c) Erstfelder-Ortho-Gneis.

Phot. R. Wyss

Fig. 2. Oberaarhorn-Nordgrat. Kontakt Granit (a) - Kristalline Schiefer (b)

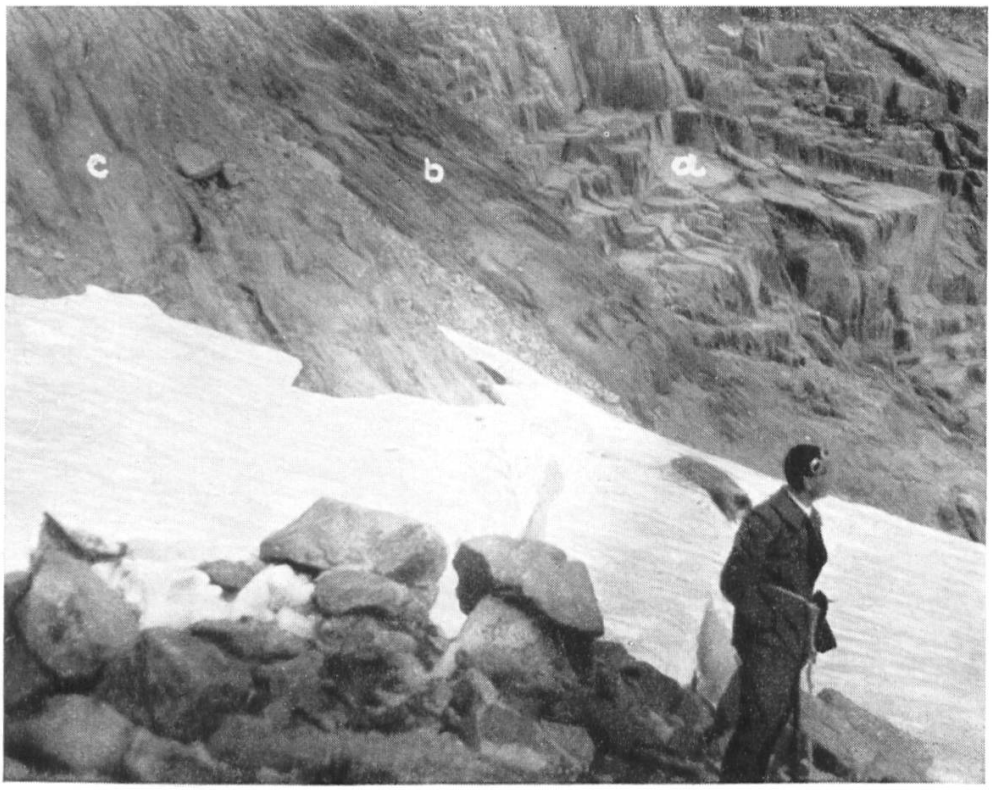
Phot. R. Wyss

Fig. 3. Tierberg (3202) Nordgrat.
Granit (a) - Amphibolit (b) - Aplit (c)



Phot. R. Wyss

Fig. 4. Im Grat Oberaarhorn-Studerhorn
Hornblende-Hornfels (a) mit Aplit (b)



Phot. R. Wyss

Fig. 5. Grüneck, Nordseite a) Aplitischer Aaregranit b) Quarzporphyr, stark geschiefert c) Quarzporphyr, weniger schieferig

Phot. R. Wyss

Fig. 6. Südfuss Lauteraarhörner. Nahe am Granit-Schieferkontakt Injektions-Fältelgneis

Phot. R. Wyss

Fig. 7. Südfuss Lauteraarhörner Hornfels (a) mit Aplitadern (b)

Schiefern und Graniten einnehmen, ähnlich wie es auch die Amphibolite tun.

Bei genauem Zusehen zeigt sich folgendes:

Das Granitgebiet ist ausgezeichnet durch eine wohlausgeglichene, sich mählich (8 %) gegen die Grimsel hinsenkende Gipfelflur mit zirka 3100 m mittlerer Höhe. Dieses Absinken deutet auf eine gegen Osten geneigte ursprüngliche Oberfläche, die ihrerseits auf ein lokales Axialgefälle zurückgeht. Ihr entspricht die Ostrichtung des Unter- und Oberaartales.

Die drei- und vierkantigen Gipfel und Gipfelchen sitzen den breiten Trogschultern dieser beiden tiefeingeschnittenen, fast ebensohligen Gletschertäler auf. Sie sind durch den weit fortgeschrittenen Vortrieb einer langen Reihe breit angelegter Kare entstanden, deren Sporne der stark gebrochenen Kammlinie zustreben und gemeinsam mit ihr die wenig langen, aber äußerst scharf gezähnten Gipfelkanten bilden. Wenn auch nicht im Ausmaß, so doch in der Form erinnern die Gratzacken und Türme an die berühmten Aiguilles von Chamounix. Ähnlich, wie diese, sind sie durch ein engmaschiges Netz von ausgeprägten Längs- und Querrissen in große Blöcke zerschnitten, die nur zu leicht in die Tiefe stürzen und die Karböden mit ihren Trümmern überdecken oder die Gipfel selber in ungeschlachte Blockhaufen verwandeln, so den Bächlistock, die Siedelhörner, das Löffelhorn und viele andere. Die Gipfelflanken sind meistens steil, die Nordwestflanken nahezu senkrecht, das Oberaarhorn z. B. bricht in einer 600 m hohen Wand nach Nordwesten ab, während die Südostflanken sich allgemein weniger steil emporrichten. Daraus entsteht eine oft sehr auffällige Asymetrie der Gipfel, die nach Nordwesten zu fliehen scheinen. Analog sind auch die Talquerprofile asymetrisch gestaltet, indem die südöstlichen Talhänge flachere Böschung zeigen als die nordwestlichen.

Das ist der Ausdruck ungleichmäßiger Abtragung, die auf besondere geologische oder petrographische Verhältnisse hinweist. Bei der stofflich grob homogenen Natur des Granites müssen tektonische Momente bestimmend sein. In der Tat ist denn auch weithin eine steil Südost fallende und Nordost bis Ost-Nordost streichende Hauptklüftung erkennbar, welche die Abtragung einseitig beeinflußt. Diese erfolgt in den Südostflanken durch lagenweises Abblättern längs der Klüfte, sodaß hier die Taltrogwände, Spornstirnen und Karhintergründe mit den Kluftebenen zusammenfallen.

Eine andere bevorzugte Richtung deuten die S und SE gerichteten

Spornschneiden und Karböden an. Erstere erscheinen nach einer flach südostwärts geneigten Ebene schräg abgestutzt und die Karböden sind ebenfalls parallel zu dieser Ebene gelegt. Sie folgen den zahlreichen Scheerflächen, welche den Granit reichlich durchsetzen, wenn sie auch makroskopisch oft nur wenig sichtbar sind.

Scheerflächen und Hauptklüfte zusammen schneiden das massige Gestein in Bänke und Lager, deren Längsflächen den Hauptklüften und deren Basis und Deckflächen den Scheerflächen entsprechen. Man trifft solche in besonders schöner Ausbildung östlich Jägerherberge an der linksseitigen Trogwand des Unteraargletschers, wo sie den stufenweisen Abbau großer Rundbuckel erleichtern.

Auf die große Steilheit der Gipfel-, Nord- und Nordwestwände wurde bereits hingewiesen. Häufig bauen sie sich auf aus hohen Fluchten überhängender Wandstufen, deren Höhen von ein bis mehrere m variieren. Die einzelnen Stufenwände entsprechen den steil Südost einfallenden Hauptkluftebenen, wogegen die Stufenbasis nur selten, am Grüneck z. B., mit den Scheerflächen zusammenfällt, sodaß sie hangeinwärts neigt. Weit häufiger tritt eine neue, hangauswärtsfallende Ebene mit wechselndem Fallwinkel auf, welcher stets um ein Geringes kleiner ist, als der Böschungswinkel des zugehörigen Hanges. Treffliche Beispiele hierfür zeigen sich am Granitabsturz östlich Nasse Strahlegg, am Thierberg und am Zinkenstock. Bei diesen Ebenen handelt es sich wohl nicht um tektonische, sondern um oberflächliche Klüftungen, worauf die Abhängigkeit vom Gehängewinkel hinweist. Sie können mit den Ablösungsflächen der Bergschläge verglichen werden und als Resultat der äußeren Abkühlung oder der Entspannung gedeutet werden. Hie und da, wie etwa am Escherhorn-Nordhang sind diese Talklüftungen so dominierend, daß sie tektonische Klüfte mit widersinnigem Fallen vortäuschen und, wie die Hauptklüfte auf der gegenüberliegenden Talseite, die Böschung des Hanges ausschließlich bestimmen.

Normalerweise wird die Böschung jedoch ebensosehr durch die mehr oder weniger hohen Wandstufen mitgeregelt oder gar vorwiegend von ihnen beherrscht. Je nachdem steigen die Hänge mehr oder weniger jäh empor. Je nachdem ist auch die Asymmetrie der Gipfel und Talquerprofile verschieden groß.

Die bisher kurz skizzierten Verhältnisse betreffen vor allem die superglazialen Verwitterungsformen. Es scheint indessen, als ob auch die glaziale Modellierung durch geologisch-petrographische Bedingun-

gen beeinflußt sei. Dies läßt sich vermuten aus der größern Steilstellung der nach Nord-Nordwest und Westen gewendeten Trogwände und aus der geringeren Entwicklung ihrer Trogschultern bei gleichzeitig größerer Ausdehnung der zugehörigen Sporne. Im übrigen gilt wohl auch hier, daß die glaziale Formgestaltung weit mehr ausgleichend als neubildend wirkt. Durch die ausdrückliche Negierung aller Formunterschiede verstärkt sie nur zu sehr den Eindruck relativ großer, geologisch-petrographischer Homogenität des Granites. Dieser Eindruck wird gesteigert durch die geringe Durchfurchung der Gehänge. Abgesehen von den Entwässerungsrinnen der Kare trifft man nur vereinzelte trockene Couloirs und enge Kamine, die meist an besonders ausgeprägte Quetschzonen oder an Aplit- und Lamprophyrgänge gebunden sind. So zeigt die Granitzone als Ganzes in ihren Geländeformen ein einheitliches Gepräge.

Die kristallinen Schiefer besitzen nicht weniger einheitliche, landschaftliche Züge. Auch hier sind die Gipfelhöhen, obschon nicht der gesamten Zone, so doch innerhalb der einzelnen Querprofile wohl ausgeglichen.

Im Lauteraarhörnerkamm steigen die Gipfel vom Granitkontakt bei P. 3443 m unvermittelt auf 3622 m, erheben sich dann aber auf einer Länge von ca. $1^1/_2$ km allmählich über die Punkte 3646, 3610 auf 3856 m östlich des Groß-Lauteraarhorns empor.

In der nördlichen Nachbarkette halten sich zwischen Hubelhorn und Ewigschneehorn die Gipfel in der gleichschwebenden Höhe von 3226 m, 3229 m, 3217 m und 3202 m bei einer Distanz von ungefähr 1200 m. Die südlichen Nachbarn, die Strahlegghörner, variieren um den geringen Betrag von 3453 m im Südosten bis 3467 m im Nordwesten auf eine Länge von 2 km und im Fiescherhorn-Grünhörnergrat endlich nehmen sie bei 1500 m Erstreckung von 3900 m auf 3960 und 4020 m zu. Dabei sind die Amphibolite des Groß- und Klein-Grünhornes nicht inbegriffen. Ausgesprochen tritt eine Abnahme der Höhen von Nordwest nach Südosten im Lauteraarhornkamm und in den Fiescherhörnern, weniger dagegen in den Strahlegghörnern und in der Ewigschneehornkette zutage. Man wird nicht fehlgehen in der Annahme, daß es sich auch hier um eine bestimmt konsequente Erscheinung handelt, die einer alten Abdachung angekoppelt sein könnte. Die Tendenz, den frühern Niveauausgleich einzuhalten, weist auf gleichmäßige Abtragung und damit auf nahe geologisch-petro-

graphische Verwandtschaft der Gneise und kristallinen Schiefer im großen Ganzen hin.

Hiergegen könnte der Einwand erhoben werden, daß aus Höhendifferenzen von 400—600 m, wie sie zwischen den Lauteraarhörnern und dem kaum 3 km entfernten Gratstück Hubelhorn-Ewigschneehorn bestehen, weit eher auf große Materialverschiedenheiten müsse geschlossen werden. Vorgreifend sei indessen darauf hingewiesen, daß der Lauteraar-Großschreckhornkamm mit einer tektonischen Kulmination nahe zusammenfällt, die nach Nordosten ziemlich rasch abnimmt.

Der Kamm von den Hubelhörnern zur Ewigschneehornkette und seine nordwestliche Fortsetzung bis zum Berglistock ist zu deuten als Erosionsrest des frühern Nordosthanges dieser Kulmination, herausgeschnitten durch das Lauteraargletschertal. Der Höhenunterschied ist durch die Axialverhältnisse bedingt und bildet keinen Beweis gegen die Gleichmäßigkeit der Abwitterung innerhalb der kristallinen Schiefer. Ebensowenig kann die Höhendifferenz zwischen Lauteraarhörnern und Strahlegghörnern dagegen zeugen, weil auch sie auf ähnliche Gründe zurückzuführen ist. Die Strahlegghörner sind der nicht vollständig amputierte Fuß eines alten Lauteraarhörner-Südwesthanges, welcher gegen das Finsteraarjoch niederstieg und in den das Tal des Strahleggfirns längs eingeschnitten ist. Noch ist hier die enge Verknüpfung der beiden Kämme erhalten im Lauteraarhorn-Südwestgrat, der über die Strahlegg zum Strahlegghorn 3467 m und in den Felssporn westlich der Strahlegghütte niedersteigt. Die Gipfelhöhen sind tatsächlich trotz scheinbarer Widersprüche auch in den kristallinen Schiefern einheitlich ausgeglichen. Dazu treten einheitliche Formen.

Abweichend vom Granit mit seinen drei- und vierkantigen Gipfeln bilden die kristallinen Schiefer ausschließlich Zweikanter oder Zweikanter mit schwachentwickelten Nebenkanten. Denn hier fehlen die Kare und damit auch die Seitensporne ganz, oder beide Bildungen sind nur sehr wenig ausgeprägt. Es fehlen aber auch die breiten Trogschultern, sodaß die Talhänge in beinahe ungebrochener Steilheit von ihrem Fuß bis in die zackige Kammlinie emporsteigen. Dabei besteht zwischen Nordost- und Südwestflanke ein großer Unterschied des Gehängewinkels. Im Fiescherhorn-Grünhornkamm, im Agassiz-Fiescherhorngrat und in den Strahlegghörnern liegt die Südwestflanke so flach, daß sie zum größten Teil mit Firn bedeckt ist. Die Nordostflanke dagegen stürzt jäh in die Tiefe, daß weder Schnee noch Firn sich dauernd zu halten vermögen. Umgekehrt liegen die Verhält-

nisse in der Ewigschneehorn-Hubelhornkette; und im Lauteraarhörnerkamm besteht ungefähr Gleichheit der beiden Böschungswinkel.

Überall treffen sich die zusammengehörigen Flanken in einer scharfen Schneide, aus welcher die nach NW überkippten Gipfel und Gipfelchen wie riesige Stoßsägezähne emporragen. Die Ursache dieser Überkippung ist leicht einzusehen. Es ist klar, daß bei schiefrigem Gestein die Schieferungsebene hinsichtlich Abtragung eine ausgezeichnete Fläche darstellt, längs welcher die Erosion lagenweise am leichtesten erfolgt. Bei genügender und einheitlicher Steilheit wird sie zur bevorzugten Gipfelfläche, oder, bei geringer Breite zur Gipfelkante. So deuten hier die 60—70° südostgeneigten Gipfelsüdostflächen und -Grätchen die tektonisch steilgestellten Schieferungsebenen an, während die senkrechten, oft überhängenden nordwestlichen Gratabbrüche aus den überstoßenen Schichtköpfen aufgebaut werden.

Wo die Bergflanken nicht allzusteil sind, folgen auch die zahlreichen Rinnen und zum Teil breiten Couloirs den Schieferungsebenen und nicht dem größten Gefälle der Gehänge und heben dadurch die tektonische Beeinflussung aufs schönste heraus. So ganz besonders auffällig in der Südwestflanke der Lauteraarhörner. Vergl. Fig. 1, Tafel I.

Bei genügender Steilheit jedoch werden die Schieferungsebenen überwunden, die Couloirs fallen direkt ab und täuschen bei ungenauer Beobachtung widersinniges Fallen oder gar Fächerstrukturen vor, so beispielsweise am NE-Hang der Lauteraarhörner und der Strahlegghörner und außerhalb unseres Gebietes im Erstfeldergneis, in schönster Form am Groß-Schreckhorn-Lauteraarhornsüdhang. Die gleiche Erscheinung tritt aber auch bei zu geringem Gefälle ein, wie auf der Südostseite der Kleinen Lauteraarhörner zu beobachten ist. Das Optimum für das Zusammentreffen von Verwitterungsrinnen und Schieferungsebenen scheint bei 60—70° zu liegen.

Ähnlich wie die Granite, sind die kristallinen Schiefer von ca. 30—40° SE fallenden Scheerflächen durchsetzt, welche hier die Schieferungsebene unter ca. 40—30° schneiden. Namentlich wenn etwas Neuschnee in die ausgeaperten Felsen gefallen ist, heben sich die Spuren einzelner dieser Scheerflächen als weiße Nähtlein scharf ab, und es ist dann zu beobachten, wie sie massivauswärts und nach der Höhe an Steilheit verlieren, wie dies die Schieferungsebenen auch tun. Bei dichter Scharung leisten sie dem brecciösen Zerfall des Gesteins Vorschub. Zum Teil mögen sie auch die flachgestutzten Gratdepressio-

nen und breiten Scharten verursacht haben, welche in allen Querprofilen der kristallinen Schiefer in übereinstimmender Anordnung zu treffen sind.

Ebenso haben sie Teil an den stufenförmigen Abtragungen, die aber bei weitem nicht so häufig sind wie im Granit, vor allem wohl darum, weil flachliegende Absonderungsklüfte außerhalb der Schieferung und Scheerflächen nicht zu beobachten sind.

Weit mehr sind die Scharten und Risse jedoch auf die Heterogenität der kristallinen Schiefer zurückzuführen. Wo irgend eine leichter verwitterbare Schicht zwischen resistentere Partien eingeschaltet ist, fällt sie in erhöhtem Maße der im Hochgebirge sehr starken atmosphärischen Einwirkung zum Opfer. Graben, Rinnen und Runsen, aber auch stark hervortretende Kanten und Rippen sind meist zuverlässige Wegweiser auf der Suche nach petrographischen Inhomogenitäten, und in gleicher Weise auch die flachgestutzten Gratpartien und flachen Sättel, die gewöhnlich von steilen Zacken und Türmen eingeschlossen werden. Besonders häufig handelt es sich in den Vertiefungen um chloritische oder stark serizitisierte Schiefer, die sich häufig als mylonitisierte Orthogesteine ausweisen und um Hornfelse, Hornblendefelse und Quarzporphyre in den vorspringenden Kanten, Ecken, Gipfeln und Zacken. Die äußere Modellierung gibt tatsächlich ein treffliches Abbild der innern Konstitution des Gesteins.

Der Erstfeldergneis: Bereits wurde auf den allmählichen Übergang von den kristallinen Schiefern zu den nordwestwärts sich anschließenden Erstfeldergneisen hingewiesen. Das allmähliche Ineinandergleiten der Formen steht im starken Gegensatz zu dem plötzlichen Formenwechsel zwischen Granit und kristallinen Schiefern, der auf einen ebenso unvermittelten stofflichen und texturellen Unterschied der beiden Gesteine hinweist, während hier eine weitgehende Annäherung des Gesteinscharakters im Kontaktbereich angedeutet ist. Besonders instruktiv ist in dieser Beziehung das Lauteraarhörnerprofil, das alle drei Gesteinskomplexe in guter Übersicht vereinigt.

Als letzter ausgesprochener Schiefergipfel (Serizitschiefer) erhebt sich Punkt 3742 über einem tiefen Absturz des Grates. Von da an schwingt sich dieser nur noch von zwei nicht sehr hohen, aber außerordentlich scharfen Zacken (P. 3856 und P. 3953) überragt, in ununterbrochener Steigung zum Großlauteraarhorngipfel empor. Von diesem führt ein reich mit wilden Türmen bewehrter Grat zum Schreckhorn hinüber.

Bis Punkt 3953 erstreckt sich eine ausgesprochene Übergangszone. Noch wiegt texturell die ursprüngliche Schieferung vor, wie an der scharfen Zähnelung des Grates, an den beiden sehr stark nach Nordwesten überkippten Gipfelchen 3856 und 3953 und an der engen, steil nach SE einfallenden Kanelierung der Flanke zu erkennen ist. Stofflich zeigt sich eine zunehmende Beständigkeit in der gleichmäßig ansteigenden Gratschneide und in der nur wenig tief und regelmäßig durchfurchten Bergflanke, aus welcher nur noch die zu P. 3856 gehörende Rippe stärker hervortritt.

Westlich P. 3953 nimmt die gneisig-granitische Massigkeit der gesamten Bergform zu, bis sie dem wuchtigen Klotzbau des Groß-Schreckhornes endgültig das Gepräge aufdrückt. Erhalten bleiben, wo es der Gehängewinkel gestattet, die einheitlich Südost einfallenden engen Couloirs und Rinnen. Doch deuten sie jetzt nicht mehr ursprüngliche Schieferungsebenen, sondern tektonische Hauptklüfte an, die denen des Aaregranites entsprechen. Sie fallen ungefähr 60° und zeigen schon im Lauteraarhorn Tendenz zu flacherem Fallen gegen die Gräte hin. Sie werden geschnitten von ca. 20° SE geneigten Scheerflächen, zu denen sich überdies die oberflächlichen Plattungen, wenn auch nicht in so ausgiebigem Maße, wie beim Aaregranit gesellen. Dem blockweisen Zerfall ist also weitgehend Vorschub geleistet. Ihm fallen denn auch die sehr exponierten Gipfel anheim. Lauteraarhorn sowohl wie das Schreckhorn sind abgestutzt und tragen auf ihrer Zinne einen Haufen von Blöcken, deren Dimensionen allerdings bedeutend geringer sind, als die der Aaregranitblöcke. Das weist auf die dichtere Scharung der Klüfte hin und damit auf größere tektonische Beanspruchung, die sich auch tatsächlich im anstehenden Fels zur Genüge beobachten läßt. Zu diesen granitischen Merkmalen, Massigkeit und Klüftungen, tritt als weiteres die Drei- und Mehrkantigkeit der Gipfel. Nicht allein Lauteraarhorn und Schreckhorn, sondern auch das Ewigschneehorn und das Große Fiescherhorn, d. h. alle Gipfel unseres Gebietes, die dem Erstfeldergneis angehören, stützen sich in Übereinstimmung mit den Granitgipfeln auf einen oder mehrere starke Nebensporne; die ersten beiden gegen Südwesten, das Ewigschneehorn nach Nordosten und das Fiescherhorn nach beiden Richtungen hin. Damit stehen auch hier tief in die Bergflanken vorgetriebene Kare in Verbindung, wie man sie ebenfalls im Aaregranit, nicht aber im Gebiet der kristallinen Schiefer findet. Nirgends aber sind Trogschultern vorhanden. Unvermittelt und umso eindrucksvoller türmen sich die gewaltigen

Viertausender über den zu ihren Füßen liegenden Gletschern auf. Ganz besonders imposant ist die riesige Nordwand des Großen Fiescherhorns, welche in einem einzigen Aufschwung von 2850 auf 3900 m emporsteigt und einen der großartigsten Karschlüsse der Berneralpen bildet. Ihr ist als stilvolle Krönung das weitere 150 m hohe Giebeldreieck des Gipfels aufgesetzt, das, etwas nach Süden lehnend, durch den Südost- und Südwestgrat gestützt wird. Die Hunderte von scharfabsetzenden Stufen der Wand erinnern an den Bau der massigen Granitwände beim Oberaarhorn und an der Nassen Strahlegg. Aus den 60° SE einfallenden Hauptklüften des Südostgrates würde man eher auf kristalline Schiefer schließen; dies umsomehr, da ja das äußerlich ähnlich struierte benachbarte Hinterfiescherhorn aus solchen besteht. Am einen Ort tritt der primäre Eruptivgesteinscharakter zutage, am andern überwiegt die sekundär erworbene, tektonisch verursachte Gesteinstextur. Die typische Zwiespältigkeit des innern Charakters, welche eine hervorstechende Eigenschaft des Erstfeldergneises ist, wird also durch die äußere Erscheinung trefflich abgebildet.

Der Amphibolit nimmt trotz seiner geringen Verbreitung hervorragend Anteil an der Formgestaltung des Untersuchungsgebietes. Besteht doch dessen höchster und imposantester Gipfel, das Finsteraarhorn, zum größten Teil aus Amphibolit. Und dasselbe Gestein allein baut die beiden Grünhörner auf. Letztere bilden mit 4047 und 3937 m die markanten Kulminationspunkte einer zirka 2 km langen Gratschneide. Diese erhebt sich nach Nordwesten ansteigend mählich zum stumpf abgestutzten Großgrünhorn, bricht in dessen Nordwestgrat steil ab, schwingt sich dann über eine weitgespannte Depression, die reich mit Granitzacken ähnlichen Türmen besetzt ist und erhebt sich nochmals im Kleinen Grünhorn. In dessen jäher Nordostkante fällt sie neuerdings zu einem reichgezähnten fast horizontalen Gratstück ab, das durch eine weiche schmale Einsattelung in die kristallinen Schiefer des Hintern Fiescherhorns übergleitet.

Die Gipfel sind asymetrisch, nordwestwärts übersteilt und verraten damit die tektonische Beeinflussung des ursprünglich massigen Gesteins. Als ausgesprochene Zweikanter haben sie Ähnlichkeit mit den Gipfeln der kristallinen Schiefer. Doch fehlt ihren mächtigen Flanken die reiche Durchfurchung und Gliederung durch Rinnen, Couloirs, Rippen und Kanten. Sie zeichnen sich vielmehr aus durch massige Geschlossenheit, in welcher sich die innere Homogenität zu erkennen gibt. Diese Homogenität im Verein mit der großen Widerstandsfähig-

keit des Amphibolits gegen mechanische und chemische Einflüsse mag zur Erhaltung dieser Gipfel wohl das meiste beigetragen haben.

Soweit am Finsteraarhorn der Amphibolit als Baukomponente auftritt, hebt er sich ebenfalls von den übrigen Gesteinen, kristallinen Schiefern, Graniten und Gneisen ab, ohne jedoch den edlen Stil dieser prachtvollen Berggestalt zu stören.

Spezieller Teil.

Petrographisch-geologische Beschreibung.

Naturgemäß sind die petrographischen Bestände der einzelnen oben genannten Gesteinszonen recht heterogener Natur. Nicht allein, daß die Granite und Granitgneise in wechselvollen stofflichen, strukturellen und texturellen Modifikationen vertreten sind. Mehr noch stellen nach v. FELLENBERG (12) die kristallinen Schiefer ein kaum zu entwirrendes Durcheinander dar. „Aber auch die Amphibolite sind ein Sammelbegriff, der kristallinkörnige Diorite, schwarze und graue Dioritschiefer, Feldspatamphibolite, wohlausgebildete Aktinolithschiefer und verschiedene andere Gesteine umfaßt".

Trotzdem ist die Zusammenfassung so stark variierender Gesteine in weithinstreichende Zonen sehr naheliegend und vom Gesichtspunkt des kartierenden Geologen besehen, durchaus berechtigt, denn sie entspricht dem geologischen Verhalten des Gesteins und seinem äußern Habitus. Zugleich mit den geologisch-räumlichen und den äußerlich-petrographischen Verhältnissen die inneren genetischen Beziehungen der Gesteine aufzuklären muß Aufgabe der petrogenetischen Betrachtungsweise sein.

Die folgenden Ausführungen sind dementsprechend eingestellt. Doch haben sie weniger den Zweck, petrogenetische Probleme an sich zu diskutieren, als vielmehr die genetischen Beziehungen und Verwandtschaftsverhältnisse der Gesteine zu eruieren, um deren natürliche Gliederung und räumliche Abgrenzung damit ermöglichen zu helfen.

Dem Einteilungsprinzip gemäß, das gliedern will nach Intrusionsbereichen und zugehörigen kristallinen Schiefern, ist festzustellen:

1. Der Bestand an Intrusivgesteinen und ihre Verwandtschaftsverhältnisse.
2. Der Bestand an kristallinen Schiefern.

3. Die Beziehungen zwischen Intrusivgesteinen und kristallinen Schiefern.

Doch würden Rahmen und Absicht der vorliegenden Arbeit weit überspannt, sollten hier all die mannigfaltigen Varietäten der komplizierten Gesteinskomplexe eingehend petrographisch beschrieben werden. Das soll und darf einer Reihe künftiger Spezialuntersuchungen überlassen bleiben, die weniger regional, als vielmehr auf das petrographische Detail gerichtet sind. Hier muß es genügen, die Haupttypen festzulegen, welche entweder durch große räumliche Verbreitung als wesentliche Bauelemente des Gebirges oder durch besondere Eigenschaften als charakteristische Leitgesteine auftreten. Dabei müssen bei einem Gesteinsbestand, der schon äußerlich auf Schritt und Tritt die Merkmale weitestmechanischer Beanspruchung und Umgestaltung erkennen läßt, ebenso geologische Gesichtspunkte, wie auch rein petrographische Merkmale berücksichtigt werden.

I. Der Aaregranit.

Geologisch-petrographische Übersicht.

In seiner Geologie der Schweiz (14) hat ALBERT HEIM die von BALTZER (4) und von FELLENBERG (12) eingeführte Bezeichnung Zentralgranit durch den Namen Aaregranit ersetzt und diesen Namen zugleich auf die südlichen Gneisgranite jener Autoren, exklusive südliche Gneise und Schiefer, ausgedehnt. So erreicht der Aaregranit nach der trefflichen Übersichtskarte HEIM's (Bd. II erste Hälfte, Tafel VI) eine horizontale Ausdehnung von rund 110 km Länge, mit einer maximalen Breite von nur 8—9 km. Das Planbild gleicht dem Querschnitt einer schwach konkav-konvexen Linse, deren Konkavseite nach Süd-Südosten gerichtet ist. Die Längsränder verlaufen ohne wesentliche Ausbuchtungen oder Abzweigungen parallel mit dem Nebengestein, Süd-West, Nord-Ost in der Massivrichtung. Einzig gegen das Ostende hin, in der Gegend von Truns und in der Mitte, westlich der Grimsel, ist der Massivsüdrand aufgespalten durch eine schmale Einkeilung von kristallinen Schiefern; und am Nordrand ist eine solche Aufspaltung beidseitig des Haslitales sichtbar. Dagegen wird der Granit vom Westende her durch einen schmalen Schieferstreifen aufgeteilt, der vom unteren Tal der Lonza bis gegen die Grimsel hin zirka 42 km weit anhält. Gegen sein Nordostende schließt der Aaregranit südlich des Maderanertales eine Schiefereinlagerung ein. Im übrigen stellt

diese Granitintrusion auf der Karte einen nach E und W ausgespitzten ununterbrochenen Streifen dar. Dem Kartenbild entspricht im Profil das Folgende (vergl. auch HEIM, Geologie der Schweiz II, Taf. VII):

Am Westende, nördlich Gampel, erscheint zunächst eine, einem schiefgestellten Lager ähnliche Granitapophyse, auf deren leicht ausgezackter Südflanke Lias und Dogger liegen, während die Nordflanke messerscharf und glatt an den isoklinal eingeklemmten kristallinen Schiefern absetzt.

Nördlich Raron tritt zu dieser nun südlichen Apophyse eine zweite, nördliche, die beidseitig zwischen kristallinen Schiefern eingeschlossen ist. Die nördliche Apophyse bleibt zunächst an Mächtigkeit hinter der südlichen zurück. Die Schiefer greifen tiefer, als die Taleinschnitte, sodaß über den Zusammenhang der beiden Granitvorkommen nach der Tiefe hin nichts ausgesagt werden kann. Weiter gegen Osten nimmt die nördliche Apophyse rasch an Mächtigkeit und Höhe überhand. Sie erscheint im Bietschhornprofil als Hauptintrusion; Bietschhorngranit nach HUTTENLOCHER (25) nördlicher Aaregranit in unserem Sinne; der südliche Erguß des Aaregranits wird zur Nebenintrusion: Wiwannigranit nach HUTTENLOCHER (25), Baltschiedergranit nach SWIDERSKI (43), südlicher Aaregranit nach unserer Benennung.

Dieses Verhältnis bleibt ähnlich im Aletschhorn-Fußhornprofil, wo der nördliche Aaregranit zwar sein kristallines Schieferdach nicht zu durchbrechen vermag, während dies dem südlichen Aaregranit gelingt.

Ebenso weist im Grünhorn-Walliser Fiescherhornprofil der nördliche Granitzug bedeutend größere Mächtigkeit auf, als der südliche. Die beiden Granitzüge werden hier durch eine breite Zone kristalliner Schiefer und Serizitgneise auseinandergedrängt, nähern sich aber gegen die Grimsel hin immer mehr und streichen von dort an als geschlossene Einheit ENE weiter.

Im Grimseldurchschnitt ist durch das Haslital bei Guttannen eine randliche saure Abzweigung des nördlichen Granites, der Mittagfluhgranit aufgeschlossen, dessen unmittelbarer Zusammenhang mit dem nördlichen Aaregranit hier dank der tiefen Talrinne gut zu erkennen ist. Spitz keilförmig sind Amphibolite, kristalline Schiefer und Quarzporphyre zwischen beiden eingeschlossen. Dieser nördliche Randerguß des nördlichen Aaregranites ist nach Osten mehr oder weniger gut bis ins Maderanertal angedeutet. (Vergl. HUGI 22.) Gegen Westen streicht er nach HUBER (17) durch den Graugrat in der Ritzlihornkette

und nach meinen Beobachtungen durch die Hubelhörner der Ewigschneehornkette in die Felsen beim Abschwung und in den schmalen Granitrücken am Grüneck bei der Konkordiahütte.

Wie der Aaregranit im Ganzen, so zeigen auch seine Teilergüsse bei großer Längenausdehnung relativ geringe Mächtigkeit. Sie bilden schmalrückige, weithinstreichende Streifen mit steil Südost fallenden Flanken. Die zwischenlagernden kristallinen Schiefer sind größtenteils isoklinal eingeklemmt, sie fallen nach SE. So auch in der Aletschhornnordflanke, wo HEIM (14) nach FELLENBERG (12) irrtümlich nordwärts einfallende Schiefer um einen runden Granitrücken angibt. Die Granit-Schieferkontaktflächen sind meistens scharf und glatt, namentlich auf den Südostseiten. Seitlich in die Schiefer eindringende Apophysen sind kaum jemals zu sehen. Man kommt deshalb bei nur tektonisch gerichteter Beobachtungsweise leicht zum Schluß, daß es sich um mechanisch in erstarrtem Zustand in die kristallinen Schiefer eingestoßene Granitschuppen handle, wie solche im nördlichen Teil des Aarmassives im Bereich des Erstfelder- und Innertkirchnergranites in größerem und kleinerem Ausmaß tatsächlich zu treffen sind. Indessen treten ausgedehnte Eruptivkontakterscheinungen auf. Diese wurden zuerst von v. FELLENBERG (12) im westlichen Aarmassiv beobachtet, später auch von BALTZER (6) erkannt und zugegeben und in neuerer Zeit namentlich von HUGI (18—23), HUTTENLOCHER (25), HUBER (17), FEHR (11), PFLUGSHAUPT (37) und HÜGLI (27) in eingehendster Weise untersucht und dargestellt. Diese Autoren wiesen sowohl endogene als auch exogene Kontakterscheinungen zwischen dem Granit und seiner Schieferhülle nach, wogegen solche am Kontakt mit den Mesozoika fehlen. Es läßt sich daraus hinsichtlich der ursprünglichen Mise-en-place des Aaregranites zweifellos auf primäre Magmaintrusionen schließen.

Zugleich ergeben sich die relativen Altersgrenzen, nach denen der Aaregranit jünger ist, als die kristallinen Schiefer, und älter als die mesozoischen Sedimente. Mit Rücksicht auf unterkarbonische Einschlüsse im Granit und granitische Gerölle im Oberkarbon wird die Intrusion des Aaregranites in den Anfang des Oberkarbon gestellt (21).

Petrographisch ist der Aaregranit ein saures Kalkalkaligestein mit ziemlich weiter Variationsbreite in stofflicher und großer Verschiedenheit in textureller und struktureller Hinsicht. Die chemische Analyse eines mittleren Typus von der Handeck im Haslital ergibt nach JAKOB (28)

SiO_2	73.88	MnO	0.05	K_2O	5.38
Al_2O_3	13.54	MgO	0.33	FlO_2	0.40
Fe_2O_3	0.05	Ca_2O	33.10	P_2O_5	0.10
FeO	1.08	Na_2O	3.66	H_2O	0.37

Spez. Gewicht 2,64.

Der Mineralbestand umfaßt: Hauptgemengteile: Biotit, Oligoklas, Orthoklas, Mikroklin, Mikropertit, Quarz.

Akzessoria: Apatit, Zirkon, Fluorit, Sphen, Rutil.

Umwandlungsprodukte: Chlorit, Muskovit, Serizit, Calcit, Sillimanit, Epidot, Titaneisen.

Als charakteristisches Merkmal gelten der schlechtbegrenzte, tintenklexartig verteilte dunkle Glimmer, Sandquarz und weitgehende Entmischung der Feldspäte.

Struktur: Hyppidiomorph körnig. Textur: Wechselnd vom richtungslos-körnigen Granit über lentikuläre Gneise bis zu dünnblättrigen Serizitschiefern. Fast ausnahmslos ist eine weitgehende dynamometamorphe Veränderung der Gesteinskomponenten zu konstatieren. Über die Genesis der Umwandlungsprodukte gehen die Meinungen auseinander. HEIM (14) nimmt sie als reines Produkt der Dislokationsmetamorphose. HUGI (20) dagegen bringt sie in Beziehung mit der ganzen Abwicklung des magmatischen Erstarrungszyklus unter Mitwirkung der tektonischen Vorgänge.

Mit den Graniten verknüpft sind Quarzporphyre und basische und saure Spaltungsgesteine; darunter seltener die Lamprophyre, häufig die Aplite. Von Osten nach Westen und von Süden nach Norden des Massives (abgesehen vom südlichen Aaregranit) erfolgt eine leichte Zunahme in der Acidität des Gesteins. Nach der regionalen Verteilung des Gesteinsbestandes besteht auch in unserem Untersuchungsgebiet eine räumliche Zweiteilung des Aaregranites in einen südlichen und nördlichen Zug. Die Trennung wird hier bewirkt durch jene schmale Zone kristalliner Schiefer, die im Nordhang der Siedelhornkette zwischen die beiden Granite eingeklemmt ist. Petrographische und geologische Gründe sprechen nach FEHR's (11) und meinen Beobachtungen dafür, daß der südliche Aaregranit der Siedelhorngegend dem südlichen Seitenerguß im westlichen Teil des westlichen Aaremassives, also dem Wiwannigranit HUTTENLOCHER's (25) und dem damit identischen Baltschiedergranit SWIDERSKI's (43) entspricht. Da jedoch die genetische Zusammengehörigkeit der verschiedenen Granitvorkommen durch die von HEIM (14) eingeführte Bezeichnung

nördlicher und südlicher Aaregranit besser zum Ausdruck kommt, als durch die Kennzeichnung mit Lokalnamen, und da überdies die Baltzer'sche Benennung Zentralgranit der heutigen Auffassung über den Bau des Aaremassivs nicht mehr entspricht, schließe ich mich im folgenden in der Benennung der Granite HEIM (14) an.

Ich zähle also zum Aaregranit alle Granite und deren texturelle Modifikationen innerhalb des Untersuchungsgebietes, ausgenommen den Erstfeldergneis und den Innertkirchner-Gasterngranit.

Nach der räumlichen Zweiteilung wird im Aaregranit unterschieden:

A. Der nördliche Aaregranit.
B. Der südliche Aaregranit.

Der nördliche Aaregranit umfaßt in unserem Untersuchungsgebiet das gesamte geschlossene Augengneis und Granitgebiet beidseitig der Unteraaralp und des Unteraargletschers westwärts der Grimsel bis zu den Hubelhörnern und im Escherhorn, sowie die durch Erosion isolierten Felskomplexe beim Abschwung, bei Nasse Strahlegg, in der Grüneck, im Grüneckhornsüdgrat, im Finsteraarhornsüdostgrat (bis zur Gemslücke) und im Oberaarhorn.

Gleich wie im Haslital, schließt auch in unserem Untersuchungsgebiet an den weitest ausgedehnten und mächtigsten Hauptgranit eine nördliche, saure Randfacies und eine südliche, basische Augengneisfacies.

Der südliche Aaregranit schließt den Granit und Granitgneis der Siedelhornkette in sich.

A. Der nördliche Aaregranit.

1. Der nördliche Aaregranit im Unteraartal.

Das Unteraartal erschließt von der Grimsel an nach Westen ein 12 km langes Längsprofil des nördlichen Aaregranites, während im obern Haslital von der Grimsel bis zu der Mittagfluh bei Guttannen ein vollständiges Querprofil aufgeschlossen wird.

Zunächst der Grimsel steht beidseitig der früheren Unteraaralp, d. h. beidseitig des heutigen Grimselstausees der typisch ausgebildete, biotitreiche Grimselaugengneis an. Dieser reicht bis ca. 500 m hinter das untere Ende des Unteraargletschers. Hier streicht seine Grenze durch die Rinne von Bärenritz im Südhang des Brunberges und durch eine Kerbe des vordern Zinkenstockes am rechten Ufer des Unter-

aargletschers. Nordwestlich dieser Grenzlinie beginnt der Hauptgranit in einer ziemlich biotitreichen, gneisigen Modifikation. Er hält nach Westen an bis zu den Miselen am nördlichen und bis zum Escherhorn am südlichen Hang des Tales.

Die Vorkommen am Abschwung und bei Nasse Strahlegg jenseits des Finsteraargletschers entsprechen der sauren nördlichen Randfacies und fallen vorläufig außer Betracht.

BALTZER (3; 4) hat seinerzeit Unteraar- und Haslital untersucht und einen übereinstimmenden, mehrmaligen Wechsel granitisch und gneisig texturierter Partien des Aaregranites festgestellt. Er deutet die Gneisgranite als gequetschte, etwas glimmerreichere Granite. Ähnlich findet auch HUBER (17) zwischen Guttannen und Grimsel öfters glimmerreiche, makroskopisch offensichtlich basischere Partien mit einem saureren Granit wechselnd, wobei die saureren Granite im allgemeinen das Gestein der Talstufen bilden und sich morphologisch abheben.

Meine Beobachtungen bestätigen diejenigen Baltzers im Unteraargebiet durchaus. Tatsächlich handelt es sich bei dem ganzen ausgedehnten Granitvorkommen keineswegs um ein absolut homogenes Gestein. Vielmehr besteht ein regelmäßiger, fast rhythmischer Wechsel zwischen etwas saureren, massigen und etwas basischeren, gneisigen Partien, sodaß man geneigt sein möchte, an eine rhythmisch sich wiederholende zonare Differentiation zu denken. Ob und wie diese mit Veränderungen im Druck-Temperaturfeld und daher auch mit allfälligen Magma-tektonischen Vorgängen im Zusammenhang stehen könnte, sei hier dahingestellt. Entsprechend den Verhältnissen im Haslital ist auch hier eine Zunahme der Acidität vom südlichen Granitinnenrand nach dem nördlichen Außenrand zu konstatieren, die schließlich in einer sehr sauren, aplitischen Granitrandfacies am nördlichen Granit-Schieferkontakt ihren Abschluß findet.

Es handelt sich hier, wie wir sehen werden, um das Aequivalent des von HUBER (17) beschriebenen Mittagsfluhgranites bei Guttannen.

Auf den Zusammenhang der morphologischen Eigentümlichkeiten des Granitgebietes und die tektonisch verursachten Eigenheiten des vorliegenden Gesteinsbestandes wurde bereits hingewiesen. Ergänzend sei hier beigefügt, daß auch die stoffliche Zusammensetzung des Granites mittelbar zu der Modellierung des Geländes beiträgt, indem die biotitreichen, darum weicheren und stärker geschieferten Partien das Herauserodieren von engen Bachrinnen und Kerben erleichtern,

während die saurern, granitisch texturierten und härtern Teile als Sporne und Rundbuckel erhalten bleiben.

Es ist einleuchtend, daß bei einem stofflich und texturell relativ inhomogenen Gestein die Beschreibung eines einzelnen Typus zur Erfassung des Gesamtcharakters nicht ausreichen kann. Vielmehr müßte versucht werden, aus einer genügend großen Serie verschiedener Typen die gemeinsamen Merkmale herauszulesen, um daraus den Normalcharakter umschreiben zu können. Und andererseits können gerade die Abweichungen vom Durchschnittstypus wertvolle Aufschlüsse liefern über intramagmatische Vorgänge und postmagmatische Veränderungen. Eine dahingehende umfassende und minutiöse Untersuchung des vorliegenden Gesteins müßte eine dankbare Aufgabe für sich darstellen; sie konnte aber im Rahmen dieser Arbeit nicht gelöst, ja kaum angeschnitten werden. Immerhin habe ich versucht, durch die Auswahl der folgenden Granitvaritäten die Gefahr einer einseitigen und darum irreführenden Charakteristik zu vermeiden.

a) Der saure Granit am Fuße des Tierberges, südlich Lauteraarhütte.

Die Gegend am Tierberg rechtsseitig des Unteraargletschers gehört zu der mittleren Partie des Granitvorkommens im Unteraartal.

Der Fuß des Tierberges und des benachbarten Escherhorns ist ausgezeichnet durch schalige, dickplattige bis dickbankige Absonderungen des Granites. Die Plattung erfolgt längs einer dichtgescharten Folge von Absonderungsklüften, die ungefähr parallel zum Hang, ca. 45° nordwärts einfallen. Diese werden geschnitten von zwei etwas weniger dichten tektonischen Kluftsystemen, von denen das eine 60—70° SSE einfällt, während das andere nahezu saiger steht und parallel mit der alpinen Schubrichtung von Südsüdost nach Nordnordwesten streicht.

Das Gestein ist ein saurer, richtungslos körniger Granit. Makroskopisch fällt auf der Tintenklex ähnlich verteilte, kristallographisch sehr schlecht begrenzte Biotit, die gutausgebildeten Spaltflächen des Kalifeldspates, der grünlichweiße Plagioklas, speckig glänzende Quarzkörner und ein feines, weißliches Körnelaggregat von Feldspat und Quarz, welches die weißgraue Farbe des Gesteins mitbestimmt.

Mikroskopisch bestätigt ein erster Überblick das makroskopische Bild. Es zeigt sich hyppidiomorph körnige Struktur, richtungslos-massige Textur, spärliches Vorhandensein schlechtbegrenzter und regellos angeordneter Biotite und vollständiges Überwiegen der sauren Komponenten Feldspat und Quarz.

Unter den Feldspäten fallen sofort zwei stark von einander abweichende Arten auf: Glashelle, nur hie und da von feinen Stäubchen etwas belegte, durchwegs randlich stark ausgelappte Individuen gegenüber andern, die bis auf einen hellen äußern Rand dickflockige, wolkige Trübungen aufweisen.

Die Plagioklase. Bei optischer Bestimmung geben sich die stark wolkig getrübten Feldspäte als saure Plagioklase, als Albit und Albit-Oligoklas zu erkennen. Ihnen eignet oft idiomorphe, meist aber hypidiomorphe Ausbildung. Schnitte senkrecht zu 010 zeigen fast ausnahmslos feinlamellierte Zwillingsstreifung, welche dem Albitgesetz entspricht. Öfters sind die Zwillingslamellen wellig gebogen, zuweilen von Querrissen durchsetzt und an den Enden leicht aufgeblättert. Mit diesen zweifellos dynamisch-mechanisch verursachten Deformationen ist undulöse Auslöschung verbunden. Größere Bruchspalten sind mit Orthoklas oder Quarz ausgeheilt. Meistens zeigen auch die Körner dieser Spaltenausfüllungen undulöse Auslöschung. Die starken Trübungen der Albite bestehen aus dichten Wolken mikrolitischer Serizitschüppchen und aus Epidot- und Zoisitkörnchen. Die Trübungen sind entweder diffus über den ganzen Kristall verteilt, oder, was häufiger der Fall ist, nach seiner Mitte hin konzentriert und von einem hellen, einschlußfreien Rand umschlossen. Das ist ganz besonders auffällig, wenn kleine, zonargebaute Plagioklasindividuen in größern Orthoklasen eingeschlossen sind. Irgendwelche Orientierung der Einschlüsse nach bestimmten Richtungen wurde nicht konstatiert.

Der Kalifeldspat ist vertreten durch glashellen bis leicht staubig angelaufenen Orthoklas und feingitterigen Mikrolin. Weitaus vorwiegend ist jedoch die perthitische Verwachsung mit Albit, die schon im gewöhnlichen Licht durch verschiedene Lichtbrechung und entsprechendes Relief, ganz besonders schön aber bei gekreuzten Nicols durch die verschiedene Auslöschung der beiden Feldspäte zutage tritt. Bald durchzieht dabei der Albit die Orthoklassubstanz in langen, schmalen, welligen und geflammten parallelen Schnüren und Spindeln, bald ist er in unregelmäßigen Äderchen verteilt, die öfters von größeren, unregelmäßig begrenzten, innerhalb der Orthoklase gelegenen Albitinselchen ausgehen. Im Gegensatz zu HUTTENLOCHER's (25) Feststellung am Bietschhorngranit konnte hier jedoch nicht beobachtet werden, daß Albitsubstanz von größern Albiten außerhalb der Orthoklase in diese selber eingedrungen wäre. Es scheint also eher nachträgliche Entmischung eines ursprünglichen Mischfeldspates, infolge veränderter

Existenzbedingungen, als eine Albitisierung durch Stoffzufuhr vorzuliegen. Dagegen sind wohl die gut begrenzten Plagioklaseinschlüsse im Kalifeldspat als primäre Bildungen zu bewerten. Die Begrenzung der Kalifeldspäte ist durchwegs weniger gut, als diejenige der Plagioklase, dagegen erreichen die erstern ein größeres Korn und zeigen in günstigen Schnitten vollkommene Spaltbarkeit. Zu dieser gesellen sich fast immer auch zackige Bruchlinien als Spuren mechanischer Zertrümmerung. Häufig ist um größere Individuen ein Saum von kleineren, unregelmäßig geordneten Körnern angelegt. Solche sind mit Quarz vergesellschaftet als mosaikartig struiertes Füllmaterial zwischen die größeren Feldspäte eingelagert. Die für den Plagioklas typischen Einschlüsse fehlen. Dagegen ist die schon erwähnte lichtwolkige Bestäubung ein fast regelmäßiges Charakteristikum. HUTTENLOCHER (25) hat die gleiche Erscheinung am Bietschhorngranit konstatiert und genau untersucht. In Übereinstimmung mit ihm wurden auch hier die vermeintlichen Stäubchen als zahllose Flüssigkeitseinschlüsse und Gaslibellen oder feinste, bereits entleerte Hohlräumchen festgestellt. Diese sind selten gleichmäßig über den ganzen Kristallschnitt verteilt, sondern meistens in dichter gescharten Flecken konzentriert. Dazu kommen, jedoch nicht sehr oft, kleine Splitterchen und Fetzchen von Muskovit.

Der Quarz entbehrt als letzte Ausscheidung und Füllmasse Eigengestaltigkeit. Er drängt sich in mannigfaltig ausgezackten, gebuchteter und gelappten, meist feinkörnigen Zügen und Apophysen zwischen die Feldspäte hinein. Gewöhnlich liegen einige größere, von Bruchrissen durchsetzte, undulös auslöschende Körner in einem ausgedehnten, bald pflasterförmig, bald mörtelartig struierten Aggregat kleiner Körner von Quarz und Orthoklas. Unverkennbar ist die Korrosionswirkung des Quarzes an den Feldspäten, besonders am Plagioklas, dessen ursprüngliche ebenflächige Begrenzung stark ausgebuchtet und angefressen und dessen Ecken meist abgerundet sind. Nur ausnahmsweise ist der Quarz als Quarz vermiculé ausgebildet. Wie im Orthoklas, jedoch in weit geringerer Zahl, finden sich auch im Quarz mikrolitische Einschlüsse mit Libellen. Sie sind hier entweder regellos verstreut oder perlschnurartig lokalisiert.

Der Glimmer, ursprünglich als Biotit ausgebildet, tritt, der makroskopischen Erscheinung entsprechend, in spärlichen, sehr schlecht begrenzten Blättchen, Schuppen und Fetzchen auf. Diese sind entweder in langen, dünnen Strähnen zwischen die salischen Komponenten eingelagert und deuten durch welligen, gebogenen Verlauf deren Be-

grenzung an, oder sie treten zu relativ größeren Komplexen zusammen. Dabei sind die einzelnen Teilchen meistens durchaus willkürlich orientiert, sodaß im gleichen Aggregat Schnitte senkrecht, parallel oder schiefwinklig zu c ins Gesichtsfeld fallen. Basisschnitte sind sehr stark gelappt und gebuchtet, Schnitte parallel c sind meistens aufgeblättert. Fast alle Individuen sind weitgehend zersetzt, ausgebleicht, baueritisiert und chloritisiert. Dabei sind alle Stufen der Umwandlung von leichter Ausbleichung zu fleckiger Interferenz und gänzlicher Umwandlung in Chlorit zu beobachten.

Die Umwandlung beginnt entweder randlich und nimmt gegen die Mitte hin ab. Der Biotit ist alsdann umsäumt von einer schmalen Zone von Titanit in Insekteneierform unter welche sich vereinzelte Epidotkörner mischen. Oder der Abbau des Glimmers setzt an irgend einer beliebigen Stelle im Innern des Biotits an und greift von da in stark verzweigten Buchten um sich, wobei namentlich die Spaltrisse als Angriffswege dienen und durch lange Perlenketten von Titanitkörnchen ausgefüllt werden. Überdies sind in den Glimmer sehr oft feine Sagenitgewebe von Rutilnädelchen eingelagert, während Apatit spärlich und Zirkon gar nicht beobachtet wurde. Der Chlorit tritt nie selbständig, sondern immer in Gemeinschaft mit dem Glimmer auf. Öfters wechseln Schüppchen beider Mineralien in parallelfaseriger Anordnung neben einander ab, oder sie sind gegeneinander abgedreht und verstaucht. Sie unterscheiden sich deutlich durch abweichenden Pleochroismus:

Biotit	$\eta\gamma$	Olivgrün
	$\eta\alpha$	Licht Oker
Chlorit	$\eta\gamma$	Mineralgrün
	$\eta\alpha$	Blaß Oker

Alls Nebengemengteil fällt grobkörniger Orthit auf. Dieser ist von einem weitmaschigen Netz unregelmäßiger Spaltrisse durchzogen, weist bei braunrötlicher Färbung starken Pleochroismus von Umberbraun bis hell Oker auf und ist meist in einem schmalen Hof kleiner Zoisitkörnchen gebettet. Daran schließt sich gewöhnlich nach außen hin eine weitere, dünne Umhüllung von Chlorit.

b) Der biotitreiche Granit am Nordostfuß des Desorstockes.

Wie schon erwähnt, nimmt die Acidität des Granites von der Südgrenze des Massivs nach Norden hin allmählich zu; in umgekehrter Richtung wächst der Gehalt an basischen Komponenten. Demgemäß

ist längs des Unteraargletschers talauswärts eine schrittweise Zunahme des Biotites zu verfolgen, mit welcher die allmähliche Dunklerfärbung des Gesteines Hand in Hand geht.

So ist zirka $2^1/_2$ km außerhalb der Stelle am Tierberg, welcher der oben beschriebene saure Granit entstammt, und rund 1 km nordwestlich des Überganges nach dem Grimselaugengneis, entsprechend der Lokalität zwischen Räterichsboden und Hinterstock im Guttannen-Grimselprofil, ein ziemlich biotitreicher Granit anstehend. Er bildet die gewaltigen, glattgescheuerten Flanken des Desorstockes und des hintern Zinkenstockes die ähnlich, wie jene am Tierberg, typisch ausgebildete schalige Absonderungen aufweisen.

Makroskopisch ist das Gestein ohne weiteres als richtungsloser, klein- bis mittelkörniger Granit zu erkennen. Auf seinen muschelig-körnigen Bruchflächen halten sich helle und dunkle Gemengteile ungefähr das Gleichgewicht und verursachen durch regellose Anordnung eine schwarzgrau-weiß gesprenkelte Färbung. Auch hier ist der dunkle Glimmer kristallographisch schlecht begrenzt und in stark zerschuppten Aggregaten zwischen die hellen Komponenten eingesprengt. Nur ab und zu treten gut ausgebildete Basisflächen durch ihren tiefschwarzen Pechglanz deutlich hervor. Meistens sind sie wellig gebogen. Auf den wirrfaserigen Schüppchen liegt häufig ein grünlicher Schimmer, zu dem sich nicht selten das typische Grün des Epidotes gesellt. Die hellen Bestandteile werden gebildet durch grauweißen Feldspat und grünlich-glasig glänzenden Quarz. Beide finden sich auch in feinen Körnern als Füll- und Zwischenmasse.

Mikroskopisch besteht bei hypidiomorph körniger Struktur absolut richtungslose Textur.

Die Feldspäte sind als Alkalifeldspat und Plagioklase in ungefähr gleichen Mengen vertreten. Als erstes Unterscheidungsmerkmal dient auch hier die ungleiche Trübung, leichte, wolkige oder diffuse bei den Kalifeldspäten, und feinst verteilte, schon bei schwächster Vergrößerung auffallende farblose bis lichtgrünliche Schüppchen und Körnchen im Plagioklas. Dazu kommt die etwas bessere kristallographische Ausbildung der Plagioklase. Doch treten bei beiden Arten der Feldspäte neben fast ebenflächig begrenzten Schnitten, die auf idiomorphe Entwicklung hindeuten, auch stark abgerundete, ausgelappte und gebuchtete, sowie durchaus unregelmäßig begrenzte Individuen auf. Immerhin deuten kristallographisch gutbegrenzte Plagioklase,

die vollständig von Orthoklas umwachsen sind darauf hin, daß jene vor diesen ausgeschieden wurden.

Der Plagioklas besteht zum Teil aus zwillingslamelliertem Albit bis Albit-Oligoklas, zum Teil aus Oligoklas. Die Feldspäte mögen ursprünglich basischer, als die heute vorliegenden, gewesen sein, sich jedoch infolge veränderter Existenzbedingungen entmischt und umgewandelt haben. Daraufhin weisen neben den noch vorhandenen Oligoklasen die überaus zahlreichen Einschlüsse von mikrolitischen Zoisitkörnern und Epidoten in den Albiten hin, die wohl als Entmischungs- und Umwandlungsprodukte der Ca-Na-Feldspäte aufgefaßt werden können. Auch hier sind diese Einschlüsse auf die Plagioklase beschränkt und in ihnen oft auf die Mitte konzentriert, ebensooft jedoch bis an den äußersten Rand des Schnittes gleichmäßig und ohne bestimmte Orientierung verteilt.

Der Kalifeldspat ist Orthoklas, oft in Zwillingen nach dem Karlsbadergesetz, Mikroklin und Mikroklinmikroperthit. Neben den üblichen Gaseinschlüssen und Flüssigkeitslibellen enthält er reichlich Serizitflitterchen, bald in dichten Nestern und schmalen Zügen, bald gleichmäßig verstreut. Öfters ist fleckige Auslöschung vorhanden. Alle Feldspäte weisen mehr oder weniger Spuren von Kataklase auf. Verwerfungsspalten und größere Bruchrisse sind mit Quarzaggregaten ausgefüllt.

Der Quarz bietet das übliche Bild. In ausgedehnten, pflasterförmigen und mörtelstrukturartigen, kleinkörnigen Aggregationen liegen größere gebrochene und undulös auslöschende Körner eingebettet. Diese sind mit benachbarten Quarzkörnern in mannigfaltigsten, oft an zierliche Lobenlinien gemahnenden Suturen verbunden, greifen als glashelle Buchten und Zäcklein in die Feldspäte hinein oder setzen an diesen in fast unversehrten, ebenen Flächen ab.

Der Glimmer ist nicht nur häufiger, sondern auch in größeren Individuen ausgebildet, als in der sauren Granitvarietät am Tierberg. Wie dort, ist er aber auch hier sehr schlecht begrenzt, randlich ausgelappt und gefranst, längs 001 aufgesplittert und zuweilen verbogen. Die Anordnung ist richtungslos, die Verteilung ungleichmäßig in größeren Nestern und vereinzelten Blättchen und Schüppchen. Auffallend sind reichliche Einlagerungen von gut ausgebildeten Apatiten, die entweder in langen, schmalen Schnitten parallel c oder in isometrischen Basisflächen sofort wohl zu erkennen sind. Sehr häufig sind dichte Sagenitgewebe. Allgemein und bei einzelnen Individuen

weit fortgeschritten ist die Zersetzung und Umwandlung des Glimmers. Sie ist begleitet von der Neubildung von viel Titanit, Titanomorphit und Epidot. Umwandlungsprodukt ist ferner Klinochlor, dessen schmiegsame Fasern sich zwischen den sprödern Mineralkörnern gut einzufügen vermögen.

c) Der gneisige, biotitreiche Granit am Zinkenstock.

Beobachtet man vom Fuß des Desorstockes längs des Unteraargletschers weiter talauswärts, so gewahrt man mit der Annäherung an den typischen Grimselaugengneis eine sukzessive Veränderung der Gesteinstextur. Mit mehrfachen granitischen Rekurrenzen wechselnd, wird diese immer mehr granitisch-gneisig, bis das Gestein schließlich bei einer ausgeprägten Rinne, die zwischen Punkt 2658 und dem Gipfel des vordern Zinkenstockes in der Bergflanke zum Gletscher niedergeht, in den Grimselaugengneis wechselt. Zirka 150 m westlich der Stelle, an wecher dieser Wechsel vor sich geht, steht der im folgenden beschriebene gneisige Biotitgranit an. Die gneisige Textur ist mit vermehrten tektonischen, ungefähr 70° SSE-fallenden und alpin Ost-Nord-Ost streichenden Klüften verbunden, welche Anlaß zur Bildung enger Rinnsale geben.

Im Handstück ist das Bild des Gesteins je nach der Bruchfläche verschieden. Auf dem Hauptbruch herrschen graugrüne, flatschige Glimmerkomplexe vor, aus denen nur vereinzelte grauweiße Feldspat- und Quarzflecken heraustreten. Im Querbruch halten sich helle und dunkle Komponenten ungefähr die Wage. Im wellig graugrün und weiß gestreiften Längsbruch wechseln schmale, leicht gewundene Glimmersträhnen mit breiteren, langspindeligen Quarz-Feldspataggregaten, in welchen vereinzelte größere Individuen der beiden Mineralien liegen. Der Gesamtcharakter ist der eines gneisigen, biotitreichen Granites.

Mikroskopisch fällt beim ersten Blick die starke mechanische Deformation der meisten Hauptkomponenten und deren mehr oder weniger parallele Anordnung auf.

Es liegt allotriomorph körnige bis porphyrische Struktur bei gneisiger Textur vor. Als Einsprenglinge treten größere Feldspatindividuen mit länglich gerundeten, langgestreckten, oft auch rautenförmigen, an den spitzen Ecken lang geschwänzten Umrissen auf, die mit ihren Längsrichtungen mehrheitlich parallel zur Schieferungsebene angeordnet sind oder Tendenz zu dieser Einordnung zeigen.

Viele von ihnen sind quer zur Längenausdehnung gebrochen. Die Bruchstücke liegen bald dicht aneinander und zeigen noch beinahe oder ganz dieselbe optische Orientierung. Bald sind sie gegeneinander verworfen oder auch abgedreht und auseinandergerissen. Dabei wurde gewöhnlich den kleineren Nachbarn übel mitgespielt, sodaß sie jetzt in unförmigen Fragmenten, oft auch als kleinkörniges Gereibsel vorliegen. Namentlich der spröde Quarz ist in die Brüche gegangen und zur Breccie kleinsten Ausmaßes zertrümmert worden. So bildet er, untermischt mit ebenfalls kleinkörnig mylonitisierten Feldspäten bald ausgedehnte, feingepflästerte Aggregate, in deren Mitte meistens ein größeres, stark undulierendes Individuum liegt; oder er ist in die klaffenden Risse der geborstenen Feldspäte verfrachtet. Dies dürfte auch durch Differentialbewegungen des verfestigten Materiales geschehen sein. Denn auch Biotitfetzchen, die noch mit größeren Glimmerkomplexen lose zusammenhängen, sind nicht selten mit in die Bruchrisse eingeklemmt. Da aber der Biotit zweifellos vor den Feldspäten und deren Zertrümmerung ausgeschieden war, bleibt für diese Fetzchen die größte Wahrscheinlichkeit, daß sie in verfestigtem Zustand auf mechanischem Wege in ihre jetzige Lage gebracht worden seien. Möglich wäre auch sekundäre Umlagerung verbunden mit Umkristallisation. Da sich überdies, wie schon erwähnt, in den Quarzaggregaten ebenfalls Feldspatfragmente und zwar ebenso Orthoklas wie Plagioklase beigemischt finden, erscheint die Auffassung berechtigt, daß es sich bei diesen feinkörnigen Aggregaten der hellen Gemengteile um die Produkte weitgehender Kataklase handle. Diese Auffassung steht allerdings in Widerspruch mit der Erklärung, nach welcher der sogenannte Sandquarz, eben jene feinkörnigen Aggregate, als letzte Nachschübe eines pegmatitischen Magmas dargestellt werden.

Als weiteres Merkmal dynamometamorpher Veränderungen darf wohl auch hier die Umbildung des Orthoklases zu Mikroklin gedeutet werden. In den Bereich dynamisch- und hydrothermaler Umkristallisation des Gesteines fällt aller Wahrscheinlichkeit nach die Auflösung und Neuausscheidung von Feldspatsubstanz (= Kristallisationsschieferung), welcher die Bildung der Feldspataugen zu verdanken ist. Ob endlich die tiefgreifende Umwandlung der Biotite und deren Abbau auf die nämlichen Ursachen zurückzuführen sei, oder ob darin das Resultat autopneumatolytischer Vorgänge erhalten blieb, das mag vorläufig dahingestellt sein. Die komplexe Genese des heute vorliegenden Gesteins läßt verschiedene

Deutungen zu. Als Kalifeldspäte finden sich wenig Orthoklas, mehr Mikroklin und Mikropertit.

Die Plagioklase sind wiederum durch Albit, Albit-Oligoklas und Oligoklas vertreten. Sie sind durchwegs reich an Epidot, Zoisit und Seriziteinschlüssen. Der Glimmer ist weit vorwiegend Biotit. Dieser zieht sich in schmalen, gewundenen Zügen kleiner Schüppchen zwischen den leukokraten Gemengteilen hin und paßt sich geschmeidig an ihre oft starkgebuchteten Umrißlinien an. Oder größere, langelliptische Schuppenaggregate bilden ausgedehnte Flecken, die oft von Aggregaten des Körnelquarzes aufgerissen sind. Es finden sich aber auch größere Blätter nach der Basis, in welchen fast ausnahmslos guterhaltene Sagenitgewebe liegen oder isometrische, sechsseitige Querschnitte von Apatit sich abheben. Häufig findet man endlich von Quarz und Feldspäten siebartig durchsetzte Biotitschnitte. Wo die Siebstruktur zugleich mit intensivem chemischen Abbau des Glimmers verbunden ist, liegt zweifellos eine Resorptionserscheinung vor. Der Abbau zeigt die üblichen Stufen, Ausbleichung, Chloritisierung, Ausscheidung von Titanit, Ilmenit und Titanomorphit. Neben Biotit ist auch Muskovit vorhanden und zwar in kleinen Fetzchen als Einschluß in Feldspäten, und als dünne Membrane zwischen ihnen.

Der Quarz bildet ausgedehnte Mosaikpartien, die entweder in unregelmäßig begrenzten Arealen sich ausbreiten, oder in langen, schmalen Zügen den Schliff durchsetzen. Die kleinen Körnchen sind meist ebenflächig begrenzt. Die meisten löschen undulös, andere dagegen einheitlich aus. Größere Körner haben immer undulöse Auslöschung. Chlorit ist wie im normalen Granit aus dem Biotit entstanden und meist mit ihm gemeinsam zu treffen. Als weiteres Umwandlungsprodukt erscheint Epidot in reichlicher Menge, in manchen Plagioklasen als mikrolithische Einschlüsse. Daneben treten gut umgrenzte Epidotindividuen auch selbständig ziemlich häufig auf.

Der eben beschriebene Granitgneis ist ein durch Kristallisationsschieferung modifizierter Granit. Er zeigt neben graniteigenen primären Charakterzügen die Merkmale sekundärer Umwandlungen zufolge ausgesprochener Dynamometamorphose.

Zusammenfassung. Aus den vorstehend beschriebenen Gesteinsproben ergeben sich für den Aaregranit im Unteraartal, ausgenommen die Augengneise und die nördliche saure granitisch-aplitische Randfacies, die folgenden Hauptcharakterzüge: Der Granit ist ein

saures Kalkalkaligestein mit ziemlicher Variationsbreite seiner stofflichen, strukturellen und texturellen Eigenschaften.

Stofflich besteht eine unverkennbare Abnahme der Basizität von Granitgneis nach dem Granit. Diese äußert sich vor allem in der Abnahme des Biotites und im verminderten Kalkgehalt der Plagioklase.

Strukturell geht damit parallel die zunehmende Idiomorphie der Gesteinskomponenten in den saureren Granitpartien. Gleichsinnig ändert die Textur von gneisigen Biotitgraniten in richtungsloskörnigen, sauren Granit.

Die Gneistextur erscheint als Effekt dynamischer, mit Lösungsumsatz verbundener Vorgänge (Rieckesches Prinzip). Doch sind im gesamten Gestein Relikte autopneumatolytischer, z. T. wohl auch hydrothermaler Veränderungen erhalten geblieben. Als solche können gelten, die von Feldspatsubstanz und Quarz resorbierten und korrodierten Biotite, das nicht seltene Vorhandensein von Orthit, reichliche Einschlüsse von Gas und Flüssigkeitslibellen im Quarz und in den Kalifeldspäten. Dagegen dürften die Entmischungen der Feldspäte und ihre Albitisierung eher auf Änderungen der thermodynamischen Verhältnisse infolge epirogenetischer und orogenetischer Aktionen zurückzuführen sein. Als Wirkung einer mechanischen Umwandlung des Granites im engeren Sinne des Wortes sind die Zonen extremster Kataklase anzusprechen, die in ganz regelmäßiger Verteilung im zentralen Aaregranit immer wiederkehren. Der heutige Charakter des Granites ist ein treues Bild seiner komplexen Genesis.

2. Der saure, parallel struierte Granit am Scheuchzerjoch.

Mehrfach wurde darauf hingewiesen, daß die gneisige Textur des Granites mit vermehrtem Biotitgehalt zusammenfalle. Das schließt parallel struierte, saure Granite nicht aus. Ein solcher steht zum Beispiel an im Scheuchzerjoch, jenem landschaftlich schönen, touristisch oft begangenen, geologisch-petrographisch interessanten Übergang, welcher zwischen Tierberg und Scheuchzerhorn in einer Höhe von 3123 m aus dem Unteraartal auf den Oberaargletscher hinüberführt. Viermal wechseln vom Fuß des Tierberges bis zu dessen Gipfel Granit, kristalline Schiefer und Amphibolite miteinander ab, indem Granitapophysen zwischen den isoklinal eingeklemmten Schiefern aufsteigen. Im Scheuchzerjoch selber stehen zirka 6 m mächtige Biotit-Chlorit-

Serizitschiefer und der im folgenden beschriebene saure, gneisige Granit nebeneinander an. Die Schiefer sind lagenweise aplitisiert.

Der klein- bis mittelkörnige Granit zeigt makroskopisch auf dem Hauptbruch neben sehr wenig dunklen Biotit- und Chloritflecklein mattweiße Quarz- und Feldspatkörnel, aus denen größere Feldspatindividuen und speckig glänzende Quarzbröcklein untermischt von schimmernden Serizitschüppchen hervortreten. Die nicht sehr stark ausgeprägten Schieferungsebenen sind von häufigen, makroskopisch nicht immer wahrnehmbaren Clivageflächen durchsetzt, längs deren das Gestein beim Anschlagen leichter bricht. Auf größern Rissen finden sich häufig gutbegrenzte Bergkristalle als Kluftmineral ausgeschieden. Abgesehen von seiner gneisigen Textur und vom Serizitbelag der Schieferflächen entspricht das Gestein dem sauren Granit am Fuß des Tierberges. Sein Streichen und Fallen weisen es jedoch weiter nach Südosten in die Gegend am Fuß des Desorstockes hin.

Mikroskopisch verschwinden, wie nach dem makroskopischen Befund nicht anders zu erwarten ist, die dunklen Gemengteile neben den leukokraten Komponenten beinahe ganz. Den Hauptanteil des Schliffes bestreiten die Feldspäte und zwar allotriomorpher Kalifeldspat, als Orthoklas und Mikroperthit. Auffallenderweise fehlt in dem untersuchten Schliff der Mikroklin trotz offensichtlich sehr starker mechanischer Beanspruchung des Gesteins. Daß sich dieser auch der Kalifeldspat nicht entzog, beweisen zahlreiche Bruchrisse in größeren Individuen und viele Fragmente. Es scheint demnach die rupturelle, äußere Deformation leichter einzutreten, als die Verlagerung des Kristallgitters. An den Bruchstellen haben sich fast immer Quarzkörnel und Serizit eingenistet. Augenfällig und für die sauren Granite typisch ist die außerordentlich dichte Einlagerung von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen, welche alle Kalifeldspäte bis nahe zum Rande erfüllen und sie im Schliff bis zur Undurchsichtigkeit trüben. Mit eingeschlossen sind überdies öfters zwillingslamellierte Plagioklasindividuen, die nach der Mitte konzentrierte Libellen enthalten, während eine helle Aureole unbesetzt bleibt. Aber auch wenn sie selbständig auftreten, zeigen die Plagioklase, Albit und Albit-Oligoklase, ein ähnliches Bild. Sie enthalten neben wenig Libellen die üblichen Einschlüsse von Epidot und Zoisit. Zwillingslamellierung ist verbreitet, die Lamellen sind meist mechanisch gestört, gebogen, aufgesplittert und gebrochen. Die äußere Begrenzung der Plagioklase ist unregel-

mäßig, gebuchtet, gelappt, nur ausnahmsweise ebenflächig. Deutlich ist die Tendenz zur Augenbildung zu beobachten. Chlorit und Biotitschuppen, die sich um die Augen legen, sind in den Augenwinkeln gestaucht und auseinander gesplittert und verraten deutlich die mechanische Umformung.

Der Quarz zieht sich in weitverzweigten Pflasterzügen zwischen den Feldspäten und ihren Bruchstücken durch und spielt die Rolle des allgegenwärtigen Füllmaterials. In ausgedehnten Körnelaggregaten sind auch hier größere undulös auslöschende Quarzkörner mit zackiger Begrenzung eingeschlossen. Sie enthalten meist ebenfalls reichlich Libellen. Der spärliche Glimmer besteht aus sehr wenig Biotitfetzchen mit denen verhältnismäßig viel Titaneisen und Titanomorphit, jedoch weniger Titanit vergesellschaftet sind. Serizit ist in langen, dünnen Schlieren angeordnet und den übrigen Gemengteilen zwischengelagert, dagegen selten in feinen Schüppchen in den Feldspäten eingeschlossen.

Chlorit in kurzen regellos gelagerten oder parallel gelegten Blättchen tritt mit oder statt Biotit auf. Apatit scheint zu fehlen, Epidot ist spärlich, dagegen tritt etwas Kalkspat, vermutlich als Verwitterungsprodukt, auf.

Das Gestein ist ein saurer, aplitischer Granit mit allotriomorpher, leicht porphyroblastischer Struktur und gneisig-granitischer Textur.

3. Der nördliche Aaregranit am Oberaarhorn.

Im Gipfel des 3642 m hohen Oberaarhorns erreicht der Hauptgranit unseres Gebietes orographisch seinen höchsten Punkt. Die jäh aus dem westlichen Firngebiet des Oberaargletschers aufragende Oberaarhornostwand schließt vom Oberaarjoch bis nahe an das Grunerhorn ein ca. 1200 m langes Granitprofil auf. Leider ist dieses des Bergschrundes und der Steinschlaggefahr wegen nicht überall zugänglich.

Die hohe, steile Granitwand ist durchsetzt von vielen engen Rinnen und schmalen Rippen.

Im südlichen Teil, zunächst dem Oberaarjoch, stehen fast 110 m mächtig beinahe saigere, ENE streichende Serizitschiefer mit eingeschlossenen Apliten und Lamprophyrgängen an. Erstere sind meistens perlschnurartig zerstückt und gegliedert, letztere dagegen geschiefert. Nach Norden hin gehen die Schiefer allmählich über in serizitische Gneise, und diese selber werden zu richtungslos körnigem, jedoch von Clivageflächen durchsetztem Granit. An ihn schließen sich norwärts kristalline Schiefer und Amphibolit.

In einer Depression nördlich des nördlichen Oberaarhornvorgipfels, auf der Karte ohne Namen und Quote, trifft man auf den Kontakt mit kristallinen Schiefern. Die Kontaktlinie fällt vom Grat zunächst ca. 50° SSE, biegt dann steiler werdend in der Wandmitte auf ca. 60° um und fällt am Fuße der Wand beinahe senkrecht in den Firn ein. Der Granit ist also nach oben hin nordwärts über die Schiefer gelegt, diese selber sind nach Norden gebürstet (Fig. 2, Taf. II). Der Gesteinswechsel ist durch eine enge Kluft betont und an dem weithin sichtbaren Farbunterschied, Granit grauweiß, Schiefer dunkelbraun, leicht zu erkennen. Lateral vom Granit abgehende Injektionen sind nicht ersichtlich. Dagegen sind die Schiefer von aufsteigenden Aplitgängen und Adern stark durchsetzt. Eine genaue Detailuntersuchung dieser äußerst instruktiven Kontaktstelle steht leider zur Zeit noch aus. Aus dem Granitprofil, das nach seiner Lage den Anschnitt zwischen Desorstock und Zinkenstock verkürzt wiedergibt, wurden folgende Proben untersucht:

a) Der saure Granit vom Oberaarhorn-Ostsporn.

Unter den vielen Felsrippen, welche an der Oberaarhornostwand vorspringen, tritt namentlich im nördlicheren Teile ein breiter, ausladender Sporn weit in den Firn hinaus und dicht an die Route, welche vom Oberaarjoch in das Scheuchzerjoch führt. Hier und beidseitig des Spornes steht ein saurer, beinahe richtungslos körniger bis leicht gneisig texturierter Granit an. Er gleicht makroskopisch am besten demjenigen im Scheuchzerjoch und am Fuße des Grünbergli. In einem mittel- bis kleinkörnigen Quarz-Feldspataggregat liegen regellos verstreut wenige und schlecht ausgebildete dunkle Glimmerflecken. Körnelquarz und vereinzelte größere Quarzindividuen bilden mit Feldspattrümmern weitaus den Hauptteil und geben dem Gestein seine weißgraue Farbe.

Mikroskopisch zeigt sich hypidiomorphkörnige Struktur und vorwiegend richtungslos massige Textur. Die Feldspäte sind durch Kalifeldspat und saure Plagioklase vertreten.

Der Kalifeldspat überwiegt etwas, sowohl an Körnergröße wie auch an Häufigkeit. Meist ist es Mikropertit, seltener Mikroklin und reiner Orthoklas. Seine Begrenzung ist durchaus allotriomorph, die Schnitte sind meist rundlich bis langelliptisch, stark ausgelappt, gebuchtet oder gezackt, kaum jemals aber geradlinig begrenzt, doch liegt Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz nicht selten vor.

Kataklase ist Regel, leichte Trübung durch Einschlüsse verbreitet. Sehr oft eingeschlossen im Kalifeldspat sind zwillingslamellierte Plagioklase mit mikrolitenreichem Zentrum und hellem Rand. Auch diese Plagioklase sind meistens ausgezackt und oft in Verbindung mit weithinreichenden, den Wirt dendritisch durchdringenden Plagioklasapophysen. Da diese aus dem Kalifeldspatrand nicht austreten, so scheinen sie zu dessen internem Bestand zu gehören. Sie erwecken damit weniger den Eindruck nachträglicher Albitzufuhr von außen, als vielmehr die Auffassung, es handle sich um sekundäre Entmischungsprodukte des Wirtminerales. Doch mögen auch primäre, vor dem Kalifeldspat ausgeschiedene und durch diesen umwachsene Plagioklase vorkommen.

Die Plagioklase sind Albit und Albit-Oligoklas. Ihre Begrenzung ist etwas besser als diejenige der Kalifeldspate. Weit verbreitet ist Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz. Längere Lamellen sind gewöhnlich gebogen, gebrochen oder gar gegen einander verworfen. Einschlüsse fehlen nie. Nicht selten ist Quarz vermiculé. Plagioklase greifen dabei mit konvexen Flächen in Kalifeldspatbuchten hinein. Die Quarzwürmchen im Plagioklas divergieren gegen den Kalifeldspat hin (Deltastruktur). Der Glimmer, ursprünglich Biotit, ist chloritisiert und in blätterige Schuppen verwandelt, die sich in breiten Nestern oder langen Strähnen zusammenfinden. Sie sind vergesellschaftet mit Titanit in Insekteneierform, Epidot und etwas Ilmenit. Sagenit wurde nicht beobachtet. Gelegentlich, aber selten, scheint Apatit vorhanden zu sein. Neben Biotit und Chlorit ist ziemlich häufig Serizit in langen, zusammenhängenden, selbständigen Strähnen und als kleine Fetzchen in den Feldspäten zu beobachten.

Der Quarz bietet auch hier das übliche Bild, kleine Körnel in Mörtel- und Pflasterstruktur liegen um größere, stark undulös auslöschende, regellos begrenzte Individuen.

Vereinzelt finden sich idiomorphe, bräunlich gefärbte Orthite, umgeben von einem schmalen Saum kleiner Pistazitkörnchen, an die sich peripher zerstreute Chloritfetzchen schließen.

Struktur, Textur und Mineralbestand stempeln das Gestein zu einem sauren Kalalkaligranit.

b) Der biotitreiche, gneisige Granit am Oberaarhorn, unterhalb P. 3462.

Ähnlich wie im Unteraargebiet talauswärts, nimmt im Oberaarhorn der Biotitgehalt des Gesteines von Nord nach Süden etwas zu und

gleichsinnig wechselt der saure Granit in einen biotitreicheren, gneisigen Granit. Die nachstehend beschriebene Probe entstammt dem Fuß der Ostwand unterhalb des Gipfels.

Makroskopisch stellt sich das Gestein dar als ein typisch dynamometamorpher Granit mit ausgesprochen bevorzugten Spaltflächen längs der ENE streichenden und 65—70° SSE einfallenden Schieferung. Der unebene Hauptbruch ist durch seidenglänzenden Serizit und kleine Biotit-Chlorit-Flatschen ausgezeichnet.

Auf dem Quer- und Längsbruch intermittieren vikarierende, schmallinsige Feldspat-Quarzaggregate, zwischen denen sich die melanokraten Komponenten durchwinden. Stellenweise dichter, pistazitgrüner Belag deutet auf starke Epidotisierung. Enggescharte, schief zur Schieferung stehende Clivageflächen sprechen für die dynamische, relativ junge Beanspruchung.

Mikroskopisch stimmen mit der makroskopischen Beschaffenheit überein die lentikulare Gneistextur und die blastogranitische Kataklasstruktur. Erstere entsteht durch die schon genannten langelliptischen, oft in der Längsrichtung ausgeschwänzten Feldspäte, Quarze und Feldspat-Quarzaggregate, die wie schmalwinklige Schlitzaugen aus langen, schmalen Strähnen von Biotitfetzchen, Chloritschüppchen, Serizitflitterchen oder Epidotkörnchen und Quarzmosaik herausgucken.

Die Struktur wird beherrscht durch die allotriomorphen, relativ großen, meist in Bruchstücke zerlegten Feldspäte und Quarze, die gewöhnlich in einen Mörtelkranz derselben Substanz eingebettet sind.

Im Mineralbestand wiegen die leukokraten Gemengteile bedeutend über die dunklen vor. Feldspäte und Quarz halten sich ungefähr die Wage. Unter den Feldspäten dominieren die Plagioklase etwas gegenüber dem Kalifeldspat. Die Plagioklase sind besonders vertreten durch Albit, Albit-Oligoklas, seltener ist Oligoklas-Andesin. Ihnen eignet durchwegs Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz. Die Lamellen sind meistens irgendwie mechanisch gestört, an den Enden aufgesplittert, gebogen, gebrochen und gegeneinander verworfen; letzteres namentlich da, wo Bruchstücke eines früher einheitlichen Kristalls in gleicher Orientierung nebeneinander liegen. Bei größeren Körnern scheinen sie manchmal intragranulär ineinander verstaucht zu sein. Unverkennbar ist eine gewisse Gefügeregelung in der Lamellenorientierung. Senkrecht- und Parallelstellung zu der Schieferungsebene sind bevorzugt. Mikrolitische Einschlüsse fehlen selten. Darunter

sind deutlich bestimmbar Epidotstengelchen, gewöhnlich quer gegliedert und zerbrochen, Zoisitkörnchen, Serizitflitterchen und viele Libellen. Ziemlich häufig ist Myrmekit zu beobachten in der schon beschriebenen, deltaähnlichen Verzahnung mit dem Kalifeldspat. Auch dieser, Orthoklas und Mikroperthit, Mikroklin wurde nicht getroffen, ist stark von Einschlüssen getrübt. Vom Kalifeldspat umschlossen finden sich öfters isolierte Quarze mit Interpositionen von regellos zerstreuten Libellen, daneben nicht selten lamellierte Plagioklase. Diese zeigen ausnahmslos zentrisch angeordnete Einschlüsse und einen ungetrübten, einschlußfreien Rand. Die gleiche Erscheinung ist aber auch da zu beobachten, wo Plagioklas von irgend einem andern oder von verschiedenen andern Mineralien begrenzt wird. Der helle Rand des Plagioklases dürfte darum unabhängig sein von der Kalifeldspatnachbarschaft. Vielleicht, daß er auf randliche Lösung und Umminerialisierung zurückgeführt werden könnte.

Der Biotit ist nur mehr spurenweise frisch vorhanden. Er ist meistens in gedrungene Chloritblättchen zerfallen, zuweilen wohl auch in Serizitsträhne verwandelt worden. Daraufhin deuten vereinzelte Biotitsplitter, welche den Chlorit- und Serizitaggregaten gelegentlich noch beigemengt sind. Die Umwandlung ist begleitet von Epidot, Titanit und Titanomorphit.

Serizit liegt in feinen Flitterchen fast allen Feldspäten eingebettet. Zusammen mit Quarzkörnchen füllt er deren Bruchrisse aus. Oder er windet sich in breiten Bahnen, vermischt mit Titanit und kleinen Epidotstengelchen, zwischen den leukokraten Gneisungen durch. Feine Serizitschnürchen begleiten auch die Züge des Körnelquarzes.

Quarz, neben den Feldspäten der Hauptgemengteil, bildet die üblichen, buchtigen, gezackten, unregelmäßig begrenzten und undulös auslöschenden großen Körner.

Nie fehlen dabei Quarzmörtelkränze und ausgedehnte Bahnen, die mit Quarzpflaster belegt sind. Es handelt sich bei der Anlage des Pflasters wohl nicht um Kristallneubildung, sondern um reine Kataklase. Daraufhin weisen auch die allerdings seltenen, aber gewöhnlich gebrochenen Rutilstengelchen, welche im Quarz zuweilen eingeschlossen sind.

Dagegen mag im Quarzzement, der mit Serizit zusammen die Feldspatbrüche ausheilt, eine durch Lösungsumsatz entstandene Neubildung vorliegen. Ähnlich dürfte auch der ziemlich reich vorhandene Epidot entstanden sein, der in langen, gewundenen Zügen und

regellosen Nestern von kleinen, runden Körnchen mit Chloritfetzchen, Biotitschüppchen, Titanitkörnchen und Titanomorphit vergesellschaftet ist. Es ist wohl auch hierbei weniger an nachträgliche Stoffzufuhr, als an Epidotisierung durch Metamorphose eines granitischen Gesteins unter Epibedingungen zu denken.

Als weitere, für die Zusammensetzung des Gesteins jedoch unwesentliche Bestandteile seien weiter erwähnt: Apatit, Zirkon, etwas Pyrit und vereinzelte allotriomorphe Calzite.

c) *Der Granitmylonit am Oberaarhorn* (Serizitschiefer).

Der biotitreiche Gneis unter Punkt 3462 bildet den Übergang vom richtungslos körnigen Hauptgranit in dessen mylonitisierte Randfacies, die Serizitschiefer beim Oberaarjoch, am Südfuß des Oberaarhorns. In vollem Gegensatze zum messerscharfen Granit-Schieferkontakt gegen das Grunerhorn hin, ist hier bei zunehmender, kontinuierlicher Schieferung Schritt um Schritt die genetische Zugehörigkeit des Serizitschiefers zum Granit ersichtlich. Dieser geht über die gneisige Zwischenstufe in die völlig parallel texturierten Schiefer über. Irgend welche Anhaltspunkte für ursprünglich sedimentäre Natur der Schiefer sind nicht vorhanden. Abgesehen von etwas häufigen, mechanisch stark mitgenommenen Aplit- und Lamprophyrgängen sind die Serizitschiefer ein stofflich wohlausgeglichenes Gestein von graugrünlicher Farbe mit typischem Serizitglanz auf dem Hauptbruch und engstreifigem Wechsel von grünen Glimmerlagen und grauweißen Feldspat- und Quarzbändern in Längs- und Querbruch. Dazu tritt stellenweise ein lichtgrünlicher Epidotbelag. Der Schieferungsebene und zahlreichen Querrissen folgend, löst das Gestein sich in großen Platten vom Berg und bedeckt dessen untern Südhang mit losem Schutt und Trümmerwerk.

Streichen der Schieferungsebene ENE. Fallen: 70—80° SSE.

Mikroskopisch besteht in einem Schliff parallel dem Querbruch ausgesprochene Paralleltextur mit deutlich lentikularen Einschlägen, die als Relikte der Gneistextur zu bewerten sind.

Dünne Lagen von Biotit- und Serizitschüppchen, die mit ihrer Längsrichtung parallel der Schieferungsebene gerichtet sind, begleiten die schmalen Bahnen von Quarz und Feldspatmosaik und legen sich um deren bauchige Ausbuchtungen oder um vereinzelte porphyroblastische, größere Körner und deren Fragmente. Der reichliche, neugebildete Serizit, die nach der Länge gestreckten Feldspatporphyro-

blasten und die ebenfalls längs der Schieferungsebene gedehnten Quarzkörner müssen wohl als Merkmale der Kristallisationsschieferung gedeutet werden. Diese kann sich ursprünglich oder sekundär durch Ummineralisation und Neubildung unter Preßwirkung vollzogen haben. Die Bildung und Anordnung des Serizites spricht für die zweite Entstehungsweise.

Die Struktur ist heteroblastisch. Je nachdem als Merkmale für die Bezeichnung die einsprenglingsartigen, allotriomorphen Feldspäte und deren Bruchstücke, der lagenweise dominierende Serizit, oder die ausgedehnten Komplexe gleichmäßig ausgebildeter, kleiner Quarzkörner gewählt werden, müßte sie als porphyroklastisch, nematoblastisch oder granoblastisch bezeichnet werden.

Der Mineralbestand umfaßt vorwiegend Feldspat und Quarz, Biotit und Serizit; neu tritt allotriomorpher Kalkspat hinzu. Die Feldspäte überraschen durch auffallende Klarheit. Nirgends finden sich die dichten, wolkigen Trübungen, welche im benachbarten Gneis die Feldspäte zum Teil undurchsichtig werden lassen. Die spärlichen Einschlüsse sind nur wenig dicht gelagert und bald auf die Kornmitte beschränkt, bald über die ganze Schnittfläche verstreut. Sie geben sich bei stärkster Vergrößerung im gewöhnlichen Licht z. T. als Flüssigkeitslibellen zu erkennen, die oft sehr lebhaft in ihrem bald isometrischen, bald regellos begrenzten Bewegungsräumen vibrieren. Zu einem andern Teil sind es kleine Serizitflitterchen, vereinzelte Epidotkörnchen und idiomorphe Zirkonkriställchen.

Doch finden sich auch viele kleine, fast einschlußfreie Feldspäte vor. Sie bilden zusammen mit ähnlich struierten Quarzkörneln ausgedehnte schmale Trümmerzonen, in denen die Korngrößen bis zu 0,01 mm herabsinken, sodaß Bruchstücke von 0,2—0,3 mm schon als stark auffallende porphyroblastische Relikte erscheinen. Unverkennbar ist in diesen kleinkörnigen Aggregaten eine gewisse Gefügeregelung in der Weise, daß die Körner mit ihrer größten Längenausdehnung parallel der Schieferungsebene liegen, gleich wie bei der Kristallisationsschieferung. Stellenweise bleiben die Feldspäte und damit auch der Gneischarakter etwas besser erhalten. Dann sind langelliptische oder auch nahezu isometrische Feldspatkörner von 0,5—0,7 mm größtem Durchmesser eingebettet in einen schmalen Kranz feinkörniger Fragmente desselben Minerals, oder letztere sind auf die lang ausgeschwänzten Augenwinkel lokalisiert, welche ebenfalls in die Schieferungsebene fallen. Intragranulär deuten Bruchrisse und undulöse Aus-

löschung die mechanische Beanspruchung an. Diese ist namentlich bei den parallel gestreiften Albitzwillingen sehr gut zu beobachten. Verbiegungen, Aufsplitterungen und Brüche der Lamellen bilden die Regel. Dabei scheint die ursprüngliche Orientierung der Kristalle und die Heterogenität der Kornnachbarschaft eine wesentliche Rolle für den Grad und die Art der mechanischen Deformation zu spielen. Lamellen, die senkrecht zur Schieferungsebene stehen, sind häufig längs dieser quer gebrochen und mit Sprunghöhen von 0,01—0,02 mm gegen einander verworfen. Dabei kann der Bruch glatt und ohne weitere Beeinflussung der Lamellen erfolgen, er kann mit flexurartigen Schleppungen der Lamellenbruchenden verbunden sein, oder er vollzieht sich endlich, indem das eine Kornfragment gegen das andere abgedreht wird. In jedem Fall läßt sich eine Ausweichbewegung parallel der Schieferungsebene erkennen. Lamellen parallel der Schieferungsebene sind meistens durch Diagonalbrüche gegen einander verschoben. Auch hier erfolgt die Verschiebung glatt oder unter Zurücklassung kleiner Flexuren. In einem größeren, fleckig auslöschenden Feldspatkomplex ist ein ganzes Faltungssystem mit Gewölbeumbiegungen, Muldenumbiegungen, zerrissenen und ausgequetschten Mittelschenkeln enthalten. Naturgemäß löschen die Lamellen in ihren einzelnen Teilen ungleichzeitig aus, so daß das Gesamtbild nur laufbildähnlich durch kontinuierliche Drehung zustande kommt. Es vermittelt dennoch einen eigenartigen Einblick in die Mikrotechnik des Gebirges, die nur quantitativ, kaum aber qualitativ hinter dessen Großtechnik zurücktritt.

Stofflich erweisen sich die Feldspäte als Orthoklas, wenig Mikroperthit und Mikroklin; die Plagioklase dominieren als Albit und Albit-Oligoklas. Basischere Plagioklase wurden nicht gemessen.

Der Biotit bildet mehr noch, als in den bisher beschriebenen Vorkommen, ein langsträhniges Faserwerk schmaler Flitterchen und Fetzen, welche fast ausnahmslos mit ihrer Längsausdehnung in der Schieferungsebene oder wenig schief dazu stehen und damit die Schiefertextur augenfällig hervorheben. Nur in den reliktisch gneisigen Partien gruppieren sich kurzblätterige, stark chloritisierte Schüppchen zu mehr oder weniger regellosen Aggregaten oder zu bauchig ausgeweiteten Einfassungen um die Feldspat-Quarzaugen. In diesem Falle sind die Biotite nicht selten gestaucht und verbogen, als ob die eingeschlossenen Augen in der Schieferungsrichtung geschoben worden wären.

Allgemein ist die Umwandlung des Biotites in Chlorit, Titanit und Ilmenit. Vermutlich ist auch ein Teil des Muskovits, der als Serizit ausgebildet ist, aus Biotit entstanden. Daraufhin deuten die häufigen Verwachsungen der beiden Glimmerminerale und mehr noch die oft wahrnehmbare partielle Ausbleichung und Serizitisierung der Biotitflitter.

Wo indessen lange, gewundene, oft bauchig anschwellende Serizitbahnen von wenig veränderten Biotitblättchen uferartig eingeschlossen sind, erhält man eher den Eindruck, der Serizit sei hier durch Umbildung aus den Kalifeldspäten entstanden.

Der Quarz bildet, bald für sich getrennt, bald mit Feldspat oder endlich mit andern Komponenten vermengt, lange schmale Pflasterbahnen aus feinkörnigem Gereibsel, wobei die meisten Körnchen nach der Schieferungsebene in die Länge gewalzt sind. Größere augenförmige Quarzkomplexe sind als kataklastisch zertrümmerte, ursprünglich großkalibrige Quarzindividuen aufzufassen. Sie löschen fast immer undulös aus. Flüssigkeitslibellen sind nicht selten. Dagegen mögen die nicht undulierenden kleinsten Körnchen in den Augenwinkeln und ebenso manche andere mechanisch unversehrte Quarzkristalle als Neubildungen gedeutet werden.

Auffallend ist bei Anwesenheit von viel freier Kieselsäure das Vorhandensein von sehr reichlich allotriomorphem Kalkspat. Dieser bildet stark buchtige und lappige Individuen und umschließt sowohl Quarz als auch Feldspat, Biotit und Serizit. Er ist also ein relativ jüngstes Produkt. Da die Körner mechanisch nicht gestört sind, trotzdem sie stellenweise als Porphyroblasten bedeutende Größe erreichen, gehören sie offensichtlich einer nachtektonischen Periode an.

Vermutlich handelt es sich um Produkte der chemischen Umsetzung der Feldspäte durch zirkulierende CO_2-haltige juvenile und vadose Wässer. Die Körner sind vorwiegend nesterweise oder in kurzen, auskeilenden Lagen parallel der Schieferung angeordnet. Vereinzelt sind sie auch zwischen die übrigen Gesteinskomponenten eingestreut.

An Akzessorien finden sich neben den bereits erwähnten Spuren von Epidot, Rutil, Apatit und Zirkon

Das Gestein ist ein Serizit-Quarz-Feldspatschiefer mit Gneisrelikten und stellt nach Lage, Struktur, Textur und Mineralbestand eine randliche mylonitisierte Facies des nördlichen Aaregranites dar.

Zusammenfassung: Aus den untersuchten Gesteinsproben des Oberaarhornprofiles ergibt sich für den dort anstehenden nörd-

lichen Aaregranit folgendes Bild: In seinem nördlichen Teil ist der Granit als saures, richtungslos bis leicht gneisiges mittelkörniges Gestein entwickelt. Gegen Süden geht er über in einen biotitreicheren, dynamisch mehr beeinflußten Gneis, welcher überleitet in eine randliche, sehr stark mylonitisierte, zu Serizitschiefer ausgewalzte Granitfacies mit gneisig-granitischen Relikten.

4. Der nördliche Aaregranit am Finsteraarhorn-Südostgrat.

Vollständig analog dem Granit-Gneis-Schieferprofil am Oberaarhorn ist ein solches rund zweieinhalb km weiter west-südwestlich im untersten Teil des Finsteraarhorn-Südostgrates.

Dort findet sich eine tief eingeschnittene, dem Oberaarjoch entsprechende, vielbegangene Scharte, die Gemslücke, ca. 3400 m. Unmittelbar nördlich von ihr steigen mit 70—80° SSE Fallen glatte, grauweiß-schimmernde, von Quer- und Längsrissen durchsetzte Serizitschiefer auf. Sie erreichen eine Mächtigkeit von ca. 100 m und gehen nach N über in eine 200 m mächtige, gneisige Zwischenpartie, welche ihrerseits zu einem sauren mittelkörnigen Granit überleitet. Dieser hält an bis ungefähr 150 m nordwärts von Punkt 3597, wo er von einer stark aplitisch injizierten Chlorit-Biotit-Schieferzone abgelöst wird.

Vermutlich ließ sich v. Fellenberg seinerzeit durch die in der Gemslücke anstehenden Serizitschiefer verleiten, diesen ganzen Gesteinskomplex als südlichen Teil der zentralen, kristallinen Schiefer zu bezeichnen, ein Irrtum, der auch in Heims Geologie der Schweiz, Bd. II, Tafel VII, 13 übernommen wurde. Tatsächlich handelt es sich dagegen um eine mächtige, südliche Apophyse des nördlichen Aaregranites, welche in südwestlicher Richtung in den Walliser Fiescherhörnern ihre Fortsetzung findet.

Petrographisch bietet dieses Vorkommen gegenüber demjenigen am Oberaarhorn nicht viel Neues. Es kann deshalb auf die im vorigen Abschnitt gegebene Darstellung verwiesen werden.

Erwähnt möge aber doch der stellenweise auffällige Pyritreichtum des Granites sein. Er stellt sich namentlich in der unmittelbaren Nachbarschaft von Lamprophyrgängen ein und ist zweifellos auf diese als Erzzubringer zurückzuführen. Im übrigen stimmen die beiden Granitvorkommen nach Mineralbestand und ebenso hinsichtlich ihrer dislokationsmetamorph bedingten, strukturellen und texturellen Modi-

fikationen vollständig überein. Da zudem auch die beidseitigen Nachbargesteine identisch sind, ist an der Zusammengehörigkeit der Oberaar- und Finsteraargranitvorkommen nicht zu zweifeln. Visiert man sie von der Gemslücke aus gegen einander ein, so ergibt sich ein Streichen von E—20° N, während das allgemeine Massivstreichen nahezu ENE geht. Es wäre indessen falsch, die Fortsetzung des Oberaarhorn-Finsteraarhorngranites in der Gegend der Konkordiahütte beim Faulberg und am Grüneck zu suchen. Er biegt vielmehr westwärts der Gemslücke nach Westsüdwest in das allgemeine Massivstreichen ein.

5. Die nördliche, saure Randfacies des nördlichen Aaregranites an der Grüneck am Konkordiaplatz.

In der allgemeinen Übersicht über den Aaregranit wurde bereits auf dessen nördliche, saure Randfacies hingewiesen und deren Verlauf vom Maderanertal über Mittagfluh bei Guttannen, Graugrat südlich des Ritzlihorns, Miselen und Abschwung im Unteraargebiet und Grüneck, nördlich der Konkordiahütte, von NE gegen SW angedeutet. KÖNIGSBERGER (29), HUGI (22) und PFLUGSHAUPT (37) untersuchten und beschrieben die Vorkommnisse im Maderanertal, HUBER (17) dasjenige an der Mittagfluh, BALTZER (3 und 4) und v. FELLENBERG (12) die übrigen Vorkommnisse. Im folgenden sollen etwas ausführlicher, als dies bisher geschehen, die Verhältnisse bei der Grüneck dargestellt werden.

Die Grüneck erhebt sich in der Südwestecke unseres Untersuchungsgebietes als massiges Felsbollwerk aus dem weithin ausgebreiteten Gletscherzirkus des Konkordiaplatzes und bildet den markanten Abschluß eines ungefähr 3 km langen, z. T. mit Firn bedeckten Grates, der vom Fiescherhorn-Großgrünhornkamm südwestwärts über das Grüneckhorn streicht. Der südwestliche Teil dieses Seitenkammes besteht von der Grüneck an nordostwärts bis zu Punkt 3441 auf eine Länge von ca. 2 km und ca. 500 m Mächtigkeit aus einem sauren, granitisch bis gneisig texturierten Granit und aus dessen extrem sauren, randlichen mylonitisierten Modifikationen. Auf seiner Südostseite ist dieser Gesteinskomplex durch den tiefen Einschnitt des Grüneckfirns vom ungefähr 500 m weiter südlich gelegenen im Faulberg und im Kamm anstehenden Hauptgranit getrennt. Auf der Nordwestseite schließt er mit einem 5—6 m breiten Salband aus Quarzporphyr unvermittelt gegen die nördlich angrenzenden Ampibolite und kristallinen Schiefer ab, die ihn mit 60° ESE Fallen unterteufen. Ostwärts Punkt 3441 wird der Granit vom nördlichen Becken des Grüneckfirns über-

deckt. Doch steht er anderthalb km weiter nordöstlich wiederum an im Grat, der vom Großgrünhorn nach der Grünhornlücke niedersteigt. Er durchbricht hier als fast 300 m mächtige Apophyse die kristallinen Schiefer. Sein Südkontakt gegen die Hornblende-, Biotit-, Chlorit- und Serizitschiefer des Grünhörnli ist glatt und ohne anstehende Nebenapophysen. Die Schiefer schmiegen sich konkordant, unten 60—70°, oben ungefähr 45° ESE fallend an den Granit. Noch flacher liegend lagern sie endlich als teilweise erhaltenes Schieferdach diskordant auf dem südlichen Rand der Apophyse.

Das Mittelstück des Schieferdaches ist abgetragen. Der Granit bildet einen 200 m langen, sehr scharfen Zackengrat. Dann wird er gegen den Nordrand hin von steilgestellten Hornblendeschiefern und Biotitschiefern überdeckt. In diese dringen, den Schichtfugen folgend, drei mächtige Granitapophysen fingerförmig hinein, die, wie BALTZER (4) sagt, eine Lobenlinien ähnliche Kontaktgrenze verursachen. Überdies sind die Schiefer von zahlreichen größeren und kleineren Aplitgängen und Injektionsäderchen durchsetzt. Und umgekehrt finden sich im Granit öfters mehr oder weniger resorbierte und zu Hornfels umgewandelte Schollen des Nebengesteins. Diese Merkmale eines zweifellosen Eruptivkontaktes und das geologische Auftreten als mächtiger Gang berechtigen dazu, den Granit bei Grüneck und seine nordöstlichen Analoga als apophysenartigen, randlichen Teilerguß des Hauptgranites zu bezeichnen. BALTZER (4), der, von den mechanischen Kontakten im nördlichen Teile des Aaremassivs ausgehend, zunächst auch die Eruptivkontakte des Aaregranites als rein mechanische deutete, hat denn auch später deren primären Charakter genau erkannt und entschieden postuliert.

Am Grüneck ist der Granit von zahlreichen Aplitgängen und von Klüften durchsetzt. Indessen besteht zwischen diesen beiden Erscheinungen vollständige Unabhängigkeit. Dies zeigt sich vor allem in ihrer selbständigen räumlichen Orientierung. Die Aplite bevorzugen hier durchwegs wenig steiles SE Einfallen von 30—40° mit NE Streichen. Die Klüftungen folgen besonders zwei Ebenen, von denen die eine 70—80° ESE, die andere 30—40° WNW einfällt. Die Aplite werden von ihnen geschnitten, sie sind also älter als die gegenwärtige Klüftung und folgen einem voralpinen Kluftsystem.

Petrographisch ergibt sich folgendes Bild: Der südliche Teil des Granitvorkommens besteht aus einem mittelkörnigen sauren Granit. Dieser wird nach Norden hin allmählich flasrig-

gneisig, ohne sich stofflich wesentlich zu verändern. Dann folgt gegen die Schiefer hin ein immer feinkörnigeres, paralleltexturiertes, ursprünglich wohl aplitisches Gestein und dieses geht über in eine etliche Meter breite ausgesprochene Mylonitzone feinstkörniger bis dichter, oft etwas porphyroblastischer Schiefer. Die ganze Gesteinsfolge zeigt der überwiegend grauen Feldspäte wegen im frischen Handstück grün-gräulich-blaue Farbe. Die jüngeren, weißen Aplitgänge heben sich davon weithin und deutlich ab. Das schon erwähnte Salband aus mechanisch geschiefertem Quarzporphyr ist eine Erscheinung für sich. Vergleicht man diese Vorkommnisse mit den von PFLUGSHAUPT (37) aus dem östlichen Aaremassiv dargestellten Verhältnissen, so ergibt sich völlige Übereinstimmung. Dieser Autor findet dort beispielsweise östlich des Tscharren im Maderanertal am Grat gegen den Oberalpstock eine aplitische Randfacies deutlich entwickelt. „Sie wird gegen das Maderanertal hin, also gegen die kristallinen Schiefer, durch Quarzporphyre begrenzt, während sie nach Süden allmählich in normalen Granit übergeht. Der aplitische Granit ist feinkörniger und saurer als der normale, und ist vielerorts sicher als Differentiations- und randliches Erstarrungsprodukt des granitischen Magmas aufzufassen."

Dazu treten als Endprodukt dynamometamorpher Umwandlung des Granites „stark gepreßte, grünlich-graue, serizitische bis chloritische Schiefer, welche man durch alle Übergänge auf kurze Distanz bis zum Normalgranit verfolgen kann. Nur am anstehenden Fels ist erkenntlich, daß diese Gesteine Abkömmlinge des Granites sind, am einzelnen Handstück wird man sie kaum als solche ansprechen". Und: „Gegen die Porphyre hin nimmt der Granit als Randfacies im allgemeinen etwas unruhigen, schlierigen Habitus an, so daß er ebensogut für einen Gneis gehalten werden könnte. In genetischer Hinsicht ist er wohl teils als mechanische Facies, teil sals saures Differentiat des Granites zu deuten".

a) Der saure Granit am Südrand der Grüneck.

Mikroskopisches Bild: Textur: Richtungslos. Struktur: Hypidiomorph körnig. Mineralbestand: Sehr starkes Vorwiegen von Feldspat und Quarz über den nicht sehr häufigen Glimmer. Die Feldspäte sind vertreten durch Mikroklin, Mikropertit, Albit bis Albit-Oligoklas.

Die Kalifeldspäte sind fast ausnahmslos relativ klar, während die Natronkalkfeldspäte durchwegs bis auf einen schmalen,

glashellen Rand mit Mikroliten erfüllt und getrübt sind. Der helle Rand ist aber nicht etwa nur an die Nachbarschaft des Kalifeldspates gebunden, oder auf die im Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklase beschränkt, sondern er findet sich bei diesen ganz allgemein.

Die Begrenzung zwischen den beiden Feldspäten ist zackig, gelappt, suturähnlich ausgebildet. Die Plagioklase gehen in der Ausscheidung voran, sie sind von Orthoklas und Quarz oft korrodiert. Letzterer bildet in ausgedehnten Körnelaggregaten und schmalen Bändern die Zwischenmasse zwischen den übrigen Komponenten. Dann und wann ist Myrmekit zu beobachten. Der Biotit ist unter Ausscheidung von Sagenitgeweben, Titanitkörnchen, Leukoxen, Ilmenit und Epidot stark zersetzt. An seine Stelle sind schuppige Aggregate von Chlorit getreten. Die Zersetzungserscheinungen gehen vom Rand nach der Mitte oder sie greifen innerhalb der äußern Umrandung an und bewirken typische Siebstruktur.

Nebengemengteile die üblichen.

Kataklase ist deutlich wahrnehmbar, aber nicht sehr stark entwickelt. Das Gestein ist saurer Granit, der nur durch größere Acidität vom Normaltypus abweicht.

b) Der schlierig-gneisig deformierte Granit.

Das stark gneisig texturierte und auf dem Hauptbruch etwas serizitische Gestein zeigt unter dem Mikroskop ebenfalls ausgesprochene Gneistextur und stark entwickelte Kataklase.

Zwischen weitausgedehnten Biotit-Chlorit und namentlich Serizitsträhnen ziehen sich langgestreckte Bahnen von Körnelquarz hin. Dazwischen liegen die oft stark aneinander verschobenen Bruchstücke und Trümmer der Feldspäte. Diese sind mit ihrer Hauptzone augenfällig in die Schieferungsebene eingeordnet und wo diese Gefügeregelung nicht ganz erreicht ist, herrscht doch ausgesprochene Tendenz dazu. Besonders schön sind die mechanischen Beanspruchungen an den Zwillingslamellen der Albite zu erkennen, an denen die Mikrotektonik Staffelbrüche, Flexuren, Überschiebungen und Abscherungen in großer Zahl und instruktivster Form geschaffen hat. Ob der Körnelquarz ebenfalls unter diese Phänomene einzureihen sei? Setzt man als Charakteristikum dynamischer Beeinflussung eine bestimmte Gefügeregelung und damit verbunden eine gewisse optimale Einheitlichkeit in der Auslöschungsrichtung voraus, so wäre diese Beeinflussung hier zu verneinen. Denn die verschiedenen Quarzkörnel

löschen sehr ungleichzeitig aus. Da man aber anderseits gerade die undulöse Auslöschung als dynamischen Effekt betrachtet, scheint es doch auch möglich, daß bei weitergehender mechanischer Deformation die nun getrennten Fragmente verschieden auslöschen, denn die Zertrümmerung ist doch nur ihrem Grade nach verschieden. Überdies ist wohl denkbar, daß bei der offensichtlichen Durchbewegung der Fragmente nur ein kleiner Teil in die optisch gleichwertige Lage gebracht zu werden braucht. Das völlige Fehlen unversehrter, größerer Quarzindividuen drängt geradezu zu der Auffassung, daß sie ein Opfer der Dynamometamorphose geworden seien.

Der Biotit ist fast völlig verschwunden. An seiner Stelle stehen schuppige und faserige Strähnen von Chlorit, der oft auch als Mikrolith in den Plagioklasen enthalten ist. Titanit, Leukoxen, Epidot und Spuren von Kalkspat bilden die häufigsten Zersetzungsprodukte.

Das Gestein ist ein nicht sehr stark mylonitisierter Granit.

c) Der aplitische, mylonitisierte Granit.

In dem gneisig bis schiefrig texturierten Gestein überwiegt neben kleinen aplitischen Relikten die porphyroblastische Struktur. In einer feinkörnigen Grundmasse von Feldspat und Quarz, feinen Biotit-Chlorit- und Serizitflitterchen, Epidotkörnchen, Rutilnädelchen und Apatitstengelchen liegen einsprenglingsartig größere Feldspat- und Quarzindividuen. Ihre stets xenomorphe Formen sind bald augenförmig länglich, bald rundlich oder unregelmäßig eckig. Wo eine bestimmte Längsausdehnung besteht, zeigt sich ausgesprochene Gefügeregelung. Zuweilen finden sich, ähnlich wie in kristallinen Schiefern, Torsionserscheinungen und Streckungshöfe. Sowohl Quarz wie Feldspateinsprenglinge sind stark kataklastisch. Große, oft klaffende Bruchrisse in den Feldspäten sind von Quarzgängen ausgefüllt, die aus ungleichzeitig auslöschenden Körnern gebildet werden.

Der Feldspat ist Mikroklin, Mikroklinmikroperthit, Albit und Albit-Oligoklas. Einschlüsse sind, abgesehen von vereinzelten Libellen nur selten. Die genannten Feldspatarten finden sich sowohl in den Einsprenglingen, wie in der Grundmasse. Diese erscheint als kataklastisches Trümmerwerk ursprünglich größerer Individuen, wo die Körnel mehr oder weniger ebenflächig aneinandergrenzen; sie ist dagegen wohl als ein Merkmal besonderer, der Randzone eigener Kri-

stallisationsbedingungen (rasche Abkühlung, große Viskosität) des sauren Magmas zu deuten, wo die Körnchen mit gelappten und gebuchteten Rändern ineinandergreifen. Zwei genetisch verschiedene Erscheinungen, primäre, durch gehemmte Kristallisation und sekundäre, durch Kataklase erworbene Eigenschaften, sind hier nebeneinander und durcheinander abgebildet. Ähnlich verhält es sich wohl auch hinsichtlich der Textur. Es scheint naheliegend, daß diese z. T. auf primärer Kristallisationsschieferung infolge Piëzokristallisation, z. T. auf spätere tektonisch verursachte Dynamometamorphose zurückgehe. Der spärliche Biotit ist sehr stark ausgebleicht. Er bildet kleine Schüppchen und Fetzchen, die bald in langen Zügen die Schieferungsebenen abzeichnen, bald sich um die Einsprenglinge und durch deren Bruchrisse winden. Vereinzelte Flitterchen sind regellos zwischen die übrigen Gesteinsbestandteile eingestreut. Letztere werden durch feine, perlschnurähnliche Züge von Titanitkörnchen und Ilmenitflecken ergänzt. Das Gestein bildet eine primär durch Piëzokristallisation, sekundär durch Dynamometamorphose in ihrem äußeren Habitus veränderte aplitische bis alsbachitische Randfacies des Normalgranites. Ähnliche Vorkommnisse hat FEHR (11) vom Südrand des Aaregranites beschrieben.

d) Der Aplitmylonit.

Der äußerste Nordrand der Grüneckapophyse besteht aus einem 3—4 m mächtigen dünnblätterigen Serizitschiefer. Dieser ist makroskopisch nur durch den ununterbrochenen, sukzessiven Übergang aus dem weniger stark mylonisierten aplitischen Granit als diesem äquivalent zu erkennen.

Mikroskopisch tritt deutlich die prinzipielle Gleichheit, aber graduelle Verschiedenheit der beiden Gesteinstypen hervor.

Zunächst texturell: Die Schieferung ist feiner und gleichmäßiger geworden. Sie wird bei gekreuzten Nicols ganz besonders durch die den Schliff fast von einem Ende zum andern durchsetzenden, sanft gefältelten Serizitbahnen und die dazwischen gereihten, lang ausgewalzten Feldspat- und Quarzindividuen augenfällig gemacht. Deutet die Schieferung allein auf seitliche Pressung, so weist dagegen die Fältelung auf Gleitungen und Stauungen längs der Schieferungsebenen hin.

Es ist selbstverständlich, daß ein grobhomogener Gesteinskomplex, abgesehen von kleinen Differentialbewegungen, die Hauptverschiebun-

gen en bloc an Stellen größter Inhomogenitäten, vor allem an ausgesprochenen Gesteinswechselgrenzen vornehmen wird. In unserem Falle diente als Hauptgleitbahn die Granit-Schiefergrenze und die beidseitigen Gesteinsränder mußten notgedrungen dabei am meisten in Mitleidenschaft gezogen werden. Es konnte entweder nur eine weitestgehende Zertrümmerung und Auswalzung der spröden Gesteinskomponenten und infolge des heterogenen Mineralbestandes in diesem selber eine im großen gleichsinnige, im Detail aber doch differenzierte Bewegung erfolgen. Orte größeren Widerstandes mußten Stauungen und diese Fältelungen der leicht biegsamen Komponenten und Anhäufungen von sprödem Material in den Fältelungen zur Folge haben. Oder neben diesen rein mechanisch-dynamischen Effekten konnten sich bei geeigneten Temperatur- und Druckverhältnissen und gar unter Mitwirkung lösender Flüssigkeiten oder Dämpfe auch Zersetzung bestehender und Bildung neuer Mineralien realisieren. Der rein destruktiven Komponente der Dislokationsmetamorphose mußte eine konstruktive beigeordnet sein. Je nach der zeitlichen Aufeinanderfolge in der Wirksamkeit dieser Komponenten kann entweder die Kataklase oder die Kristalloblastese vorwiegen. Erstere ist charakteristisch für Vorgänge in höherer, letztere für solche in unterer Tiefenstufe. Es ist anzunehmen, daß in dem durch nachträgliche Hebung und oberflächlichen Abtrag zutagegekommenen Tiefengesteinskomplex zuerst die Kristalloblastese und hernach die Kataklase sich vollzogen habe. Als Ausdruck der Kristalloblastese erscheint in dem vorliegenden Gestein die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung und das Vorhandensein von Feldspat- und Quarz-Kristalloblasten. Die nachfolgende Kataklase wird dokumentiert durch die starke Zertrümmerung der Kristalloblasten, im undulösen Auslöschen selbst der kleinsten Grundmassekörnchen, durch die Verschuppung und Zerfetzung der Glimmerplättchen. Für die mechanische Deformation spricht ebenfalls die schon erwähnte Fältelung. Komplexer Natur ist dagegen die sehr ausgeprägte Serizitisierung. Sie kann ebensowohl autometamorph sein und einer früheren Phase der Gesteinsbildung angehören; sie könnte postmagmatischen, pneumatolytischen Vorgängen zugeschrieben werden, — der benachbarte Quarzporphyr läßt daran denken, — oder sie kann endlich eine Begleiterscheinung der Dynametamorphose sein und mit der Kataklase Hand in Hand gehen. Der Entscheid, welche von diesen Möglichkeiten hier zutreffe, ist wohl schwer zu fällen, und ebenso sind die genetischen Beziehungen zwischen den vorliegenden Schieferungsebenen und den sie be-

kleidenden Serizitbelägen nicht eindeutig zu bestimmen. Es ist möglich, daß die Schieferung Veranlassung zur Serizitisierung gab, aber es ist auch denkbar, daß schon vorhandene Serizitbildungen die Anlage der Gleitebenen erleichterten. Am wahrscheinlichsten ist eine gegenseitige engverknüpfte Wechselwirkung, in welcher die Rolle von Ursache und Wirkung nach Bedarf den äußern Umständen angepaßt und vertauscht wurde. Im Endeffekt entstund als Resultat der keineswegs einfachen Genese aus der sauren, aplitischen Randzone des Granitvorkommens an der Grüneck ein makroskopisch ebenflächiger, mikroskopisch leichtgefältelter Serizitschiefer mit ausgesprochener Kristallisationsschieferung und darauf folgender Kataklase.

Zusammenfassung: Das Granitvorkommen an der Grüneck stellt sich dar als nördlicher Seitenerguß des Hauptgranites. Es bildet eine von Südwesten nach Nordost streichende Apophyse mit exogenen und endogenen Kontakterscheinungen. Nebenapophysen in die flankierenden Schiefer sind am Südrand nicht, am Nordrand kaum zu beobachten; dagegen dringen solche auf Schichtfugen in das steilgestellte Schieferdach ein. Vom Innen- nach dem Außenrand der Granitopophyse ist eine Abnahme der femischen Gesteinskomponenten, der Korngröße und des granitischen Habitus zu beobachten. Damit ist ein schrittweiser Übergang des Granites in eine aplitische und serizitschieferige Randzone verbunden. Letztere erscheint als Produkt vorangehender Kristallisationsschieferung unter vermutlich mesozonalen Bedingungen und nachfolgender Kataklase und Mylonitisierung in der Epizone. Die ganze Erscheinung steht in guter Übereinstimmung mit den im östlichen Aaremassiv gefundenen Verhältnissen. Sie gibt auf engem Raum ein hübsches Abbild dessen, was die Aaregranitintrusion im Großen bietet.

Die schon erwähnten analogen Granitrandpartien am Abschwung und westlich Miselen sind von denjenigen bei Grüneck nur wenig verschieden. Rein äußerlich besteht ein Unterschied in der Gesteinsfarbe, indem dort die makroskopisch weißen Feldspäte dem Gestein eine vorwiegend hellgraue bis weiße Farbe verleihen. Gleich bleiben die stofflichen, strukturellen und texturellen Veränderungen des Granites nach dem Außenrand. Gleich bleiben seine Kontaktverhältnisse zu den nördlich anschließenden Schiefern, gleich bleibt auch das quarzporphyrische Salband des Granites.

6. Die südliche Randfacies des nördlichen Aaregranites.

a) Der Grimselaugengneis.

Im Gegensatz zu der extrem sauren nördlichen Randfacies des Aaregranites steht dessen glimmerreiche, grobkörnige bis porphyrische südliche Randzone. Sie besteht im wesentlichen aus dem von HUBER (17) ausführlich beschriebenen, von NIGGLI (34) chemisch analysierten und von HIRSCHI (15) radiometrisch untersuchten Augengneis, der nach seinem typischen Vorkommen in der Nähe des alten Grimselhospizes den Namen Grimselaugengneis mit vollem Recht erhalten hat.

Nach HUBER's (17) Darstellung, die namentlich durch die genauen Aufnahmen HUGI's im Grimselsee-Gelmersee Zuleitungsstollen der KWO eine minutiöse Nachprüfung und gute Bestätigung erfuhr, ändert der Aaregranit im Haslital südlich des Räterichbodens, ungefähr 2 km nördlich unterhalb der Grimselpaßhöhe, seinen Charakter. Das Gestein wird deutlich melanokrater und daneben tritt mit zunehmender Basizität mehr und mehr auch Porphyrstruktur in Erscheinung. Dem mineralischen und strukturellen Wechsel geht zudem die Ausbildung einer stärkeren Schieferung parallel, der Granit wird zum Augengneis.

Makroskopisch zeigen sich auf dem Hauptbruch mehr oder weniger kontinuierliche Lagen von dunkelbraunem bis dunkelgrünem Biotit, welcher der Hauptbruchebene eine einheitlich dunkle oder spärlich weißgrau gesprenkelte Farbe verleiht. Im Querbruch überwiegen bei weitem die oft gut idiomorphen Kalifeldspateinsprenglinge, häufig als Karlsbaderzwillinge, mit Dimensionen bis zu 3 und mehr cm, oder augenförmige, elliptische, nach ihrer Hauptzone ausgeschwänzte Aggregate von Feldspat und Quarz oder endlich wenige Millimeter bis mehrere Centimeter mächtige, oft knotig verdickte und abgequetschte Adern dieser Mineralien. Dazwischen ziehen sich in mehr oder weniger synchronem Wellengang die dünnen Glimmersträhnen und unterstreichen die ausgesprochen gneisig flaserige, oder typische Augengneistextur und die grob porphyrische Struktur.

Mikroskopisch fällt das Vorherrschen der Kalifeldspäte, Orthoklas, Mikroperthit und Mikoklinmikroperthit über die Plagioklase auf. Letztere sind meist feinlamellierte Albite oder Albit-Oligoklas. Im Gegensatz zu der Feststellung von HUBER scheint mir eine bestimmte Gefügeregelung in dem Sinne vorhanden zu sein, daß sich die Plagioklase meistens mit ihren Lamellen parallel zur Schiefe-

rungsebene legen. Wo dies nicht geschehen ist, erscheinen sie wie Sperrhölzer, unter der Überbelastung meist gebogen oder gebrochen, dann und wann sind sie auch intakt. In diesem Falle haben sich meist in ihrem druckärmern Schutzbereich Quarz- und Feldspatkörner der Kataklase entziehen können.

Auch hier zeichnen sich die Plagioklase durch starke Trübung in der Mitte, und hellen, einschlußfreien Rand vor den nur wenig getrübten oder auch gleichmäßig schwach serizitisierten Kalifeldspäten aus. Quarz bildet meist größere Aggregate von isometrischen Körnern mit Pflasterstruktur. Der Biotit überrascht durch seinen wenig gut erhaltenen Zustand. Er tritt öfter in schuppigen Fetzen, als in wohlkonservierten und kristallographisch gut begrenzten Individuen auf; wo einmal solche existierten, sind sie jetzt durch Korrosion vollständig durchsiebt. In den Löchern liegen meistens kleine, allotriomorphe Epidotkörnchen, als sekundäre Zersetzungsprodukte. Von ihnen unterscheiden sich die relativ häufigen, gut ausgebildeten Orthite sowohl durch ihre Braunfärbung und starken Pleochroismus, als durch ihre idiomorphe Ausbildung. Leukoxen und Titanit stellen weitere Zersetzungsprodukte dar. Chloritisierung des Biotites ist allgemein verbreitet. Der Feldspat ist oft saussuritisiert. HUBER (17) hat starke Epidotisierung beobachtet in der Nähe von Lamprophyrgängen, die er als Zubringer der überschüssigen Epidotsubstanz betrachtet. Nicht selten sind Granit, Pyrit und Magnetit.

Die Augengneisfacies des Aaregranites bildet eine etwa zwei km breite Zone, die ungefähr auf der Grimselpaßhöhe an die südlichen Gneise grenzt. In der Gegend des alten Hospizes ist sie unterteilt, indem hier feinkörnige, granitporphyrische und aplitische Gesteine von größerer Mächtigkeit sich in sie gangartig einlagern, während südlich und nördlich davon typische Augengneise anstehen. Aber auch innerhalb der Gneise selbst kommen abweichende Bildungen vor. In einer nicht sehr breiten Zone auf dem Nollen, dem Standort des neuen Grimselhauses, stehen schlierige, Streifen- und Schuppengneis ähnliche Gesteine an. Noch nicht völlig resorbierte Schollen deuten hier auf eine Assimilation von sedimentärem Material hin. (Vergl. auch HUGI (23). Assimilationsprozessen, verbunden mit Injektion und teilweiser Feldspatisierung dürften nach HUBER die vom Hauptgranit abweichende Ausbildung und Beschaffenheit des Augengneises zuzuschreiben sein. Für einen Teil der Einsprenglinge nimmt dieser Autor tiefenmagmatischen Ursprung, für andere Bildung durch Quarz-Feldspat- oder durch

Quarzinjektionen an, und schließlich werden für ihre Entstehung auch feldspatbildende magmatische Emanationen in Betracht gezogen. Für die gneisige Lagentextur wird herzynischer Streß verantwortlich gemacht.

Nach dem chemischen Befund kann es sich auch nach NIGGLI (34) kaum um ein unverändertes Eruptivgestein handeln. Er hält dafür, das Randgestein des Grimselgranites sei vielleicht bereits ein Mischgestein. Diese Auffassung vertritt auch HUGI (23, p. 264) für einen Teil der Augengneiszone, andererseits ist diese weit ausgedehnte basische Facies des Aaregranites zweifellos und wohl in der Hauptsache auf primäre Differentiation zurückzuführen, die mit den chemisch-physikalischen Gleichgewichtsstörungen in diesen Randpartien des magmatischen Herdes in enger Beziehung steht. NIGGLI stützt sich auf die Analyse eines von HUBER gesammelten Augengneises südöstlich der Grimselseen mit folgenden Werten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	cfm	ti	p	h
267	38	29	13,5	19,5	0,69	0,10	0,48	3,2	0,6	71

Magma nahezu opdalitisch.

HIRSCHI (15) findet in zwei Messungen aus Gesteinsproben der Augengneiszone zwischen Spitallamm und Totensee einen relativ hohen Radiumwert und wenig Thorium. Er hält dafür, daß diese Zone, wie überdies die petrographisch-geologische Beobachtung nahelege, einer präaregranitischen Erstarrung (Differentiation) zugeordnet werden könne, welche von der Hauptintrusion im Oberkarbon chemisch und strukturell beeinflußt wurde. Mit der Alkalizufuhr würde dann auch eine Einwanderung von Uran stattgefunden haben.

Eigene Beobachtungen von Augengneiseinschlüssen in benachbartem Hauptgranit und Aplitinjektionen von diesem in den Augengneis an verschiedenen Stellen im Südhang der Zinkenstockkette und linksseitig des Oberaargletschers lassen mich ebenfalls den Augengneis als Vorläufer des Hauptgranites betrachten. Die enge Verschweißung beider Gesteine macht es indessen wahrscheinlich, daß beide gemeinsam aus dem Erstarrungsraum in die heutige Lage gebracht worden seien. Die stellenweise intensive aplitische Durchsetzung des Augengneises vom Aaregranit her spricht entschieden für die von HUBER (17) und HIRSCHI (15) postulierte, nachträgliche Stoffzufuhr, und sie stützt die Auffassung, wonach die porphyrischen Einsprenglinge teilweise auf nachträgliche Injektionen im weitesten Sinne zurückgeführt werden.

Auffällig ist innerhalb des Augengneiskomplexes eine große Zahl meist ungefähr EW streichender Lamprophyrgänge, deren Gangmasse

allerdings meistens in papierdünne Biotit-Chlorit-Serizit-Hornblende führende Schiefer mylonitisiert worden ist, infolgedessen leicht auswittert und die Bildung von Rinnsalen für die Schmelz- und Regenwässer erleichtert. Man findet sie häufig gegen den Südrand hin, westwärts des Grimselpasses in der Gegend zwischen Kessiturm und Trübtensee.

Nach dem Südrand der Augengneiszone hin erfolgt eine zunehmende gang- und schlierenartige Separierung der femischen und salischen Gesteinskomponenten. Mit der schrittweisen Zunahme der salischen Phase und entsprechendem Zurückbleiben der femischen Magmaanteils bildet sich:

b) Die südliche, saure Randfacies des Augengneises.

Beidseitig des Grimselpasses, etwas nördlich der Paßlücke, schließt ein mächtiger Aplitrand die Augengneiszone und damit zugleich den nördlichen Aaregranit ab gegen einen ca. 100—200 m mächtigen Zug schiefriger Injektionsgneise und dünnblättriger Biotit-Chlorit-Serizitschiefer, welche hier als scharf ausgebildete Trennungszone zwischen den nördlichen und südlichen Aaregranit eingeschaltet sind. Die aplitische Randzone selber wechselt in ihrer Mächtigkeit zwischen 30—50 m. Sie tritt gegen das Nägelisgrätli als kompakte, rötlich angewitterte Felsrippe mit einer glatten, von der Schieferhülle entblößten Wand unvermittelt zu Tage. FEHR (11) hat diese Randfacies, die z. T. als Quarzmylonit entwickelt ist, mit Unterbrechungen, längs des nördl. Aaregranites bis zum Urnerloch beobachtet. Westlich der Paßhöhe ist der Aplit durch eine Bachrinne knapp nördlich Hausegg bloßgelegt. Dieser Rinne folgend streicht er ungefähr 200 m nördlich Punkt 2624 gegen den rundbuckligen Nordostgrat dieser Erhebung. In der Nähe des Grates wird er aus seinem steilen Südfallen oder seiner Saigerstellung merklich nach Nordwesten überlegt und von den südlich angrenzenden Schiefern z. T. überschoben. Diese mechanische Beanspruchung äußert sich überdies in einer brutalen Zermalmung des spröden, sauren Gesteins, das zur Aplitbreccie geworden ist. Es konnte sich keineswegs etwa im Druckschatten des Siedelhorngranites den tektonischen Aktionen entziehen, weil auch der Siedelhorngranit selber ihnen in hohem Maße unterworfen und, soweit meine Beobachtungen reichen, nicht allein an die ihm nördlich vorgelagerten Gesteinskomplexe angepreßt, sondern an ihnen hochgeschoben, wenn nicht gar, allerdings in kleinem Ausmaß, über sie überschoben wurde.

Gegen das Nägelisgrätli, wo der Aplit in direktem Kontakt mit

dem gangartig auftretenden Syenit steht, ist die Breccie durch einen Zement aus Magnetit verkittet. Westlich der Straße, wo der Syenitzug aussetzt, fehlt dieses Bindemittel. Leider entzieht sich infolge starker Schutt- und Rasenbedeckung diese äußerst scharfe und charakteristische Trennungslinie weiter nach Westen hin der Beobachtung. Ich vermute jedoch ihre Fortsetzung in den zu Serizitschiefer ausgewalzten Apliten, welche längs einer schwach WSW gegen P. 2481 (bei Bärenegg) streichenden Linie dann und wann anstehen. Der von FEHR (11) aus dem Siedelhorn-Trübtenseegebiet erwähnte Breccienzug liegt am Nordrand des südlichen Aaregranites und ist von der Aplitzone des Augengneises durch die schon erwähnten Gneise und Schiefer der Zwischenzone getrennt. Umsomehr verstärkt sich der Eindruck, daß hier eine Zone intensivster tektonischer Auswirkungen vorliege.

Mit dem Verschwinden des Aplites wird die scharfe Abgrenzung der Augengneise an ihrem Südrand etwas problematisch. Ich halte dafür, daß ein Teil der Serizit-Biotit- und Chloritschiefer in der Gegend Trübtensee-Oberaaralp als ausgewalzte, dynamometamorphe Augengneise zu deuten seien. Dies umso eher, weil ab und zu Relikte von solchen darin enthalten sind. Ebenso ist die Grenze gegen den nördlichen Granit nicht ohne einige Willkür zu ziehen. HUGI (22) konstatiert im östlichen Aarmassiv im Profil des Zuleitungsstollens der Reuß zum Amstegerwerk vielerorts Strukturübergänge und Facieswechsel zwischen den beiden Ausbildungsarten des Granites, Augengneise, Hauptgranit, wie überhaupt die Grenzen zwischen den einzelnen Gesteinszonen, außer den Gangabgrenzungen, meistens nicht scharfe Linien darstellen, sondern durch allmähliche Wechsel mit häufigen Rückläufigkeiten gegeben sind. Ebenso sind die Verhältnisse im Haslital, wie die ebenfalls von HUGI aufgenommenen Profile der sämtlichen Stollen des Grimselwerkes beweisen. (Mündliche Mitteilung von Herrn Professor Hugi.) Die gleichen Verhältnisse wiederholen sich in unserm Untersuchungsgebiet. So wird denn trotz mancherlei Wechsel eine große Konstanz der genetischen Beziehungen zwischen den verschiedenen Gesteinsverbänden durch das ganze Aarmassiv immer offensichtlicher.

Wir zogen auf unserer Karte die Grenze des Grimselaugengneises im Norden und NW über Juchlistock zum Punkt 2555 (bei Bärenritz) linksseitig des Unteraartales, und über Vorder Zinkenstock zum Punkt 2813 am Nordufer des Oberaargletschers. Die Südgrenze streicht vom Grimselpaß über Hausegg gegen Punkt 2481 und gegen die Zunge

des Oberaargletschers Punkt 2268. Westwärts verschwindet der Augengneis unter Firn und Gletscherbedeckung. Es ergibt sich aus der so gezogenen Begrenzung, welche nur typisch entwickelten Augengneis einschließt, ein allmähliches Ausklingen dieser Gesteinszone gegen Westen hin. Ob diese auf einer primären Abnahme der Mächtigkeit beruhe, oder ob sie nicht vielleicht einer nach Westen hin zunehmenden tektonischen Überwältigung durch die Zone des südlichen Aargranites zuzuschreiben ist, dies zu entscheiden dürfte eine anregende Spezialaufgabe sein, die hier nicht gelöst werden kann.

B. Der südliche Aaregranit.

Das im folgenden kurz skizzierte Vorkommen von südlichem Aaregranit bildet den östlichen Teil der durch v. FELLENBERG (12) untersuchten und benannten südlichen Granit-Gneiszone. Diese stellt nach dem genannten Autor „eine aufrechtgestellte Lagermasse dar, die konkordant mit den sie einhüllenden Serizitgneisen auf der Süd- und Protogingneisen auf der Nordseite streicht und ebenfalls stellenweise mehr massig-granitisch, stellenweise mehr grobflaserig-gneisartig und grobbankig-schiefrig entwickelt ist. Die Länge dieser südlichen Granit-Gneiszone beträgt zirka 17 km SW nach NE bei einer größten Breite von N nach S von höchstens 1 km. Sie erstreckt sich vom Hintergrund des Bieligertales an bis zu den Siedelhörnern und zum Grimselpaß, wo der Granitgneis jedoch als schmaler Gang auszukeilen scheint". FEHR (11) hat indessen das gleiche Gestein auch weiter ostwärts zwischen dem Kleinen Furkahorn und Galenhütten gefunden, wo es die südliche kristalline Schieferhülle aufspaltet, sodaß ein Teil der Schiefer nördlich des sich nach Westen verbreiternden Granitstockes am Grimselpaß vorbei gegen den Trübtensee hin verfolgt werden kann, während der andere Teil südlich des Granites westwärts streicht. Kurze, allgemein orientierende Exkursionen und Beobachtungen im Aletschgletschergebiet lassen mich vermuten, daß eine Verlängerung dieser südlichen Aaregranitzone auch über die durch v. FELLENBERG (12) festgesetzte. westliche Grenze hinaus besteht und zwar so, daß über Wasenhorn, Klein-Wannehorn, Olmenhorn und Fußhörner ein ununterbrochener Zusammenhang mit dem Wiwannigranit südlich des Bietschhorns zu verfolgen ist. Ich möchte dennoch weder den Namen Siedelhorngranit, noch Wiwannigranit für diese zirka 35 km lange Gesteinszone übernehmen; denn Siedelhorn- und Wiwannigranit stellen die äußersten Endglieder dieser Zone dar, sowohl im räumlichen

Sinn, wie auch nach dem petrographischen Habitus. Der typische Siedelhorngranit ist ein ziemlich glimmerarmes, saures Gestein. Der Wiwannigrat dagegen ist nach HUTTENLOCHER (25) recht glimmerreich. Wir finden hier also interessanter- wohl auch notwendigerweise die Ausnahme zu der Regel, nach welcher die aarmassivischen Gesteine von Ost nach West azider werden. Es ist nur natürlich, daß dem sauren Bietschhorngranit im Westen ein weniger saurer Granit parallel gehen muß, während dem basischeren Grimselaugengneis und Grimselgranit eine saurere, südliche Teilintrusion entsprechend beigeordnet ist. Das ist bei der wohlbegründeten Annahme eines einheitlichen Magmaherdes kaum anders zu erwarten. Und umgekehrt spricht diese gegenseitige Komplementärwirkung von Haupt- und Nebenintrusion für das vorausgesetzte gemeinsame Stammagma. Die Bezeichnung südlicher Aaregranit scheint mir am passendsten, weil sie die Zugehörigkeit zum Aaregranit ausdrückt und zugleich über die räumliche Orientierung Auskunft gibt.

1. Der südliche Aaregranit in der Siedelhornkette.

In unserm Untersuchungsgebiet nimmt der südliche Aaregranit den obern Teil des nördlichen Hanges der Siedelhornkette westlich Punkt 2624 bis Thalschien, westlich Löffelhorn, ein. Er wird hier in seiner ganzen Länge unterteuft durch den von FEHR (11) erwähnten und bis zum Trübtensee verfolgten nördlichen Ast der südlichen Gneise und Schiefer. Fallen der Kontaktfläche ungefähr 50° SSE, Streichen N 75—80° E. Die Kontaktlinie steigt auf rund 6 km Länge nur um den geringen Betrag von 2624 m auf 2700 m an. Sie kann demnach als fast schwebend bezeichnet werden. Sie ist nur wenig gebrochen, ausgenommen nordwestlich unterhalb Groß-Siedelhorn, wo der Granit bis nahezu auf den Boden von Oberaaralp absteigt.

Auch am Kontakt des südlichen Aaregranites mit den liegenden Schiefern konnten keine mit dem Granit zusammenhängende Apophysen sicher beobachtet werden. Die Wahrscheinlichkeit, der Primärkontakt sei tektonisch gestört, wird zudem durch die brecciöse Beschaffenheit des Granites am Granit-Schieferkontakt, durch das Vorhandensein eines sehr guterhaltenen Rutschharnischs an der Granitbasis, durch Stauchung und Fältelung der Schiefer unterstrichen. Dagegen dürfen als Zeugen für stattgehabten Eruptivkontakt ausgedehnte Einschlüsse des Nebengesteins im Granit, wie solche namentlich in der Gegend des Löffelhorns zu beobachten sind, und intensive Aplitisierung der Schiefer längs des ganzen Kontaktes angeführt werden. Ebenso, wie dies

HUTTENLOCHER (25) für das Baltschiedergebiet nachgewiesen hat, fand auch hier eine Abschuppung und Verschiebung längs primärer Diskontinuitätsflächen statt. Eine solche ist naturgemäß die Granit-Schieferkontaktfläche. Sie ganz besonders war zur Gleitbahn prädestiniert. Differentialbewegungen kleineren Ausmaßes sind aber auch in zahlreichen Rutschharnischen innerhalb des Granites, in Zerfetzungen und Überschiebungen von Aplittrümmern und in der ausgiebigen tektonischen Durchklüftung zu beobachten.

Die ganze südliche Aaregranitzone stellt weit weniger eine aufrechtgestellte Lagermasse im Sinne v. FELLENBERG's (12), als vielmehr einen weitausholenden randlichen Spaltenerguß des Aaregranites dar. Dieser Erguß könnte nach HIRSCHI (15) sehr wohl gedeutet werden als eine zeitlich selbständige Intrusion mit einer resorptionsreichen, kontaktmetamorphen Zone am Totensee, „wodurch auch der hohe Radiumgehalt daselbst erklärlich würde". Hinsichtlich der südlichen, durch die Anlage der Furkabahn vortrefflich aufgeschlossenen Kontaktverhältnisse sei auf die gründliche Darstellung FEHR's (11) ausdrücklich hingewiesen.

Der südliche Aaregranit in der Siedelhornkette stellt makroskopisch, abgesehen von einigen wohl durch Assimilation sedimentogenen Materials etwas unruhig schlierig und basischer gewordenen Abweichungen ein ziemlich leukokrates, mittelkörnig massiges bis gneisig-schiefrig texturiertes Gestein mit viel Feldspat und Quarz und weniger schwarzem bis bräunlichgrünem Glimmer dar. Bei normalen Vorkommen deuten zahlreiche, glänzende Spaltflächen die Anwesenheit vieler idiomorph ausgebildeter Orthoklase an. Diese übertreffen in manchen Fällen die übrigen Gesteinskomponenten ganz wesentlich an Größe und verleihen dem Granit porphyrisches Aussehen. Den übrigen leukokraten Anteil bestreiten die mattweißen Plagioklase und speckig glänzende, kristallographisch wenig gut begrenzte, ziemlich große Quarzkörner. Ähnlich, wie im nördlichen Aaregranit, bildet auch hier der Glimmer nur wenig ausgedehnte, meist ziemlich stark chloritisierte Flecken und Schuppen. Als Hauptunterscheidungsmerkmal gegen den nördlichen Aaregranit darf die Tendenz zu porphyrischer Ausbildung betrachtet werden.

Ein ziemlich saurer, im übrigen normaler Typus vom Groß-Siedelhorn zeigt mikroskopisch folgendes Bild:

Textur: richtungslos-massig. Struktur: granitisch-körnig. Mineralbestand: Bei den Feldspäten dominieren die Kali-

feldspäte als Mikroklinmikroperthit, Mikroklin und Orthoklas. Durch sehr geringe Trübung unterscheiden sich die Kalifeldspäte auf den ersten Blick von dem auch hier mit den üblichen Einschlüssen bis auf einen schmalen Rand erfüllten Plagioklas. Dieser besteht aus feinlamellierten Albiten bis Albit-Oligoklasen. Ansätze zu Schachbrettalbit liegen vor. Zertrümmerung der Lamellen und Verbiegungen und Knickungen sind häufig.

Nicht selten findet sich Albit z. T. oder ganz von Orthoklas eingeschlossen. Dabei bleiben die mikrolithischen Einschlüsse des ersteren, wie beim nördlichen Aaregranit nach der Albitmitte konzentriert.

Der Quarz bildet große, stets undulös auslöschende Körner mit buchtiger und zackiger Umgrenzung oder ausgedehnte Aggregate von Quarzpflaster. Dann und wann sind schmale Apophysen von Quarz zwischen den Feldspäten oder in Bruchrissen von solchen zu beobachten.

Glimmer ist untergeordnet. Er liegt vor als ausgebleichter Biotit, oft mit Sagenitgewebe, oft mit Siebstruktur. Im letztern Fall liegen auch hier in den Sieblöchern meist Epidotkörnchen. Apatiteinschlüsse sind Regel. Zirkon wurde nicht beobachtet.

Chlorit in kleinen Schuppen vertritt öfters den Glimmer. Dazu gesellen sich Titanitkörnchen und Epidot.

In einem Schliff aus der gleichen Gegend, aber nahe am Schieferkontakt, sind die Kalifeldspäte erfüllt von Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen. In den mehr gneisig oder brecciös veränderten Graniten steigert sich die rücksichtsloseste Kataklase zu extremster Entwicklung.

Zufolge der chemischen Analyse entspricht der südliche Aaregranit nach NIGGLI (34) zugleich mit den typisch entwickelten nördlichen Aaregraniten einem engadinitischen Magma mit aplitischem Anklang.

Die durch die geologisch-petrographische und mikroskopische Untersuchung gestützte Annahme eines sehr engen Verwandtschaftsgrades zwischen südlichem und nördlichem Aaregranit und damit die Einordnung beider in einen großen einheitlichen Intrusionsvorgang mit allerdings lokal selbständigen Teilaktionen wird damit auch chemisch begründet.

C. Die Granitmylonite.

Wiederholt wurde auf die texturelle und strukturelle Veränderung des Granites hingewiesen, welche aus dem richtungslos körnigen, massigen Normalgranit mit allmählichen Übergängen einen ausgesprochenen Gneis (Gneisgranit oder Granitgneis, nach den älteren Autoren) werden läßt. Wohl nicht ganz mit Unrecht hat WEINSCHENK diese Erscheinung der Piëzokristallisation, der Erstarrung unter Druck, zugeschrieben; und fernerhin wurde für die Erklärung dieses abweichenden Gesteinstypus auch die Kristallisationsschieferung verantwortlich gemacht. Doch haben wir bereits in der besonderen morphologischen Eigentümlichkeit der Granitlandschaft, im brecciösen Habitus mancher Granit- und Gangvorkommen und namentlich auch im mikroskopischen Bild manche Anzeichen zweifellos nachgranitischer, dynamometamorpher Veränderungen des bereits erstarrten Gesteins gefunden. Diese Anzeichen werden vermehrt und gestützt durch die Beobachtung unzweifelhafter Abschuppungen und Überschiebungen, wie sie aus der Siedelhorngegend namhaft gemacht wurden.

Den extremsten Ausdruck rücksichtsloser Dynamometamorphose scheinen mir jedoch Serizit-Chloritschiefer darzustellen, die man stufenweise und lückenlos aus dem Granit über ein gneisiges Zwischenstadium so hervorgehen sieht, daß über ihre ursprüngliche Granitnatur kein Zweifel bestehen kann. Derartige Serizitschiefervorkommen finden sich namentlich längs des Südrandes des nördlichen Aaregranites, westlich Trübtensee, und besonders gut aufgeschlossen und jeder genauen Kontrolle zugänglich am Südhang des Oberaarhorns und am Südfuß des Finsteraarhornsüdgrates an der Gemslücke. Es wäre indessen nicht ganz richtig, diese auf eine Länge von 12 km auseinanderliegenden Vorkommen miteinander zu verbinden und daraus die südliche, EW streichende Abgrenzung des nördlichen Aaregranites konstruieren zu wollen.

Im Siedelhorngebiet ist der Südrand des Augengneises der Mylonitisierung zum Opfer gefallen. Deutlich ist der größere Biotitgehalt dieses Gesteins in den Myloniten zu erkennen. Diese treten uns daher häufig als Chlorit-Biotitschiefer entgegen. Am Oberaarhorn sind die Gesteine am Nordrand des Augengneises und am Südrand des sich anschließenden saureren Granites in Chlorit und Serizitschiefer ausgewalzt, und in der Gemslücke endlich hat eine Partie aus der Mittelzone des nördlichen Aaregranites das gleiche Schicksal erfahren. Die jedem Hochtouristen bekannte, auffällige

Lückenreihe Oberaarjoch-Gemslücke-Grünhornlücke, an welche sich in der gleichen Ost-Westrichtung noch die Lötschenlücke in ganz ähnlicher Form und in ähnliche Gesteine eingeschnitten anschließt, trennt wohl topographisch das Aarmassiv in einen nördlichen und südlichen Teil, nicht aber geologisch-petrographisch. Sie stellt vielmehr einen schief zum Massivstreichen gelegten Schnitt durch das Aarmassiv dar; die in den genannten Lücken anstehenden Granitmylonite und kristallinen Schiefer entsprechen nicht einer einzigen von Ost nach West gerichteten Mylonitisierungszone, sondern mindestens fünf von SE nach NW hintereinander liegenden Ruschelzonen, die auf ebensoviele tektonische Linien zurückgeführt werden müssen.

Hinsichtlich des petrographischen Habitus und der stufenweisen Entstehung der Granitmylonite verweise ich auf die Ausführungen über den Granit am Oberaarhorn. Die dort getroffenen Verhältnisse wiederholen sich prinzipiell, wenn auch unter Anpassung an die lokal verschiedenen Bedingungen auch bei den andern Granitmyloniten.

Grundsätzlich ergibt sich folgendes: Neben gneisig texturierten und struierten Modifikationen des Aaregranites, welche primär durch Piëzokristallisation entstanden sein können, gibt es ausgedehnte Granitmylonite, Chlorit-, Biotit- und Serizitschiefer, die neben andern typischen Merkmalen intensiver tektonischer Beanspruchung als charakteristische Leitgesteine extremer Dynamometamorphose aufgefaßt werden müssen.

D. Die Ganggefolgschaft des Aaregranites.

Bereits wurde eine gewisse allgemeine komplementäre Differentiation des aaregranitischen Magmas in dem Sinne angedeutet, daß den sauren westlichen Teilen des nördlichen Aaregranites etwas basischere Konstitution des südlichen Aaregranites parallel gehe und umgekehrt. Im einzelnen findet diese Tendenz der Magmaspaltung ihren extremsten Ausdruck in der Ganggefolgschaft des Granites. Diese besteht aus den extrem sauren und völlig leukokraten Apliten einerseits und den entgegengesetzt extrem basischen lamprophyrischen Gesteinen anderseits. Dazu treten als weitere und wohl jüngste Bildungen ziemlich häufig Quarzporphyre und weit seltener, meist in den kristallinen Schiefern aufsetzende Pegmatite.

1. Die Aplite.

In dem an sich schon engadinitisch-aplitisch konstituierten Aaregranit sind weitere, aplitische Differentiationen zum vornherein wohl

nicht allzu häufig, und wenn doch, so eher in den basischeren Teilen, z. B. in den Augengneisen, zu erwarten. Das stimmt in Wirklichkeit mit den Beobachtungen, die auch HUBER (17) machte, überein. Dagegen ist, Eruptivkontakt vorausgesetzt, eine intensive aplitische Durchtränkung der Schieferhülle vorauszusehen und wiederum durch die Untersuchung festgestellt.

Übrigens entziehen sich in den meist angewitterten Granitwänden des Hochgebirges die Aplitgänge leicht der Beobachtung. Nur selten sind sie frisch und dann an der weißen Farbe gut zu erkennen. Meist sind sie jedoch angewittert und zeigen dann eine rötlich-braune Oberflächenfarbe. Überall sind sie gleichzeitig mit dem Hauptgestein tektonisch beansprucht, geschert, flexurartig gebogen, in vielen Fällen brecciös zerdrückt. Die Mächtigkeit der intragranitischen Aplitgänge ist nur gering. Sie schwankt zwischen kaum cm breiten Äderchen und ein bis zwei Meter mächtigen Gängen. Die Kontaktlinie ist immer messerscharf. Zuweilen ist sie durch ein feinporphyrisches Salband ausgezeichnet. Diese postgranitischen Aplite durchschlagen die aplitische, mit dem Granit syngenetische Randfacies desselben, z. B. am Grüneck, sind also jünger als die saure Randfacies des Granites.

Häufiger als im sauren Granit sind die Aplite wie schon erwähnt in den Augengneisen zu treffen. Hier wird auch ihre Mächtigkeit größer. Unterwegs vom Unteraarboden nach der Oberaaralp überschreitet das Weglein mehrere rötlichbraun angewitterte, glattpolierte Aplitgänge, von denen jeder etliche Meter, der größte mindestens 45 m Mächtigkeit besitzt. Hier gehen zugleich jeweilen vom Haupttrum beidseitig Nebentrümer in den Augengneis ab. Weiter gegen den Südrand des Augengneises hin löst sich letzterer in der Gegend der neuen Oberaaralphütte und östlich davon auf in eine rasche Folge von seidenglänzenden Serizitschiefern und feldspatreichen Biotitchloritschiefern, von denen die ersteren als ausgewalzte Aplite, letztere als mylonisierte Augengneise aufgefaßt werden müssen.

Ganz besonders stark sind die Aplite in den kristallinen Schiefern und Amphiboliten entwickelt (Fig. 3, Taf. II). Sie erscheinen da als allerdings leider fast immer vom Muttergestein tektonisch abgerissene Zeugen intensivster Injektion und nachfolgender mechanischer Verschiebung und Deformation. Beispiele dafür sind in der Schieferhülle im Eruptivkontaktbereich des Granites überall zu finden. Ganz besonders interessant sind die schon von BALTZER (4)

abgebildeten Verhältnisse westlich des Abschwunges in den Lauteraarhörnern, wo bei guter Beleuchtung in schneearmen Sommern die Aplittrümer in Mächtigkeiten von 30 und mehr Metern meistens als stark gebrochene Zickzackbänder auffällig aus den dunkelbraunen Biotit-Chloritgneisen und Schiefern sich abheben. Die genaue Untersuchung des nicht ganz leicht zugänglichen Vorkommens steht zur Zeit noch aus, doch ist sie geplant. In etwas kleinerem Maße finden sich ähnliche kontaktnahe Aplite an der Nassen Strahlegg, am Agassizjoch und auf der Ostseite des Großgrünhorn-Südgrates. Ihre weitaus größte Entwicklung aber zeigen die Aplite des nördlichen Aaregranites im Finsteraarhorn. In dessen Südostgrat durchschlägt eine ganze Suite vom Granit steil nordostwärts ausgehender Aplitgänge die benachbarten Chlorit-Biotitgneise und Schiefer. Auf der Gratkante treten die Aplite als 10 bis 20 m hohe, fast senkrechte und nur schwer übersteigbare Türme aus den weicheren, gleichmäßig flach abwitternden Schiefern heraus. Sie scheinen übrigens Zubringer freier Kieselsäure gewesen zu sein, die sich dort im Gneis und Schiefer in hübschen und zahlreichen kleineren und größeren Bergkristalldrusen lokalisierte. Ebenso ist der Finsteraarhornwestgrat von einer ganzen Reihe von Aplittürmen gekrönt, die hier im Amphibolit aufsetzen. Die Gipfel-Süd- und Nordwand endlich durchsetzt eine gewaltige Aplitarmatur; ein kompliziertes Netzwerk, z. T. jäh NW, z. T. steil SE einfallender Hauptgänge mit zahlreichen Nebengängen ist hier in die Amphibolitmasse eingeflochten und hilft zweifellos, neben dem sehr resistenten amphibolitischen Hauptgestein, den höchsten Berneralpengipfel vor dem Zerfall bewahren. Daß diese Aplite nicht der prägranitischen, amphibolitischen Intrusionsphase angehören, sondern mit der späteren, granitischen oder nachgranitischen Phase verknüpft sind, scheint mir ganz besonders deutlich aus dem leicht zugänglichen Aplitvorkommen nordwestlich der neuen Finsteraarhornhütte hervorzugehen. Die dort anstehende, durch frühere Gletscherbedeckung glattgescheuerte, fast hundert Meter mächtige Aplitapophyse ist durchspickt mit Amphibolitschollen kleinen und großen Ausmaßes. Diese zeigen alle Übergänge vom fast unversehrten, gabbroidstruierten massigen Amphibolit zum teigig durchweichten und durchgekneteten, von feinen Aplitäderchen durchzogenen Injektionsamphibolit und bis zu beinahe resorbierten Nebulit-ähnlichen Einschlüssen; letztere zeichnen sich in dem relativ frischen, leukokraten Aplit öfters nur noch als bräunlich gesprenkelte Schlieren oder gleich-

sinnig gebogene radiär von einem Mittelpunkt ausstrahlende Linien ab, die ich als Abbildungen von drehenden Fließbewegungen im Aplitmagma auffassen möchte.

Intragranitische Aplitgänge finden sich auch im südlichen Aaregranit nicht allzuhäufig. Dagegen sind die Schiefer in der Gegend Trübtensee und Talhang rechtsseitig Oberaaralp, soweit sich bei der ziemlich starken Schutt-, Rasen- und Schneebedeckung beobachten läßt, vom südlichen Granitkontakt aus oft durch Aplitgänge injiziert. Diese sind hier ganz besonders der Mylonitisierung zum Opfer gefallen. Viele von ihnen sind total zu Serizitschiefer geworden.

Besonderes Interesse scheint mir der brecciöse Aplitgang nördlich des Kleinen Siedelhorns zu verdienen.

Er bildet die unmittelbare Verlängerung der von FEHR (51) auf seiner Karte dargestellten südlicheren Überschiebungslinie, welche zwischen Klein-Furkahorn und Hotel Belvédère ansetzt, durch die Maienwand nördlich Punkt 1948.9 gegen Westen ansteigt und schließlich der Bachrinne zum Totensee folgt, wo sie nach der genannten Karte endigt. Tatsächlich setzt diese Linie indessen westlich des Totensees fort in der südlichen der beiden Bachrinnen. Sie steigt mit dieser im beidseitig des Baches sehr stark mylonisierten Granit gegen das kleine Seelein östlich Punkt 2624 empor; dann legt sich die Überschiebungsfläche aus dem bisherigen steilen Südeinfallen stark nach Norden über, sodaß sie knapp nördlich Punkt 2624 die Gratkante schneidet. Bis dorthin wird der Granit durch die Überschiebungsfläche in eine schmale nördliche Lamelle und den südlicheren Hauptkomplex getrennt. Zwischen dem erwähnten kleinen Seelein und Punkt 2624 schiebt sich zwischen die bisher unmittelbar benachbarten Granitschuppen ein Paket isoklinal eingeklemmter Paragneise und Schiefer. Im gleichen Maße, wie diese nach oben hin mächtiger werden, bleibt die nördliche Granitschuppe an Mächtigkeit zurück. Sie wird endlich nahe bei Punkt 2624 von den nach Norden ausgelegten Paragesteinen und dem zweifellos überschobenen südlichen Granitkomplex total überwältigt. Es bietet sich hier an leicht zugänglicher Stelle ein prächtiges Musterbeispiel für die Schuppenstruktur und die tektonische Beanspruchung des Aarmassivs. Bedauerlicherweise kommen auf der Fehr'schen Karte diese Verhältnisse nicht mehr zum Ausdruck. Von Punkt 2624 an westwärts bleibt die nördliche Schuppe zurück. An ihre Stelle treten die vereinigten Paragesteine aus dem schon genannten Schieferpaket und dem nördlicheren, unmittelbaren Augengneiskontakt. Erhalten bleibt indessen

die Überschiebungsfläche. Abgesehen von den beidseitig von ihr sehr stark mylonisierten, mit Rutschharnischen tapezierten Granitwänden, ist sie vom Totensee an durch die eingangs erwähnte, zuweilen nur noch spärlich erhaltene Aplitbreccie zu verfolgen. Diese bleibt von dort an, wo sich die Paragesteine zwischen die Granitschuppen schieben, als liegendes Salband mit der Basis des südlichen Granitkomplexes verbunden. Ich konnte sie, abgesehen von einigen Lücken, wo sie unter Gehängeschutt, Geröll oder Rasen verdeckt liegt, über Trübtensee an den Fuß der Felsen zwischen Groß Siedelhorn und Oberaaralphütte und längs der Talwand bis unterhalb Punkt 2728 verfolgen. Hier entzieht sie sich endgültig der Beobachtung, durch Untertauchen unter die Alluvionen des Talgrundes. Es bleibt zu vermuten, daß zum mindesten die Überschiebungsfläche sich noch weiter fortsetze, wenn auch der Aplit ausbleiben wird.

Wie die Beobachtung zeigt, hat der Aplit die tektonische Bewegung miterlebt. Darauf hin weist sein schönentwickelter Rutschharnisch gegen das Liegende. Er wurde aber auch von seinem Hangenden überfahren, denn auch gegen dieses und am Hangenden selber ist ein Rutschharnisch erhalten. Die als kleine geradlinige Rinnen und Kritzspuren ausgebildeten Gleitfiguren steigen nur 20—30° ESE nach NNW an und deuten weniger einen von unten nach oben gerichteten Frontalschub, als vielmehr eine ESE—NNW geleitete Tangentialbewegung an. Es ist wohl verständlich, daß diese sich längs der aplitischen Diskontinuitätsfläche am leichtesten realisieren konnte. Ebenso begreiflich ist, daß der Aplit als sprödes Zwischenmaterial bei der Bewegung in Trümmer gehen mußte. So ist er zur ausgesprochenen Reibungsbreccie geworden. Eckige, wirr durcheinander gestellte Bruchstücke, die zum Teil nur lose aneinanderhängen, z. T. nachträglich durch Kieselsäure-Magnetit- und Eisenglanz-Zement wieder verkittet wurden, bilden jetzt das Gangmaterial. Unter die Aplitbruchstücke mischen sich Teile der mitzerriebenen Salbänder, Granitbreccien, Gneis und Schiefertrümmer. Wohl nachtektonisch haben sich Desmin und Hämatit in Form von Eisenrosen ausgeschieden. Die Mächtigkeit des Ganges schwankt in der Gegend östlich Trübtensee zwischen 6—7 m; nimmt aber westlich davon bis zu 1 m ab. Im Gelände ist der Verlauf dieser Breccienzone durch einen breiten Graben, der nach dem Trübtensee leitet und durch eine z. T. verschüttete kleine Rinne weiter westwärts angedeutet. Der schroffe Gesteinswechsel zwischen Granit und Paragesteinen spiegelt sich zudem in der Geländeform unzweideutig wieder. Ihm folgt notwendigerweise der Aplitbreccienzug.

Das petrographische Bild der Aplite schwankt entsprechend ihrer mehr oder weniger intensiven Mylonitisierung. Der Normaltypus, wie er z. B. in einem Schliff aus dem Grünbergli vis-à-vis Pavillon Dollfuß vorliegt, ist ein massiges, richtungslos granulitisch struiertes, holokristallines Gestein, das im wesentlichen aus Quarz, Albit bis Albitoligoklas und Kalifeldspäten besteht. Die Plagioklase dominieren etwas hinsichtlich Korngröße, die im übrigen ziemlich ausgeglichen ist. Die übliche Trübung der Plagioklase ist auch hier, wenn auch nicht sehr ausgeprägt, doch angedeutet. Vorhanden sind überdies kleine Serizitflitterchen und vereinzelte, wohlausgebildete Epidotstengelchen, Spuren von ausgebleichtem Biotit und etwas Chlorit.

Ein extrem zu Serizitschiefer ausgewalzter Aplit aus dem Südrand der Augengneiszone hat papierdünn schieferige Textur und heteroblastische Struktur mit fibroblastischem bis lepidoblastischem Grundgewebe aus Serizit, in welches langelliptische Quarzkörnelaggregate und nur ganz vereinzelte Feldspatporphyroblasten eingelagert sind. Das feinfilzige Grundgewebe kann auch mit der stärksten Vergrößerung nicht genügend aufgelöst werden, um zuverlässige Detailbestimmungen vorzunehmen.

Übergänge zwischen den beiden eben zitierten Grenzgliedern der strukturellen Ausbildung der Aplite finden sich überall und in allen möglichen Zwischenstufen. Es wäre interessant, sie schrittweise verfolgen zu können.

2. Die Lamprophyre.

HUBER (17) findet dieses basische Spaltungsprodukt im Zentrum des nördlichen Aaregranites nur selten, häufiger dagegen im Grimselgebiet, zuweilen auch in der nördlichen Schieferhülle. FEHR (11) betont die große Ähnlichkeit mit Schieferhornfelsen, die im Gelände namentlich im Bereich der Schieferhülle die sichere Erkennung und Unterscheidung sehr erschwere. Meine Beobachtungen stimmen mit denjenigen der genannten Autoren vollständig überein. Typisch entwickelte Lamprophyrgänge habe ich im nördlichen und mittleren Teil des nördlichen Aaregranites nur selten getroffen. Zahlreich sind sie dagegen im Grimselaugengneis enthalten. Auf ihre Bedeutung an der dortigen Oberflächenbeschaffenheit und Oberflächengestaltung wurde bereits hingewiesen.

Fast immer sind hier die Lamprophyre mechanisch geschiefert, infolgedessen, wie schon früher hervorgehoben wurde, der Verwitte-

rung leicht zugänglich und darum im Grunde von kleinen und größeren Bachrinnen anzutreffen.

Nach HUBER (17) gehören die meisten Lamprophyre des Aaregranites zu den Kersantiten, d. h. zu den glimmerführenden, basischen Differentiaten, während die hornblendehaltigen Spessartite nur spärlich vertreten sind. So haben sich auch die von mir untersuchten Proben als kersantitisch erwiesen. Solche wurden unter anderem geschlagen in der Schieferhülle des nördlichen Aaregranites in der Ostflanke des Grünhörnligrates und am Südfuß des Finsteraarhorns. Im Aaregranit selber finden sich Lamprophyre am Oberaarhorn; im südlichen Aaregranit in der Nordflanke des Löffelhornes. Je nach der dynamometamorphen Veränderung wechselt das Aussehen dieser Gesteine hinsichtlich Textur und Struktur von richtungslosfeinkörnig, fast dicht, bis dünnschieferig, kristalloblastisch. Der Mineralbestand umfaßt neben viel Biotit, Orthoklas, Albit, Albit-Oligoklas, Quarz, Epidot, Klinozoisit, und mit zunehmender Schieferung, vermehrten Gehalt an Serizit. Überdies finden sich Pyrit, Apatit, Titanit und Zirkon. In dem ziemlich starkgeschieferten Vorkommen vom Oberaarhorn fällt im Schliff besonders der große Gehalt an Epidot auf. Das ist ebenso der Fall im mylonisierten Granit der gleichen Örtlichkeit.

Gebirgsbildender Charakter kommt den nur spärlichen Lamprophyrvorkommen nicht zu. Doch sind sie zusammen mit den Apliten, soweit sie auch in der Schieferhülle gefunden werden, wertvolle Zeugen für den Eruptivkontakt zwischen dieser und dem Aaregranit. Das Gleiche gilt für

3. Die Pegmatite.

Es sei zugegeben, daß während meinen Aufnahmen im Gelände diesen charakteristischen Typen der pneumatolytischen Erstarrungsphase des granitischen Magmas vielleicht nicht die Aufmerksamkeit geschenkt werden konnte, die ihnen eigentlich zukäme. So mögen sich der Beobachtung manche interessante Vorkommnisse entzogen haben.

Ein für den Aaregranitkontakt des mittleren und westlichen Aarmassives typisches Vorkommen sei jedoch kurz erwähnt. Es ist ein Orthoklas-Mikroklin-Mikropertit-Pegmatit, der nach seinem Glimmergehalt den Glimmerpegmatiten einzureihen ist. Dieses Gestein bildet einen ausgedehnten, linsenartigen Komplex im nördlichen Aaregranit am Tierberg, linksseitig des Oberaargletschers. Ich habe

das gleiche Gestein in ähnlicher Ausbildung, aber gang- bis stockförmig, an zwei Stellen auch in der Schieferhülle gefunden: Im Unteraartal, westlich Miselen, und am Südwestabhang der Lauteraarhörner bei Punkt 3212, an einer mit der ersteren korrespondierenden Stelle, ungefähr 1500 m vom lateralen Granitkontakt entfernt.

Westlich Miselen dringt ein Pegmatit gangähnlich der Schichtfuge des Nebengesteins folgend 60—70° steil SE einfallend in die Schiefer ein, stellenweise auf kleinen Querrissen kleinere Lateralgänge abgebend. Bei Punkt 3212, linksseitig des Strahleggfirns, bildet dasselbe Gestein einen kleinen Stock, der sich nach oben in viele kleine Gänge zerschlägt. Beide Vorkommnisse erwecken den Eindruck einer aufsteigenden Injektion und lassen einem den oberflächennahen granitischen Herd förmlich unter den Füßen spüren.

Makroskopisch schließen sich die Pegmatite eng an die Aplite an. Das nicht sehr grobkörnige Gestein ist richtungslos massig und läßt durch den überwiegenden Gehalt von Feldspat und Quarz sofort seine große Azidität erkennen. Was aber auf den ersten Blick ganz besonders auffällt, ist seine graublaue Färbung, die es den Feldspäten verdankt. Leider vermag das mikroskopische Bild über den Grund dieser Feldspatfärbung keinen ausreichenden Aufschluß zu geben; denn die vorliegenden Feldspäte unterscheiden sich im Schliff kaum wesentlich von denen der weißen Aplite oder des Granites. Irgend ein farbiges Pigment ist nicht ersichtlich. Gleich wie im Granit und im Aplit sind auch hier die Kalifeldspäte bis auf verschwindend kleine Spuren von Serizitmikrolithen durchaus glasklar durchsichtig. Die allerdings vorhandenen Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht dichter geschart, als wie dies auch bei den Feldspäten des Granites üblich ist. Ebenso weisen auch die Plagioklase nicht mehr und nicht andere Einlagerungen auf, als sonst.

Unter den Kalifeldspäten finden sich Orthoklas, Mikroklin und Mikroklinmikroperthit ungefähr zu gleichen Anteilen vertreten. Wie dies HUTTENLOCHER (25) aus der Bietschhorngegend beschreibt, sind auch hier sehr schöne Übergänge von Orthoklas in Schachbrettalbit zu beobachten und ebenso findet man die völlig glasklaren, breitzwillingsgebänderten Albite. Neben diesen treten als weitere Natronfeldspäte englamellierte, ziemlich einschlußreiche Albite, ganz ausnahmsweise auch Albit-Oligoklase auf. Aus der gegenseitigen Umwachsung ergibt sich die Sukzession: Albit-Oligoklase, Orthoklas, Schachbrettalbit, breitgebänderter, heller Albit.

Der Quarz ist als Füllmasse nur in kleinen Körnern vorhanden. Biotit ist spärlich und zudem vollständig abgebaut. Ziemlich häufig ist dagegen Muskovit, entweder in guterhaltenen Blättchen, meist aber in lange Serizitflaserzüge umgewandelt.

Nach neueren Beobachtungen, die ich im Bereich des Erstfeldergranites machen konnte, finden sich genau dieselben Aplit-Pegmatitbildungen, wie die vorstehend kurz skizzierten, auch in der Injektionszone dieses Eruptivgesteines. Leider verliert man damit ein Unterscheidungsmerkmal zwischen Aaregranit und Erstfeldergranitkontaktbereich. Die Zuordnung der kristallinen Schiefer, die zwischen diesen beiden Intrusivkörpern eingefaltet sind, wird dadurch keineswegs erleichtert.

4. Die Quarzporphyre.

KÖNIGSBERGER (29) und neuerdings PFLUGSHAUPT (37) verzeichnen im östlichen Aarmassiv an den Südhängen des Maderanertales mehrere z. T. etliche hundert Meter mächtige Quarzporphyrzüge, die mit mehr oder weniger karbonischen, sedimentären Einschlüssen durchsetzt, in langen Zügen dem Massivstreichen folgend von NE nach SW streichen. Der südlichste von ihnen bildet das unmittelbar Liegende des nördlichen Aaregranites, andere sind von ihm zum Teil recht weit entfernt. Vergl. auch HUGI (22). KÖNIGSBERGER (29) bezeichnet sie als mit dem Aaregranit gleichaltrige porphyrische Randfacies des Granits. PFLUGSHAUPT (37) schließt aus ihrem Verhältnis zum Granit, daß sie mit diesem genetisch zusammenhängen oder direkt aus ihm hervorgehen, indem sie vom gleichen Hauptmagma abstammen und gleichsam eine Ergußfacies des Aaregranites darstellen. Er hält dafür, daß sie in die karbonischen Schiefer intrudierten, z. T. sich vielleicht als Oberflächenergüsse auf ihnen ablagerten und stellt sie darum ins Oberkarbon, wenn nicht gar ins Perm. Nach den von PFLUGSHAUPT (37) veröffentlichten Profilen nehmen die Quarzporphyre nach Westen hin ziemlich rasch und stark an Mächtigkeit ab. HÜGLI (27) konstatiert ihre Fortsetzung westlich des Reußtales im Kontaktgebiet des Aaregranites, wo sie in gleichbleibenden, langen Zügen angeordnet sind. MORGENTHALER (33) hat ihren weiteren Verlauf durch Vorkommen am Grisenhörnli, am Rotbergli und im Sieglisfadgrätli festgestellt. Im mittleren Aaremassiv hat O. FISCHER (13) diesen granit- bis quarzporphyrischen Gesteinen besondere Aufmerksamkeit geschenkt und M. HUBER (17) gibt in einem Profil Meiringen-Oberwald 1:25,000 im Kilchlistock östlich Guttannen Porphyre und Feldspatschiefer an, von

denen die ersten zweifellos Quarzporphyre sind. Überall sind diese entweder dicht am Granit-Schieferkontakt oder in Parallelzügen in den kristallinen Schiefern enthalten. FEHR (11) endlich weist am südlichen Kontakt des nördlichen Aaregranites langaushaltende, z. T. zu Serizitschiefer mylonisierte Quarzporphyre nach, neben einem über hundert Meter mächtigen Vorkommen im Granit selber.

Es ist bei einem so weitreichenden, konstanten Vorkommen in benachbarten Teilen des Aarmassives nicht anders zu erwarten, als daß Quarzporphyre oder deren Metamorphika auch in unserem Untersuchungsgebiet in bestimmter geologischer Einordnung anzutreffen seien. Daraufhin deuten überdies die schon von FELLENBERG (12) und BALTZER (4) signalisierten Felsite und Felsitschiefer hin, dichte bis schiefrige, gangartig verkommende Gesteine, welche nach diesen Autoren sehr oft den Granit messerscharf von den benachbarten Paragesteinen abgrenzen. Tatsächlich findet sich denn auch längs dem Nordrand des nördlichen Aaregranites in den vortrefflichen Aufschlüssen westlich Miselen, westlich des Abschwunges, an der Nassen Strahlegg und, wie schon angedeutet, am Grüneck, auf einer Länge von 13 km NE—SW streichend ein fast überall gleichmäßig 3—4 m mächtiger Quarzporphyrgang. (Fig. 5, T. III.) Das Gestein ist vollständig identisch mit BALTZER's Felsitschiefer. Man darf ruhig, wo dieser vortreffliche Beobachter seinen Felsitschiefer einzeichnete, die etwas neuere Quarzporphyrsignatur einsetzen. Innerhalb der Schieferhülle habe ich westlich des Granitkontaktes bei Miselen drei stark ausgeschieferte und serizitisierte Quarzporphyrgänge sicher feststellen können. Ihnen entsprechen drei kleine Gipfelchen im Strahlegghörnerkamm. Es ist kein Zweifel, daß sich auch im Klein-Lauteraarhörnerkamm in diesen oder jenen der scharfen Grattürme oder der Scharten das gleiche Gestein ebenfalls vorfindet. In den Flanken verdecken leider Schneerinnen sehr oft die interessantesten Aufschlüsse, doch konnten auch hier bei genauestem Suchen gute Aufschlüsse gefunden werden, und ebenso in den kristallinen Schiefern der Großgrünhorn-Viescherhornkette. Am Südkontakt des nördlichen Aaregranites habe ich in meinem Gebiet Quarzporphyre nicht absolut sicher feststellen können. Die Annahme, ein Teil der Serizitschiefer, welche zwischen südlichen und nördlichen Aaregranit westwärts des Grimselpasses eingefaltet sind, sei mylonisierter Quarzporphyr, entbehrt nicht der Wahrscheinlichkeit, aber sie müßte noch besser bewiesen werden, als dies augenblicklich möglich ist.

Meines Erachtens besteht übrigens die Gefahr, daß bei etwas kursorischer Beobachtung im Gelände gewisse dichte oder geschieferte Hornfelse für Quarzporphyre genommen werden. Allerdings dient auch im Aarmassiv als gutes makroskopisches Kennzeichen der Quarzporphyre die ausgesprochene Klüftung und Aufspaltung dieses Gesteins nach tafeligen Parallelepipeden. In manchen Fällen zeigen aber auch Hornfelse die gleiche Absonderungsform. Als weiteres Merkmal kommt hinzu die Porphyrstruktur mit Quarzeinsprenglingen in der dichten Grundmasse. Sehr oft sind jedoch die Einsprenglinge sehr klein oder zu Trümmern mylonitisiert. Weiter kann zuweilen eine gewisse Fluidaltextur als Anhaltspunkt für die Zuweisung zu den Quarzporphyren dienen. Oder es zeigt sich bei etwas geschieferten Modifikationen auf dem Hauptbruch eine mehr oder weniger gut entwickelte Serizitisierung und die Bildung feiner Knötchen. Doch ist diese auch bei Hornfelsen nicht selten.

Im Dünnschliff ist das Aussehen je nach der erlittenen, nachträglichen dynamometamorphen Veränderung der Quarzporphyre sehr wechselvoll: In etwas weniger mylonitisierten Vorkommnissen ist die Textur fast richtungslos massig, die Struktur porphyrisch mit granoblastischem Grundgewebe. Als Einsprenglinge finden sich Quarz, Orthoklas, Mikroklin oder Albit, und zwar entweder nur das eine dieser Mineralien, oder dieses vorwiegend; oder seltener auch alle in wechselnden Mengen nebeneinander. Das sehr feinkörnige Grundgewebe setzt sich zusammen aus Quarz, Feldspäten, etwas Biotit und sehr spärlichen Einschlüssen von Apatit und Zirkon. Die Einsprenglinge sind frisch, die Feldspäte klar, Kataklase jedoch deutlich vorhanden. Bei stärkerer mechanischer Deformation wird die Textur lagig, schieferig. Die Struktur porphyroblastisch mit granoblastischem bis lepidoblastischem Grundgewebe. Es sieht so aus, als ob die Deformation nicht rein mechanisch, sondern unter Stoffumlagerung, Ummineralisation und Kristallisationsschieferung vor sich gegangen wäre. Die Einsprenglinge sind längs der Schieferungsebene in die Länge gezogen, an den Enden meistens elliptisch ausgeschwänzt. Das Grundgewebe ist streifenweise in die kleinkörnigen sauren und die feinschuppigen femischen Komponenten separiert. Die Feldspäte sind stark serizitisiert, die Glimmerschüppchen ausgebleicht und von feinen Titanitschnürchen begleitet. In einem weiteren, noch ausgeprägteren Umwandlungsstadium sind die ursprünglich dichten Quarzporphyre zu dünnblätterigen Serizitschiefern geworden.

Das mikroskopische Bild wird vollständig beherrscht von enggescharten, den ganzen Schliff durchziehenden Serizitsträhnen, denen völlig ausgebleichte und chloritisierte Biotitflitterchen beigemengt sind. Dazwischen liegen zu langen, dünnen Schmitzen ausgewalzt die Trümmer der Quarz- und Feldspateinsprenglinge. Nur in ganz seltenen Fällen findet man diese ziemlich unversehrt, doch nie ohne undulöse Auslöschung. Sehr schön sind zuweilen Drehungen, Abrollungen, Überschiebungen und andere kleintektonische Phänomene an den Einsprenglingen und ihren Bruchstücken zu verfolgen.

Auch die Quarzporphyre sind zu wenig mächtig, als daß sie am Gebirge wesentlich aufbauend mitbeteiligt sein könnten. Dagegen finden wir sie immer wieder als Leitbahnen für das tektonische Geschehen, ihnen folgen mit Vorliebe die Überschiebungslinien des Granites auf die Schieferhülle, soweit von einer solchen Überschiebung gesprochen werden kann. Sie bilden überdies sehr erwünschte und wertvolle Indizien für die Altersbestimmung des Granites. Besteht ihre Einreihung ins jüngste Karbon oder gar ins Perm zu recht, woran kaum zu zweifeln ist, und sind sie als Nachläufer der Aargranitintrusion zu deuten, was ebenfalls sicher steht, so ist demgemäß der Granit selber ins obere Karbon einzustellen.

Ich muß allerdings gestehen, daß in meinem Untersuchungsgebiet mir bis jetzt gemeinsame Vorkommen von einwandfrei feststellbarem Karbon und Quarzporphyr nicht begegnet sind. Doch wird es kaum ein Mißgriff sein, wenn man die schwarzen Schiefer auf der Südseite des Gaulipasses, in Analogie mit ähnlichen Vorkommen an anderen Stellen des Aarmassivs ins Karbon einrechnet. Sie stehen an am obern Teil des Wegleins nach dem genannten Paß und bilden das Liegende eines Quarzporphyrganges, welcher das mit 3213 quotierte Gipfelchen östlich des Ewigschneehorns aufbauen hilft.

Zusammenfassung über die Ganggefolgschaft des Aaregranites.

1. Wir finden im Aaregranit selber die in einem granitischen Intrusivgestein à priori zu erwartenden sauren und basischen Gangnachschübe allgemein vor, aber so verbreitet, daß sie in den südlichen, etwas basischeren Augengneisen häufiger vorkommen, als in den zentralen und nördlichen Partien. Kontaktverhältnisse mit dem Granit und die Ausbildungsweise dieser Ganggesteine lassen sie als mit dem Granit syngenetische, oder ihm unmittelbar nachfolgende Intrusionen

des gleichen Magmas erkennen, z. T. gehören sie bereits der pneumatolytisch-pegmatitischen Ausscheidungsphase an.

2. In der zum Aaregranit gehörenden Schieferhülle, für welche zum Teil karbonisches Alter festgelegt ist, erfolgte eine starke aplitische, eine weniger intensive lamprophyrische und eine wiederum sehr ausgiebige quarzporphyrische Injektion. Letztere scheint im Osten mächtiger entwickelt zu sein und gegen Westen hin abzunehmen. Das dürfte wohl mit der von Osten nach Westen fortschreitenden Hauptintrusion des Aaregranites zusammenhängen.

3. Aus der intensiven Injizierung der Schieferhülle ist notwendigerweise ein primärer Eruptivkontakt zwischen dieser und dem Granit zu folgern.

4. Wie die Untersuchung zeigt, sind direkte Zusammenhänge zwischen Granitkörper und den die Hülle injizierenden Gängen aber nur selten zu beobachten.

5. Dagegen treten sowohl am Granit selber, wie an vielen Ganggesteinen und namentlich an den Apliten und Quarzporphyren, welche den Granit salbandähnlich begleiten, alle Anzeichen stärkster dynamischer Beanspruchung auf. Es ergibt sich daraus, daß der Primärkontakt durch nachträgliche tektonische Einwirkungen gestört worden sein muß.

Zusammenfassung über den Aaregranit.

1. Der Aaregranit ist ein echtes spätkarbonisches Intrusivgestein, das einem engadinitisch-aplitischen Magma entspricht.

2. Gewisse, vom richtungslos körnigen Normaltypus abweichende, gneisige Modifikationen deuten auf Erstarrung unter Druck, Piëzokristallisation, hin.

3. Ausgedehnte Granitmylonitvorkommen, Schuppungen im Granit, tektonische Klüfte und kleine Überschiebungen beweisen die starke tektonische Beanspruchung des erstarrten Gesteins.

4. Der Granit-Schieferkontakt ist trotz zweifellos erfolgter mechanischer Störungen der ursprünglichen Verhältnisse ein ausgesprochener Eruptivkontakt mit weitgehender Injizierung der Schieferhülle.

5. Nach der lokalen Verbreitung der granitischen Gesteine sind zwei Hauptgranitzonen zu unterscheiden. Eine mächtigere nördliche, den nördlichen Aaregranit und Augengneis umfassende und eine weniger ausgedehnte südliche, die den südlichen Aaregranit umfaßt. Dem nördlichen Granit ist längs seines Noordrandes eine nicht sehr mächtige, aber typische saure, aplitisch-porphyrische Randfacies beigeordnet.

6. Die beiden Teilintrusionen des nördlichen und südlichen Aaregranites sind auf den gleichen Magmaherd zurückzuführen. In diesem scheint eine Differentiation in dem Sinne erfolgt zu sein, daß den sauren westlichen Partien des nördlichen Aaregranites etwas basischere Konstitution des entsprechenden südlichen Granites parallel geht.

II. Der Erstfeldergneis.

Die erstmals von HUGI (21) klar durchgeführte Zweiteilung der sogenannten nördlichen Granite und Gneise in zwei altersverschiedene und wohl unterscheidbare Intrusivkörper mit eigenen Kontakthöfen und Schieferhüllen hat sich durch die seitherigen Untersuchungen immer mehr als richtig und für die genetische Gliederung des Aarmassives fruchtbar erwiesen. Von diesen beiden nördlichen Teilintrusionen, dem Gastern-Innertkirchengranit und dem Erstfeldergneis reicht nur die letztere in unser Untersuchungsgebiet herein. Seine Vorkommnisse am Ewigschneehorn, am Groß-Lauteraarhorn und am Groß-Fiescherhorn wurden bereits in der regionalen Übersicht angegeben.

Es handelt sich dabei jedoch nicht um das typische, ziemlich biotitreiche, richtungslos körnige oder fluidalgefältelte in der Gegend von Erstfeld charakteristisch ausgebildete Hauptgestein, sondern um dessen randliche Facies, bei welcher die genaue Abtrennung zwischen einwandfreiem Orthogneis und mehr an Misch- und Injektionsgneise gemahnenden Kontaktgesteinen nicht immer ganz leicht ist.

So steht im Südhang des Ewigschneehorns ein stark gefältelter, biotitreicher, aplitisch durchaderter Gneis an, der sich durch zahlreiche Hornfels- und Hornblendefelseinschlüsse deutlich als resorptionsreiche Randfacies ausweist.

Ebenso verhält es sich am Groß-Lauteraarhorn und in der Gegend der Strahlegghütte. Hier bleibt jedoch der Biotitgehalt stark zurück. Das Gestein ist ein saurer, grobflasriger Gneis, der nach dem Rand hin eine unruhigschlierige Resorptionsfacies mit viel Hornfels-Hornblendefelseinschlüssen aufweist.

Ganz aplitisch sauer, aber grobkörnig flaserig ist das Gestein am Gipfel des Groß-Fiescherhorns. Einzig die unzweideutige Begrenzung durch die südlich anschließenden Hornfelse, Chloritschiefer und Serizitgneise erlauben, den genannten Gipfel in das Gebiet des Erstfeldergneises einzureihen.

Auf diese drei nur wenig ausgedehnten Vorkommen ist jedoch der Erstfeldergneis im westlichen Aarmassiv nicht beschränkt. Sie bilden, wie schon gesagt, nur eine südliche Randfacies. In mächtiger Entwicklung baut im Gegenteil der Erstfeldergneis, z. T. über den liegenden Innertkirchen-Gasterngranit ganz erheblich überschoben, die Hochgipfel westlich des Ewigschneehorns bis zum Mittelhorn, das Große und Kleine Schreckhorn, das Pfaffenstöckli und teilweise die gewaltige Fiescherwand mit dem Gipfel des Groß-Fiescherhorns auf.

Ich hoffe, die in dem genannten Gebiet während dreier Sommer gemachten gründlichen Beobachtungen und Aufnahmen in anderem Zusammenhang klarlegen zu können. Dabei wird auch auf die oben nur angedeuteten Vorkommen meines gegenwärtigen Untersuchungsgebietes und die im folgenden nur kurz skizzierten kristallinen Schiefer einläßlich zurückzukommen sein.

III. Die kristallinen Schiefer.

Wie alle Beobachter übereinstimmend bestätigen, stellen die kristallinen Schiefer des Aaremassivs ein sowohl nach dem Ausgangsmaterial als auch nach dem heutigen Habitus äußerst wechselvolles, heterogenes, kaum je ganz zu entwirrendes Durcheinander mehrfach- und hochmetamorpher Gesteine dar.

Nach dem Ausgangsmaterial bestehen sie aus metamorphen Ortho-, Misch- und Sedimentgesteinen. Ihrem Aussehen nach sind sie bald gneisig, bald massig dicht oder dünnblättrig schiefrig. Bald tragen sie mehr die Spuren der dynamometamorphen Veränderung, bald solche tiefgehender Regionalmetamorphose oder intensiven Eruptivkontaktes oder alles durcheinander; alle diese Merkmale vermischen und überdecken sich an ihnen. Bezüglich ihrer räumlichen Verteilung in meinem Untersuchungsgebiet verweise ich auf die regionale Übersicht.

Für die absolute Altersbestimmung fehlen zuverlässige und eindeutige Anhaltspunkte, wie Petrefakten irgend welcher Art, unveränderte, sicher einzureihende Sedimente und dgl. Allerdings fand ich im Agassizjoch (3850 m) isoklinal in die Biotit- und Chloritschiefer eingeschlossen schwarze, anthrazitisch glänzende Schiefer in zirka $^1/_2$ Meter Mächtigkeit, wie man sie im Lötschental und auf der Nordseite des Tödi gefunden und ins Karbon gestellt hat. Und MORGENTHALER (33) meldet ein ähnliches Vorkommen aus dem Fieschersattel,

das ich bestätigen kann. Zerstreute Fetzlein derselben Schiefer fanden sich überdies östlich der Strahlegghütte, in den Klein-Lauteraarhörnern und im schon erwähnten Vorkommen am Gaulipaß. Nicht gefunden habe ich jedoch die sogenannten Karbonkonglomerate, wie sie im Triftgebiet und im Maderanertal bekannt sind und von PFLUGSHAUPT (37) z. T. als spätkarbonische oder permische Quarzporphyrtuffbildungen aufgefaßt werden.

Das relative Alter der kristallinen Schiefer läßt sich aus ihrem Kontaktverhältnis zu den Aaregraniten und zum Erstfeldergneis abschätzen. Wir finden die Schiefer von den beiden Intrusivmassen kontaktmetamorph verändert. Die Schiefer müssen demnach älter sein als Oberkarbon, gemäß dem Aaregranitkontakt, z. T. wenigstens Unterkarbon oder älter, wenn ja der Erstfeldergneis unterkarbonisch ist.

Ihre geologische Lagerung ist, wo nicht an unterschnittenen Hängen Aufblätterung oder Hackenwerfen erfolgte, recht einheitlich und gleichmäßig. Sowohl zwischen Erstfeldergneis und nördlichem Aaregranit, wie zwischen nördlichem und südlichem Aaregranit sind die Schiefer zwischen die Eruptivkörper isoklinal eingeklemmt. Dabei wechselt ihr Einfallen je nach dem größern oder kleinern Grad der Überkippung oder Überschiebung von 45—70° SE oder SSE, je nachdem das Streichen mehr SW oder WSW gerichtet ist. Überall unterteufen die Schiefer die ihnen südlich benachbarten Granite. Nordfallende Schiefer habe ich nirgends getroffen. Auch dort, wo sie den in der Tiefe gebliebenen Granitlakolithen in mächtigem Gipfelaufbau überdecken, wie etwa am Agassizhorn und am Finsteraarhorn, stehen die Schiefer und Gneise wie hochaufgerichtete Lamellen auf ihrem Untergrund. Und so nicht minder bleiben sie zwischen den Grattürmen der Zinkenstockkette, wenn auch nur als spärliche Reste, dem allgemeinen, isoklinalen Einfallen treu. Der Umstand, daß sehr oft die Granitapophysen und Aplitinjektionen den Schieferungsfugen folgen, macht es wahrscheinlich, daß diese ihrer Anlage nach schon vorgranitisch gewesen seien. Ebenso möchte ich manche transversalen Scherflächen in der Schieferzone des Lauteraarhorn-Strahlegghorngebietes nicht, wie MORGENTHALER (33) als tertiär, sondern als herzynisch annehmen. Denn die meisten dieser Horizontalklüfte sind mit mehr oder weniger frischen Aplittrümmern ausgefüllt, deren Herkunft vom benachbarten Aaregranit nicht zweifelhaft ist. Tertiäres Alter der Klüfte vorausgesetzt, müßten auch die Aplite sehr jung sein, es müßte eine neu auflebende magmatische Tätigkeit infolge der tertiären Gebirgsbewegung

oder gar für den Granit selber tertiäres Alter postuliert werden. Das ist aber nach all dem Gesagten doch wohl nicht zulässig. Diese Auffassung schließt nicht aus, daß bei der tertiären Alpenbildung die alten Gleitflächen neuerdings als prädestinierte Schubbahnen dienen konnten. Ob die Steilstellung der Schiefer herzynisch oder tertiär sei, läßt sich in unserem Untersuchungsgebiet nicht sicher entscheiden, da mesozoische oder jüngere Sedimente als Anhaltspunkte fehlen. Dagegen beweist die primäre Diskordanz zwischen Kristallin und Mesozoikum im Innertkirchner- und Erstfeldermassiv eindeutig eine vortriasische Steilstellung. Tektonische Konkordanz zwischen kristallinen Schiefern und isoklinal miteingeschlossenen mesozoischen Keilen wiederum beweist, daß auch die tertiäre Faltung das Kristallin ergriffen und in den allgemeinen Bauplan eingefügt hat.

Ich kann mir allerdings die nordwärts überkippte Lage der aarmassivischen kristallinen Bauelemente, Granite, Gneise und kristallinen Schiefer weniger durch ein nachträgliches nach Norden Überkippen, als vielmehr durch ein von Süd nach Nord aus der Tiefe nach oben drängendes An-, Auf- und Überschieben entstanden denken, das am Massivnordrand zu heute noch gut erhaltenen ausgiebigen Einwicklungen, in der Massivmitte dagegen zu der Steilstellung und Überstellung, am Südrand zu Abschuppungen führte.

A. Die kristallinen Schiefer zwischen Erstfeldergneis und Aaregranit.

Zunächst sei daran erinnert, daß die kristallinen Schiefer in unserem Gebiet auf zwei recht ungleich mächtige Zonen verteilt sind: In einer nördlichen, stark entwickelten, zwischen Erstfeldergneis und Aaregranit und in einer südlichen, zwischen nördlichem und südlichem Aaregranit. Die erste der beiden Zonen wurde von BALTZER (4) und v. FELLENBEBG (12) als Zone der zentralen kristallinen Schiefer bezeichnet. MORGENTHALER (33) benennt sie nach dem in dieser Zone eingeschnittenen Lötschental im Westen und dem Dörflein Färnigen im östlicheren Teil, die Lötschental-Färnigen-Zone. HEIM (14) bezeichnet sie auf seiner geologischen Übersichtskarte des Aare- und Gotthardmassivs, anlehnend an Zone I der nördlichen Gneise und Granite, als Zone II, Serizitschiefer und Gneise.

Überlegt man sich, daß dieser ganze Paragesteinskomplex isoklinal zwischen zwei selbständige Intrusivkörper eingeschlossen ist, so erhebt sich notwendigerweise die Frage nach seiner Zugehörigkeit und näheren

Beziehung zu diesen. Die Antwort muß voraussichtlich in der Aufteilung in drei Teilkomplexe liegen: Einem südlichen Komplex, der zum Aaregranit gehört, einem nördlichen, dem Erstfeldergneis beizuordnenden und eventuell einem mittleren, seinem Entstehen nach jüngeren Anteil, der mit den beiden Intrusionen keine nähere Beziehung hat, als daß er sich sozusagen als verspäteter Gast durch die tertiäre, tektonische Aktion hat miterwischen lassen. Zu diesem letzten Komplexe gehören vor allem die tertiär eingefalteten Keile aus Trias und Jura, die im östlichen und mittleren Teile des Aaremassivs der in Rede stehenden Schieferzone tatsächlich in langaushaltenden Zügen eingefaltet sind. Sie erweisen sich überall als völlig von der Kontaktmetamorphose unberührt. Umgekehrt muß gerade diese als entscheidendes Indizium für die Zuordnung der kristallinen Schiefer im weitesten Sinn dienen. Was vom Erstfeldergneis kontaktmetamorph verändert ist, gehört zu dessen Schieferhülle. Was der Aaregranitkontaktmetamorphose anheimfiel, bildete zweifellos die ursprüngliche Schieferhülle des Aaregranites. Dabei muß gleichzeitig festgestellt werden können, ob die heutige, geologische Stellung den ursprünglichen Lagerungsverhältnissen entspreche, oder ob starke tektonische Verschiebungen stattgefunden haben. Die eben angedeutete genetische Gliederung nach Zugehörigkeit zu den Intrusivmassen bietet also nicht allein starkes petrographisches Interesse, sondern sie hilft zugleich die tektonischen Verhältnisse abklären.

Um sich indessen einiger Schwierigkeiten dieses einfachen und naheliegenden Einteilungsprinzipes bewußt zu bleiben, ist es gut, sich den Entstehungszyklus des Aarmassivs vor Augen zu halten. Sein Ablauf sei hier nach HUGI (21) nochmals kurz festgestellt. Es folgte:

1. Die Intrusion des Erstfeldergneises im Unterkarbon.
2. Die erste herzynische Faltung.
3. Die Intrusion des Innertkirchner-Gasterngranites zwischen Unter- und Oberkarbon.
4. Die zweite herzynische Faltung.
5. Die Intrusion des Aaregranites im Oberkarbon.
6. Die Zeit des Erdfriedens in unserem Alpengebiet, Ruhe der Gebirgsfaltungen, Intrusionen und Eruptionen.
7. Die Hauptfaltung der Alpen im Tertiär.

Es ergibt sich daraus, daß die Schieferhülle entweder ganz oder teilweise mindestens zweimal kontaktmetamorph und dreimal dynamo-

metamorph, zudem wohl auch zufolge isostatischer Bewegungen zweimal regionalmetamorph verändert worden sein kann. Es wäre sicherlich kein Wunder, wenn sie dabei nicht nur den Charakter, sondern auch das Heimatrecht völlig verloren hätte. Und trotzdem gelang es HUGI (18 und 22) in minutiösestem Aufnahmeverfahren an einwandfreiem Material im Profil des Reußstollens des Kraftwerkes Amsteg eine geradezu überraschend klare, auf dem Prinzip der Kontaktmetamorphose fußende Einteilung der dem Aaregranit nördlich benachbarten Gesteinsserie vorzunehmen. Nach dem genannten Autor finden sich dort von Süd nach Nord im Zuleitungsstollen der Reuß zwischen

1. km 0,000—3,456 zentraler Aaregranit (nördl. Aaregranit).
2. km 3,456—4,710 Zone der Biotitinjektionsgneise.
3. km 4,710—5,773 Zone der Biotitgneise, Glimmerschiefer u. Hornblendeschiefer.
4. km 5,773—6,190 Zone der Biotithornfelse und Biotitgneise.
5. km 6,190—7,271 Zone der Serizit-Chloritgneise und der Quarzporphyre, letztere z. T. übergehend in Serizitschiefer mit Einlagerungen von kohligem Tonschiefer.
6. km 7,536—8,271 Zone der Chlorit-Serizitgneise.

Es ergibt sich daraus für einen nahezu fünf km mächtigen Paragesteinskomplex die fast theoretisch genaue graduelle Abstufung des primären Injektionskontaktes und die darauf beruhende Zuordnung zur Schieferhülle des Aaregranites. Allerdings betont HUGI, daß es dabei ohne etwelche schematische Zusammenfassungen oder auch Zerreissungen nicht abgehe und daß Rekurrenzen aus der einen Zone in die andere häufig vorkommen.

PFLUGSHAUPT (37) findet östlich des Reußzuleitungsstollens im Maderanertal dieselben Verhältnisse im Prinzip wieder, wenn es dort auch mangels genügend frischer Aufschlüsse nicht gelingen konnte, sie mit der gleichen Präzision zu fassen, wie es HUGI im Reußstollen tat. Er unterscheidet namentlich mit Rücksicht auf die geologisch-petrographische Kartierung zwei Hauptzonen: Die Kontaktzone des Aaregranites, umfassend die Zone 2—5 nach HUGI, in welchem häufige aplitische Injektionen des Aaregranitmagmas zweifellos ersichtlich sind, und die Serizitgneise und Serizitschiefer, außerhalb dieses Injektionsbereiches, in denen nur noch selten Aplite getroffen werden.

Die Gesteine der Aaregranitkontaktzone bestehen aus metamorphen Ortho- und Mischgesteinen. Das Ausgangsmaterial für die Serizitgneise und Serizitschiefer soll nach KÖNIGSBERGER (29) aus Grauwacken, Tonschiefern, Konglomeraten und Quarzporphyren bestehen. PFLUGSHAUPT (37) hält für wahrscheinlich, daß diese Materialien vor allem den feinkörnigen, fast quarzfreien Serizitphylliten zu Grunde liegen, und daß die quarz- und feldspatreichen Serizitgneise etwa aus sandigen oder tonigen Mergeln, Arkosen oder Tonsandsteinen, vor allem durch Regionalmetamorphose entstanden sind.

HÜGLI (27) nimmt westlich des Reußtales, in der Gegend Amsteg-Intschi-Fernigen, die Serizitgneise und Serizitschiefer als trennendes Glied zwischen der nördlich anliegenden Kontaktzone des Erstfeldergneises und der südlich begleitenden Aaregranitkontaktzone. Er meint dazu umsomehr berechtigt zu sein, als auch der Trias-Jurakeil von Färnigen in dieser Serizitgesteinszone eingeschlossen ist. Im westlichen Aarmassiv ist dieser sedimentäre Keil vermutlich noch im Furtwangsattel zwischen dem Erstfeldergneis und der Aaregranitzone eingeschlossen. Westlich des Haslitales zieht sich diese Einlagerung mesozoischer Sedimente im Erstfeldergneis oder zwischen diesem und dem Innertkirchner-Gasterngranit hin. Dagegen bleibt die Serizitschiefer- und Serizitgneiszone in ihrem alten Verband. In der Kontaktzone des Erstfeldergneises unterscheidet HÜGLI (27) von Süden nach Norden, mit zunehmender Herdnähe 4 Injektionsgesteinszonen: a) Sedimentäre Gneise, überaus feinkörnige Gesteine, in denen der dunkle Gemengteil, Biotit, vorherrscht. Diese Paraschiefer sind nicht sehr gepreßt. b) Injektionsgneise, bei denen der basische wie der saure Anteil unregelmäßig verteilt sind, sodaß schlierige Gneise mit Aplitäderchen entstunden. c) Mischgneise; Injektionsmaterial und Substratum sind nicht von einander zu unterscheiden. d) Injektionsfältelgneise, dem normalen Erstfelderorthogneis überaus ähnlich, jedoch viel feinkörniger als dieser. Typische Fluidalfältelung.

In der Aaregranitkontaktzone verzeichnet er Biotitgneise als Hauptgestein, dazu Amphibolite, Granodiorite, Quarzporphyre, Aplite und Pegmatite.

In der Gegend von Guttannen beschreibt HUBER (17) summarisch eine südliche Injektionszone des Erstfeldergneises und eine nördliche des Aaregranitkontaktes. In der ersteren findet er z. B. zwischen Boden und Guttannen fast Schritt

um Schritt flaserige Ader- und Mischgneise, deren Beschaffenheit mehr eine Folge der Injektion als der Kristallisationsschieferung zu sein scheint. Aber auch weniger injizierte Paragneise, die sich unter dem Mikroskop als äußerst fein injizierte Arterite zu erkennen geben, kommen vor. Siebstruktur und nachträgliche Stoffzufuhr deuten nach HUBER einwandfrei den Injektionskontakt an.

In der Aaregranitkontaktzone besteht im Haslital nach dem gleichen Autor eine große Variabilität in stofflicher und struktureller Beziehung. Mit massigen Hornfelsen wechsellagern dünnplattige Glimmerschiefer, mit Gneisen feinkörnige Aplite oder grobkristalline Pegmatite in bunter Reihenfolge und verunmöglichen beim Kartieren eine scharfe Abgrenzung einzelner Zonen.

Am Westende des westlichen Aaremassivs hat HUTTENLOCHER (25) in vorbildlich gründlicher Weise die aaregranitische Schieferhülle beidseitig des Bietschhornkammes untersucht und dargestellt. Er beschreibt vom Kontakt am Klein-Nesthorn glimmerführende Hornblendegneise, Injektionsgneise, Injektionsgänge, Amphibolfelse, biotitreiche, flasrige Gneise, Zoisitamphibolfelse, fein- bis mittelkörnige Biotitgneise. Am Schafberg: Hornblendeführende, granitische Einlagerungen, Zoisitamphibolfelse, gneisige Glimmerhornfelse und Biotitgneise und Gangamphibolit. Am Nestgletscher: Topfstein, Feldspatamphibolite und Übergänge in hornblendeführende Augengneise. Dazu überall Aplite und Pegmatite und längs der ganzen nördlichen Bergflanke, etwas kontaktferner, eine serizitische Kalkglimmerschieferzone, stellenweise von größeren Aplit- und Quarzporphyrmassen durchsetzt, oder lokal stark injizierte Amphibolite oder Feldspatamphibolite enthaltend. Nach einer ziemlich neutralen Schieferzone in der Nähe des Talgrundes an der Lonza nehmen die Injektionen wieder zu, nun aber von Seite des Gasterngranites her. Der Erstfeldergneis ist weiter ostwärts ausgeschwänzt.

Es ergibt sich aus den angeführten, fast über die ganze Massivlänge verteilten Untersuchungen als überzeugendes Ergebnis: 1. daß die zwischen Erstfeldergneis oder Gastern-Innertkirchnergranit einerseits und Aaregranit anderseits eingeschlossene Paragesteinszonen zweifellos von den jeweiligen beiden einschließenden Intrusivmassen weitgehend kontaktmetamorph verändert wurden; 2. daß eine Aufteilung der genannten Paragesteinszone in mindestens zwei einander

parallel laufende Teilzonen zurecht besteht; 3. daß die südlichere dieser Teilzonen den primären Schiefermantel des Aaregranites, die nördliche denjenigen des Erstfeldergneises, oder im Westen, des Gasterngranites darstellt.

Wir finden hierin wieder einen einheitlichen Zug des Gesamtmassivs, der allerdings manche lokale Variation erleidet. Charakteristisch sind der verschwommene Wechsel und die Rückläufigkeit von einem Gesteinstypus zum andern und überdies die geringe endogene Veränderung des Aaregranites im Kontaktbereich, während diejenige des Erstfelder- und Innertkirchner-Gasterngranites räumlich und stofflich viel weitgehender ist.

Sehr verschieden ist auch die Mächtigkeit sowohl der Intrusivkörper als auch der dazwischen gelagerten Paragesteine. Während im Reußtal allein die Schieferhülle des Aaregranites rund 5 km mächtig ist, nimmt sie bei Guttannen mit dem Mantel des Erstfeldergneises zusammen kaum mehr als 2 km ein. Sie geht am Ewigschneehorn-Miselenprofil sogar auf $1^1/_2$ km zurück, wächst allerdings im Lauteraarhorn-Abschwungkamm wiederum auf $2^1/_2$ km und im Fiescherhorn-Groß-Grünhorngrat auf ca. 4 km an. Es ist ohne weiteres anzunehmen, daß bei geringer Mächtigkeit der Paragesteine die Wahrscheinlichkeit ihrer völligen Injizierung zunimmt und die Zahl der zu erwartenden Gesteinstypen sich verringert.

Die Kontaktverhältnisse mit dem nördlichen Aaregranit sind in meinem Untersuchungsgebiet, in aller Kürze gestreift, folgende. Als Beispiel diene die Kontaktzone in der Südflanke der Lauteraarhörner.

1. Die Kontaktzone und die nördliche Schieferhülle des Aaregranites in der Südflanke der Lauteraarhörner.

Der endogene Kontakt im Aaregranit an der Südflanke der Lauteraarhörner beschränkt sich auf relativ wenige Einschlüsse nicht resorbierten Fremdmateriales im Granit, meist sind es Hornfelse oder Hornblendefelse, zuweilen auch Amphibolite oder Quarzdiorite in kleineren und größeren Schollen. Nicht selten tritt überdies randliche schlierige Resorptionsfacies des Granites auf. Exogen hat sich die Kontaktmetamorphose in all ihren Stadien als thermische, pneumatolytische bis hydrothermale und Injektionsmetamorphose ausgewirkt. In stark aplitisierten Biotitinjektionsgneisen finden sich von Aplitadern umschlossene Hornfelsschollen (Fig. 7, Taf. IV) oder Feldspatamphibolit-

brocken. Biotit-Feldspatpegmatite sind eingelagert in Chlorit-Biotit-Serizitschiefer, Hornblendefelse wechseln mit feingefältelten Biotit-Chloritgneisen und Schiefern. Das Bild, im Großen fast eintönig düster, ist im Detail voll überraschender und interessanter Einzelheiten. Eine Unterteilung der ganzen Serie kann auch hier nicht ohne einige gewaltsame Eingriffe und schematisierende Zusammenfassungen durchgeführt werden. Es lassen sich deutlich vom Granit auswärts unterscheiden:

a) Die Biotitinjektionsfältelgneise, Fig. 6, Taf. IV.

Sie bilden in einer sehr stark aplitisierten, ca. 500 m mächtigen Zone den innersten Kontakthof um den Granit. Fast immer sind diese Gneise grobschlierig-flaserig. Sie weisen typische Injektionsfältelung auf, wobei die dünnen Glimmerlagen als zierlich geschwungene Einfassung der breiten aplitischen Linsenzüge erscheinen. Hornfelsschollen sind nicht selten als Einschlüsse zu finden. Sie sind von feinkörnigen Apliträndern umsäumt.

b) Die Biotitinjektionsstreifengneise, ca. 1000 m mächtig.

An die Fältelgneise schließt sich mit allmählichem Übergang eine Zone parallelstreifiger Biotitgneise an; ihre Streifung verläuft in der allgemeinen Fall- und Streichrichtung. Man bekommt im Gelände den Eindruck, die Aplitinjektionen seien von unten nach oben längs alter Schichtfugen erfolgt. Wo die Durchmischung genügend fein ist, entstunden die Streifengneise. Basische und saure Komponenten wechseln in feinen Lagen miteinander ab. Dabei ist öfters eine Aufblätterung der Biotitzüge durch eindringendes Injektionsmaterial zu beobachten. Intrudiertes und Intrusivmaterial bleiben in breiten, bis 1 oder 2 dm mächtigen Lagen von einander getrennt. Nicht selten sind in diesem Falle die Aplittrümer periodisch unterschnürt, sodaß sie aus der dunklen Biotit- oder Hornblendeschiefergrundmasse perlschnurartig herausleuchten. In den Streifengneisen sind häufig Amphibolite und Hornblendeschiefer mit eingeschlossen.

c) Biotit-Hornblende-Gneise u. -Schiefer, ca. 500 m.

Die grobe Aplitäderung bleibt immer mehr zurück, das Gestein wird bei starkem Vorherrschen des basischen Anteils immer einheitlicher. Die Korngrößen nehmen ab, die Struktur wird oft fast zur Hornfelstruktur, doch ist eine typische Hornfelszone nicht auszuscheiden.

d) Biotit-Chlorit-Serizit-Gneise und -Schiefer, ca. 500 m.

Das vorliegende Gestein verdient eigentlich den Namen Gneis kaum. Denn die ausgesprochen schiefrige Textur überwiegt vollständig. Die Struktur ist endgültig feinkörnig und heteroblastisch, wobei aus dem Grundgewebe lang ausgeschwänzte Feldspäte und pflasterartige Quarzaggregate als Porphyroblasten heraustreten. Der Hauptbruch zeigt einen seidenglänzenden Serizitbelag, der unterbrochen wird von schlechtbegrenzten Biotitblättchen. Das Gestein bricht in tafeligen, dicken Blatten aus und bildet einen Hauptanteil an den Moränen des Strahlegg- und Lauteraargletschers. Verstreut finden sich kleine Fetzen von schwarz abfärbenden Schiefern im Hauptgestein eingesprengt; es läßt sich kaum entscheiden, ob sie durch lokale Anreicherung des dunklen Pigmentes gebildet worden seien, oder ob sie wenig veränderte Relikte des alten Ausgangsmaterials darstellen. Im einen wie im andern Fall scheint mir ihre Verbreitung auf den Rand des Granitkontaktbereiches, d. h. auf die äußerste Partie der aaregranitischen Schieferhülle hinzuweisen. Daß doch auch diese Biotit-Chlorit-Serizit-Gneise und -Schiefer von den äußersten Emanationen des aaregranitischen Herdes erreicht worden sind, geht aus den, allerdings sehr vereinzelt auftretenden, Aplit-Schlieren hervor.

Die gleichen Verhältnisse, wie hier, finden sich in meinem Untersuchungsgebiet überall, soweit die Kontaktbereiche der Untersuchung zugänglich sind. Es mag dabei auffallen, daß im Gegensatz zu der ungefähr 400 m mächtigen Biotithornfelszone des Reußtales, eine solche hier fehlt. Das läßt sich wohl erklären durch die viel geringere Mächtigkeit der hiesigen Schieferhülle, welche vollständig durchinjiziert werden konnte. Grundsätzlich aber reihen sich die flüchtig skizzierten Erscheinungen einwandfrei in diejenigen ein, welche an andern Orten und von andern Beobachtern im Aarmassiv festgestellt wurden.

Die räumliche Abgrenzung gegen die nördlich sich anschließende Schieferhülle des Erstfeldergneises scheint gegeben durch eine Linie, die vom Gaulipaß über die Lücke nordwestlich Klein-Lauteraarhorn (P. 3742), nordwestlich alte Strahlegg, zwischen P. 3450 und 3390 und Fieschersattel verläuft. Dabei muß aber zugegeben werden, daß auch diese Abgrenzung nicht eine unbedingt scharfe Scheidelinie darstellt; denn ebenso, wie innerhalb der Aaregranitschieferhülle selbst, finden auch von dieser nach der Schieferhülle des Erstfeldergneises allmähliche Übergänge statt. Die beiden benachbarten Gesteinszonen

wurden zu oft in ein gemeinsames Milieu hineingezwängt, als daß sie nicht selber auch gemeinsame milieugemäße Charaktereigenschaften hätten annehmen müssen.

2. Die Kontaktzone und die südliche Schieferhülle des Erstfeldergneises.

Wie schon MORGENTHALER (33) sagt, wird der Erstfeldergneis gegen SW immer saurer. Er geht in die grauen Schreckhorngneise BALTZER's (4) und FELLENBERG's (12) über. Mit dieser Zunahme der Azidität, wohl auch mit der von E nach W fortschreitenden Intrusion, scheint eine starke Zunahme der Viskosität des Magmas verbunden gewesen zu sein. Dies ist zu schließen aus der verhältnismäßig geringen Injektion in das Nebengestein und aus ihrer kleinen Reichweite.

Die Kontaktzone beginnt mit einem ziemlich tief in das Hauptgestein hineingreifenden endogenen Kontakt. Wo die Resorption des aufgenommenen Materials bis auf wenige Reste sich vollzog, wie etwa in der Gegend um die Strahlegghütte, da entstund ein grobschlieriger, fälteliger Flasergneis, der aber durch seinen geringen Biotitgehalt sich doch als ursprünglich saurere Randfacies vom biotitreichen Fältel- und Schuppengneis unterscheidet, der z. B. das Große Schreckhorn aufbaut. Verstreut finden sich in dem Flasergneis kleinere Schollen von Biotit- oder Hornblendehornfels; vom Eruptivzentrum gegen die Schieferhülle reichern sich diese Einschlüsse immer mehr an, und schließlich geht die Resorptionszone allmählich in die Injektionszone über. Das Fremdmaterial überwiegt, der exogene Kontakt beginnt, aber es wäre schwierig, im Gelände irgendwo eine so scharfe Grenze zwischen beiden festzustellen, wie sie am Aaregranitkontakt einem geradezu in die Augen springt. Im Detail ist es aber auch hier möglich, typische Injektionsfältelgneise, Biotitgneise, Hornblendegneise, Chlorit- und Serizitgneise und Schiefer, namentlich aber massige bis geschieferte Hornfelse zu unterscheiden. Für die Kartierung, selbst im Maßstab 1:25,000, ist es unmöglich, das Durcheinander auseinanderzulesen. Um aber möglichst alles zu berücksichtigen, scheint es empfehlenswert, die ganze Zone nach ihrem vorwiegenden Gesteinsbestand als Zone der massigen-schiefrigen Hornfelse, Hornblende-Biotit-Chlorit-Serizitgneise zu bezeichnen. Sie schließt an und geht über in die Chlorit-Serizitgneise und -Schiefer der aaregranitischen Schieferhülle. Wie dieser, sind auch ihr abfärbende Thonschieferfetzen regellos eingestreut. Die geringe Mächtig-

keit, kaum über 500 m, läßt sich dadurch erklären, daß die Aaregranitinjektionen diejenige des Erstfeldergneises überdecken.

Die eben kurz skizzierten Gesteine der zum Aaregranit und Erstfeldergneis gehörenden Schieferhüllen erweisen sich unter dem Mikroskop nach Struktur, Textur und Mineralbestand als äußerst stark metamorphe Gesteine. Sie bilden vom Maderanertal bis ins Lötschental, wie die Übersicht ergeben hat, eine zusammenhängende, allerdings in der Mächtigkeit oft wechselnde Zone. Es scheint mir, man dürfte für sie die Benennung: Lötschental-Färnigen-Zone endgültig einführen. Dabei hätte man sich bewußt zu sein, daß sie die südliche Schieferhülle des Erstfeldergneises und die nördliche des Aaregranites gleichzeitig umfaßt.

B. Die kristallinen Schiefer zwischen dem nördlichen und südlichen Aaregranit.

Wie sich aus FEHR's und meiner, an sie westlich anschließende Karte ergibt, und wie überdies schon in der einleitenden Übersicht ausgeführt wurde, zieht sich am Nordhang der Siedelhörner zwischen dem nördlichen und südlichen Aaregranit eine 100—200 m mächtige Zone sedimentogener Biotit-Serizit-Chlorit-Gneise und Schiefer hin. Ihre Abgrenzung gegen die nördlich anschließenden Augengneise ist beidseitig des Grimselpasses gut aufgeschlossen und zunächst messerscharf; nach Westen hin aber verliert sich die Kontaktlinie in der Gegend des Trübtensees leider z. T. unter Gehängeschutt und Rasen, z. T. auch deshalb, weil der Augengneis selber in seiner Mylonitfacies ganz ähnliche Gneise und Schiefer liefert.

Obschon es bisher weder FEHR (11) noch mir gelang, den unvermittelten Übertritt von Aplit- oder Lamprophyrgängen aus den Graniten in die kristallinen Schiefer zu finden, so deutet doch die starke Durchsetzung der Schiefer mit größeren und kleineren basischen und salischen Trümern die stattgehabte Injizierung einwandfrei an.

Auch hier handelt es sich zweifellos um einen primären Injektionskontakt, der allerdings, wie wir schon sahen, durch nachfolgende Verschiebungen und Abschuppungen gestört und verwischt wurde. Ebenso verhält es sich am Kontakt gegen den südlichen Aaregranit.

Das Gestein wechselt zwischen tektonisch gequälten dünnlagigen Streifen- und Flasergneisen zu papierdünnblättrigen Biotit-Chlorit- und Serizitschiefern. Gesteinsvarietäten zeichnen sich aus durch ausgesprochene Kristallisationsschiefe-

rung, die aber durch die Wirkung der nachfolgenden Kataklase überdeckt worden ist. Das kann in einer Zone extremer dynamischer Beanspruchung, wie sie die vorliegende darstellt, nicht anders erwartet werden.

Bei der geringen Mächtigkeit dieses ganzen Gesteinskomplexes und angesichts der gewiß zeitlich sehr nahe beisammenliegenden Teilintrusionen der beiden benachbarten Granite scheint mir die Aufteilung dieser Gesteinszone in zwei Teilschieferhüllen weder nötig, noch berechtigt und z. T. auch nicht möglich zu sein. Ich möchte sie eher auffassen als schmalen Streifen des ehemaligen gemeinsamen Daches, das während und nach der Granitintrusion immer mehr isoklinal eingefaltet wurde, bis es endlich trennte, was es ursprünglich verbinden half. Keinesfalls kommt dieser Zone die Bedeutung einer tiefgreifenden Scheidewand zweier Teilmassive zu, wie der Lötschental-Färnigenzone.

C. Die kristallinen Schiefer vom Grünhörnli-Scheuchzerjoch.

Ähnlich wie mit der eben skizzierten Gneis-Schieferzone verhält es sich wohl auch mit einem weiteren Streifen von kristallinen Schiefern, Biotit-, Chlorit-, Serizit-Gneisen und -Schiefern, der innerhalb des nördlichen Aaregranitgebietes liegt.

Dieser Streifen zieht sich, durch weite Firnbedeckung öfters unterbrochen, vom Grünhörnligrat, wo er zusammen mit einer Amphiboliteinlagerung das südlich Hangende der Grüneckgranitapophyse bildet, durch den Südostgrat des Finsteraarhons, zwischen Studerhorn und Altmann, zwischen Oberaarhorn und Grunerhorn, durch den Südgrat des Scheuchzerhorns, in das Scheuchzerjoch und sitzt in kleinen Resten auf der Gratkante der Zinkenstockkette. Vermutlich bilden die Einschlüsse im Augengneis in der Gegend der Spitallamm und beim Grimselhospiz (vergl. HUGI 23, p. 264) die weitere östliche Fortsetzung der gleichen Zone. Vom Grünhörnli an bis in das Scheuchzerjoch begleitet diese Gesteinsserie den nördlich sich anschließenden Amphibolit. Im Scheuchzerjoch stehen Biotitgneise und -Schiefer am Granit an, und auf dem Kamme der Zinkenstockkette sitzen nur noch die Biotitschiefer als kleine hochaufgerichtete Schieferpakete. Das Ausklingen der ganzen Zone fällt zusammen mit dem Absinken der Gipfelflur und der Massivaxe nach Osten. Durch diese Parallelität der Erscheinungen wird die Ansicht bestärkt, daß es sich

ganz besonders bei dieser Zone um letzte Reste des einst hochgespannten kristallinen Schieferdaches handeln müsse.

Der Südflügel dieses gemeinsamen, den gesamten Aaregranitkomplex einstmals überspannenden Daches flankiert auch heute noch den südlichen Aaregranit auf seiner Südseite. FEHR (11) hat ihm in unserem Nachbargebiet eine gründliche Untersuchung gewidmet.

D. Der Amphibolitzug Groß-Grünhorn-Finsteraarhorn-Scheuchzerhorn-Grünbergli.

Einen wesentlichen und weithin auffälligen Bestandteil in der heutigen Bedeckung des Aaregranites und seiner Schieferhülle bildet jenes Gestein, welches den Beherrscher der Berneralpen, das Finsteraarhorn und seine stolzen Nachbarn, Groß-Grünhorn und Scheuchzerhorn aufbauen hilft: Der Amphibolit und die mit ihm genetisch und geologisch verknüpften hornblendereichen Diorite und ihre metamorphen Derivate, Hornblendefelse, Hornblende-Biotit-Schiefer und Gneise.

Genesis und petrographischer Habitus dieser Gesteine sind von OULIANOFF (35) im Aiguilles Rouges und Montblanc-Massiv, von HUTTENLOCHER (25) im westlichen Aarmassiv, von HUBER (17) FEHR (11) und von OTTO FISCHER (13) im mittleren Aarmassiv eingehend untersucht und dargestellt worden.

Ich muß mich darauf beschränken, auf diese Arbeiten hinzuweisen, ohne ihnen wesentlich Neues beifügen zu wollen. Mehrheitlich werden die Amphibolite, Hornblendefelse und Hornblendeschiefer als metamorphe, basische, prägranitische Eruptiva betrachtet. Struktur, Mineralbestand und namentlich wiederholte Übergänge von fast melanokraten, feldspatfreien Hornblendefelsen zu gabbroidstruierten Feldspatamphiboliten und völlig dioritischen Gesteinen sprechen in meinem Gebiet auch für diese Herkunft. Dabei mögen schon primär Differentiationen nach mehr basischen, ultrafemischen, gabbroiden und saureren, dioritischen Teilmagmen erfolgt sein. Zweifellos aber hat nachträglich die aplitisch-granitische Injektion in hohem Maße das ursprüngliche Aussehen verändert. Dabei ist vom Granitkontakt auswärts ein schrittweises Ausklingen der Injektionen sehr wohl zu beachten.

Als Beispiel und als Belege sei auf die Amphibolit-Granitkontakte am Grüneckhorn-Groß-Grünhorngrat verwiesen. Das Hauptgestein dieses hochgespannten, schmalen Felsgrates ist

ein primär massiger, gabbroid struierter Feldspatamphibolit. Tektonische Scherflächen, wohl auch thermische Absonderungsklüfte haben das Gefels zum Teil aufgebrochen. Gegen den Granit hin nimmt primär die Basidität zu, gleichzeitig verliert sich auch der massige, grobkörnige Habitus, und es entsteht ein gneisig bis schiefrig texturierter Bänderamphibolit, in welchem dünne aplitische Äderchen mit breiten Lagen dunkler Hornblende wechseln. Die Herkunft dieser feinen Aplittrümer läßt sich nicht sicher feststellen. Man denkt im ersten Augenblick auf Injektion von Seite des Aaregranitmagmas. Indessen zeigt sich bei genauer Beobachtung, daß die in der Schieferungsrichtung verlaufenden Äderchen, wie das ganze Gestein, öfters von einem zweiten Adersystem gekreuzt werden, das transversal verläuft und vom Granit hereinzukommen scheint. Zweifellos, das ergibt sich aus dem gegenseitigen Durchquerungsverhältnis, sind diese transversalen Aplittrümer jünger, als jene, die in der Schieferungsrichtung liegen. Möglich ist folgendes:

Die älteren, Primärtrümer, sind amphiboliteigene Differentiationen, die jüngeren, Sekundärtrümer, sind granitaplitische Injektionen. Oder, die Primärtrümer sind granitaplitisch und Sekundärtrümer bildeten sich als Vor-, Nach- oder Mitläufer des in nächster Nachbarschaft erfolgten Quarzporphyrergusses. Diese Frage zu entscheiden gelang infolge ungenügender Aufschlüsse nicht. Sehr schön läßt sich indessen die zunehmende Aplitisation, wenn nicht gar Resorption des Amphibolites gegen den Granitkontakt hin verfolgen. Zunächst wächst die Zahl und Mächtigkeit der Aplitäderchen, welche in wirren, oft fast bizarren Windungen das nun knäuelig gestauchte Gestein durchsetzen. Noch herrschen die femischen Teile entschieden vor. Etliche Meter näher am Kontakt entsteht ein typisches Knetgestein, in welchem die hellen und dunklen Komponenten sich ungefähr die Wage halten. Einzelne größere, resistente basische Brocken möchte man als Hauptangriffsobjekte auffassen, um welche sich mühsam die wälzende Bewegung des zähflüssigen Injektionsmateriales drehte und schob. Noch näher am Kontakt endlich sind die kompakten, femischen Teile überwältigt, der aplitischen Grundmasse in feinen Körneln eingestreut, Resorption und Umkristallisation haben ein neues, Quarzdiorit-ähnliches Gestein geschaffen. Nur ab und zu hat sich ein abgetriebener Fremdling als basische Scholle im lösenden Granitaplitbad zu erhalten vermocht.

Ähnlich, wie hier, wiederholen sich die Kontaktverhältnisse zwi-

schen Granit und Amphibolit am Finsteraarhornsüdostgrat, am Altmann und am Scheuchzerhorn längs der südlichen Kontaktgrenze des Amphibolites. Aber nicht minder anschaulich und überzeugend wird der unmittelbare Injektionskontakt zwischen Granit und Amphibolit an der Basis des Amphibolites am Nordwestfuß des Scheuchzerhorns, des Grunerhorns und des Studerhorns in schönen Aufschlüssen vor Augen geführt. In großem Ausmaße ist er in den mächtigen Aplitapophysen sozusagen mit Riesenlettern in die himmelanstrebende Nordwand des Finsteraarhorns hineingeschrieben. Im mikroskopischen Bild erweist er sich nicht minder klar.

Mit Recht weist HUGI darauf hin, daß die Amphibolitvorkommen nicht selten zu ausgedehnt kartiert und angegeben wurden; denn meistens bildet dieses Gestein kaum zusammenhängende Zonen und sporadisch auftretende Großeinschlüsse innerhalb der Schieferhülle, vereinzelte, klippenähnliche Relikte auf hochragenden Granitgräten und Gipfeln, oder endlich ausgedehnte Schollenkomplexe im Granit selber. Unser Amphibolitzug übertrifft an Masse und Mächtigkeit alle anderen aaremassivischen Vorkommen. Das hängt wohl einesteils zusammen mit seiner ursprünglich mächtigen Entwicklung, die er gerade in dieser Gegend erreichte, zum andern Teil aber mit der relativ wenig fortgeschrittenen Abtragung. In gleichem Maße, wie nach Osten hin die Gipfelhöhen abnehmen, wird auch das Ausmaß der Amphibolitzone reduziert.

Eigentümlich ist ihr Abweichen vom Streichen der übrigen Gesteinszonen von NE nach ENE. Eine Abweichung, die auch jenseits des Konkordiaplatzes in der Nordflanke des Aletschhorns und weiter westwärts beibehalten bleibt. Ihrer Herkunft nach, ähnlich wie der Grimselaugengneis, zum Aaregranit gehörend, bildet die ganze Amphibolitzone doch ihrer geologischen Bedeutung nach ein Glied der alten kristallinen Schieferhülle des Aaregranites. Weit mehr noch trifft dies zu für die verstreut in den verschiedenen Paragesteinszonen liegenden Hornblendeschiefer und Amphibolite, die jegliche Selbständigkeit verloren haben und darum auch auf meiner Karte nicht in selbständige Zonen zusammengefaßt wurden. Manche von diesen verstreuten Amphiboliten möchte ich übrigens als Paragesteine auffassen.

Zusammenfassung: Der Amphibolitzug Großgrünhorn-Finsteraarhorn-Scheuchzerhorn stellt seiner Herkunft nach eine Zone prägranitischer kontaktmetamorph vom Aaregranit aus veränderter

basischer Eruptivgesteine dar. Er überbrückt den Aaregranit, ist aber mit diesem in engem primärem Verband geblieben und bildet damit einen autochtonen Teil der alten Schieferhülle des Aaregranites. Abweichend vom allgemeinen NE Streichen streicht er N 70—80° E.

Zusammenfassung über die kristallinen Schiefer.

Die fragmentarische Darstellung über die kristallinen Schiefer ergibt:

1. Eine 2—4 km mächtige Zone von kristallinen Schiefern, die Lötschental-Färnigen-Zone, ist zwischen den Erstfeldergneis im Norden und den Aaregranit im Süden isoklinal eingefaltet. Ihr nördlicher Teil enthält den Südflügel der Schieferhülle des Erstfeldermassives, ihr südlicher Teil bildet den Nordflügel der Aaregranitschieferhülle. Beide Teile sind von den zugehörigen Intrusivmassen stark kontaktmetamorph verändert. Unter dem Einfluß dieser Kontaktmetamorphose, wiederholter Regional- und Dynamometamorphose bildete sich der heutige Paragesteinsbestand: Hornfelse, Hornblendefelse und -Schiefer, Injektions-Biotit-Chlorit-Serizitgneise und -Schiefer. Vereinzelt eingestreut finden sich in den metamorphen Sedimenten auch umgewandelte Orthogesteine als Amphibolitlinsen und -Schollen, und als Aplite, Pegmatite und Quarzporphyre. Nachweisbar mesozoische Sedimente haben sich in den kristallinen Schiefern nicht gefunden, wohl aber schwarz abfärbende Tonschieferreste von ca. 1 m Mächtigkeit und verstreute Tonschieferfetzen vermutlich karbonischen Alters.

Durch tektonische Bewegungen wurde der Primärverband zwischen Schieferhülle und Intrusivmassen gestört, die Injektionsadern abgerissen, die hangenden Teile abgeschuppt und über das Liegende verschoben, die metamorphen Gesteine selber sind von Scherflächen durchsetzt und zerschnitten.

2. Die schmale Schieferzone zwischen nördlichem und südlichem Aaregranit ist ebenfalls kontaktmetamorph verändert. Ihr Gesteinsbestand umfaßt Biotit-Chlorit- und Serizitgneise und Schiefer. Einen Anteil zu diesem Gesteinsbestande liefert die Mylonitfacies der Augengneise. Die ganze ENE streichende Zone entspricht einer Linie starker tektonischer Beanspruchung.

3. Mit dem Amphibolitzug zusammen liegt von der Grünhornlücke bis zum Scheuchzerjoch eine wenig mächtige Zone von Biotitgneisen und Biotit-Chloritgneisen und -Schiefern zum Teil über dem Granit, zum Teil ist sie zwischen Granit und Amphibolit

isoklinal eingeschlossen, erhalten geblieben. Auch sie streicht abweichend vom Massivstreichen nicht NE, sondern ENE.

4. Wir erblicken in diesen Zonen kristalliner Schiefer mehr oder weniger parallelgereihte, einheitlich isoklinal eingefaltete Relikte der Schieferhülle des Aaregranites und des Erstfeldergneises. Die immer wiederkehrende starke kontaktmetamorphe Veränderung ihres Gesteinsbestandes beweist einwandfrei, daß die Mise en place des Aaregranites auf intrusivem Wege erfolgte. Ebenso bezeugen die mechanischen Störungen des Primärkontaktes nachträglich erfolgte tektonische Verschiebungen jedoch von geringer Weglänge.

Schlusszusammenfassung.

Im Bereich unseres Untersuchungsgebietes ergibt sich für das westliche Aarmassiv:

1. Der mittlere und südliche Teil des westlichen Aarmassives wird aufgebaut aus zwei Teilmassiven mit eigenem Intrusivkörper und zugehöriger Schieferhülle: Dem nördlichen, älteren Erstfeldermassiv und dem jüngeren, südlichen Aaregranitmassiv.

Beide Intrusivkörper entstammen nach ihrem Gesteinsbestand einem einheitlichen Gesamtmagmaherd.

2. Das Erstfeldermassiv reicht nur mit seinem Südrand in das Untersuchungsgebiet.

3. Der Aaregranit bildet zwei Hauptvorkommen, den nördlichen und den südlichen Aaregranit. Beide entstammen einem gemeinsamen engadinitisch-aplitischen Magmaherd.

Der nördliche Aaregranit besitzt eine nördliche, saure, aplitische und eine südliche, basischere Randfacies, die Grimselaugengneise. Letztere stellt einen Vorläufer der Hauptintrusion dar, erstere ist als letzter, saurer Randnachschub zu bewerten.

Der basischen Randfacies des nördlichen Aaregranites steht die große Azidität des südlichen Aaregranites gegenüber. Diese nimmt nach Westen hin in gleichem Maße ab, wie umgekehrt die Azidität des nördlichen Aaregranites zunimmt.

4. Südlicher und nördlicher Aaregranit werden durch eine wenig tiefgreifende, isoklinal eingefaltete Zone kristalliner Schiefer getrennt. Diese Zone wird gebildet aus z. T. sedimentogenen Injektionsgneisen und Biotit-Chlorit- und Serizitschiefern. Dazu kommen Augengneismylonite als Biotitgneise und Chlorit-Serizitschiefer, mylonisierte Aplite

als Serizitschiefer und Breccien und endlich zu Chlorit-Biotitschiefern ausgewalzte Lamprophyre.

Diese Zone bildet einen Teil der Gesamtschieferhülle des Aaregranites. Dazu gehört auch ein schmaler Streifen kristalliner Schiefer, die nahe am Südrand des nördlichen Aaregranites in diesen eingeklemmt sind.

5. Zur Schieferhülle des Aaregranites gehört ebenfalls die mächtig entwickelte Amphibolitzone Großgrünhorn-Finsteraarhorn-Scheuchzerhorn, wenn auch die ihr zugehörigen amphibolitischen Gesteine zum Teil als prägranitische, basische Orthogesteine aufzufassen sind. Die Amphibolite bilden hier, im Gegensatz zu dem anderswo im Aarmassiv meist nur sporadischen Vorkommen, einen mächtigen Gesteinskomplex, der aber nach Osten hin mit abnehmender Gipfelhöhe rasch reduziert wird und sich im Nordgrat des Tierberges in schmalen Zwickeln verliert.

6. Zwischen Aaregranitmassiv und Erstfeldermassiv liegen als trennende Scheidewand die kristallinen Schiefer der Lötschental-Färnigenzone. Diese erscheint ihrer Anlage nach als karbonische Geosynklinale, die jedoch schon voralpin geschlossen wurde. Mesozoika sind in ihr in unserem Gebiet, im Gegensatz zum östlichen Aarmassiv, nicht enthalten.

Der nördliche Teil dieser Zone gehört zur Schieferhülle des Erstfeldergneises, der südliche Teil zur Schieferhülle des Aaregranites. Die Zuteilung erfolgt gestützt auf den Injektionsbereich der entsprechenden Intrusivkörper. Dieser Bereich ist größer beim Aaregranit, kleiner beim Erstfeldergneis. Er dokumentiert sich durch das Vorhandensein von Apliten, Pegmatiten und Quarzporphyren sowie durch die Injektionsmetamorphose der Paragesteine.

Der Gesteinsbestand dieser Zone umfaßt in der Schieferhülle des Aarmassives im Wesentlichen: Injektionsfältelgneise, Injektionsstreifengneise, Biotit-Chloritgneise und -Schiefer und Serizit-Chloritgneise und -Schiefer, durchsetzt von Hornfelsen, Hornblendefelsen und Amphiboliten, Apliten, Pegmatiten und vereinzelten Quarzporphyrgängen.

Zur Schieferhülle des Erstfeldergneises gehören: Misch- und Injektionsgneise, schieferige Hornblende-Biotithornfelse, Biotit-Chlorit- und Serizitgneise und -Schiefer.

7. Rekonstruiert man nach den noch vorhandenen Resten die Schieferhülle des Aaregranites, so ergibt sich daraus ein großes, nach Nordwesten überstelltes Hauptgewölbe über dem nördli-

chen Aaregranit, eine kleine, nach SE einfallende isoklinal eingeklemmte Mulde zwischen nördlichem und südlichem Aaregranit und ein zweites kleineres nach Nord-Nordwesten überkipptes Gewölbe über dem südlichen Aaregranit; überdies im nördlichen Hauptgewölbe die sekundäre, nun ebenfalls isoklinal geschlossene Mulde des Amphibolitzuges und der ihn begleitenden Paragesteine.

8. Das tektonische Geschehen, auf das hier leider nicht eingetreten werden kann, zeigt sich im Untersuchungsgebiet selber, wenn auch nicht in der überwältigenden Auswirkung wie im Deckengebirge, doch nicht weniger eindringlich auch im Grundgebirge des Aarmassivs. Es dokumentiert sich in dem einheitlichen Süd-Südostfallen aller Massivelemente, im rücksichtslosen Zusammenschub ehedem weit gedehnter Synklinalzonen in steilgestellte Isoklinal- und Quetschzonen, in einem engen Netz von Scherflächen, die alle Gesteine durchsetzen, in Abschuppungen und Überschiebungen, und nicht zuletzt in dem Abbild intensivster Dynamometamorphose, die ausnahmslos jedem Gestein ihren Stempel aufdrückte.

Literaturverzeichnis.

1. ARBENZ, P.: Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. — Vierteljahresschr. Natf. Ges. Zürich, 58. Jahrgang 1913, p. 15—34, Taf. I/II.
2. ARGAND, E.: Sur l'arc des Alpes occidentales. — Eclogae géol. Helvét., Vol. XIV, Nr. 1, 1916, p. 145—191, 2 pl.
3. BALTZER, A.: Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland, mit einem Atlas mit 13 Taf. und 1 Karte. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 1. Serie, Liefg. 20, Bern 1880, p. I—XIV und p. 1—255.
4. BALTZER, A.: Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs (Bl. XIII). — Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz, 1. Serie, Liefg. 24, IV. Teil. Bern 1888, p. I—X und p. 1—184. 9 Taf.
5. BALTZER, A.: Nachlese zur Geologie des Aarmassivs. — Mitt. Natf. Ges. Bern, 1901, Bern 1902, p. 67—72.
6. BALTZER, A.: Die intrusive Granit-(Protogin-)Zone des westlichen Aarmassivs. — Eclogae geol. Helvet., Vol. XI, Nr. 3, 1910, p. 280—282.
7. BUXTORFF, A. & COLLET, L. W.: Les relations entre le massif Gastern-Aiguilles Rouges et celui de l'Aar-Mont-Blanc. Avec 2 figures dans le text. — Eclogae geol. Helvet., Vol. XVI, Nr. 4, 1921, p. 367—373.
8. COLLET, L. W. La chaîne Jungfrau-Mönch-Eiger du point de vue géologique. Avec 14 figures. — Echo des Alpes S. A. C. Nr. 10. 1921, p. 388—414.
9. COLLET, L. W. et PAREJAS, ED.: La géologie du Schwarz Mönch (Jungfrau) et la relation entre le massif de la Jungfrau et celui du Mont-Blanc. — C. R. séances Soc. phys. et d'hist. nat. Genève, vol. 37, Nr. 3, 1920, p. 92—96.
10. ESCHER, G. B.: Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli), mit einem Anhang über das Scheidnößli bei Erstfeld im Reußtal und das Carbon von Manno bei Lugano. — Gedr. in 8⁰, Roeloffzen-Hübner & van Santen, Amsterdam 1911, 174 p., 6 Tab., 25 Fig., 7 Taf. Promotionsarbeit Polyt. Zürich 1911.
11. FEHR, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassives. — Jahrbuch Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. III, 1923. Inauguraldissertationen (Auszüge) zur Erlangung der Doktorwürde, p. 151—157.
12. FELLENBERG, ED. v. und MOESCH, C.: Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs, enthalten auf dem nördlich der Rhone gelegenen Teil des Blattes XVIII der Düfourkarte. — Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 1. Serie, Liefg. 21, Bern 1893, mit 6 eingedruckten Zinkographien und 2 lithographischen Taf., p. I—XXXII und p. 1—367.
13. FISCHER, O.: Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner. (Mittleres Aarmassiv.) — Tschermaks min. und petr. Mitt. Bd. 24, 1. und 2. Heft, 1905, p. 1—68.

14. HEIM, ALb.: Geologie der Schweiz, Bd. II, 1. Hälfte, Leipzig 1921.
15. HIRSCHI, H.: Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt. Bd. 4, 1924, p. 64—88; Schweiz. Min. und Petr. Mitt. Bd. 7, 1925, p. 173—180.
16. HIRSCHI, H.: Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt. Bd. 5, 1927, p. 98—115.
17. HUBER, M.: Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasli. — Jahrbuch Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. II, 1922; Inauguraldissertationen (Auszüge) zur Erlangung der Doktorwürde, p. 205—217.
18. HUGI, E.: Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. — Eclogae geol. Helvet., Vol. IX, Nr. 4, 1907, p. 441—464.
19. HUGI, E.: Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. — Eclogae geol. Helvet., Vol. XV, Nr. 4, 1920, p. 482—492.
20. HUGI, E.: Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. — Eclogae geol. Helvet., Vol. XVI, Nr. 4, 1921, p. 464—482.
21. HUGI, E.: Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusionen. — Verhandlungen Schweiz. Natf. Ges. Jahresversammlung Bern, 1922, II. Teil, p. 86—109.
22. HUGI, E.: Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg (Uri), erste Mitteilung. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt. Bd. III, 1923, p. 263—297.
23. HUGI, E.: Die petrogr.-geolog. Verhältnisse des Baugebietes der Kraftwerke Oberhasli. — Mitt. d. Natf. Ges. Bern 1928, Bern 1929, p. 256—269.
24. HUGI, E. und HUTTENLOCHER, H.: Bericht über die Exkursion A der Schweiz. Natf. Ges. ins westliche und mittlere Aarmassiv. — Eclogae geol. Helvet., Vol. XVIII, Nr. 3, 1922, p. 400—410.
25. HUTTENLOCHER, H.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs .— Jahrbuch Phil. Fak. II Bern, Bd. I 1921. Inauguraldissertationen (Auszüge) zur Erlangung der Doktorwürde, p. 43-51.
26. HUTTENLOCHER, H.: Vorläufige Mitteilungen zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. — Mitt. Natf. Ges. Bern 1921, Heft 1, Bern 1922, 20 p.
27. HÜGLI, W.: Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aarmassiv zwischen Wendenjoch-Wassen-Erstfeld. — Jahrbuch Phil. Fak. II, Univ. Bern, Bd. VI 1927. Inauguraldissertationen (Auszüge) zur Erlangung der Doktorwürde, p. 91—97.
28. JAKOB, J.: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. — Inauguraldissertation Universität Zürich. Aschmann & Scheller, Zürich 1919, 54 p., 9 Fig.
29. KÖNIGSBERGER, J.: Erläuterungen zur Geologischen und Mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Dissentis bis zum Spannort. — Freiburg i. Breisgau 1910, 63 p., 1 Karte, 8 Fig.
30. KÖNIGSBERGER, J.: Die Abhängigkeit der Fazies einiger normaler Eruptiva in den Alpen vom Streichen der sie einschließenden Schichten. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. V, 1925, p. 230—239.

31. KÖNIGSBERGER, J.: Zum Alter der Gneismetamorphose in den Alpen und deren Beziehung zum Karbon. — Steinmann'sche Festschrift, Sonderbd. d. Geol. Rundschau, Bd. XVIIa 1926.

32. LOTZE, R.: Beiträge zur Geologie des Aarmassivs, Untersuchungen über Erstfeldergneis und Innertkirchnergranit. — Zeitschr. Deutsche Geol. Ges., Bd. 66, Berlin 1914, Abh. Heft 2, p. 217—301, 8 Fig., 2 Taf. Inaug.-Dissertation Univ. Tübingen.

33. MORGENTHALER, H.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs, mit 2 Taf. und 10 Textfiguren. — Eclogae geol. Helvet., Vol. XVI, Nr. 2, 1921, p. 179—217.

34. NIGGLI, P.: Der Chemismus der zentralen Aaregranite. Mit 3 Fig. im Text. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. IV, 1924, p. 337—351.

35. OULIANOFF, N.: Sur les relations des amphibolites et du calcaire ancien dans le massif des Aiguilles-Rouges .— Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. 53, Nr. 198, Lausanne 1920, proc.-verb., p. 8—11.

36. OULIANOFF, N.: De la présence des porphyres quartzifères sur le flanc N.-W. du massif du Mont-Blanc. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. 53 Nr. 198, Lausanne 1920, proc. verb., p. 44—46.

37. PFLUGSHAUPT, P.: Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs, petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiet des Bristenstockes. Mit 1 Karte und 3 Taf. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. VII, 1927, p. 321—378.

38. ROHR, K.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). Mit 7 Textfiguren und 5 Taf. — Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 57. Liefg., 1. Abteilung, Bern 1926, 62 p.

39. SAUER, A.: Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. — Sitzungsbericht Königl. Preussische Akad. d. Wissenschaften, Bd. 34, Berlin 1900, p. 729—741.

40. SCABEL, W.: Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorngruppe (Berner Oberland), mit 21 Figuren, wovon 5 farbige. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 57. Liefg., Bern 1926, 62 p.

41. STAUB, W.: Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, Liefg. 32, Bern 1911, 84 p., 15 Fig., 3 Taf. (dazu geol. Spezialkarte Nr. 62).

42. STAUB, W.: Beobachtungen am Ostende des Erstfeldermassivs. — Geol. Rundschau, Bd. III, Leipzig 1912, p. 310—319, 1 Fig., 1 Taf.

43. SWIDERSKI, B.: La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. — Matériaux pour la Carte géol. de la Suisse, Nouv. série, livr. 42, 1er partie, Berne 1919, p. I—XI et p. 1—68, 17 fig., 2 pl. de profils, 1 carte au 1:50,000.

44. SWIDERSKI, B.: Sur la téctonique de la partie occidentale du Massif de l'Aar. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. 52, Lausanne 1918, proc.-verb., p. 49—51.

45. TRUNINGER, E.: Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasternmassiv). — Eclogae geol. Helvet., Vol. XI, Nr. 4, 1911, p. 484—496.

46. TRUNINGER, E.: Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. — Mitt. Natf. Ges. Bern 1911, Bern 1912, p. XXVI und p. 18—117, 2 Fig., 4 Taf., 1 Prof.

47. WEBER, F.: Die Kalisyenite des Piz Giuf und Umgebung (östliches Aarmassiv), und seine Ganggefolgschaft; mit 5 Taf. und 14 Zinkographien. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, 14. Liefg., Bern 1904, p. I—X und p. 1—181.

Neueste Publikationen, nach Abfassung vorliegender Arbeit erschienen:

48. COLLET, L. W. et PAREJAS, E.: La chaîne de la Jungfrau. — Matér. Carte géol. de la Suisse, Nouv .Série, vol. 63, Berne 1931.

49. ROSIER, G.: Contribution à la géologie de l'Aletschhorn, avec une carte géologique et 31 figures dans le texte. — Eclogae géol. Helvet., Vol. 24, Nr. 2, 1931, p. 83—124.

Geologische Karten.

50. COLLET, L. W. et PAREJAS, ED.: Carte géologique de la Chaîne de la Jungfrau 1:25,000. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1928.

51. FEHR, W.: Geologische Karte der Ursernzone, 3:100,000. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1926.

52. FELLENBERG v.-BACHMANN-MOESCH-GERLACH: Geologische Karte der Schweiz 1:100,000 (Dufourkarte), Blatt XVIII, Brig-Airolo. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1885.

53. HEIM, ALB.: Geologische Karte der Schweiz 1:100,000 (Dufourkarte) Blatt XIV, Altdorf-Chur. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1885.

54. HEIM, ALB. und SCHMIDT, C.: Geologische Karte der Schweiz 1:500,000. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1. Aufl. 1894. 2. Aufl. 1911.

55. KAUFMANN-BALTZER-MOESCH: Geologische Karte der Schweiz 1:100,000 (Dufourkarte) Blatt XIII, Interlaken-Sarnen-Stans. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1887.

56. KISSLING, E. und BALTZER, A.: Geologische Karte des Kantons Bern 1:200,000. Schmid, Francke & Co., Bern 1889.

57. LUGEON, M.: Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander 1:50,000. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1910.

58. STAPF, F. M.: Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke, km 38—149 (Erstfeld-Castione), 10 Blätter 1:25,000, Berlin 1885.

59. STAUB, R.: Tektonische Karten der Alpen 1:100,000. In Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. Liefg. 52, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1924.

60. SWIDERSKI, B.: Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa) 1:50,000, avec 1 pl. de coupes. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1920.

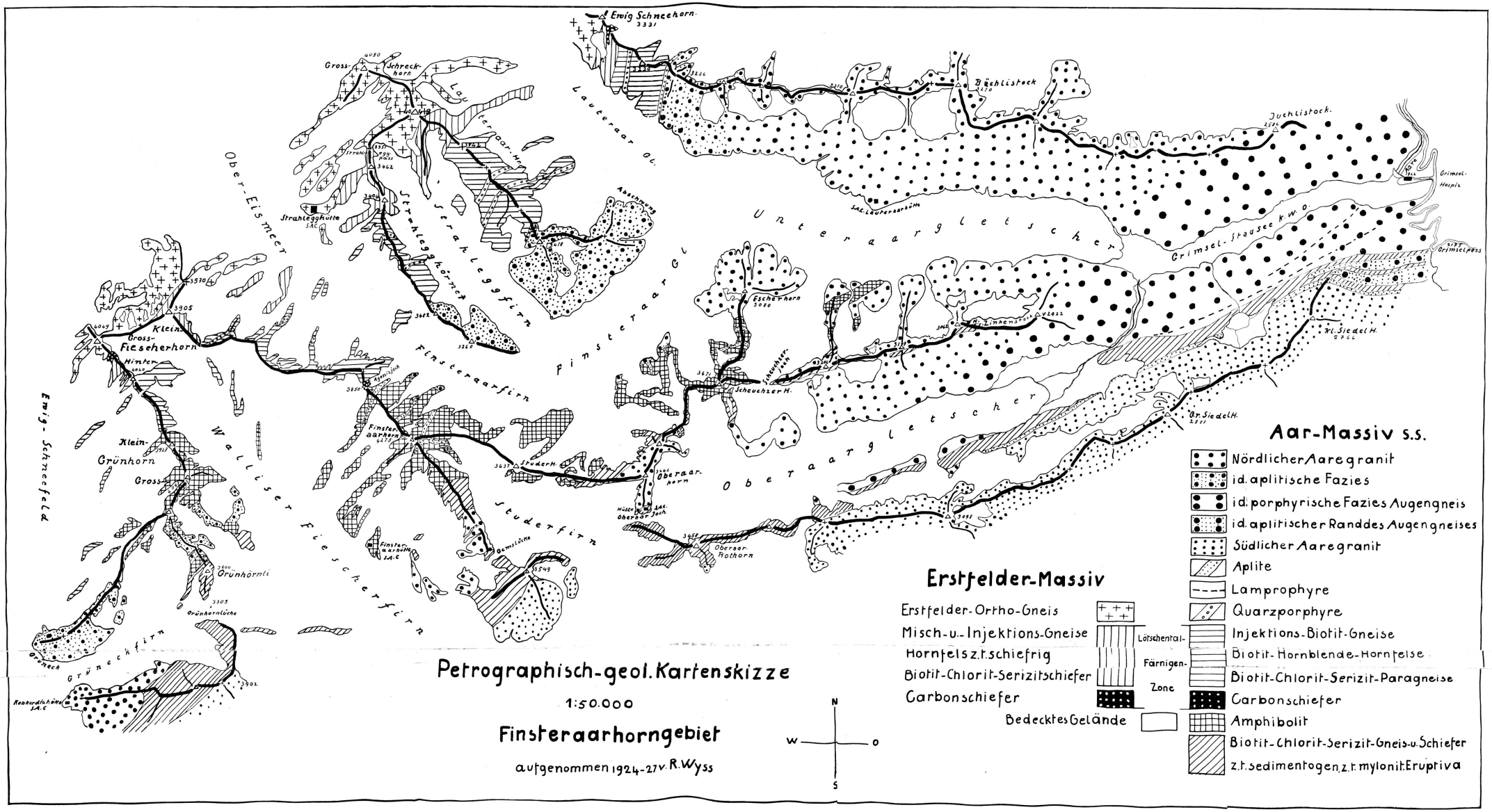
61. WEBER, F.: Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes 1:50,000. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1924.

62. WEBER, F.: Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv (Mitte Tödi) 1:100,000, Tekt. Karte in Vielfarbendruck m. Top., Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 101 A, mit Profiltaf. 101 B. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges. 1924.

Topographische Karten.

63. Topographische Karte der Schweiz 1:100,000 (Dufourkarte) Bl. XVIII, Brig-Airolo. Schweiz. Landestopographie, Bern.

64. Topographischer Atlas der Schweiz 1:50,000, Blatt 396, 397, 488, 489, Überdruck Gadmen-Bietschhorn, Überdruck Finsteraarhorngebiet. Schweiz. Landestopographie, Bern.


Petrographisch-geol. Kartenskizze
1:50.000
Finsteraarhorngebiet
aufgenommen 1924-27 v. R. Wyss
Aar-Massiv s.s.
Nördlicher Aaregranit
id. aplitische Fazies
id. porphyrische Fazies Augengneis
id. aplitischer Randdes Augengneises
Südlicher Aaregranit
Aplite
Lamprophyre
Quarzporphyre
Injektions-Biotit-Gneise
Biotit-Hornblende-Hornfelse
Biotit-Chlorit-Serizit-Paragneise
Carbonschiefer
Amphibolit
Biotit-Chlorit-Serizit-Gneis-u. Schiefer
z.t. sedimentogen, z.t. mylonit. Eruptiva
Erstfelder-Massiv
Erstfelder-Ortho-Gneis
Misch-u.-Injektions-Gneise
Hornfels z.t. schiefrig
Biotit-Chlorit-Serizitschiefer
Carbonschiefer
Lötschental-Färnigen-Zone
Bedecktes Gelände
N
W
O
S
Ewig Schneehorn
Gross-Schreckhorn
Lauteraar-Mh.
Lauteraar Gl.
Strahleggfirn
Strahleggkörner
Strahleggh.
Strahleggh.
Ober-Eismeer
Finsteraar Gl.
Finsteraarfirn
Finsteraarhorn
Studerfirn
Studerh.
Oberaarhorn
Oberaar-Rothorn
Hütte Oberaar
Oberaar Joch
Escherhorn
Scheuchzerhorn
Scheuchzer H.
Unteraargletscher
Oberaargletscher
Lauteraarhütte
Büchlistock
Juchlistock
Grimsel-Stausee K.W.O.
Grimsel-Hospiz
Kl. Siedel H.
Gr. Siedel H.
Gross-Fieseherhorn
Klein-Fieseherhorn
Hinteres
Wallliser Fiescherfirn
Klein-Grünhorn
Gross-Grünhorn
Grünhörnli
Grünhornlücke
Grünecks
Grünneckfirn
Ewig-Schneefeld
Strahleggh.
Finsteraarhorn S.A.C.
Gemslücke
Konkordiahütte S.A.C.