

Gesteine der Peruanischen Anden

Autor(en): **Bearth, P.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **18 (1938)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-17107>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Gesteine der Peruanischen Anden

Von P. Bearth

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	513
1. Geologische Übersicht	514
2. Der Pluton von Chosica	516
a) Das Alter der Intrusion	516
b) Ist der Pluton von Chosica ein Batholith?	516
c) In welcher Tiefe drang die Intrusion ein?	519
3. Die Gesteine des Plutons von Chosica	520
A. Einleitung	520
B. Petrographischer Teil	521
a) Methodisches	521
b) Beschreibung der Plutonite	522
Alkaligranit	522
Alkalikalkgranite	522
Granodiorite	524
Nebenserie der Granodiorite	527
Diorite	528
Gabbros	529
Randfacies der Plutonite	534
4. Übersicht über den Mineralbestand der Plutonite	535
a) Plagioklase	535
b) Änderung des normativen Feldspatgehaltes und Differentiation der Plutonite	536
c) Dunkle Gemengteile	539
Pyroxengruppe	539
Hornblende	540
Biotit	540
d) Zusammenfassung	540
5. Ganggesteine des Plutons von Chosica	542
Mikrodiorit (Beerbachit)	542
Odinit	544
6. Die Eruptivgesteine des Bogens von Huarochiri	545
A. Übersicht	545
B. Beschreibung der einzelnen Vorkommen	546
Granodioritporphyrit der Laguna Quiula	546
Granitporphyr der Laguna Sacsa	546
Granodioritporphyrite zwischen Río Azul und Laguna Carpa	548
Granitporphyr unterhalb der Laguna Huasca	548
Titanitführender Granitporphyr zwischen Laguna Milloc und Laguna Tasacocho	549

	Seite
Granitporphyr	549
Granodiorit der Laguna Huampa	550
Gesteine der Intrusion von Morococha	550
C. Zusammenfassung	551
7. Die Rimacformation	553
A. Überblick	553
a) Die kieseligen Ablagerungen von Autisha und Puchi	553
b) Vulkanite der unteren Abteilung	554
Tuffe von Autisha	555
Plagioliparite	555
Dacite	555
c) Sedimente und Vulkanite der oberen Abteilung	556
Sedimente der oberen Abteilung	556
Tuffe	556
d) Ergussgesteine	557
Plagioliparite	557
Dacite und Rhyodacite	559
Andesite	559
B. Zusammenfassung	561
8. Kontakt von Diorit und Sediment der Rimacformation	562
9. Häufigkeit und Verteilung der abyssischen und hypabyssischen Gesteinstypen und ihre Interpretation	564
A. Struktur des Plutons von Chosica	564
a) Variation der Gesteine in vertikaler Richtung	565
b) Die Variation der Gesteine in horizontaler Richtung	568
B. Verhältnis der hypabyssischen Intrusionen von Huarochiri zum Pluton von Chosica	570
C. Vulkanismus und Gebirgsbildung	572
10. Der Chemismus der Plutonite und Vulkanite	574
A. Vergleich mit anderen Eruptivgesteinen der südamerikanischen Anden	579
a) Vergleich mit bolivianischen Gesteinen	579
b) Vergleich mit der Gesteinsserie Feuerlands	580
c) Zusammenfassung	580
B. Vergleich mit den nordamerikanischen Kordillern	581
C. Vergleich mit Intrusivgesteinen anderer Gebirgsketten	584
11. Zusammenfassung	586

Einleitung

Das Material zu der vorliegenden Arbeit wurde dem Mineralogischen Institut der Universität Basel von Prof. A. BUXTORF zur Bearbeitung überlassen, der es im Jahre 1926, im Zusammenhang mit einem Gutachten, im Tale des Rio St. Eulalia sammelte. Eine kurze Mitteilung über die im Jahre 1928 von Dr. P. ESENWEIN, zu einem kleineren Teil vom Verfasser ausgeführten Analysen hat Prof. M. REINHARD an der Tagung der Schweiz. Min.-Petr. Gesellschaft in Lausanne 1928 gemacht.

Im Folgenden wurde versucht, auf Grund der geologischen, petrographischen und petrochemischen Beobachtungen ein Bild der Intrusions- und Differentiationsvorgänge in den westlichen Anden Perus zu geben.

1. Geologische Übersicht

Im Jahre 1929 erschien die berühmte Arbeit E. STEINMANN'S „Geologie von Peru“ (54) mit Beiträgen von STAPPENBECK, SIEBERG und LISSON. Dieser Arbeit liegt eine geologische Karte bei, die die Kordilleren zwischen dem 4. und 19. Grad südlicher Breite umfasst.

In grossen Zügen gliedert STEINMANN den zentralperuanischen Teil dieses Gebirges in vier strukturell voneinander abweichende Zonen, nämlich von Südwest nach Nordost in:

1. eine ausserandine Küstenzone,
2. eine innere Zone mit schwacher Wellung, } zentrale Zone,
3. eine mittlere Zone mit maximaler Faltung, }
4. einen östlichen Aussenbogen mit abklingender Faltung.

Hier interessiert uns nur die zentrale Zone STEINMANN'S. Nicht weniger als durch ihren Bau fällt sie durch die begleitenden, zum Teil sehr mächtigen Intrusivkörper auf. Die Kartenskizze Fig. 1 gibt ein Bild dieser Kette von Batholithen, Stöcken und Lakkolithen, deren Verteilung deutlich nach einer weiteren Unterteilung der Zone verlangt. STEINMANN unterscheidet eine westliche „eumagmatische“ Hälfte mit mächtigen „Batholithen“ von einer „hemimagmatischen“ Zone, deren stark gefaltete Sedimente und Vulkanite von zahlreichen kleinen Stöcken und Lakkolithen durchbrochen werden. Diese Zone deckt sich mit der mittleren Zone maximaler Faltung — ihr „hemimagmatischer“ Charakter wird ausser durch die erwähnte Kette stockartiger Intrusivkörper von meist geringen Dimensionen vor allem durch die Bildung hydrothermalen Erzlagerstätten gekennzeichnet.

Das im Folgenden beschriebene Gebiet ist in Fig. 2 dargestellt. Die ersten Gesteinsproben wurden bei Huampani, 27 km oberhalb Lima, geschlagen. Es sind Gabbros und Diorite des Plutons, der im folgenden nach der zentral gelegenen Ortschaft Chosica genannt werden soll. Auf einer Strecke von 35 km Länge, zum Teil im Rimac-, zum Teil im Eulaliatal, trifft man auf eine grössere Zahl Gesteinstypen dieses Plutons.

2 km nördlich von S. Antonio, am Anfang der Schlucht von Puchi, setzt die Rimacformation, eine Serie verkieselter mariner Sedimente, submariner Ergüsse und Tuffe ein, die im Tale auf einer Strecke von ca. 3 km aufgeschlossen sind. Zwischen Autisha und Pongo findet

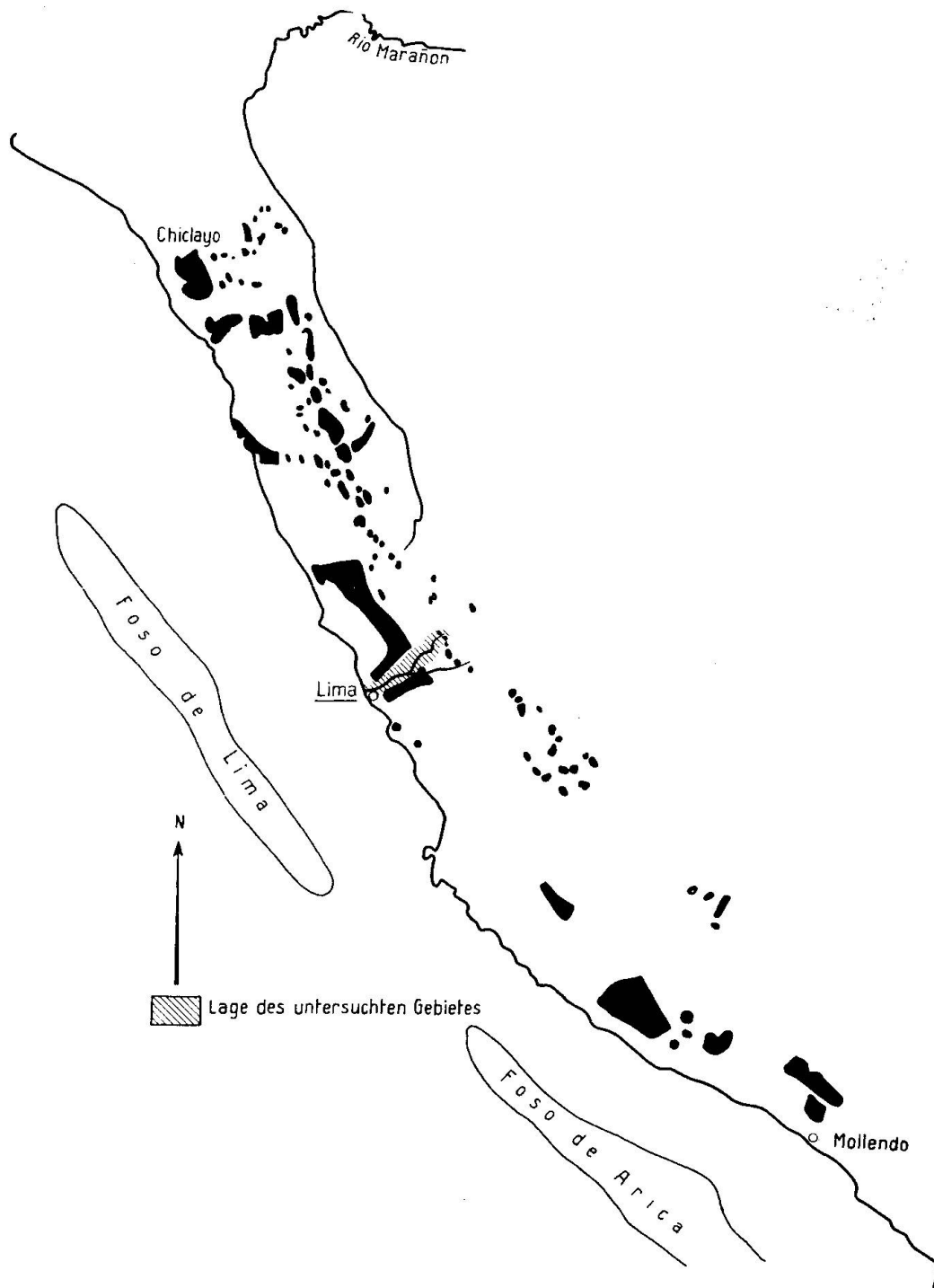


Fig. 1. Die Intrusivkörper der Cordillere zwischen dem 4. und 19. Grad südl. Breite (n. STEINMANN)

man nochmals auf einer Breite von 2 km Granite und Granodiorite, die wiederum von den erwähnten komplexen Bildungen der Rimacformation abgelöst werden. Bei Carampoma teilt sich das Haupttal, die Route folgt nun dem Rio Sacsa bis zur Wasserscheide und beschreibt von da an einen grossen Bogen, der fast den gesamten oberen Teil des ausgedehnten Einzugsgebietes des Rio St. Eulalia umfasst. In diesem Gebiete sind einzelne kleine Eruptivstöcke aufgeschlossen. Im übrigen aber wird die Gegend geologisch durch eine sehr mächtige monotone Formation beherrscht, die neben kieseligen Sedimenten auch Konglomerate, selten Kalke, vor allem aber Ergussgesteine, Tuffe und Tuffbrekzien umfasst.

In der Region von Huarochiri erreichen quartäre glaziale Ablagerungen eine grosse Ausdehnung und Mächtigkeit. Die Endmoränen der letzten Vereisung gehen am Rio Sacsa bis auf 3700 m hinunter. Weitere Zeugen der Arbeit des Eises sind die zahlreichen Seen (Lagunas), deren Kranz dem Bogen der Wasserscheide folgt.

Die starke Erosion hat an verschiedenen Stellen zum Teil mächtige Bergstürze verursacht, die mehrfach eine Verlegung des Flusslaufes nach sich gezogen haben. So hat der Fluss bei Autisha, Puchi und Chingrin sich einen neuen Weg suchen müssen, wobei er das Gestein zum Teil in engen, tiefen Schluchten durchsägt hat.

Ein Vergleich mit dem Profil, das STEINMANN zwischen Lima und Chanchamayo legte, das also im Gegensatz zu dem unsrigen nach Osten über die Wasserscheide hinübergreift, zeigt eine grosse, zum Teil bis ins Einzelne gehende Übereinstimmung. So erscheint auch im Rimactal, etwa 12 km oberhalb Chosica, der oben erwähnte Sedimentkeil wieder, der die Granodiorite und Granite von Autisha vom eigentlichen Pluton trennt. Seine Länge übersteigt also sicher 15 km. Die zum Teil als sehr mächtig angegebenen Sedimente der Rimacformation, welche nach dem STEINMANN'schen Profil unterhalb Chosica den Granodiorit durchschneiden müssten, sind in dieser Karte nicht mehr enthalten.

Die folgende Arbeit gilt nun vor allem den Eruptivgesteinen; sie enthält aber auch eine kurze Beschreibung der Proben aus der Rimacformation.

2. Der Pluton von Chosica

Der zwischen Huampani und der Schlucht von Puchi untersuchte Pluton von Chosica hat nach der Karte STEINMANN'S eine Länge von wenigstens 200 km. Er streicht NNW. Weder seine nördliche, noch seine südliche Begrenzung ist bekannt. Wenn wir als mittlere Breite

40 km annehmen, so würde sich die von ihm bedeckte Fläche auf 8000 km² berechnen. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass die Zahlen zu niedrig gegriffen sind und dass sich später sowohl nach Norden wie nach Süden ein Zusammenhang mit anderen Eruptivmassen ergeben wird. Die oberhalb der Schlucht von Autisha beobachteten Granite und Granodiorite betrachten wir als satellitisches Teilstück dieses grossen Plutons.

a) Das Alter der Intrusion

Eine genaue Altersbestimmung der Intrusion von Chosica ist zur Zeit nicht möglich. Eine untere Grenze ergibt sich daraus, dass bei Lima Kalke, die jünger sind als Neocom, kontaktmetamorphe Umwandlung zeigen (STEINMANN, 54). Da die Massengesteine keine Spur von Schieferung oder Kataklase zeigen, müssen auch die tektonischen Vorgänge der „mise en place“ vorangegangen sein.

Die Intrusionen des Eulaliatales sind jedenfalls ungefähr gleichaltrig wie die übrigen andinen „Batholithe“ oder die damit verbundenen Stöcke und Lakkolithe. Für die Massengesteine der Cordillera Blanca hat STEINMANN tertiäres Alter nachweisen können; denn die Batholithen stecken hier in fossilreichen Schichten des Tithons und Neocoms. Ebenso ist die magmatische Provinz der bolivianischen Zentralanden sicher nachkretazisch. Neuerdings hat AHLFELD (3) zeigen können, dass der Dacitstock des Cerro da Potosi in Bolivien ungefähr gleichaltrig sein muss wie der Batholith des Kari-Kari. Der Cerro da Potosi aber ist sehr wahrscheinlich vorpliozän.

Wir dürfen somit für den Pluton von Chosica als untere Altersgrenze das ältere Tertiär, als obere aber das Pliozän betrachten.

b) Ist der Pluton von Chosica ein Batholith?

Für die grossen Intrusivkörper der Nordamerikanischen Anden — das Analogon zu den südamerikanischen — hat sich allgemein die Bezeichnung Batholith eingebürgert. Von einigen Geologen sind aber Zweifel an der Berechtigung dieser Bezeichnung geweckt worden.

Nach den Angaben LISSONS (54) fallen in der Gegend von Lima die kretazischen Sedimente steil unter den Diorit des Plutons ein. Dasselbe ist auch am Nordrand der Fall.

Glücklicherweise liegt eine genaue kartographische Darstellung der östlichen Talseite unterhalb der Schlucht von Puchi vor, wo der Kontakt zwischen dem Granodiorit und der Rimacformation das Tal durchquert. In Fig. 2 ist dieses Gebiet nach den Aufnahmen BUXTORFS wiedergegeben.

Der Pluton endet unmittelbar am Ausgang der Schlucht von Puchi. Hier fallen die Sedimente steil nach Südwesten unter ihn ein. Talabwärts folgen nun auf ca. 500 m Granodiorite und Gabbros, die dann durch einen ca. 300 m mächtigen Sedimentzug abgeschnitten werden. Dieser verjüngt sich hangaufwärts, wie die Skizze zeigt. Er keilt nach oben vermutlich aus. Wenigstens zeigt ein sorgfältiger Vergleich der morphologischen Merkmale der Massengesteine und der Sedimente an Hand einer Photographie dieses Hanges, dass sehr wahrscheinlich der Granodiorit in der Höhe ohne Unterbruch durch-

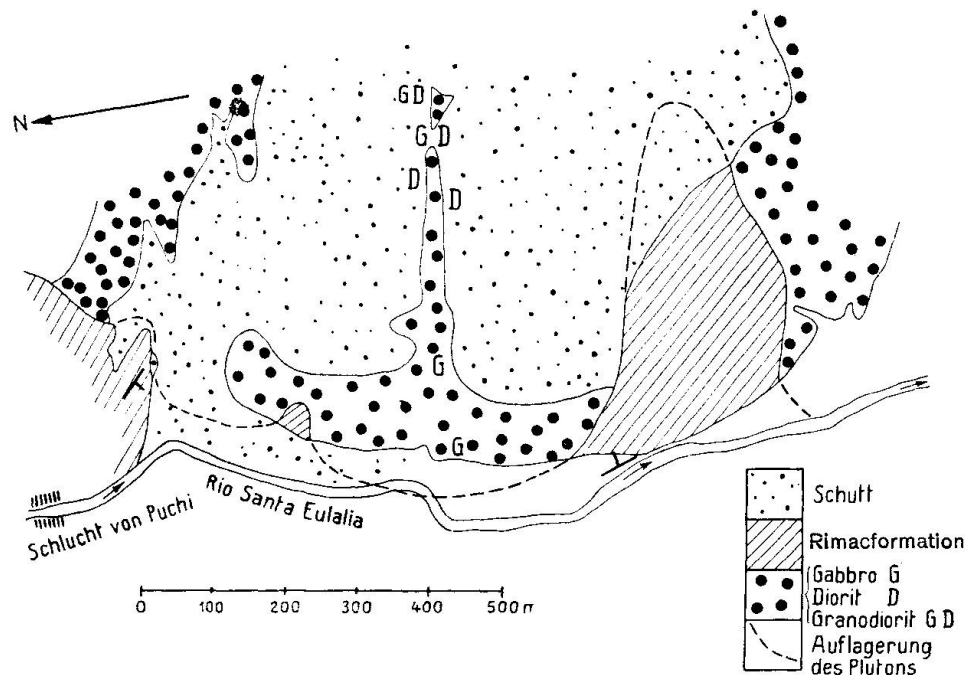


Fig. 2. Plan der Auflagerung des Plutons auf Sedimente der Rimacformation unterhalb der Schlucht von Puchi (n. A. BUXTORF)

geht. Demnach wäre der eben erwähnte zweite Sedimentzug von unten her in den Batholithen eingeklemt. Es ist naheliegend, seine nordostwärts unter den Granodiorit einfallenden Schichten mit den südwestwärts einfallenden der Schlucht von Puchi zu einer Mulde zu verbinden, umso mehr als noch ein zweites Mal, ca. 180 m unterhalb der Schlucht, die Sedimente auf eine kleine Strecke unter dem Granodiorit zu Tage treten. Dieser Sachverhalt macht es wahrscheinlich, dass der Pluton an seinem Nordrande auf mindestens 850 m von der Rimacformation unterteuft wird.

Eine weitere Unterlagerung des Intrusivkörpers durch dieselben Sedimente ist etwa 3 km talaufwärts, unmittelbar oberhalb der Schlucht von Autisha, zu beobachten. Fig. 3 enthält das Profil, das

diese Tatsache zeigt (nach Prof. BUXTORF). Wie weit hier die schwebende Lagerung durchgeht, kann nicht entschieden werden. Vom Nordrand dieses „Nebenmassives“ liegen keine Angaben vor.

Die Rimacformation, die den Pluton von Chosica an der Nordseite begrenzt, bildet also zum Teil gleichzeitig auch seine Basis.

Die Bezeichnung Batholith dürfte in diesem Falle nicht berechtigt sein. Ähnlich wie die später beschriebenen stockartigen Intrusivkörper stossen die Sedimente auch am Nordrand des Plutons diskordant ab. Die Grenze verläuft ganz oder doch nahezu saiger und

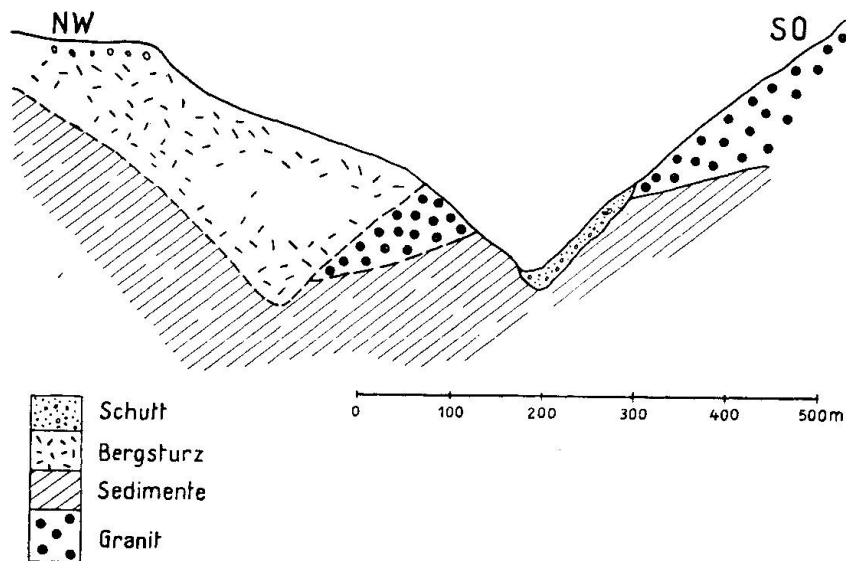


Fig. 3. Auflagerung von Granit auf Sediment oberhalb der Schlucht von Autisha (n. A. BUXTORF)

ist vom gleichen Typus wie einzelne von DALY (27, 28) aus Nordamerika beschriebenen Kontakte.

Am besten würde man vorläufig diesen diskordanten asymmetrischen Intrusivkörper als Chonolith bezeichnen, vor allem weil seine Intrusion mit orogenetischen Bewegungen zusammenhängt. Schon STEINMANN (54) gab seinen Zweifeln an der batholithischen Natur dieses Plutons mehrfach Ausdruck. Eine Betrachtung seines Profils durch das Rimactal lässt erkennen, dass dort ähnliche Verhältnisse vorliegen wie im Eulaliatale.

c) In welcher Tiefe drang die Intrusion ein?

Eine Schätzung der ursprünglichen Sedimentbedeckung des Plutons bleibt solange unsicher, als das Alter der Rimacformation nicht feststeht. Nehmen wir mit STEINMANN (54) an, dass diese Formation jungkretazisch oder alttertiär sei, so kann die Mächtigkeit des Daches diejenige der Rimacformation nicht wesentlich über-

steigen, denn der Pluton wurde ja in diese intrudiert. In der Gegend des Eulaliatales erreicht diese eine Mächtigkeit von 3—4000 m.

Für die Gegend von Lima schätzt STEINMANN die Überlagerung ebenfalls auf 3—4000 m.

Die Zahlen, die STEINMANN für andere andine Intrusivkörper angibt, sind von der gleichen Grössenordnung (4—6 km, 1½—2 km).

Weitere Beobachtungen sprechen ebenfalls für eine relativ geringe Tiefe des Intrusionsraumes, so vor allem das Fehlen typisch pneumatolytischer Stadien der Erzbildung und die Zusammendrängung derselben im hydrothermalen Bereich. In der Zone von Huarochiri sind hydrothermale, an kleine Eruptivstöcke gebundene Cu-, Zn-, Pb- und Ag-Lagerstätten häufig.

Auch die Art der Kontaktmetamorphose spricht nicht für die Annahme grosser Tiefen. Injektionen und Aufschmelzungen fehlen sozusagen ganz. Die Kontaktmetamorphose beschränkt sich in den Anden hauptsächlich auf die Bildung von Chiasolith-Cordierit-Andalusit-Gesteinen (STEINMANN).

Die zum Teil starke Entblössung dieser jungen Intrusivkörper infolge der Erosion ist ein weiteres Argument, das gegen eine ursprünglich sehr tiefe Lage derselben spricht.

Zusammenfassend können wir sagen, dass der Pluton von Chosica in relativ geringer Tiefe — vielleicht 3—4000 m — intrudierte.

3. Die Gesteine des Plutons von Chosica

A. EINLEITUNG

Zwischen Huampani und Autisha stossen wir auf einen mehrmaligen Wechsel verschiedener Gesteinstypen der Kalkalkalireihe. So folgen auf Gabbros Diorite, Granodiorite und Granite, alle öfters durchsetzt von gangartig intrudierten Nachschüben, meist Lamprophyren, selten Apliten. Diese komplexe Beschaffenheit scheint ein Merkmal der andinen Plutone zu sein; sie ist aus den STEINMANN'schen Beschreibungen (52, 53) bekannt, und in jüngster Zeit wurde sie durch KRANCK (35) auch an den Intrusivmassen Feuerlands festgestellt.

Zwischen den verschiedenen Gesteinstypen bestehen stetige, allmähliche Übergänge. Es dürfte sehr schwierig sein, im Gelände eine Abgrenzung vorzunehmen.

Die meist mittelkörnigen, massigen Gesteine variieren in der Zusammensetzung zwischen einem Mela-Gabbro und einem leukokraten Alkaligranit. Die extremen Glieder, sowohl nach dem basischen wie nach dem sauren Pol hin, sind selten.

Die durchgehend homogene Beschaffenheit der Proben, ganz gleichgültig, ob dieselben aus Rand- oder Zentralgebieten des Plutons

stammen, ist auffallend. Es fehlt jede Andeutung schlieriger Ausbildung, wie sie in anderen Intrusivkörpern (z. B. im Bergell) so häufig zu beobachten ist. Es fehlen auch alle Anzeichen von Einschmelzungs- und Assimilationserscheinungen. Ebensowenig wurden in den Randgebieten Injektionen beobachtet.

Ein weiteres bezeichnendes Merkmal dieser Gesteine ist das absolute Fehlen kataklastischer Erscheinungen. Im Dünnschliff vermisst man sogar die so weitverbreitete undulöse Auslöschung des Quarzes.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, dass hier Gesteine von rein magmatischem Ursprung vorliegen, für deren Verschiedenheit nicht Assimilation in irgend einer Form, sondern lediglich Differentiation in Frage kommt. Es sind reine Magmatite, deren Bildung, Verteilung und Beschaffenheit aus Vorgängen verstanden werden können, die innerhalb eines erstarrenden Magmas sich abspielen.

Aus den obigen Feststellungen folgt überdies ein sehr wichtiges Resultat, nämlich die Tatsache der postkinematischen Bildung dieser Gesteine.

B. PETROGRAPHISCHER TEIL

a) Methodisches

Der prozentuale Mineralgehalt der beschriebenen Eruptivgesteine wurde meist durch Schätzung bestimmt und nur bei den analysierten Proben wurde mit dem Integrationstisch eine genauere volumetrische Bestimmung vorgenommen. Die Schätzung wurde so ausgeführt, dass in mindestens fünf verschiedenen Bildern desselben Schliffes der prozentuale Gehalt für jeden der vier Quadranten einzeln bestimmt wurde. Eine nachträgliche Kontrolle von 20 derartigen Schätzungen mit Ergebnissen der mechanischen Integration ergab gute Übereinstimmung. Jedenfalls genügt dieses Verfahren, um in den meisten Fällen ein Gestein mit Sicherheit in ein quantitatives System einreihen zu können (NIGGLI, JOHANNSEN). Hier wurde die Klassifikation im wesentlichen nach dem von NIGGLI (40) gemachten Vorschlag durchgeführt.

Die meisten Messungen an Mineralien wurden mit dem Fedorowtisch ausgeführt. Die Unterscheidung von monoklinem und rhombischem Pyroxen, die infolge geringer Korngrösse und schwachem Pleochroismus oft auf Schwierigkeiten stiess, konnte mit dem Drehtisch bequem durchgeführt werden (siehe BURRI, 21).

Der Anorthitgehalt und die Zwillingsgesetze der Plagioklase ergaben sich durch Projektion der Messungen am Drehtisch auf die Diagramme von REINHARD (46). In einzelnen Fällen wurde die Zonen-

methode von RITTMANN (47) herangezogen. Von einer Angabe der 150 Einzelbestimmungen an Plagioklasen müssen wir hier absehen.

b) Beschreibung der Plutonite

Die vorliegenden Gesteine lassen sich in folgende Familien einteilen: Alkali- und Alkalikalkgranite, Granodiorite, Diorite und Gabbros.

Eine scharfe Abgrenzung lässt sich nicht durchführen, da alle möglichen Übergangstypen vorhanden sind.

Alkaligranit

Dieses helle, mittelkörnige Gestein wurde oberhalb der Schlucht von Autisha geschlagen. Es bildet den südlichen Rand der satellitischen Intrusion von Autisha.

Die Struktur ist aplitisch-pegmatitisch.

Mineralbestand: Quarz, Mikroperthit, Oligoklas (An 15—22 %), Biotit, Erz.

Die Plagioklaskristalle erscheinen frisch, der Kalifeldspat ist sehr stark getrübt. Quarz und Kalifeldspat gelangten gemeinsam zur Ausscheidung. Folgende Tabelle enthält das Ergebnis der chemischen Analyse, Norm und Modus des Gesteins.

Tabelle 1

		<i>Alkaligranit</i>			
		69			
		<i>Norm</i>		<i>Modus (gemessen)</i>	
SiO ₂	77.31	Qu	42	Quarz	45
TiO ₂	0.15	C	—	Mikroperthit	43
Al ₂ O ₃	11.83	Or	31.5	Plagioklas	9
Fe ₂ O ₃	0.04	Ab	21		
FeO	0.70	An	4		
MnO	—	Di	—		
MgO	0.12	Hy	1.5	Biotit	3
CaO	1.01	Ol	—	Erz, Apatit	1
Na ₂ O	2.47	mt	—		
K ₂ O	5.70	il	0.3		
H ₂ O+	0.52	ap	0.0	Errechner	} An-Gehalt { 20
H ₂ O—	0.08	py	—	Gemessener	
P ₂ O ₅	0.15	CC	—		
CO ₂	—			Farbzahl	3
	99.90			Spez. Gew. 2,63	

Analytiker: P. BEARTH.

Aus dem angegebenen Mineralbestand kann die ungefähre Zusammensetzung des Mikroperthits, nach Abzug des zur Bildung von Biotit notwendigen K₂O, berechnet werden. Man erhält Or₈₀Ab₂₀.

Alkalikalkgranite

a) Ein biotitführender Hornblende-Granit findet sich bei Autisha, etwas oberhalb des eben beschriebenen Alkaligranits. Er vermittelt den Übergang von diesem zu den Granodioriten.

Mineralbestand: Plagioklas ($Ab_{80}An_{20}$), frisch, mit Zonarstruktur. Kalifeldspat, bräunlich bestäubt. Randlich chloritisierter Biotit. Grüne Hornblende, fleckig, c/n_{γ} 20°, — 2 V 70°, häufig Zwillingungsverwachsungen nach (100), Erz, Apatit, Epidot.

b) **Quarzmonzonite.** Eine vermittelnde Stellung zwischen den eigentlichen Graniten und den nun folgenden Granodioriten nehmen Gesteine ein, in denen Kalifeldspat und basischer Oligoklas oder Andesin sich das Gleichgewicht halten und zusammen 60—65% der Gemengteile ausmachen. Sie sind gleichzeitig quarzreich, entsprechen also den Quarzmonzoniten LINDGRENS und müssen als Grenzfall der Granodiorite betrachtet werden.

Mineralbestand: Zonar gebauter Plagioklas ($Ab_{70-55}An_{30-45}$), häufig korrodiert. Mikroperthit und Quarz umschliessen den zuerst ausgeschiedenen Plagioklas. Verwachsungen beider sind häufig. Grüne Hornblende, c/n_{γ} 20°, oft verzwilligt.

Biotit — n_{γ} braun,
— n_{α} strohgelb. In einem Falle waren Relikte von diopsidischem Pyroxen, völlig von Hornblende umwachsen, zu beobachten. Epidot, Zoisit, Erz, Apatit und Zirkon.

Das Mengenverhältnis der Mineralien variiert innerhalb folgender Werte:

Plagioklas	30—35 Vol. % (geschätzt)
Mikroperthit	30—32 „
Quarz	20—30 „
Hornblende und Biotit	8—15 „

Das Ergebnis der chemischen und volumetrischen Analyse eines quarzmonzonitischen Gesteins enthält folgende Tabelle.

Tabelle 2

Quarzmonzonit

72

		<i>Norm</i>		<i>Modus (gemessen)</i>	
SiO ₂	68.72				
TiO ₂	0.68	Qu	33	Quarz	27 Vol. %
Al ₂ O ₃	14.38	C	1	Mikroperthit	32 „
Fe ₂ O ₃	1.07	Or	19	Plagioklas $Ab_{80}An_{20}$	32 „
FeO	1.86	Ab	34		
MnO	0.02	An	9.5	Monokliner Pyroxen	1 „
MgO	1.26	Di	—	Hornblende	4 „
CaO	2.95	Hy	2	Biotit	3 „
Na ₂ O	2.53	Ol	—	Erz	2 „
K ₂ O	5.12	mt	1	Apatit	1 „
H ₂ O+	0.85	il	0.5		
H ₂ O—	0.11	ap	0.3	Errechner } An-Gehalt }	23
P ₂ O ₅	0.33	py	—	Gemessener }	20
CO ₂	Sp.	CC	—		
	99.88			Farbzahl	44
				Spez. Gew. 2,65	

Analytiker: P. ESENWEIN.

Granodiorite

Die hier zusammenfassend beschriebenen Proben stammen aus der Umgebung von Chosica, von San Jeronimo und aus der nördlichen Hälfte des Intrusivkörpers von Autisha. Aus petrographischen Gründen rechtfertigt sich die Unterteilung in eine Haupt- und eine Nebenserie, die nebeneinander am Aufbau des Plutons sich beteiligen und im Handstück nur schwer unterschieden werden können.

Diese Granodiorite Perus führen als dominierenden Gemengteil basischen Andesin, daneben stets über 10 % Kalifeldspat und etwa gleich viel Quarz. Als dunkle Mineralien findet man entweder Pyroxen (rhombischen und monoklinen) oder Hornblende, oder auch beide zusammen. Biotit fehlt ebenfalls nie, tritt aber mengenmässig etwas zurück.

Die Farbzahl liegt zwischen 10 und 30, die Gesteine sind also als leuko- bis mesokrat zu bezeichnen. Diese niedrige Farbzahl unterscheidet sie von den typischen Opdaliten GOLDSCHMIDTS (32), mit denen sie sonst die Mineralassoziation Pyroxen-Biotit gemeinsam haben. Der Feldspat der peruanischen Granodiorite ist basischer als derjenige der Gesteine von Opdal Inset oder der californischen Granodiorite.

Die folgende Tabelle gibt an, zwischen welchen Werten der prozentuale Gehalt der Hauptgemengteile schwankt.

Quarz	10—20	Hornblende	0—10
Orthoklas	14—30	Biotit	0—5
Plagioklas	30—60	Erz	1—5
Pyroxen	0—20		

Zwei Typen wurden analysiert; das Ergebnis ist in der folgenden Tabelle enthalten, in der auch Norm und modaler Mineralbestand angegeben sind.

Tabelle 3 a		<i>Granodiorit</i> 73	
		<i>Norm</i>	<i>Modus (gemessen)</i>
SiO ₂	64.40	Qu	22
TiO ₂	0.75	C	—
Al ₂ O ₃	14.15	Or	20
Fe ₂ O ₃	2.84	Ab	31
FeO	3.17	An	11
MnO	0.04	Di	6
MgO	2.01	Hy	5
CaO	4.64	Ol	—
Na ₂ O	3.69	mt	2.5
K ₂ O	3.58	il	1
H ₂ O+	0.49	ap	0.8
H ₂ O—	0.07	py	—
P ₂ O ₅	0.45	CC	—
CO ₂	—		
<hr/>			
100.26			
		Quarz	13 Vol. %
		Orthoklas	27 "
		Plagioklas Ab ₇₀ An ₃₀	42 "
		Monokliner Pyroxen	25 "
		Hornblende	5 "
		Biotit und Chlorit	85 "
		Erz	2 "
		Apatit	1 "
		<hr/>	
		Errechner } An-Gehalt {	26
		Gemessener } An-Gehalt {	30
		<hr/>	
		Spez. Gew. 2,69	

Analytiker: P. ESENWEIN.

Tabelle 3 b

		<i>Granodiorit</i>			
		9			
		<i>Norm</i>		<i>Modus (gemessen)</i>	
SiO ₂	59.83	Qu	12	Quarz	13 Vol. %
TiO ₂	1.01	C	—	Orthoklas	16.5 „
Al ₂ O ₃	16.65	Or	18	Plagioklas	60.5 „
Fe ₂ O ₃	0.70	Ab	30	Hornblende	6 „
FeO	5.53	An	19.5	Erz	4 „
MnO	0.06	Di	3	Apatit	1 „
MgO	2.59	Hy	15		
CaO	5.29	Ol	—		
Na ₂ O	3.48	mt	0.5		
K ₂ O	3.21	il	1.6		
H ₂ O+	0.92	ap	0.5	Errechneter } An-Gehalt { 40	
H ₂ O—	0.25	py	—	Gemessener } An-Gehalt { —	
P ₂ O ₅	0.23	CC	—		
CO ₂	—			Farbzahl	10
	99.75			Spez. Gew. 2,64	

Analysiker: P. BEARTH.

Die Struktur der Granodiorite wird bestimmt durch die leistenförmige, idiomorphe Ausbildung des dominierenden Plagioklases. Sie ist dioritisch.

Plagioklas und Pyroxen (oder Hornblende) wurden zuerst ausgeschieden, Kalifeldspat und Quarz bilden die Endkristallisationen.

Beschreibung der einzelnen Gemengteile. Entsprechend der oben erwähnten Kristallisationsfolge erscheint Quarz in diesen Gesteinen als Füllmaterial der Zwickel, oft verwachsen mit Kalifeldspat. Dieser zeigt meist Zersetzungserscheinungen. Kernpartien oder Zonen sind ab und zu von einem muskovitartigen Mineral erfüllt, das allmählich in die reine Kalifeldspatsubstanz übergeht. Perthitische Entmischung ist selten, ebenso sind mikropegmatitische Verwachsungen von Kalifeldspat mit Quarz nicht häufig.

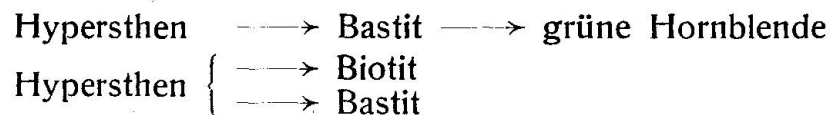
Plagioklas. Die Messungen, welche an den Feldspäten der einzelnen Gesteine durchgeführt wurden, ergaben für den Anorthitgehalt Mittelwerte, die zwischen 30 und 47 % liegen. Das Mittel aus allen Messungen liegt bei 41 %. Der Kern ist stets anorthitreicher als der Rand; die grösste gemessene Differenz betrug 28 % (Kern 50 %, Rand 22 %). Derartig grosse Unterschiede scheinen aber selten zu sein. Wir müssen vielmehr hervorheben, wie wenig die Zusammensetzung des Plagioklases innerhalb der Reihe der Granodiorite variiert, obwohl die Farbzahl grosse Schwankungen zeigt. Beispielsweise ist der Feldspat eines Leuko-Granodiorites (mit 90 % hellen Gemengteilen) (No. 29) nicht verschieden von dem eines Granodiorites mit 30 % dunklen Gemengteilen. Dasselbe gilt von einem Gestein (No. 23), das neben 10 % Quarz noch 18 % Pyroxen enthält,

und von einer anderen Probe mit 25 % Quarz und nur 10 % Hornblende.

Im übrigen beobachten wir hier die üblichen Gesetzmässigkeiten in der Zusammensetzung und Folge der Zonen, ebenso auch Unstetigkeiten in Form einschlussreicher oder korrodierter Zonen und Rekurrenzen. Die Einschlüsse zeigen meist Tropfenform und umfassen Pyroxen, Amphibol, Biotit und auch Erz.

Pyroxene. Wir finden meist nebeneinander zwei Pyroxene; einen Hypersthen mit 50—60 % FeSiO_3 ($-2V$ 48—52°), meist blassrot pleochroitisch, und einen gewöhnlichen, farblos bis blassgrünen monoklinen Diopsidaugit (c/n_r 36—40°, $+2V$ 50—60°).

Beide Pyroxene können zersetzt oder umgewandelt sein. In den quarzreichen Granodioriten ist z. B. der Diopsidaugit immer wenigstens teilweise in grüne Hornblende umgewandelt. Noch verbreiteter sind die Umwandlungserscheinungen des Hypersthens. Man beobachtet dabei häufig folgende zwei Reaktionsreihen:



Die Biotitbildung scheint in keinem Zusammenhang mit der des Bastits zu stehen; denn öfters begegnet man auch einer Verwachsung von Hypersthen mit Biotit, ohne dass dabei Bastit gebildet wurde. Man wird bei dieser Biotitbildung vielleicht an die Reaktion



denken müssen.

Eine Verwachsung der beiden Pyroxene ist nicht beobachtet worden. Die Existenzbereiche der beiden Mineralien überschneiden sich.

Hornblende. Die vor allem in den sauren Granodioriten häufige Hornblende zeigt eine Auslöschungsschiefe von 18—20° und einen kräftigen Pleochroismus (hellgelb bis saftig grün, $-2V$ 70—78°). Sie ist häufig mit Biotit verwachsen, wobei als Zwischenbildung gelegentlich eine blaugrüne Hornblende zu beobachten ist. Bräunlichgrüner Amphibol ist nur selten zu sehen.

In den basischen Granodioriten tritt die Hornblende zu Gunsten von Pyroxen zurück. Sie ist dann meist nur als Umwandlungsprodukt desselben, als „sekundäre“ Bildung zu beobachten; solche Pseudomorphosen sind oft fleckig, dunkelgrün bis blassgrün. Der Biotit zeigt den gewöhnlichen Pleochroismus (tiefbraun, hellgelb), meist zerfetzte oder lappig gebuchtete Umrise. Er scheint in einigen

Fällen als synantetische Bildung an Erz und Pyroxen gebunden zu sein. Auf die Umwandlung des rhombischen Pyroxens in Biotit wurde oben schon hingewiesen. Chloritisierung und Ausbleichung, meist mit Ausscheidung von Erz, ist häufig.

In zwei Fällen beobachtet man einen Biotit, dessen Pleochroismus vom üblichen deutlich abweicht. Die Schwingungsrichtung n_{γ} zeigt intensiv dunkelrote Farbe, n_{α} blassgelbe. Dieser Biotit zeigt stets einen kleinen Axenwinkel.

In den sauren Gesteinen sind pleochroitische Höfe um Einschlüsse öfters zu beobachten.

Übergemengteile: Magnetit, Apatit, Zirkon.

Nebenserie der Granodiorite

Von den gewöhnlichen Granodioriten trennen wir einen Zweig ab, dessen Glieder sich in dreifacher Hinsicht von ihnen unterscheiden:

1. durch ihre stets porphyrische Struktur,
2. durch die granophyrische Beschaffenheit der Grundmasse,
3. durch die sehr deutlichen spätmagmatischen Umwandlungen.

Sie finden sich im Gelände in unmittelbarer Nachbarschaft normaler Granodiorite. Makroskopisch lassen sie sich von diesen nur durch ihre mehr oder weniger ausgeprägte porphyrische Struktur unterscheiden. Wahrscheinlich entspricht ihre Ausbildung einer Anreicherung von leichtflüchtigen Bestandteilen (in einem besonderen Stadium der Differentiation). Besonders nahe gelegt wird diese Ansicht aber durch die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den stockartigen Intrusivkörpern von Huarochiri, an denen hydatogene Bildungen mit Sicherheit nachgewiesen werden können (siehe Seite 552).

Mineralgehalt der Nebenserie in Prozenten:

Quarz	10—25	Hornblende	3—5
Orthoklas	16—40	Biotit	5
Plagioklas	40—60	Erz	1—2
Pyroxen	0—5		

Unter den Einsprenglingen dominiert der Plagioklas, der eine Grösse von 1 cm erreichen kann. Er ist im Kern immer, in den äusseren Zonen sehr oft zersetzt, wobei Sericit als Neubildung auftritt. Diese Feldspäte führen reichlich Einschlüsse von Pyroxen und von Hornblende, wobei letztere, wie die Umrise verraten, aus dem Pyroxen durch Umbildung entstanden ist.

Der Mittelwert von 13 Messungen ergab einen Anorthit-Gehalt von 41 %. Die extremen Werte sind: 47 % An (Kern) und 24 % An (Rand).

Als Einsprenglinge finden wir noch farblosen, monoklinen Pyroxen, der randlich stets in grün-hellgelb pleochroitische Hornblende ($-2V 80^\circ$, $c/n_\gamma 20^\circ$) unter Ausscheidung von Erz umgewandelt ist. Dieser Amphibol ist seinerseits oft mit Biotit verwachsen, der aber auch als selbständiger Gemengteil zu finden ist. Er zeigt häufig Umwandlung in dunkelgrün-hellgelb pleochroitischen Chlorit.

Die Grundmasse wird durch ein granophyrisches Gewebe von leicht zersetztem Kalifeldspat und Quarz gebildet. Auch Plagioklas hat einen mehr oder weniger grossen Anteil an deren Zusammensetzung. Orthoklassubstanz füllt einen Riss aus, ist also sicher aus einer Restlösung oder -schmelze auskristallisiert.

Mikropegmatitische Verwachsungen sind in diesen Gesteinen sehr häufig.

Übergemengteile: Erz, Rutil, Zirkon, Apatit, Epidot.

Diorite

Es wurden fünf Gesteine von dioritischer Zusammensetzung untersucht, eines von Huampani (Wasserschloss), zwei aus der Schlucht oberhalb von San Antonio und zwei weitere vom Nordrand der Hauptmasse von Chosica, kurz unterhalb des Ausgangs der Schlucht von Puchi. Sie bilden auch im Gelände ein Übergangsglied von den Granodioriten zu den Gabbros.

Mineralbestand:

Plagioklas	65—80	Hornblende	0—4
Orthoklas	1—7	Biotit	1—8
Quarz	3—7	Erz	21—3
Pyroxen (monokl. u. rhomb.)	7—27		

Tabelle 4 enthält die Ergebnisse der chemischen Analyse, ferner Norm und Modus eines Dioriten, der unterhalb der Schlucht von Puchi geschlagen wurde.

(Siehe Analyse S. 529.)

Das folgende orthoklasreiche Gestein könnte man als Syendiorit oder Monzodiorit (JOHANNSEN) bezeichnen:

Plagioklas	57	Pyroxen	20
Orthoklas	14	Biotit	1
Quarz	6	Erz	3

Der Anorthitgehalt variiert bei den Dioriten zwischen 40 und 55 %, der Mittelwert aller Bestimmungen liegt bei 48 %. Die grösste

in einem Schliff gemessene Differenz beträgt 13 %. Einzelne Zonen sind reich an Einschlüssen von Pyroxen, Amphibol, Biotit und Erz.

Tabelle 4

		<i>Diorit</i> 26			
		<i>Norm</i>	<i>Modus (gemessen)</i>		
SiO ₂	55.57	Qu	7	Quarz	7 Vol. %
TiO ₂	1.26	C	—	Orthoklas	6.5 „
Al ₂ O ₃	18.01	Or	15	Plagioklas Ab ₅₅ An ₄₅	65.5 „
Fe ₂ O ₃	1.20	Ab	27	* Hypersthen ¹⁾	14 „
FeO	5.58	An	26	(55—60 Mol. % FeSiO ₃)	
MnO	0.09	Di	5.5	Diopsidaugit	— „
MgO	3.89	Hy	16	Biotit	5 „
CaO	7.59	Ol	—	Erz	1.5 „
Na ₂ O	3.19	mt	0.9	Apatit, Zirkon	1 „
K ₂ O	2.67	il	2		
H ₂ O+	0.70	ap	0.8	Errechner } An-Gehalt {	50
H ₂ O—	—	py	—	Gemessener } An-Gehalt {	47
P ₂ O ₅	0.45	CC	—		
CO ₂	—			Farbzahl	22
	100.20			Spez. Gew. 2,67	

Analytiker: P. BEARTH.

Quarz und Orthoklas füllen je etwa zu gleichen Teilen die Zwickel zwischen den Feldspatleisten aus. Der Kalifeldspat ist im Kern oder in den Zonen zum Teil umgewandelt in ein muskovit-ähnliches Mineral. Der Übergang ist unscharf.

Der schwach rötliche Hypersthen ergibt einen Achsenwinkel von — 2V 48—52°, was einem FeSiO₃-Gehalt von 55—60 % entspricht. Er bildet oft Relikte, die von einem Mantel von Diopsidaugit umgeben sind. Grüne Hornblende erscheint meist als Umwandlungsprodukt von Pyroxen; in einem Falle aber beobachtet man grössere Individuen, daneben Haufwerke kleinerer Kristalle, die wahrscheinlich unmittelbare Ausscheidungen des Magmas sind.

Auf den Spaltrissen des rhombischen Pyroxens findet man häufig Biotit, immer zusammen mit Erz, häufig auch Erz und Pyroxen umschliessend.

Übergemengteile: Epidot, Apatit, Zirkon.

Gabbros

Wir teilen die Proben gabbroider Gesteine in zwei Gruppen ein, die sich durch das Mengenverhältnis der Bestandteile, durch die Zu-

¹⁾ Nach Annahme einer Zusammensetzung des Biotits, wie sie TRÖGER (58) für Diorite angibt, und nach Abzug von FeO zur Ilmenitbildung, errechnet sich für den Hypersthen 55 Mol. % FeSiO₃. Die Rechnung ergibt ferner einen Gehalt von 17 Gew. % Hypersthen, in guter Übereinstimmung mit der Beobachtung.

sammensetzung der Plagioklase und teilweise auch durch ihre Struktur unterscheiden. Die erste umfasst einige Leukogabbros; in ihnen überwiegt ein Labrador, dessen meist idiomorphe, leistenförmige Ausbildung eine doleritische Struktur bedingt. In der zweiten Gruppe herrschen die dunklen Gemengteile vor, der Feldspat ist ein Bytownit, die Struktur ist meist echt gabbroid.

Die beiden Gruppen entsprechen örtlich getrennten Vorkommen.

1. Gruppe: Leukogabbros. Diese Gesteine findet man kurz unterhalb der Schlucht von Puchi, im unteren Teil des linken Talhanges. (Siehe Seite 518.)

Sie sind gekennzeichnet durch folgenden Mineralbestand:

Plagioklas	60—70	Hornblende	25—30
Orthoklas	0— 2	Biotit	2— 3
Quarz	0— 1	Erz	3— 4
Pyroxen	0— 1		

Diese Gesteine schliessen sich unmittelbar an die Diorite an. Der Mittelwert aller An-Bestimmungen liegt bei 58 %, er variiert innerhalb 50—65 %.

Die Zwickel des Gewebes, das durch die Feldspatleisten gebildet wird, sind mit einer schmutziggrün-blassgelb pleochroitischen Hornblende (c/n_{γ} 16—18°), oft in radialstrahliger Anordnung, ausgefüllt. Sie zeigt häufig Verwachsung mit Biotit, der teilweise wieder in Chlorit umgewandelt ist. In der Hornblende trifft man auf zahlreiche Relikte von blassrötlichem Hypersthen, der vereinzelt parallel mit Diopsid verwachsen ist.

Aus der genaueren Betrachtung dieser Verwachsungen kann für die dunklen Gemengteile dieser Gabbros folgende Reaktionsreihe aufgestellt werden:

Hypersthen → Diopsid → Hornblende → Biotit → Chlorit.

Der blassgrüne diopsidische Augit zeigt eine Auslöschungsschiefe von 39°. Er ist meist durch Einschlüsse (Biotit, Erz, Plagioklas) getrübt. Relikte von Hypersthen in Diopsid lassen darauf schliessen, dass der monokline Pyroxen auf Kosten des rhombischen gebildet wurde. Die beiden Mineralien scheinen einander zu vertreten; wo viel Diopsid beobachtet wird, haben wir nur spärlich Hypersthen und umgekehrt.

Auch hier kann man die Umwandlung von monoklinem Pyroxen in dunkelgrün-hellgelben Amphibol und von Amphibol in Biotit feststellen. Neben einzelnen, einheitlichen grünen Hornblendeindividuen lassen sich heller gefärbte Häufchen kleinerer Hornblende-körner unterscheiden.

2. Gruppe: Uralit- und Melagabbros. Die drei untersuchten Proben stammen aus der Gegend zwischen Huampani und Chosica, nämlich von Huampani (Melagabbro 5), von Janacoto (Uralitgabbro 7) und von Chosica (Uralitgabbro 8).

Sie umfassen folgenden Mineralbestand:

Plagioklas	37—60	Biotit	0—1
Olivin	0—1	Chlorit	0—17
Pyroxen	6—16	Erz	4—5
Hornblende	27—34		

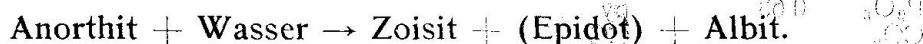
Als erstes Beispiel sei ein Uralitgabbro von Chosica beschrieben, von dem Analyse, Norm und Modus in der Tabelle 5 angeführt sind (No. 8).

Tabelle 5

		<i>Uralitgabbro</i>			
		8			
		<i>Norm</i>	<i>Modus (gemessen)</i>		
SiO ₂	50.06	Qu	—	Plagioklas Ab ₆₄ An ₃₆	60.5 Vol. %
TiO ₂	0.62	C	—	Braune } Hornblende	{ 18 "
Al ₂ O ₃	19.49	Or	12	Grüne } Hornblende	{ 10 "
Fe ₂ O ₃	2.19	Ab	19	Chlorit	7.5 "
FeO	4.36	An	35.5	Erz und Apatit	1 "
MnO	0.10	Di	9	Epidot	3 "
MgO	6.28	Hy	17		
CaO	9.84	Oi	2.5		
Na ₂ O	2.16	mt	2		
K ₂ O	2.17	il	1.5		
H ₂ O+	2.24	ap	0.2	Errechner } An-Gehalt	{ 65
H ₂ O—	0.20	py	—	Gemessener }	{ 36
P ₂ O ₅	0.15	CC	0.7		
CO ₂	0.23			Farbzahl	31
	100.09			Spez. Gew. 2,66	

Analytiker: P. ESENWEIN.

Hier bildet der Plagioklas ungefähr $\frac{2}{3}$ des Mineralbestandes. Der Kern der Kristalle ist völlig zerfallen und wird jetzt von einer dunklen Substanz erfüllt, in der man Sericit und Zoisit nachweisen kann. Nur der völlig frische Rand war einer Messung zugänglich. Er weist einen Gehalt von 35—40 % Anorthit auf. Nach der Analyse müsste der Feldspat normativ 65 % Anorthit enthalten. Vermutlich ist die beim Zerfall des anorthitreichen Kernes freigewordene Albit-substanz in der äusseren Schale angereichert worden. Die Reaktion könnte sich nach folgendem Schema abgespielt haben:



Dunkle Hauptgemengteile: braune und grüne Hornblende und Chlorit.

Braune Hornblende	c/n_γ 22—33°	n_a blassgelb n_β braungrün n_γ braun
Grüne Hornblende	$\left\{ \begin{array}{l} -2V \text{ gross} \\ c/n_\gamma \text{ 15—20}^\circ \end{array} \right.$	n_a blassgelb n_β grün n_γ braungrün

Die Doppelbrechung der grünen Hornblende hat einen höheren Wert als die der braunen.

Beide Hornblenden sind miteinander verwachsen, und zwar ist die grüne durch Umbildung aus der braunen entstanden. Diese ist aber ihrerseits zum Teil wieder in Chlorit umgewandelt, so dass folgende Reaktionsreihe aufgestellt werden kann:

Braune Hornblende \rightarrow Grüne Hornblende \rightarrow Chlorit.

Selten ist eine farblos-blassgrün pleochroitische, aktinolithische Hornblende, die mit den oben genannten in keinem Zusammenhange steht.

Als Spätbildung hydrothormaler Natur findet sich Epidot, zum Teil zusammen mit Calcit und Albit, in den Interstitien.

Erz ist nur spärlich in einzelnen Körnern vorhanden.

Zwei andere Typen, ein olivin-pyroxenführender Hornblendegabbro von Huampani (5) und ein olivinfreies Gestein von sonst ähnlicher Zusammensetzung aus Yanacoto (7), wurden gleichfalls analysiert. Tabelle 6 enthält das Resultat der chemischen und der volumetrischen Analyse. In beiden bilden die dunklen Komponenten mehr als 50 % der Gemengteile.

Tabelle 6 a

			<i>Uralitgabbro</i>	
			7	
		<i>Norm</i>	<i>Modus (gemessen)</i>	
SiO ₂	43.59	Qu	Plagioklas Ab ₂₂ An ₇₈	44 Vol. %
TiO ₂	0.21	C		
Al ₂ O ₃	19.98	Or	Monokliner Pyroxen	6 „
Fe ₂ O ₃	3.74	Ab	Hornblende	26.5 „
FeO	4.90	An	Chlorit	17 „
MnO	0.08	Di		
MgO	8.73	Hy	Erz	4 „
CaO	14.25	Ol	Zoisit + Epidot	3 „
Na ₂ O	1.37	mt	+ Calcit	
K ₂ O	0.54	il		
H ₂ O+	2.02	ap	Errechneter } An-Gehalt {	75
H ₂ O—	0.10	py	Gemessener } An-Gehalt {	78
P ₂ O ₅	0.63	CC		
CO ₂	—		Farbzahl	56
	100.14		Spez. Gew. 2,88	

Analytiker: P. BEARTH.

Tabelle 6 b

		<i>Melagabbro</i>	
		5	
		<i>Norm</i>	<i>Modus (gemessen)</i>
SiO ₂	46.12	Qu	—
TiO ₂	0.63	C	—
Al ₂ O ₃	12.51	Or	6
Fe ₂ O ₃	3.76	Ab	5.5
FeO	6.77	An	24
MnO	0.18	Di	19.5
MgO	15.23	Hy	37.5
CaO	11.68	Ol	3
Na ₂ O	0.69	mt	3
K ₂ O	1.24	il	1
H ₂ O+	1.09	ap	—
H ₂ O—	0.10	py	—
P ₂ O ₅	0.00	CC	0.5
CO ₂	0.16		
100.16			
			Plagioklas Ab ₂₀ An ₈₀ 37.3 Vol. %
			Olivin 1 „
			Hypersthen (36 Mol. % Fe Si O ₃) 13 „
			Diopsidaugit 3 „
			Hornblende 34 „
			Biotit 1.5 „
			Erz 2.5 „
			Aktinolith+Chlorit+Talk 7 „
			Errechneter } An-Gehalt { 81
			Gemessener } An-Gehalt { 80
			Farbzahl 63
			Spez. Gew. 3,08

Analysiker: P. ESENWEIN.

Der Feldspat ist zum Teil idiomorph ausgebildet, zum Teil aber auch unregelmässig begrenzt. Der Kern enthält als Einschlüsse oft Fetzen von Muskovit und Zoisit. Nur ein schmaler gebuchteter Saum ist völlig klar und frei von Einschlüssen; er besteht aus Albit.

Der Mittelwert aus 18 Feldspatbestimmungen ergab 80 % Anorthit. Die Einzelwerte weichen selten um mehr als 6 % nach oben oder unten davon ab. Die grösste gemessene Differenz betrug 23 % (72—95 %).

Quarz und Orthoklas fehlen in diesen Gesteinen völlig.

Die dunklen Gemengteile sind in der Reihenfolge ihrer Ausscheidung angeführt. Olivin findet sich nur im Gestein 5, wo korrodierte, körnige Relikte in Hypersthen oder in Hornblende eingebettet sind. Auch diese Relikte zeigen durch starke Vererzung längs der Spaltrisse beginnenden Zerfall an. Der Pleochroismus des Orthaugites ist

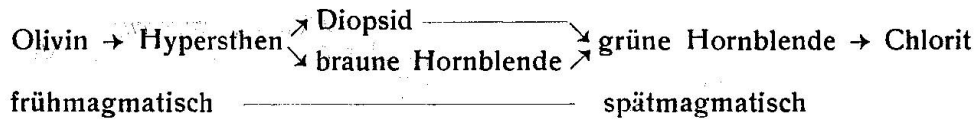
n_α blassrot
n_β gelblich
n_γ graugrünlich

— 2V = 77°, entsprechend 30 % FeSiO₃.

Von ihm unterscheidet sich der Diopsid-Augit durch seine oft kaum wahrnehmbare blassgrüne Farbe. Er ist randlich oft mit parallel orientiertem, grünem Amphibol verwachsen (c/n_γ 16°).

Auch in diesen Gesteinen konnten die drei oben beschriebenen Generationen von Hornblende nachgewiesen werden. Aus den beobachteten Beziehungen zwischen ihnen und den übrigen Gemeng-

teilen ergibt sich folgende Erweiterung der beim Uralitgabbro abgeleiteten Reaktionsreihe:



Biotit (kleiner Achsenwinkel)

n_{α} farblos

n_{β} hellbraun

n_{γ} dunkelbraun

ist nur in einer Probe vorhanden.

Zwischen Biotit und Hornblende beobachtet man einen Reaktionsrand, der sich in einer Tieferfärbung der Hornblende am Kontakte äussert. Chlorit ist teils als Umwandlungsprodukt von Hornblende und Biotit aufzufassen, teils handelt es sich um eine primäre Spätbildung in den Interstitien. In diesem Falle zeigen sowohl Plagioklas wie Hornblende in Berührung mit Chlorit idiomorphe Umrisse. Als Ausscheidungen hydrothermalen Restlösungen fassen wir Epidot, Calcit, Albit und zum Teil Chlorit auf. Auch der albitisierte Saum der Plagioklase gehört hierher.

Übergemengteile: Apatit, Titanit und Erz.

Randfacies der Plutonite

Im Kontakt mit den Sedimenten der Rimacformation zeigen die Plutonite gewisse Veränderungen meist struktureller Art. Wir beschreiben hier zwei solche Typen, wovon der erste zu den Alkali-graniten, der zweite zu den Dioriten zu rechnen ist. Die Proben des ersten stammen vom linken Eulaliaufer oberhalb der Schlucht von Autisha.

Beide zeigen porphyrische Struktur. Bei dem alkali-granitischen Typus sind die Einsprenglinge, bestehend aus Quarz, Plagioklas (untergeordnet) und bräunlichem Mikroperthit, zerbrochen und durch ein feinkörniges Pflaster von neugebildetem Orthoklas, Oligoklas und Quarz verkittet. Die dunklen Gemengteile sind spärlich: grüne und braungrüne Hornblende, etwas Chlorit, wenig Biotit. Grundmasse und Einsprenglinge werden in gleicher Weise durchsetzt von Schwärmen winziger grün-hellgelb pleochroitischer Körner (— 2 V ca. 60°) (Epidot?).

Eine zweite Probe von ähnlichem Habitus zeigt in einer ähnlichen Grundmasse eckige Trümmer von Quarz, stark zersetzten Plagioklas (mit Muskovit, Zoisit und Albit als Neubildungen), wenig

Biotit und einzelne kleine Fasern von Hornblende. Dieses Gestein führt Einschlüsse (4 mm Durchmesser), in denen reichlich Erz und neugebildeter Plagioklas, manchmal auch Biotit und Zoisit, selten Chlorit und Hornblende, vor allem aber das oben erwähnte epidot-ähnliche Mineral angehäuft sind.

Beachtenswert ist an diesen Proben neben der porphyrischen Struktur vor allem die Zertrümmerung der Phenokristalle und die pflasterartige Struktur der Grundmasse. Beides deutet auf eine Durchbewegung hin, die nach der Bildung der Einsprenglinge und während der Kristallisation der Grundmasse einsetzte.

Eine gleichfalls porphyrische *Randfacies* eines Diorites enthält Einsprenglinge von Plagioklas (10 mm) — reich an orientierten Einschlüssen von Kalifeldspat — ferner solche von rötlich-blassgrün pleochroitischem Hypersthen, umschlossen von grünlichem Diopsid. Der monokline Pyroxen zeigt beginnende Umbildung zu Hornblende und Chlorit. Daneben bilden grössere Tafeln von Biotit eine dritte Folge von Einsprenglingen.

Die Grundmasse ist ein körniges Gefüge von Plagioklas, Augit und Erz, in dem man untergeordnet Quarz und als letzte Ausscheidung auch Orthoklas beobachtet.

4. Übersicht über den Mineralbestand der Plutonite.

a) Plagioklase

Tabelle 7 (S. 536) enthält den An-Gehalt der Plagioklase der verschiedenen Gesteinsfamilien. In der Regel sind dabei die Unterschiede im An-Gehalt innerhalb einer Familie ebenso gross, wie die an den Zonen einzelner Individuen festgestellten.

Die Tabelle enthält zum Vergleich auch noch die Werte der später zu besprechenden Gang- und Ergussgesteine, sowie diejenigen der Intrusivstöcke von Huarochiri.

Betrachtet man die Variationsbreite der Plagioklase der Reihe Granit-Gabbro, so scheint eine kontinuierliche Serie vorzuliegen. Es ist aber zu beachten, dass die angegebenen Grenzwerte in Wirklichkeit selten sind. Von den 45 Plagioklasen der Granodiorite fallen zum Beispiel nicht weniger als 32, das heisst ca. 75 %, in das Intervall von 40—50 % An, obwohl die Zusammensetzung dieser Gesteine stark wechselt. Die grösste Verbreitung haben Feldspäte der Zusammensetzung An_{40} — An_{50} . Es ist der typische Plagioklas der peruanischen Granodiorite. Er ist etwas anorthitreicher als der Plagioklas der gewöhnlichen Granodiorite.

Tabelle 7

	Variationsbereich des An-Gehaltes	Mittelwert % Anorthit	Anzahl der Messungen
<i>Plutonite</i>			
Granite	15—30	22	7
Granodiorite	28—53	45	45
Diorite	42—55	48	43
Gabbros	55—85	78	23
<i>Hypabyssische Gesteine</i>			
Granitporphyre	15—20	19	4
Granodioritporphyre	28—35	32	12
Quarzdiorit	30—42	40	5
<i>Ganggesteine</i>			
Aplit (Huarochiri)	40—42	—	2
Odinit	25—70	—	2
Mikrodiorit	42—52	45	10
<i>Ergußgesteine der Rimacformation</i>			
Plagioliparite	25—34	30	5
Dacite und Rhyodacite	35—57	48	8
Andesite	35—85	65	22

Für die Plagioklase der analysierten Gesteine wurde der An-Gehalt durch Messung bestimmt und zum Vergleich aus der Analyse die normative Zusammensetzung errechnet. Die folgende Tabelle zeigt die Übereinstimmung des errechneten mit dem gemessenen Wert. Der Tabelle sind auch noch die Werte der Eruptivstöcke von Huarochiri beigefügt (siehe S. 546 ff.).

Tabelle 8

Gemessen:	20	20	33	30	36	47	36	78	80
Errechnet:	20	23	25	26	40	50	65	81	75

Die einzige Unstimmigkeit (beim drittletzten Wert) wurde auf Seite 531 schon besprochen.

Zonarstruktur ist allgemein verbreitet. Die Basizität nimmt im allgemeinen vom Kern zum Rande hin ab, ohne dass Rekurrenzen fehlen. Die Differenz im An-Gehalt der einzelnen Zonen ist gering.

Unter den Zwillingsgesetzen ist am häufigsten das Albitgesetz, an zweiter Stelle kommt das Karlsbadgesetz, dann folgen Periklin und das Komplexgesetz Albit-Karlsbad. Die Zahl der Bestimmungen ist zu gering, um Schlüsse über die relative Häufigkeit in den verschiedenen Gesteinen zu ziehen.

b) Änderung des normativen Feldspatgehaltes und Differentiation der Plutonite

Tabelle 9 enthält alle auf die Summe 100 umgerechneten Komponenten der normativen Feldspäte der Reihe Granit-Gabbro. Jedes Gestein ist somit durch einen Punkt im Dreikomponentensystem Ab,

An und Or gegeben. (Siehe Fig. 4.) Die Linie A B gibt die Änderung in der Zusammensetzung mit fortschreitender Differentiation an.

Tabelle 9

Prozentualer Gehalt der Gesteine an normativem Feldspat:

No.	69	72	73	9	26	8	7	5
	Alkaligranit	Hornblende-Biotitgranit	Granodiorit	Granodiorit	Diorit	Uralitgabbro	Uralitgabbro	Melagabbro
%	56,5	63	62	67,5	68	66,5	53	35,5
Or	56	31	32	26	22	18	6	17
Ab	37	53	50	44	40	30	20	14
An	7	16	18	30	38	52	74	69

Es ist interessant, diesen Verlauf mit der Änderung der tatsächlichen, aus den optischen Bestimmungen erhaltenen Zusammensetzung der Plagioklase zu vergleichen. Diese kann auf einer Linie C D F (entspr. 95—15 % An) abgetragen werden. Durch Lage und Verlauf der Linie soll der (optisch nicht bestimmbar) isomorphen Beimischung von Orthoklas wenigstens andeutungsweise Rechnung getragen werden.

Die Feldspatbildung weist, wie oben schon besprochen, drei Häufungsstellen auf, die in der Projektion durch die Punkte C D F wiedergegeben sind. Diese entsprechen den typischen Feldspaten der Gabbros (C = 80 % An), der Granodiorite (D = 45 % An) und der Granite (F = 20 % An).

Daraus kann man ablesen, dass die durch A B dargestellte Differentiation der Plutonite in drei Hauptphasen erfolgte, nämlich in einer gabbroiden (ältesten), einer granodioritischen (zweiten) und einer granitischen (jüngsten), von denen jede durch einen Plagioklas von bestimmter (mittlerer) Zusammensetzung charakterisiert ist.

Diese drei Phasen beanspruchten räumlich verschiedene Gebiete. Die gabbroide finden wir vor allem im Südwesten, während die granitische am nördlichen Rand entwickelt ist. Dazwischen dehnt sich in grosser Breite der Bildungsraum der Granodiorite aus. Er ist, bei wechselndem Gehalt an melanokraten Komponenten, durch einen wenig variablen basischen Andesin ausgezeichnet.

Die räumliche Verteilung der Phasen bedeutet: Vorstoss des sich differenzierenden Magmas von Westen nach Osten. Die drei Abschnitte, in welche sich die Bildung der Haupttypen zusammenfassen lässt, entsprechen je einer „Ruhepause“, nach deren Abschluss das Magma weiter vordringt.

Dem Endprodukt der Differentiation entspricht die im Alkali-
granit vorhandene Zusammensetzung $Or_{56}Ab_{37}An_7$, bei welcher der
(vor dem Mikroperthit) ausgeschiedene Plagioklas nach den Mes-
sungen im Mittel 20 % An führt.

Die Zusammensetzung des zuletzt gemeinsam mit 45 % (des Ge-
steins) Quarz auskristallisierten Mikroperthits kann zu $Or_{80}Ab_{20}$ er-
rechnet werden (siehe Seite 522). Die ungefähre Zusammensetzung

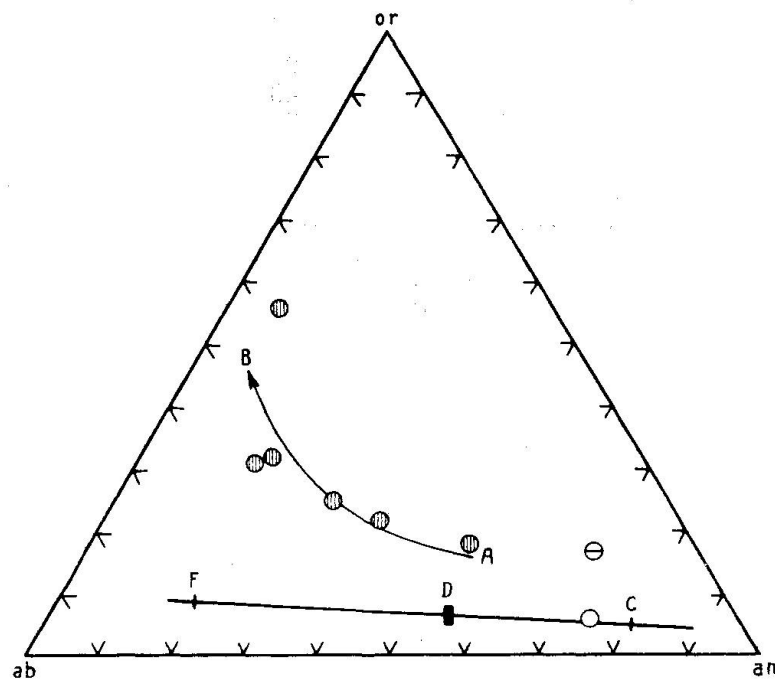


Fig. 4. Änderung der Zusammensetzung von normalem Feldspat mit der
Differentiation

der Restschmelze, die als Letztes erstarrte, wäre folgende: 52 %
Quarz, 38 % Orthoklas, 10 % Albit.

In Fig. 4 bedeuten die beiden unausgefüllten Kreise Gesteine,
bei denen im modalen Mineralbestand kein Kalifeldspat festgestellt
werden kann. Das eine derselben (Θ) führt statt dessen Biotit. Lassen
wir dieses weg, so ist ersichtlich, dass ein Gehalt von 7 % norma-
tivem Orthoklas im modalen Mineralbestand nicht mehr zum Aus-
druck gelangt. BARTH konnte zeigen, dass Basalte, deren normativer
Feldspat mehr als 7 % Or aufweist, in der Regel auch im modalen
Mineralbestand Kalifeldspat zeigen. Dies trifft jedenfalls auch für
die peruanischen Plutonite zu — aber nicht mehr für die Effusiv-
gesteine der Rimacformation.

c) Dunkle Gemengteile

Pyroxengruppe

Neben Hornblende ist Pyroxen, rhombischer wie monokliner, der wichtigste dunkle Gemengteil. Er findet sich in allen Gesteinen, mit Ausnahme der Alkali-Granite. Schlecht erhalten ist er meist in den Ergussgesteinen, aber auch sonst ist er oft magmatisch korrodiert und häufig auch in Hornblende umgewandelt. Mengenmässig überwiegt der monokline Pyroxen, jedoch gibt es auch Gesteine, in denen er vollständig durch rhombischen ersetzt wird.

Die starke Verbreitung von Pyroxen, vor allem von Hypersthen, unterscheidet die peruanischen Gesteine von denen anderer Gebiete der Anden, z. B. von Feuerland.

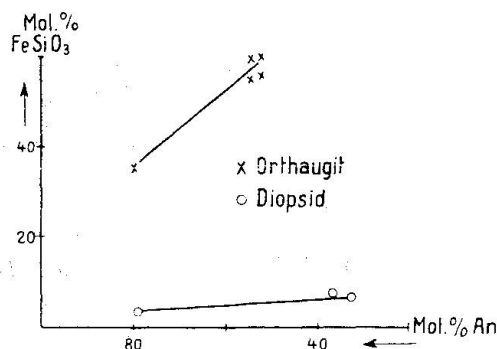


Fig. 5

Folgende Tabelle enthält die Ergebnisse von Messungen an rhombischem Pyroxen:

Granodiorite und Diorite	—2V 48—50°	Fe Si O ₃	55—60 Mol. %
Olivinführender Melagabbro	—2V 77°	Fe Si O ₃	36 „

Der Hypersthen der basischen bis ultrabasischen Gesteine ist also Mg-reicher als derjenige der Granodiorite und Diorite.

Nicht selten sind Relikte von korrodiertem Hypersthen, die von Diopsid umwachsen werden. Oft findet man auch die beiden Mineralien nebeneinander in demselben Gestein, ohne dass Verwachsungen beobachtet werden. Eigentümlich ist eine oft sehr innige und ausschliesslich auf Hypersthen beschränkte Verwachsung mit Biotit. Diese findet sich vor allem bei den in Zerfall begriffenen Orthaugiten.

Die an monoklinem Pyroxen gemessenen Achsenwinkel und die Auslöschungsschiefen auf 010 sind in der folgenden Zusammenstellung enthalten. Aus den optischen Daten ergibt sich, dass der Pyroxen ein sesquioxydarmer diopsidischer Augit ist, dessen

ungefähre Zusammensetzung aus dem Diagramm von TOMITA (57) ermittelt werden kann.

Tabelle 10

	c/n γ	2V	Zusammensetzung nach Tomita		
			FeSiO ₃	MgSiO ₃	CaSiO ₃ Mol. %
Olivin und Hypersthen führender Melagabbro	38°	+56°	4	50	46
Quarzdiorit	40°	+54°	8	49	43
Granodiorit	40°	+58°	7	50	43

Hieraus scheint mit fortlaufender Kristallisation eine geringe Zunahme von FeSiO₃ und eine Abnahme von CaSiO₃ einzutreten.

Die paragenetischen Beziehungen von Diopsid, Hypersthen und Plagioklas sind in Fig. 5 dargestellt.

Hornblende

Dieses Mineral ist der wichtigste dunkle Gemengteil der peruanischen Gabbros. Es ist selten in den Dioriten und den basischen Granodioriten, dagegen häufig in den sauren Granodioriten.

Für die grüne Hornblende der Gabbros, Diorite und Granodiorite wurden folgende Daten bestimmt:

$$c/n\gamma \quad 16-20^\circ \quad -2V \quad 70-78^\circ$$

Die grünen Hornblenden der verschiedenen Gesteine zeigen in optischer Hinsicht keine Unterschiede. Die in einem Gabbro beobachtete braune Hornblende, deren Bildung der grünen vorangeht, zeigt:

$$c/n\gamma \quad 16^\circ \quad \text{und} \quad -2V \quad 86^\circ$$

Biotit

Mengenmässig nimmt Biotit meist eine untergeordnete Stellung ein. Er ist der wichtigste dunkle Gemengteil der peruanischen Granite, findet sich aber auch in den Granodioriten und sogar in den Gabbros. In einzelnen Granodioriten wurde eine etwas ungewöhnliche Abart beobachtet, die durch ihren abweichenden Pleochroismus auffällt.

n_γ intensiv rotbraun

n_α blassgelb.

Dieser Biotit zeigt immer einen kleinen Achsenwinkel.

d) Zusammenfassung

In basischen Gesteinen (Gabbros) erscheinen als Erstausscheidungen Olivin, Hypersthen, Fe-armer Diopsid und Bytownit. Für

die dunklen Mineralien lässt sich eine Kristallisationsfolge auf Grund der Beobachtung aufstellen, dass der Hypersthen Einschlüsse von korrodiertem Olivin enthält. Diopsid wurde nach Orthaugit ausgeschieden, denn er enthält häufig korrodierte Relikte desselben. Es fragt sich nun: entspricht die zeitliche Aufeinanderfolge — Olivin-Hypersthen-Diopsid — einer Reaktionsbeziehung?

Fraglich erscheint eine solche Beziehung für das Paar Hypersthen-Diopsid. In den Dioriten und Granodioriten findet man beide Mineralien nebeneinander, aber Verwachsungen werden hier selten beobachtet. Mit abnehmender Basizität der Gesteine verschwindet zunächst der Orthaugit und dann der monokline Pyroxen, wobei aber gleichzeitig Hornblende auftritt. Dieses Verhalten würde für eine normale Reaktionsbeziehung sprechen.

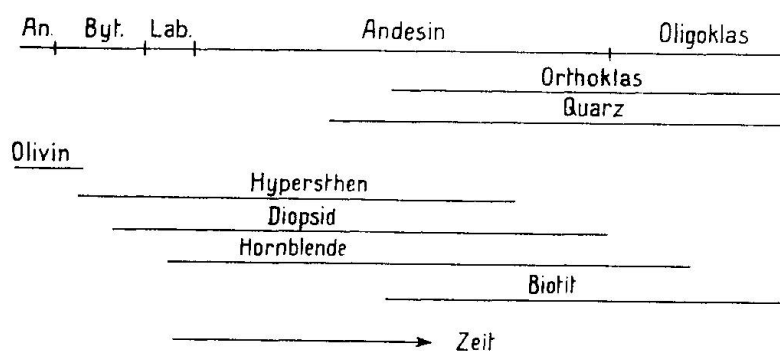


Fig. 6. Ausscheidungsfolge der Hauptgemengteile

In den Gabbros beobachtet man die Umwandlung von Olivin, Orthaugit und Diopsid in Hornblende und \pm Biotit. Die gleichen Gesteine verraten die Einwirkung von Mineralisatoren. Hornblende und Biotit vermögen bei deren Gegenwart unter Druck Olivin und Pyroxen zu ersetzen, wie LACROIX durch Vergleich der Intrusiv- und Effusivgesteine Tahitis zeigen konnte. Damit sei aber nicht behauptet, dass sämtliche Hornblende nur „sekundär“ aus Pyroxen gebildet wurde. In einzelnen Gabbros von Peru ist dies ohne Zweifel nicht der Fall.

Vergleicht man den Mineralbestand aller Plutonite, so zeigt sich, dass überall, wo reichlich Hornblende vorhanden ist, der Pyroxen stark zurücktritt oder gänzlich fehlt. Dies gilt vor allem für die meisten Gabbros und für einen Teil der Granodiorite. In den intermediären Dioriten und einem Teil der Granodiorite aber blieb der Pyroxen erhalten.

Die Sukzession aller wesentlichen Gemengteile der peruanischen Plutonite ist in Fig. 6 dargestellt.

Mineralbildungen, die dem spätmagmatischen Stadium angehören, wie Chloritisierung, Epidotisierung etc., wurden weiter oben beschrieben.

5. Ganggesteine des Plutons von Chosica.

Bei Huampani treten nach Angaben von Prof. BUXTORF im Gabbro zahlreiche dunkle Ganggesteine auf. Solche Gänge erwähnt auch STEINMANN (54) aus dem Rimactal.

Es liegen nur zwei Proben vor, die natürlich kein zuverlässiges Bild von der Natur der Differentiate zu geben vermögen. Es scheint sich z. T. um wenig differenzierte Nachschübe, z. T. jedoch um Lamprophyre zu handeln.

Saure, aplitische Differentiate scheinen zu fehlen, jedenfalls sind sie im Gebiete des Plutons sehr selten, ebenso Pegmatite.

Mikrodiorit (Beerbachit)

Dieses Gestein setzt sich zu drei Vierteln aus einem Mosaik gerundeter oder annähernd hexagonal begrenzter Feldspatkristalle zusammen. Es macht makro- und mikroskopisch den Eindruck eines Hornfelses. Die Gleichmässigkeit des Kornes ist auffallend. Tatsächlich liegt der Durchmesser von über $\frac{4}{5}$ aller Plagioklaskörner zwischen 0,15 und 0,25 mm. Vereinzelt erreichen einsprenglingsartige Körner allerdings bis zu 0,5 mm Durchmesser.

Unter den dunklen Gemengteilen finden sich 20 % Pyroxen (rhombischer und monokliner), 4,5 % Erz und 2,5 % Biotit. Sie treten entweder als Einschlüsse in den Plagioklasen — und dann meist mit idiomorphen Umrissen — oder als Füllmaterial mit unregelmässiger Begrenzung in den Fugen zwischen den Feldspaten auf. Merkwürdig ist eine sehr feine Naht von Biotit, durch welche benachbarte Plagioklaskörner meist getrennt sind.

Aus neun Feldspatbestimmungen ergibt sich ein mittlerer An Gehalt von 45 %. Die Abweichungen der Einzelwerte sind dabei so gering, dass man sie als Folge der mit jeder Messung behafteten Fehler ansehen möchte. Nur eine Bestimmung ergab einen etwas höheren Wert, nämlich 52 % An. Es wurden nur Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz festgestellt. Zonarstruktur fehlt fast ganz. Auch die grösseren, einsprenglingsartigen und an Einschlüssen von Pyroxen, Biotit und Erz besonders reichen Individuen zeigen die eben erwähnte Zusammensetzung.

Infolge der Kleinheit des Kornes (Mittel 0,1 mm), dem Mangel an Spaltrissen und der Abwesenheit eines deutlichen Unterschiedes

in der Farbe ist es recht schwierig, den rhombischen vom monoklinen Pyroxen zu unterscheiden. Dieser dominiert und mag etwa doppelt so häufig sein wie der rhombische. Folgendes sind die an mehreren Individuen festgestellten optischen Grössen:

Rhombischer Pyroxen (Hypersthen) — 2V 52° entspr. 54 % FeSiO₃.
 Monokliner Pyroxen (Diopsid) c/n_γ 36°, + 2V 54°.

Die kleinen, gelappten Blättchen von Biotit sind hellgelb-dunkelbraun pleochroitisch. Sie umschliessen fast immer ein Erzkorn.

Übergemengteile: Apatit.

Die Ergebnisse einer chemischen Analyse des Mikrodiorites finden sich in der Tabelle 11.

Tabelle 11

		<i>Mikrodiorit</i>			
		2			
		<i>Norm</i>	<i>Modus (gemessen)</i>		
SiO ₂	50.93	Qu	3	Plagioklas Ab ₅₅ An ₄₅	73 Vol. %
TiO ₂	1.16	C	—		
Al ₂ O ₃	19.33	Or	6.5	Diopsid-Augit+Hypersthen	20 „
Fe ₂ O ₃	4.77	Ab	33		
FeO	5.37	An	31		
MnO	0.20	Di	9	Biotit	2.5 „
MgO	3.92	Hy	12	Erz	4.5 „
CaO	9.17	Ol	—		
Na ₂ O	3.80	mt	4		
K ₂ O	1.12	il	1.8		
H ₂ O+	0.07	ap	0.2	Berechneter } An-Gehalt {	49
H ₂ O—	0.21	py	—	Gemessener }	45
P ₂ O ₅	0.15	CC	—		
CO ₂	Spur			Farbzahl	27
100.20				Spez. Gew. 2,57	

Analytiker: P. ESENWEIN.

Da dieses Gestein bei Huampani im Gabbro ansteht, so ist es naheliegend, dasselbe als schwach-differenzierten Nachschub des gabbroiden Magmas zu betrachten. Seiner Struktur und Zusammensetzung nach ist das Gestein ein Mikrodiorit.

Ein Vergleich mit Schliften des Beerbachites vom Frankenstein zeigt eine nahezu identische Zusammensetzung und Struktur. Nur die Umrisse der Pyroxenkristalle sind verschieden; statt der isometrischen Körner beim Gestein von Frankenstein zeigt das peruanische mehr lappig umrandete, langgestreckte Formen. An Stelle der feinen Biotitnaht, welche die einzelnen Plagioklas-Körner (Peru) trennt, finden wir im Odenwald-Beerbachit eine solche aus Hornblende. Im übrigen besteht volle Übereinstimmung zwischen den Frankensteiner Gabbro-Einschlüssen und dem peruanischen Mikrodiorit.

A. G. MACGREGOR (36) hat einen interessanten Vergleich zwischen schottischen Pyroxen-Granuliten und den Beerbachiten des Odenwaldes durchgeführt. Bei keiner der beiden Gesteinsarten handelt es sich jedoch um eigentliche Ganggesteine. Für das „klassische“ Vorkommen am Frankenstein wurde dies zwar früher angenommen, aber schon von G. KLEMM widerlegt. Nach MACGREGORS Studie sind die Frankensteiner Beerbachite ebenso wie die schottischen Pyroxengranulite kontaktmetamorphe, rekristallisierte Diabase (Laven und Tuffe).

Die Bezeichnung Beerbachit hat also ihren ursprünglichen Sinn verloren und sollte nicht mehr zur Benennung eines Ganggesteines verwendet werden. Trotz der petrographischen Ähnlichkeit ziehen wir es deshalb vor, das peruanische Gestein als Mikrodiorit zu bezeichnen.

Odinit

Die Probe stammt von Huampani, von derselben Lokalität wie der Mikrodiorit. Sie besteht aus einem feinen (0,1—0,2 mm), filzigen Gewebe von divergentstrahligen Plagioklasnadeln (25 % An) und Hornblende, mit postmagmatisch gebildetem Chlorit, Erz und Calcit in den Zwickeln. Die dunkelbraungrün bis hellgelb pleochroitische Hornblende ($c/n_\gamma 12^\circ$) ist oft mit Chlorit verwachsen.

Einer hydrothermalen Phase entspricht auch die Bildung kugelförmiger Einschlüsse. Diese führen Epidot, Erz und Hornblende, Quarz und Calcit, oft in idiomorpher Ausbildung. Solche Gebilde sind für die Familie der Lamprophyre geradezu charakteristisch.

Eine Analyse, sowie Norm und Modus dieses Lamprophyrs findet sich in der Tabelle 12.

Tabelle 12

	<i>Norm</i>
SiO ₂	50.17
TiO ₂	1.78
Al ₂ O ₃	16.30
Fe ₂ O ₃	4.13
FeO	6.36
MnO	0.22
MgO	4.02
CaO	7.32
Na ₂ O	3.62
K ₂ O	1.62
H ₂ O+	2.71
H ₂ O—	0.20
P ₂ O ₅	0.35
CO ₂	1.40
100.18	

	<i>Norm</i>
Qu	5
C	—
Or	9
Ab	31.5
An	23
Di	0.8
Hy	19
Ol	—
mt	3.5
il	3
ap	0.8
py	—
CC	4

Odinit 3

<i>Modus (gemessen)</i>		46	Vol. %
Plagioklas	Ab ₅₅ An ₄₅		
Hornblende		9.5	„
Chlorit		28	„
Erz		8	„
Einschlüsse		8	„
Errechner	An-Gehalt	44	}
Gemessener			
Farbzahl		46	
Spez. Gew.	2,66		

Analytiker: P. ESENWEIN.

6. Die Eruptivgesteine des Bogens von Huarochiri

A. ÜBERSICHT

Im oberen Einzugsgebiet des Rio St. Eulalia ist eine grössere Zahl kleiner Intrusivkörper aufgeschlossen (siehe Tafel). Im Ganzen liegen Proben von zehn verschiedenen Intrusionen vor, die alle ungefähr auf eine NO-SW streichende Linie fallen, die dem Hauptkamm der Anden und gleichzeitig dem Hauptstreichen des Plutons von Chosica parallel läuft.

Diese Intrusivkörper haben eine geringe Ausdehnung, einige hundert Meter bis 3 km. Genauere Angaben können leider weder über ihre Grösse noch über ihre Form gemacht werden. Jedoch handelt es sich ohne Zweifel in den meisten Fällen um stockförmige Intrusionen, die in den Anden auf gewissen Linien sich häufen. STEINMANN (52, 53) bezeichnet diese wegen ihrer zylindrischen Form als „stehende Lakkolithe“. Sie durchschneiden den Schichtverband diskordant. Die Begrenzung scheint nicht jene elliptische Form zu zeigen, die von den grossen Plutonen bekannt ist. Der Zusammenhang mit den grossen Linien der Tektonik zeigt sich dafür umso deutlicher in der linearen Anordnung aller Einzel-Intrusionen.

Diese stockartigen Intrusivkörper, von denen AHLFELD mehrere Beispiele aus Bolivien näher beschreibt (1, Seite 310), scheinen sich in der Tiefe zu verjüngen und Gangform anzunehmen.

Die Struktur der Gesteine von Huarochiri ist, mit einer einzigen Ausnahme, stets porphyrisch. Dies ist aber nach STEINMANN nicht der Oberflächennähe der Intrusionen zuzuschreiben, sondern in erster Linie ihrer geringen Masse und der daraus folgenden raschen Abkühlung. In der Region von Huarochiri zeigt sich tatsächlich ein solcher Zusammenhang zwischen Struktur und Grösse der Stöcke, indem die Grössenunterschiede von Einspringlingen und Grundmasse umso auffallender werden, je kleiner die von der Erosion angeschnittenen Intrusionen erscheinen.

Neben diesen Stöcken findet sich unterhalb der Laguna Runto auch noch ein Lagergang.

Sämtliche Intrusionen des Bogens von Huarochiri sind hypabysische Äquivalente von Granodioriten oder (seltener) von Graniten. STEINMANN nannte sie Rhyolite, Dacite oder Andesite, je nach ihrem Chemismus. Dieser Nomenklatur folgen auch andere Autoren. Sie ist jedoch wenig befriedigend. Mit den eigentlich effusiven Äquivalenten der Granodiorite resp. Granite haben die Stöcke zwar die Struktur gemeinsam, aber auch dies nur bei oberflächlicher Betrachtung, da die Grundmasse der Ergussgesteine meist schlierige Be-

schaffenheit und starken Wechsel zeigt im Gegensatz zu den hypabyssischen. Ferner sind die Grössenunterschiede der Phenokristalle und der Grundmasse bei den Effusiven viel schroffer, und ausserdem haben diese bei gleichem Chemismus des Gesteins oft eine andere Zusammensetzung. Bei den stockartigen Intrusivkörpern steht zum Beispiel der gemessene Anorthitgehalt der Phenokristalle im Einklang mit dem Gesamtchemismus, bei den Ergussgesteinen ist er oft viel grösser, einer früheren Ausscheidung entsprechend.

Diese Verschiedenheit sollte auch in der Nomenklatur zum Ausdruck kommen (SCHEIBE nannte (1926) hypabyssische Äquivalente eines andinen Granodiorites Corcovadit).

Die hypabyssischen Gesteine von Huarochiri stehen den Granodioriten und Graniten viel näher als den analogen Rhyolithen. Folglich nennen wir sie hier Granodioritporphyrite und Granitporphyre — obwohl auch diese Bezeichnungen nicht ganz befriedigen. Denn es finden sich Granodiorite und Granite mit porphyrischer Struktur, zum Teil als Randfacies, auch in Vergesellschaftung mit echten Plutoniten. Der Mittelstellung, welche die hypabyssischen Gesteine einnehmen, könnte man nur durch eine neue Namengebung gerecht werden.

Zunächst sollen einige kurze Angaben über den Mineralbestand der einzelnen Vorkommen folgen.

Die Gemengteile derselben zeigen soviel Ähnlichkeit, dass sie am Schlusse in einem gemeinsamen Abschnitt beschrieben werden können.

B. BESCHREIBUNG DER EINZELNEN VORKOMMEN

Wir beginnen mit dem nordwestlichen von Prof. BUXTORF besuchten Vorkommen.

Granodioritporphyrit der Laguna Quiula

Helles, mittelkörniges Gestein.

	Vol. % (geschätzt)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas ($Ab_{64} An_{36}$)	43
Hornblende	7
<i>Grundmasse:</i> Orthoklas } diablastisch verwachsen {	20
Quarz } diablastisch verwachsen {	25
Hornblende	3
Erz, Zoisit, Chlorit, Apatit, Zirkon	2

Granitporphyr (Quarzmonzonitporphyr) der Laguna Sacsa (133)

Dies ist wohl der grösste Intrusivstock von Huarochiri. Ausdehnung ca. 3 km.

Gestein: hellgrau, mittelkörnig.

	Vol. % (gemessen)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas (Ab ₆₇ An ₃₃)	33
Diopsidaugit	4
Biotit	4
<i>Grundmasse:</i> Granophyrisches Gewebe von Orthoklas und Quarz	
Orthoklas	31
Quarz	26
Biotit, Plagioklas, Chlorit, Erz	1

Der oben angegebene An-Gehalt ist ein Durchschnittswert aus sieben Bestimmungen, die von 28—35 % An variieren. Die Ausmessung eines zonaren Plagioklases ergab:

Kern	33 % An
Zone I	30 % An
Zone II	28 % An

Der Rand besteht aus Albit.

Sowohl Plagioklas- wie Pyroxenkristalle sind stark korrodiert.

Das Ergebnis der chemischen Analyse ist in der folgenden Tabelle enthalten — ebenso die Norm.

Tabelle 13

		<i>Granitporphyr</i> (<i>Quarzmonzonitporphyr</i>)			
		133			
		<i>Norm</i>			
SiO ₂	66.72	Qu	23		
TiO ₂	0.76	C	—		
Al ₂ O ₃	15.21	Or	18.5		
Fe ₂ O ₃	2.39	Ab	34		
FeO	2.27	An	13		
MnO	0.00	Di	4		
MgO	1.81	Hy	4	Berechneter } An-Gehalt {	25
CaO	3.83	Ol	—		
Na ₂ O	4.05	mt	2		
K ₂ O	3.31	il	1		
H ₂ O+	0.28	ap	—		
H ₂ O—	0.10	py	—		
P ₂ O ₅	0.10	CC	—		
CO ₂	—				
100.33					

Analysiker: P. ESENWEIN.

Den Granitporphyr von Sacsa begleitet ein Aplitgang (131). In einem aplitischen, körnigen Pflaster, das einen schlierigen Wechsel von Quarz und Kalifeldspat oder von Kalifeldspat und Plagioklas zeigt, liegen stark korrodierte Phenokristalle von bräunlichem zersetztem Oligoklas-Andesin, daneben grün-gelb pleochroitische

Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit. Bis zu 3 mm grosse Flecken bestehen aus einem farblosen, negativ einachsigen Mineral in sphärolithischer Anordnung. Es handelt sich wahrscheinlich um Talk, der meist mit Chlorit vergesellschaftet ist.

Mineralbestand:

	Vol. % (geschätzt)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas	5
Chlorit (und Biotit)	3
<i>Grundmasse:</i> Plagioklas	10
Quarz	45
Kalifeldspat	30
Erz	1
Konkretionen von Talk und Chlorit	7

Granodioritporphyre

Die beiden Vorkommen zwischen dem Rio Azul und der Laguna Carpa, beides Granodioritporphyrite (136 und 137), fassen wir zusammen, da sie petrographisch grosse Ähnlichkeit zeigen.

Beides sind helle Gesteine mit Feldspateinsprenglingen von ca. 1 cm Grösse.

	Vol. % (geschätzt)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas (Ab ₆₅ An ₃₅)	18
Hornblende	12
<i>Grundmasse:</i> Schmale Leisten von Plagioklas	15
Kalifeldspat	25
Quarz	21
Epidot, Chlorit, Erz	1

Quarz und Kalifeldspat sind miteinander verzahnt. Die Feldspäte zeigen zum Teil beginnende Epidotisierung. Erwähnenswert sind miarolithische Bildungen von Kalifeldspat, Chlorit und Quarz.

Granitporphyr unterhalb der Laguna Huasca (138)

Helles, grobkörniges, biotitreiches Gestein.

	Vol. % (geschätzt)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas (Ab ₆₉ An ₃₁)	30
Quarz	4
Biotit (z. T. chloritisiert)	10
<i>Grundmasse:</i> Kalifeldspat	20
Quarz	30
Biotit (und Chlorit)	5
Erz, Epidot, Apatit, Zirkon	51

Der angegebene An-Gehalt ist das Mittel aus vier Bestimmungen, die zwischen 29 und 32 % variieren.

*Titanitführender Granitporphyr (Gang) zwischen Laguna Milloc und
Laguna Tasacocho*

Helles, mittelkörniges Gestein.

	Vol. % (geschätzt)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas (Ab ₇₀ An ₃₀)	20
Quarz	3
Hornblende	3
Titanit	5
<i>Grundmasse:</i> Diablastisches Gewebe von Orthoklas und	48
Quarz	20
Hornblende, Biotit, Chlorit, Erz	1

Bemerkenswert ist der ungewöhnliche Gehalt an Titanit. Siehe Zusammenfassung.

Granitporphyr (141), Lagergang

Dieser Lagergang wurde auf einer Strecke von ca. 4 km Länge beobachtet. Er schliesst die Laguna Misha ab, quert das Tälchen unterhalb der Laguna Runto und zieht sich dann nach Westen gegen die Laguna Tasacocho hin.

Makroskopisch: Weisses, dichtes Gestein mit Einsprenglingen von Plagioklas, Quarz (seltener) und Biotit.

Mikroskopisch:

	Vol. % (gemessen)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas (Ab ₈₀ An ₂₀)	32
Quarz	5
Biotit	3
Erz	1
Mikrokristalline Grundmasse, Kalifeldspat und Quarz	59

Das Ergebnis einer chemischen Analyse ist in der folgenden Tabelle angegeben.

Tabelle 14		<i>Granitporphyr</i> 141			
		<i>Norm</i>			
SiO ₂	70.54	Qu	29		
TiO ₂	0.35	C	—		
Al ₂ O ₃	15.28	Or	29		
Fe ₂ O ₃	1.20	Ab	22		
FeO	0.84	An	12		
MnO	0.04	Di	—		
MgO	0.61	Hy	6	Berechneter } Gemessener }	An-Gehalt { 35 20
CaO	2.17	Ol	—		
Na ₂ O	3.92	mt	0.8		
K ₂ O	3.36	il	1		
H ₂ O+	1.35	ap	0.5		
H ₂ O—	0.35	py	—		
P ₂ O ₅	0.12	CC	—		
CO ₂	Spur				
<hr/> 100.13					

Analytiker: P. ESENWEIN.

Granodiorit der Laguna Huampa (142)

Von diesem ca. 1 km mächtigen Eruptivstock liegen zwei Proben vor, die beide massige, gleichmässig körnige Struktur zeigen. Sie sind strukturell und mineralogisch nicht von den „abyssischen“ Granodioriten zu unterscheiden.

Mikroskopisch: Struktur gabbroid.

Mineralbestand:

	Vol. % (geschätzt)
Plagioklas (Ab ₆₀ An ₄₀)	40—50
Kalifeldspat	12—20
Quarz	10
Hypersthen und Diopsidaugit	13
Biotit	4— 9
Hornblende, Erz, Apatit, Zirkon	3

Der Andesin ist an den Berührungsstellen mit dem später gebildeten Kalifeldspat korrodiert. Dieser füllt zusammen mit Quarz und Myrmekit die Interstitien aus.

Der blassrote, schwach pleochroitische Hypersthen zeigt öfters idiomorphe Umrise, Zwillingsbildung und ist, vor allem längs der Spaltrisse, häufig in Bastit umgewandelt und oft mit Biotit verwachsen. Der monokline, fast farblose diopsidische Pyroxen ist mit Hornblende verwachsen. Sie ist meist blassgrün, z. T. dunkelgrün fleckig gefärbt.

Gesteine der Intrusion von Morococha

Weiter im Osten schliessen sich an diese Reihe von Intrusivstöcken Ausläufer der grossen Intrusion von Morococha an. Drei aus Erratika stammende Handstücke dieser Intrusion wurden untersucht. Sie zeigen zum Teil grosse Ähnlichkeit mit einzelnen Eruptivstöcken der Region von Huarochiri, vor allem mit denen von Quiula, Azul und Huasca. Die „frischeste“ Probe (145) wurde analysiert. Das Ergebnis sowie Norm und Modus dieses Gesteins sind in der folgenden Tabelle enthalten.

Das Gestein zeigt häufige hydrothermale Umwandlungen, was sich nicht nur in der Zersetzung des Feldspates, sondern auch in der zerfransten Form der Quarzkörner, vor allem aber in der reichlichen Führung von Chlorit und Epidot zeigt. Die Analyse zeigt hohen H₂O-, CO₂- und S-Wert. Mikroskopisch konnte kein Karbonat festgestellt werden.

Eine noch weitergehende hydrothermale Zersetzung weisen die beiden anderen Proben auf. Sie zeigen porphyrische Struktur und stammen vermutlich vom Rande der Intrusion. Im Gegensatz zum

analysierten Quarzdiorit, der normativ einen beträchtlichen Kalifeldspat-Gehalt zeigt, ohne dass dieser im modalen Mineralbestand unseres Schliffes auffällt, führen diese beiden Proben in der Grundmasse reichlich Kalifeldspat.

Tabelle 15

		<i>Quarz</i> diorit			
		145			
SiO ₂	58.34	<i>Norm</i>			
TiO ₂	1.06	Qu	15		
Al ₂ O ₃	16.36	C	—		
Fe ₂ O ₃	2.22	Or	16.5	Modus	Vol. % (gemessen)
FeO	4.09	Ab	29.5	Plagioklas (Ab ₆₄ An ₃₆)	65 davon 57 % zersetzt
MnO	0.09	An	20	Quarz	11
MgO	2.52	Di	—	Chlorit (Z. T. nach Hornblende)	15
CaO	5.14	Hy	11	Epidot	9
Na ₂ O	3.39	Ol	—	Erz, wenige Fetzen	
K ₂ O	2.94	mt	2	von Kalifeldspat	1
H ₂ O+	2.54	il	1.7		
H ₂ O—	0.14	ap	0.1		
P ₂ O ₅	0.19	py	2		
CO ₂	0.76	CC	2		
S ₂	0.78				
—O ₂	—0.35				
	<u>100 13</u>				
				Berechneter	An-Gehalt { 40
				Gemessener	36

Analytiker: P. ESENWEIN.

Die Zusammensetzung ist ungefähr folgende:

		Vol. % (geschätzt)
<i>Einsprenglinge:</i>	Plagioklas	30
	Chlorit (nach Hornblende)	10
		} 40
<i>Grundmasse:</i>	Kalifeldspat	20
	Quarz	30
	Chlorit	5
	Erz	2
	Epidot, Calcit	2
		} 59

C. ZUSAMMENFASSUNG

Ein Vergleich der Zusammensetzung von Grundmasse und Einsprenglingen der verschiedenen Vorkommen gibt interessante Hinweise auf die Kristallisationsfolge. Zur ersten Generation gehört immer der Plagioklas (Oligoklas-Andesin); Orthoklas finden wir nie, Quarz nur ausnahmsweise. In den meisten Fällen erfolgte die Kristallisation der Grundmasse erst, nachdem sämtlicher Plagioklas schon ausgeschieden war. Nur selten findet man ihn als Bestandteil der Grundmasse. Zur ersten Generation gehört auch die Hauptmenge der Mafite, deren Bildung aber auch (mit Ausnahme von Pyroxen) noch in die Kristallisationsphase von Kalifeldspat und Quarz fällt. Dies ist besonders beachtenswert im Hinblick auf die

Hornblende, deren Bildungsbereich also noch in das letzte Stadium der Erstarrung der Gesteine fällt. Die Verhältnisse müssen für die Kristallisation dieses Minerals besonders günstig gewesen sein. Dafür kann es nur einen Grund geben: die starke Anreicherung leichtflüchtiger Bestandteile in diesen kleinen Eruptivstöcken.

Man findet ja in allen diesen Typen zahlreiche Beweise ihrer Wirksamkeit, z. B. Chlorit-, Epidot-, Albit-, Calcit- und Pyritbildung. In welchem Stadium der Verfestigung des Gesteines sie wirksam wurden, lässt sich aus dem mikroskopischen Befund allein nicht ableiten, wahrscheinlich aber schon sehr früh; ja ihre Gegenwart dürfte dem Gestein von Anfang an einen bestimmten Charakter aufgeprägt haben. Das lässt sich aus folgenden Beobachtungen schliessen: Pyroxen ist ein seltener Gemengteil der Stöcke, wohl nicht allein ihres chemischen Charakters wegen, der wenig von dem der abysischen Granodiorite abweichen dürfte, als vielmehr wegen der Gegenwart jener Mineralisatoren, die die frühzeitige Bildung von Hornblende und Biotit begünstigten. Der im Vergleich zu den Granodioriten höhere Quarzgehalt dürfte die gleiche Ursache haben; denn wenn an Stelle von Pyroxen Hornblende und Biotit gebildet wird, so wird in der Restschmelze Quarz angereichert.

Es ist auffallend, dass alle Plagioklase der Stöcke einen Anorthitgehalt aufweisen, der etwa 10 % niedriger liegt als der bei den Granodioriten gefundene. Diese Anreicherung von Albitsubstanz (Natron) steht ebenfalls mit dem ursprünglichen Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen in unmittelbarem Zusammenhang.

Es ist überaus bezeichnend, dass alle diese Eigenschaften dem Granodioritstock von Huampani fehlen. Er führt denselben basischen Andesin (40 % An) wie die äquivalenten Plutonite und enthält reichlich Hypersthen und Diopsid. Dieses Gestein zeigt kaum postmagmatische Mineralbildung.

So zeigen die stockartigen Intrusivkörper des Bogens von Huarochiri einen einheitlichen Charakter, der in allen seinen petrographischen Besonderheiten auf einen hohen Gehalt an leichtflüchtigen Mineralisatoren (H_2O , CO_2 , H_2S) zurückgeführt werden kann. Dass diese Eigentümlichkeiten im Chemismus und Mineralbestand mit der Erzführung im Zusammenhang stehen, zeigt sich sehr klar. Erze sind an verschiedenen Orten der Region abgebaut worden. Bekannt ist die mit der Intrusion von Morococha zusammenhängende Bildung von Erzlagerstätten. Einen in dieser Hinsicht besonders interessanten Fall stellt der oben beschriebene Intrusivkörper südöstlich der Laguna Milloc dar, in dem ein ungewöhnlicher Gehalt an Titanit

festgestellt wurde. Das Mineral gehört zu den intratellurischen Ausscheidungen, es muss also in der Schmelze schon primär TiO_2 angereichert gewesen sein.

Zum Schluss sei noch auf die Verwandtschaft mit der sogenannten Nebenserie der Granodiorite hingewiesen und auf die Deutung der Vorkommen dieser gleichfalls postmagmatisch zersetzten Granodiorite des Plutons von Chosica. Auch diese zeigen übrigens porphyrische Struktur, allerdings selten in so klarer Ausbildung.

7. Die Rimacformation

A. ÜBERBLICK

Zwischen den Schluchten von Puchi und Autisha und dann wieder von Pongo an aufwärts wechsellagern im ganzen Einzugsgebiet des Rio St. Eulalia verkieselte Sedimente mit Konglomeraten, Kalken und Vulkaniten (Ergussgesteine und Tuffe). In STEINMANN'S „Geologie von Peru“ findet sich eine kurze Schilderung dieser Formation, die auf Angaben von A. BUXTORF beruht. Danach muss man eine untere, hell und dunkel gebänderte, kieselige Abteilung von einer oberen, sogenannten vulkanischen unterscheiden, die von Pongo an sich in einer Mächtigkeit von mehreren tausend Metern hoch ins Tal hinauf erstreckt. Diese zweite Abteilung besteht aus vulkanischem Lockermaterial, aus Tuffen und Tuffbrekzien, aus Lagen vulkanischer Konglomerate und Ergussdecken. Selten werden diese Bildungen unterbrochen durch lokale Einlagerungen kieseliger Kalksteine. Bei Huamalies findet sich eine 20 m mächtige Bank eines brekziösen grauen Kalkes. Marine Kalksteine scheinen zu fehlen. Diese ganze obere Abteilung ist sehr wahrscheinlich kontinentalen Ursprungs.

Hier sollen nun zunächst die Sedimente und dann die Vulkanite der beiden Formationen besprochen werden.

a) Die kieseligen Ablagerungen von Autisha und Puchi

Ein auffallendes Merkmal dieser kieseligen Sedimente ist die jaspisartige Dichte und Bänderung. Kieselsäurereiche, marmorweisse oder graue, äusserst harte Streifen wechseln mit dunklen Schichten, die weniger widerstandsfähig sind und darum leichter herauswittern. Diese Schichten sind einige Millimeter bis Centimeter dick, bilden aber als Ganzes mächtige Bänke. Sie erreichen z. B. in der Schlucht von Autisha mehr als 100 m Mächtigkeit.

Die hellen Streifen bestehen zur Hauptsache aus einem äusserst feinen Pflaster von Quarz. Ein schwarzes Pigment (Erz oder Graphit?) ist auf einzelne Flecken — vielleicht Calcitkörner — beschränkt. In den schwarzen Streifen ist dieses opake Pigment diffus im ganzen Gestein verteilt. Zahlreiche kleine Risse und Verwerfungen sind mit Wollastonit, Aktinolith und Epidot erfüllt.

Die feine Schichtung, die ungewöhnliche Dichte und der Umstand, dass diese Gesteine zu über 90 % aus Quarz bestehen, deuten auf eine chemische Sedimentation hin. Es handelt sich ohne Zweifel um subaquatische, wahrscheinlich um submarine Ablagerungen kolloidaler Kieselsäure. Auf eine ursprüngliche Gelstruktur deuten dunkle Ringe hin. Die Kieselsäure dürfte vulkanischen Ursprungs sein, da die Sedimente mit Trümmergesteinen vulkanischer Herkunft verknüpft sind, an denen ebenfalls solche Verkieselung wahrgenommen wird.

Eine zweite Gruppe hornfelsartiger, dichter Gesteine dieser Stufe besteht bis zu maximal 80 % aus Epidot, der Rest ist Quarz; daneben findet sich noch etwas Erz. Ein epidotreiches Gestein führt ausser Quarz noch Plagioklas und Kalifeldspat.

Diese Epidotbildung kennzeichnet die untere Abteilung von Autisha ebenso wie die Verkieselung. Beide greifen ineinander über und verdanken ihre Entstehung hydrothermal metasomatischen Vorgängen grossen Stils. Das Material für diese Bildungen muss die Zersetzung von Silikaten geliefert haben, unter denen, gerade im Hinblick auf den Umfang der Epidotbildung, wohl der Plagioklas in erster Linie in Betracht fällt. Eine weitgehende Zersetzung submariner Vulkanite (Lockermaterial und Ergüsse), verbunden mit einem Wegtransport gewisser Komponenten (Natron und Kali), mag der Bildung dieser kiesel- und epidotreichen Stufe zu Grunde liegen.

Man könnte erwarten, dass die Verkieselung und Epidotisierung auf eine Kontaktwirkung des benachbarten Plutons von Chosica zurückzuführen sei. Beide Erscheinungen sind aber in keiner Weise irgendwie von der Lage der Gesteine zum Kontakt abhängig, so dass diese Auffassung sicher nicht zutrifft.

b) Vulkanite der unteren Abteilung

Ein Teil der Proben stammt aus anstehendem Gestein, ein anderer aus dem Material des Bergsturzes von Autisha, das aus beträchtlicher Höhe den rechten Talhang hinunterstürzte und auf eine weite Strecke das alte Tal vollkommen verstopfte, so dass sich der Fluss einen neuen Weg suchen musste.

Tuffe von Autisha

Es sind meist homogene, dichte Gesteine von wechselnder Farbe, grau, hell- bis dunkelgrün, schwarz oder dunkelrot. Die mikroskopische Untersuchung zeigt Unterschiede in der Zusammensetzung. Je nach der Beschaffenheit der Kristalle und Gesteinssplitter könnte man dazitische und andesitische Tuffe unterscheiden. Die dazitischen dominieren und sollen deshalb kurz beschrieben werden. In einer dunklen, meist kryptokristallinen Kittmasse liegen eckige Bruchstücke von teils glasiger, teils holokristallin-porphyrischer Beschaffenheit, dazwischen vereinzelte Bruchstücke von Quarz und Plagioklas, ferner Pseudomorphosen von Erz und Epidot oder Chlorit nach Hornblende (?).

Die porphyrischen Bruchstücke dazitischer Ergussgesteine zeigen Einsprenglinge von stark zersetztem Plagioklas in einer trachytischen Grundmasse, die neben Feldspat in den Zwickeln noch Quarz und Erz führt.

Häufig beobachtet man Konkretionen von Epidot, jedoch erreicht die Epidotisierung bei weitem nicht das Ausmass, das man sonst bei vielen Gesteinen von Autisha beobachtet. Diese Tuffe unterscheiden sich jedenfalls nicht wesentlich von denen aus der Gegend von Pongo, die weiter unten beschrieben werden sollen.

Plagioliparite

Grau-grüne, meist dichte Gesteine. Die Feldspateinsprenglinge sind am Glanz erkennbar, heben sich aber manchmal auch durch ihre weisse Farbe scharf von der dunklen Grundmasse ab.

Mikroskopisch: In einer bräunlichen, mikro- bis kryptokristallinen, selten glasigen Grundmasse findet man zertrümmerte Einsprenglinge von zersetztem Plagioklas und Quarz oder von Plagioklas und Biotit (bis 20 Vol. %). In einem Falle konnte der An-Gehalt bestimmt werden, er ergab 32—36 %. Biotit ist meist durch stark vererzte Pseudomorphosen von Chlorit ersetzt. Wo die Mineralien der Grundmasse identifiziert werden konnten, bestanden sie aus Plagioklas, Biotit und Erz; Kalifeldspat konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Die Gesteine führen Epidot in wechselnden Mengen, ferner Chalcedon, der pallisadenartig einzelne Kristalle umgibt, und geringe Mengen von Karbonat.

Dacite

Sie zeigen verschiedene Farbe, je nach dem Grade der hydrothermalen Zersetzung. Stark zersetzte Gesteine sind in der Regel hell-

grau bis grünlich gefärbt, von der Zersetzung nicht betroffene aber sind dunkelgrün bis schwarz und oft durch Feldspateinsprenglinge hell gesprenkelt. Makroskopisch können sie oft kaum von den Andesiten unterschieden werden. Eine Reihe von Proben von Autisha zeigt braune Farbe, grosse Dichte, splitterigen Bruch.

Mikroskopisch: Grundmasse und Einsprenglinge bestehen hauptsächlich aus leistenförmigem Plagioklas. Das Grundgewebe zeigt z. T. trachytische, z. T. körnig-verzahnte Struktur, ist aber häufig auch kryptokristallin. In einem Falle ergab die Messung der Feldspat-Phenokristalle 40% An. Pseudomorphosen von Erz und Chlorit nach Hornblende bilden ebenfalls häufig Einsprenglinge. In der Grundmasse ist neben Plagioklas oft Quarz, Chlorit, Epidot und Erz erkennbar, selten Karbonat.

Ein Gestein ist derart dicht mit Epidot und Klinozoisit durchsetzt, dass das Vorhandensein der Einsprenglinge erst im polarisierten Licht auffällt. Epidot kann bis zu 50 % der Gesteine ausmachen.

c) Sedimente und Vulkanite der oberen Abteilung

Oberhalb Pongo setzt die mächtige obere Abteilung ein. Eine Gliederung auf Grund des vorliegenden Materials ist nicht möglich, da Tuffe und Ergussdecken zu häufig wechseln. Immerhin scheinen die Tuffe im unteren Teil, zwischen Pongo und Ampí, besonders häufig zu sein, während im Gebiete der Lagunas die Ergussgesteine dominieren, unter denen wir Liparite, Rhyodacite, Dacite und Andesite unterscheiden können.

Sedimente der oberen Abteilung (siehe oben Seite 553)

Die oben schon erwähnte Kalkeinlagerung etwas oberhalb Huamalies zeigt u. d. M. stark pigmentierte Oolithe, die durch ein farbloses Zement aus Calcit verkittet sind.

Einzelne, lokale Einschaltungen von Kieselkalken weisen ein feines bis mikrokristallines Pflaster aus pigmentiertem Calcit und Quarz auf. Dunkel pigmentierte Partien führen oft reichlich Epidot.

Tuffe

Sie unterscheiden sich makroskopisch nicht von den Tuffen der unteren Abteilung. Auffallend ist der starke Wechsel in der Farbe.

Fundorte: zwischen Pongo und Ampí, Laguna Quiula, unterhalb Huampa.

Da diese Tuffe sich kaum von den oben beschriebenen unterscheiden, so können wir uns hier kurz fassen. Man findet hier die

gleichen Trümmer von dazitischer Zusammensetzung und trachytischer Struktur, von Glas, Feldspat und Quarz, in einer kryptokristallinen, nicht weiter bestimmbar Grundmasse. Chlorit ist ebenfalls allgemein verbreitet.

Epidot (Zoisit) trifft man zwar auch in diesen Gesteinen häufig an, er tritt aber mengenmässig sehr zurück.

d) Ergussgesteine

Die Ergussgesteine verteilen sich auf die Gruppen der Liparite, Dacite (und Rhyodacite) und Andesite. Zu den Lipariten werden alle Gesteine gerechnet, deren Plagioklaseinsprenglinge die Zusammensetzung eines basischen Oligoklases oder eines sauren Andesins haben und in denen Kalifeldspat in grösserer Menge in der Grundmasse entweder nachgewiesen oder vermutet werden kann. Sie sind meist quarzreich. Wo die Phenokristalle einem basischen Andesin entsprechen und als heller Gemengteil neben dem Plagioklas nur Quarz vorkommt, werden die Gesteine als Dacite bezeichnet. Kalifeldspatführende Dacite, die den Granodioriten äquivalent sind, führen die Bezeichnung Rhyodacite. Da die Grundmasse oft kryptokristallin ist, so ist vielfach eine genaue Zuteilung unmöglich. Die kalifeldspatfreien und quarzführenden Dacite scheinen zu überwiegen, so dass bei der Beschreibung diese intermediären Gesteine, ob mit oder ohne Orthoklas, unter dieser Benennung zusammengefasst werden. Man wird dabei bedenken müssen, dass gerade der Kalifeldspat infolge seiner leichten Zersetzbarkeit der Beobachtung am ehesten entgehen kann.

Als Andesite werden hier quarz- und orthoklasfreie Gesteine bezeichnet, deren Feldspateinsprenglinge in der Zusammensetzung von Labrador bis Bytownit variieren können. Als Mafite findet man hier Pyroxen oder Hornblende (beide meist zersetzt), während Hornblende und Biotit bei den Daciten und Lipariten dominieren.

Plagioliparite

Da diese Ergussäquivalente granitischer Magmen hier niemals Kalifeldspat als intratellurische Ausscheidung zeigen, sondern stets nur Plagioklas, so werden sie Plagioklasliparite genannt.

Alle hier beschriebenen Proben dieser Gruppe stammen aus dem Gebiete zwischen Pongo und Ampí, wo sie mit den oben gekennzeichneten Tuffen wechsellagern.

Makroskopisch gilt das für die Plagioklasliparite von Autisha Gesagte.

In einer dichten, mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse, deren Struktur manchmal in demselben Schliff von trachytisch zu diablastisch oder felsitisch wechselt, liegen idiomorphe Einsprenglinge von Plagioklas. Sehr oft sind die Kristalle zertrümmert. Obwohl sie meist in Sericit und Epidot umgewandelt sind, konnte doch bei zwei Gesteinen der Anorthitgehalt bestimmt werden. Er ergab in einem Falle im Mittel 25 % An, im anderen 34 % An.

Eine zweite Gruppe von Phenokristallen umfasst alle die Mineralien, die sich bei der Umwandlung von Biotit und Hornblende bildeten, vor allem Chlorit, ferner Epidot und Talk. Gelegentlich führen sie auch Quarz in sphärolitischer Anordnung.

Das Grundgewebe zeigt die oben erwähnte Schlierenbildung. Es setzt sich aus Quarz, Kalifeldspat und leistenförmigem Plagioklas zusammen (trachytische Struktur). (Nur in einem Falle fehlt in der Grundmasse der Plagioklas.) Erz und Chlorit sind häufig.

Sehr verbreitet ist im Grundgewebe faseriger Tridymit. Feine Risse sind mit Epidot und Albit ausgefüllt.

Eines dieser plagioliparitischen Gesteine wurde analysiert. Das Ergebnis sowie die Norm und den ungefähren modalen Mineralbestand enthält die folgende Tabelle.

Tabelle 16

		<i>Plagioliparit</i>				
		84				
		<i>Norm</i>				
SiO ₂	68.65	Qu	22			
TiO ₂	0.42	C	—			
Al ₂ O ₃	15.67	Or	22			
Fe ₂ O ₃	1.58	Ab	43			
FeO	1.53	An	8.5			
MnO	0.11	Di	1.5			
MgO	0.40	Hy	1			
CaO	2.27	Ol	—			
Na ₂ O	4.97	mt	1			
K ₂ O	3.83	il	0.6			
H ₂ O+	0.82	ap	—			
H ₂ O—	0.12	py	—			
P ₂ O ₅	0.10	CC	—			
CO ₂	—					
100.47						
				<i>Modus</i>		
				Errechneter	An-Gehalt	16
				Gemessener		

Analytiker: P. ESENWEIN.

		Vol. % (gemessen)
<i>Einsprenglinge:</i>	Plagioklas Ab ₆₆ An ₃₄	15
	Pseudomorphosen von Chlorit und Talk nach Hornblende (?)	7
<i>Grundmasse:</i>	Mikrokristallin Plagioklas, Orthoklas (?), Quarz, Chlorit, Erz	78%

Während der normative Plagioklas zu $Ab_{81}An_{19}$ errechnet wird, erscheint der tatsächlich gemessene viel basischer. Der Natronreichtum des Gesteins ist vielleicht auf Albitisierung zurückzuführen.

Dacite und Rhyodacite

Die vorliegenden Proben verteilen sich auf das ganze Gebiet der Lagunas. Sie scheinen aber dort viel weniger häufig zu sein als die Andesite.

Makroskopisch: siehe Seite 555.

Mikroskopisch: Plagioklas dominiert in der Grundmasse und als Einsprengling. In zwei Gesteinen ergaben die Messungen einen An-Gehalt von 48 % (Mittelwert). An einem Einsprengling eines dritten Gesteines zeigte sich inverse Zonarstruktur, nämlich 35 % An im Kern und 57 % in der Randzone. Zur ersten, intratellurischen Generation gehören noch Kristalle von Hornblende und rhombischem Pyroxen (durch Chlorit und Karbonat ersetzt). Die Grundmasse, meist ein feinkörniges verzahntes Gewebe, besteht aus Plagioklas, Chlorit und Erz; selten beobachtet man auch Hornblende und Kalifeldspat.

Alle Dacite zeigen starke (hydrothermale) Zersetzung. Diese hat aber einen anderen Charakter als die früher an den Gesteinen von Autisha beschriebene; an Stelle von Epidot tritt hier Calcit.

Andesite

Dunkelgrau, braun oder schwarz gefärbt, oft mit deutlich erkennbaren Plagioklas- und Hornblende-Einsprenglingen.

Dieser Typus scheint in der Region von Huarochiri häufiger zu sein als die Dacite. Obgleich der als Einsprengling auftretende Feldspat stets viel basischer ist als der der Diorite, darf man diese Gesteine doch nicht als Basalte bezeichnen. Wie sich aus dem Chemismus ergibt, sind sie den Dioriten, nicht den Gabbros äquivalent.

Die Andesite führen in einer dichten Grundmasse 30—50 % Einsprenglinge von Plagioklas und Pseudomorphosen von Hornblende und Chlorit nach Pyroxen. Unzersetzt, monokliner Pyroxen (Diopsid) wurde nur in einem Gestein festgestellt.

Die idiomorphen Plagioklaseinsprenglinge zeigen meist schwache Zersetzung. Der An-Gehalt liegt im Mittel bei 65 %; die Einzelwerte weichen jedoch nach oben und nach unten beträchtlich davon ab und zwar nicht nur innerhalb der ganzen Gruppe, sondern auch, obschon in geringerem Grade, bei den einzelnen Gesteinen. Alle Bestim-

mungen liegen im Intervall zwischen 35—85 % An. Die Unterschiede im einzelnen Andesit betragen nirgends mehr als 25 %.

Unter den dunkeln, teilweise ebenfalls idiomorphen Einsprenglingen findet man Diopsid (selten), Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen, bestehend aus Bastit und noch häufiger aus grüner Hornblende (c/n_{γ} 15°) und Chlorit gemeinsam oder aus Chlorit allein.

Die Grundmasse kann nicht immer analysiert werden. Wo dies der Fall ist, sieht man ein mehr oder weniger dichtes, filziges Gewebe von Plagioklasleisten, daneben auch Quarz. Körner von Augit oder (vorherrschend!) faserige Hornblende und Chlorit bilden neben Erz die Reihe der dunklen Gemengteile. Einen beträchtlichen Raum nehmen oft Produkte hydrothermalen Zersetzung, vor allem Epidot, Zoisit, Calcit und Chlorit ein. Ein Gestein kann zum Beispiel völlig von Calcit durchsetzt sein. Damit geht dann starke Vererzung Hand in Hand.

Übergemengteile: Erz, Apatit, Zirkon.

Ein Andesit von der Laguna Karpa wurde analysiert. Tabelle 17 enthält das Resultat.

Tabelle 17

		<i>Andesit</i>			
		122			
	<i>Norm</i>				
SiO ₂	56.18	Qu	12.5		
TiO ₂	0.98	C	—		
Al ₂ O ₃	18.72	Or	9		
Fe ₂ O ₃	4.23	Ab	33		
FeO	3.65	An	28.5		
MnO	0.27	Di	4		
MgO	2.10	Hy	7	Berechneter } An-Gehalt { Gemessener }	47 80
CaO	7.10	Ol	—		
Na ₂ O	3.78	mt	3.5		
K ₂ O	1.58	il	1.5		
H ₂ O+	0.86	ap	0.2		
H ₂ O—	0.11	py	—		
P ₂ O ₅	0.32	CC	—		
CO ₂	—				
99.88					

Analytiker: P. ESENWEIN.

Dieses Gestein zeigt in einer entglasten Grundmasse einen sehr dichten Filz von Plagioklasnadeln mit Hornblende, Erz und Chlorit und in diesen eingebettet idiomorphen Plagioklas ($Ab_{20}An_{80}$), grüne Hornblende und Biotit, sowie grössere Erzkörner.

	Modus Vol. % (z. T. gemessen)
<i>Einsprenglinge:</i> Plagioklas ($Ab_{20}An_{80}$)	18
Hornblende und Biotit sowie Erz	3
<i>Grundmasse:</i>	79%

Obwohl der Chemismus einem Diorit entspricht (Diorit 26), zeigt doch die erste Generation der Feldspäte eine Zusammensetzung, wie sie sonst bei Basalten häufig ist. Während bei den Plutoniten zwischen dem normativen An-Gehalt und dem gemessenen Übereinstimmung besteht, finden wir bei den zwei analysierten Effusivgesteinen eine beträchtliche Abweichung. Folgende Zusammensetzung zeigt dies am besten:

	Normativer An-Gehalt	Gemessener An-Gehalt
Dacit	16	34
Andesit	47	80

Diese Feldspateinsprenglinge stellen somit anorthitreiche Frühkristallisationen dar.

B. ZUSAMMENFASSUNG

Abgesehen von den bereits in der Einleitung zu diesem Kapitel erwähnten Merkmalen lassen sich aus dem Vorhergehenden noch einige weitere zusammenstellen, die der schärferen Charakterisierung der beiden Abteilungen der Rimacformation dienen können.

Untere Abteilung von Autisha	Obere Abteilung, von Pongo an aufwärts
Starke Verkieselung und Epidotisierung allgemein verbreitet.	fehlt
Reine Kieselsedimente, wahrscheinlich durch Ablagerung kolloidaler Kiesel- säure entstanden.	Kieselkalke. Oolithischer, brekziöser Kalk. (lokale Bildungen).
Überwiegend <i>saure</i> Erdgussgesteine: Plagioliparite und Rhyodacite.	Vorwiegend <i>basische</i> Ergüsse: Andesite. Daneben auch Plagioliparite und Dacite (Rhyodacite).

Die obere Abteilung zeigt ausserdem insofern eine gewisse Gliederung, als im Unterteil, bei Pongo, nur Tuffe und saure Erdgussgesteine vorliegen, im oberen aber Andesite vorherrschen. Es ist also eine Entwicklung der Effusionen vom sauren zum basischen Pol zu beobachten.

Alle Beobachtungen deuten darauf hin, dass die untere Abteilung wenigstens teilweise (nämlich was die kieseligen Ablagerungen anbelangt) eine marine Formation, die obere Abteilung aber kontinental ist. Ist dies zutreffend, dann fällt die Bildung der ganzen Formation in eine Periode der Regression, indem das Meer, sei es infolge von Hebungen oder durch die Aufschichtung mächtiger submariner vulkanischer Bildungen, zurückgedrängt wurde. Ein solcher Rückzug des Meeres aber trat im oberen Jura ein (siehe Gerth, Lit. Seite 236),

so dass, wenn die erwähnte Auffassung zutrifft, diese Formation als frühkretazisch datiert werden müsste.

Wie sich aus einem Vergleich mit den weiter oben beschriebenen tertiären Plutoniten Perus zeigt, hat schon der oberkretazische Vulkanismus im Gebiete des Rio St. Eulalia völlig andinen Typus. Die Effusivgesteine erscheinen als völliges Analogon der tertiären intrusiven Typen; die beiden Gesteinsreihen sind komagmatische Bildungen.

Die vulkanische Tätigkeit in diesem Gebiete der Anden zerfällt also, roh gesprochen, in eine effusive (erste) und eine intrusive (zweite) Phase, die wohl als Begleiterscheinungen zweier verschiedener Bewegungstypen zu deuten sind.

8. Kontakt von Diorit und Sediment der Rimacformation

Wir haben weiter oben die Randfacies eines Diorites beschrieben. Proben des unmittelbaren Kontaktes mit dem Nebengestein, einem Sediment, sollen nun hier noch beschrieben werden. Die Proben stammen von Autisha, sind jedoch nur z. T. aus dem Anstehenden.

Im Diorit verschwindet mit der Annäherung an den Kontakt zunächst der rhombische Pyroxen vollständig. Quarz, der im Gestein sonst nur eine ganz untergeordnete Rolle spielt, wird nun ein Hauptgemengteil. Dabei bilden sich zwei verschiedene, einander ablösende Strukturen heraus, eine grobkörnige, mit zackig begrenzten Quarztafeln, in denen poikilitisch Diopsid und Plagioklas (etwas zersetzt) eingewachsen sind. Im zweiten Typus bildet der Quarz ein gleichmässig körniges Pflaster. Diopsid findet man nur in den Zwickeln und an der Grenzfläche der Quarzkörner. Erz ist hauptsächlich auf den grobkörnigen Teil beschränkt. Es ist immer von einem weissen Leukoxenrand umgeben.

In einem schmalen Übergangsgebiet (nur 5 mm) verschwindet schliesslich der Feldspat gänzlich und nur einzelne Flecken serizitischer Substanz sowie Neubildungen von Zoisit und Granat weisen noch auf ihn hin.

Das eigentliche Kontaktgestein besteht aus einem dichten Gewebe prismatischer und isometrischer Körner von Skapolith (60 % Meionit) und wechselnden Mengen von grünlich-blassbraun pleochroitischem Diopsid. Die Körner liegen so dicht, dass die kittende Quarzmasse an vielen Stellen völlig verdrängt wird. Kleine Kristalle von Grossular sind häufig.

Die einzelnen, stofflich verschiedenen Zonen des Kontaktproduktes sind in Fig. 7 an einem Beispiel dargestellt.

Die mit den Zahlen 1 bis 5 bezeichneten Zonen enthalten folgende Mineralien:

1. Dichtes Mosaik von Skapolith, Diopsid und Quarz. Reichlich Grossular.
2. Quarzsaum mit wenig Diopsid.
Längs der Grenze von 2 und 3 ist eine Anhäufung von Rutilkörnern auffallend.
3. Grobkörnige Schicht aus zackig ineinandergreifenden Quarzkörnern mit poikilitisch eingewachsenem Diopsid und Plagioklas. Der Feldspat ist in eine dunkelbraune Masse verwandelt. Diese Zersetzung verschwindet aber mit der Annäherung an 4.
4. Randzone des Diorites — oben beschrieben. Sie führt noch reichlich Quarz, Diopsid und Skapolith und wenig Grossular.
5. Diorit (porphyrische Randfacies, siehe Seite 535).

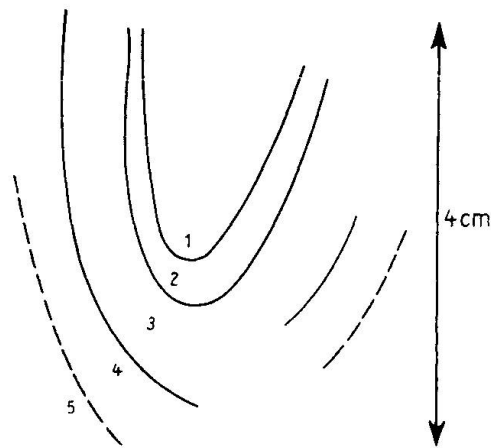


Fig. 7. Kontaktmetamorphose eines Kalkeinschlusses (siehe Text)

Das ursprüngliche Sediment scheint ein kalkiges Gestein gewesen zu sein. Die Aufnahme von Kieselsäure aus dem dioritischen Magma führte dieses Gestein in einen Skapolith-Diopsid-Hornfels über. Mit der Kieselsäure dürften auch beträchtliche Mengen von Natron eingedrungen sein, das zum Teil aus den zersetzten Plagioklasen, vermutlich in Form von Albitsubstanz, gebildet wurde. Ein Überschuss nachdiffundierender Kieselsäure ist am Kontakt ausgeschieden worden. Mit den kieselsäurereichen Lösungen drang auch TiO_2 in den Kontaktraum ein, gelangte aber, vielleicht infolge geringerer Diffusionsgeschwindigkeit, schon an der Grenze des quarzreichen Saumes als Rutil zur Absonderung. Ob das TiO_2 aus der Substanz zersetzter Pyroxene oder aus einem primären Gehalt der eindringenden Lösungen stammt, kann nicht entschieden werden. In der

kieselsäurereichen Randzone fehlt der rhombische Pyroxen völlig, und auch der hier beobachtete Diopsid scheint andere Zusammensetzung zu haben (Fe-reicher) als der des Diorites. In der Zone ist auch, wohl durch Einwirkung heisser Dämpfe, der basische Andesin des Tiefengesteins völlig zerstört, worauf wahrscheinlich zum Teil die Bildung von Grossular im äusseren Kontaktgürtel desselben zurückzuführen ist.

Die Kontaktmetamorphose war von Bewegungen begleitet, wofür uns der Wechsel poikilitischer und körniger Struktur in der Randzone des Diorites zu sprechen scheint.

Der Kontakt erscheint in seiner rhythmisch-einseitigen Struktur als Ergebnis der Reaktion diffundierender Substanzen, die aus dem Diorit stammen, mit dem Kalk. Unter den zugeführten Stoffen steht die Kieselsäure voran, an zweiter Stelle kommt Natron, das vielleicht in Form von Albit zugeführt wurde.

9. Häufigkeit und Verteilung der abyssischen und hypabyssischen Gesteinstypen und ihre Interpretation

A. STRUKTUR DES PLUTONS VON CHOSICA

Die Kartenskizze (Tafel), die leider nicht lückenlos ist, zeigt die Verteilung der einzelnen Gesteinstypen.

Das Querprofil durch den Pluton von Chosica, dem wir uns zunächst zuwenden, weist einen häufigen Wechsel gabbroider, granodioritischer und granitischer Typen und der verbindenden Gesteine auf. Unter den Proben sind die intermediären Gesteine von granodioritischem Typus am häufigsten.

Obwohl ohne Kenntnis der flächenhaften Verbreitung eine zuverlässige Angabe über die relative Menge der verschiedenen Gesteine nicht möglich ist, so mag hier doch eine Schätzung derselben auf Grund der im Profil beobachteten Häufigkeit folgen. Sie zeigt jedenfalls deutlich, wie sehr in diesem Pluton die Granodiorite überwiegen.

	Häufigkeit in %	Mengenverhältnis der Eruptivgesteine n. V. M. Goldschmid
Granit	10	50
Granodiorit	50	10
Diorit	10	8
Gabbro	20	18

a) Variation der Gesteine in vertikaler Richtung

Die einzelnen Gesteine verteilen sich keineswegs gleichmässig auf das Profil. In der unteren, vom Rimac durchschnittenen Hälfte dominieren basische Typen (Gabbros, Diorite), im Eulaliatal sind hellere Granodiorite häufiger. Aber nicht nur in lateraler, sondern auch in vertikaler Richtung wechselt das Gestein. So bei Huampani, wo unten im Tal Gabbro, beim Wasserschloss, 300 m höher, Diorit festgestellt wurde. Ferner bei San Jeronimo, wo wir im Tale Granodiorit, höher oben aber am östlichen Hang Granit finden, und schliesslich wenig talaufwärts, am Ausgange der Schlucht von Puchi, wo von unten nach oben alle Übergänge der Reihe Gabbro-Diorit-Granodiorit zu beobachten sind. Eine systematische Untersuchung würde vermutlich viele neue Beispiele erbringen.

Infolge der Überlagerung des Gesteinswechsels in lateraler Richtung durch einen solchen in vertikaler erscheint der stoffliche Aufbau des Plutons sehr kompliziert.

Die einzelnen Gesteinstypen sind durch stetige Übergänge miteinander verbunden. Das gilt gleicherweise für horizontale wie für vertikale Schnitte.

Für die Variation in vertikaler Richtung ist es überaus bezeichnend, dass in allen drei Fällen eine Zunahme der Basizität von oben nach unten eintritt.

Lokalität:	Huampani	S. Jeronimo	Ausgang der Schlucht von Puchi
Oben	Diorit	Granit	Granodiorit Diorit
Unten	Gabbro	Granodiorit	Gabbro

Diese Tatsache legt den Gedanken einer gravitativen Differentiation nahe. Glücklicherweise liegt von einer Stelle ein detailliertes Profil vor, das eine Höhendifferenz von 500 m umfasst, in dem der Übergang von Granodiorit (oben) zu Gabbro (unten) genau verfolgt werden kann.

Unmittelbar unterhalb der Schlucht von Puchi wurden in verschiedenen Höhen über dem Talboden insgesamt sechs Proben geschlagen. Der modale Mineralbestand derselben wurde mit dem Integrationstisch festgestellt. Das Ergebnis ist in der Tabelle 19 enthalten, wo auch die Höhe über Meer angegeben ist, aus der die einzelnen Proben stammen.

Das Profil liegt in der Nähe des Nordrandes der Intrusivmasse von Chosica, die an dieser Stelle auch von der Rimacformation unterteuft wird (siehe Tafel). Im Einklang damit steht die allerdings nur

schwach ausgebildete porphyrische Struktur der Granodiorite und Diorite.

Tabelle 19

	Granodiorit 22	Granodiorit 23	Syenodiorit 24	Diorit 26	Gabbro 27	Gabbro 28
Plagioklas	39,6 (45-48%An)	43,3 (42-50%An)	56,6 (42-50%An)	65,5 (43-50%An)	69,8 (55-65%An)	59 (55-65%An)
Orthoklas	26,6	17,4	13,6	6,6	—	0,8
Quarz	17,4	16,1	5,6	7,0	0,1	1,4
Hypersthen	1,2	17,1	9,8	14,3	—	1,3
Diopsidaugit	7,0		10,5	—	—	—
Hornblende (+ Bastit)	2,4	—	—	—	25,0	30,8
Biotit	4,9	1,5	0,5	4,7	—	2,7
Chlorit	—	—	—	—	2,2	—
Erz	0,9	3,5	3,4	1,6	2,9	3,8
Hoch doppelbr. grünes Mineral (?)	—	1,0	—	—	—	—
Höhe ü. M.	2370	2160	2135	2100	1985	1905

In der oberen, grösseren Hälfte des Profils beobachtet man einen kontinuierlichen Übergang von Granodiorit (oben) zu Diorit (unten). Der wichtigste helle Gemengteil ist ein basischer Andesin (An_{10} — An_{50}), dessen Menge nach unten hin zunimmt. Hypersthen und diopsidischer Augit sind die wichtigsten dunklen Mineralien, die sich ebenfalls mit dem Andesin unten anreichern.

Die untere Hälfte des Profils zeigt nicht nur eine andere Zusammensetzung, sondern auch eine veränderte, ophiitische Struktur. Die genaue Betrachtung zeigt, dass die beiden Hauptgemengteile, idiomorpher Labrador und eine schmutziggrüne Hornblende, gleichzeitig auskristallisiert sind.

Die Variation des Mineralbestandes mit der Höhe zeigt das Diagramm Fig. 8. Mit abnehmender Höhe erfolgt eine ziemlich gleichmässige Zunahme der dunklen Gemengteile. Sie beträgt an der Basis 8% auf eine Höhendifferenz von 100 m, aber nur 3% in den oberen Teilen. Die Zunahme von Plagioklas erfolgt viel ungleichmässiger, sie erreicht ein Maximum beim Übergang von den granodioritischen zu den dioritischen Gesteinen. Dabei bleibt die Summe der hellen Gemengteile konstant. Der Ausfall von Kalifeldspat und Quarz wird also hauptsächlich durch Plagioklas kompensiert.

An der Basis sind die Produkte einer frühen Phase der fraktionierten Kristallisation angereichert. Man wird sie nicht als die Erstkristallisationen ansehen dürfen, vor allem weil der aus einem solchen Magma zuerst ausgeschiedene Plagioklas anorthitreicher sein müsste. Als Überreste einer ersten Phase darf man die zahlreichen, kleinen Relikte von Hypersthen betrachten, deren

Kristallisation aber nicht wie gewöhnlich durch die Bildung von diopsidischem Augit, sondern von Hornblende abgelöst wurde. Sowohl Hypersthen wie der erstausgeschiedene Plagioklas konnten mit der Restschmelze reagieren, beim Orthaugit zeigt sich das auch an der Bildung von Biotit.

Die relative Anreicherung der Eisenmagnesiumsilikate an der Basis kann durch fraktionierte Sedimentation erfolgt sein. Die Verteilung der Feldspäte im Profil, besonders das auffallende Maximum in mittlerer Höhe, setzt ein verzögertes Absinken dieser Komponente voraus. Hier mögen verschiedene Vorgänge sich überdecken. Die Be-

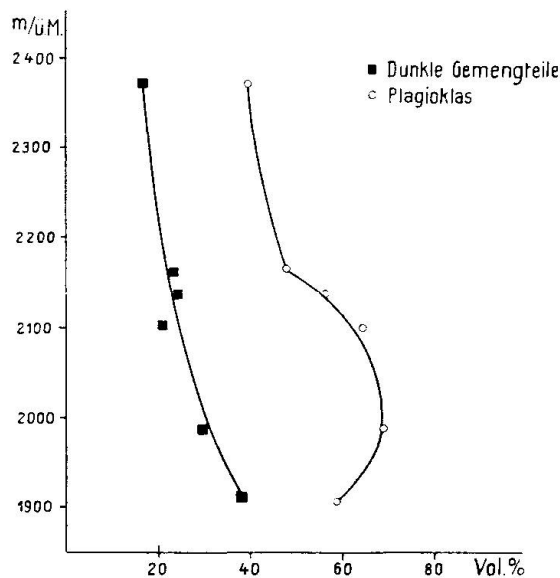


Fig. 8. Variation des Mineralbestandes mit der Höhe im Profil unterhalb der Schlucht von Puchi

obachtungen machen es wahrscheinlich, dass der Plagioklas später zur Auskristallisation gelangte als der Pyroxen. Das geringere spezifische Gewicht und die grössere Wachstumsgeschwindigkeit des Feldspates werden ebenfalls seine Sinkgeschwindigkeit vermindern. Da der Einfluss solcher Faktoren stets zu erwarten ist, so wird der Fall einer proportionalen Verteilung der Gemengteile in einem durch fraktionierte Sedimentation entstandenen Profil nur ausnahmsweise erwartet werden dürfen.

Die an den untersten Handstücken beobachteten Abweichungen in Mineralbestand und Kristallisationsfolge sind wahrscheinlich auf eine Anreicherung von Wasser zurückzuführen. Diese Proben liegen (siehe Tafel) in der Nähe der Basis des Plutons.

Man darf erwarten, dass hier das Temperaturgefälle zu einer starken Anreicherung leichtflüchtiger Bestandteile und damit zur

hydrolytischen Spaltung und Polymerisation hauptsächlich der femischen Komponenten führte.

Die Gliederung des Profiles kommt also durch das Ineinandewirken fraktionierter Kristallisation und Sedimentation der Erstausscheidungen zu Stande, wobei an der Basis infolge des stärkeren Temperaturgefälles gewisse Abweichungen eingetreten sind.

Berücksichtigt man die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinstypen, die sich mit einiger Sicherheit aus den Höhen der Fundorte ergibt, so kann daraus, unter Zugrundelegung eines mittleren Chemismus der Gemengteile, die ungefähre Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas bestimmt werden. Voraussetzung wäre allerdings die Kenntnis des ganzen ursprünglichen Profils. Da die Gabbros die Basis des Plutons bilden (der hier von der Rimacformation unterteuft wird), die Ausdehnung nach oben aber unbekannt ist, so kann nur ein Grenzwert erhalten werden. Für das untersuchte Profil errechnet man ein Magma von dioritischen Chemismus. Waren diese Gesteine von jetzt teilweise erodierten Granodioriten und Graniten überlagert, so würde sich dieser Durchschnittswert dem granodioritischen Chemismus umso mehr nähern, je mächtiger diese Überlagerung war. Das am Nordrand des Plutons zur Erstarrung gelangte Magma hatte also einen dioritischen, vielleicht auch granodioritischen Chemismus.

b) Die Variation der Gesteine in horizontaler Richtung

Der Gesteinswechsel in vertikaler Richtung ist in allen Fällen, für welche Beobachtungen vorliegen, auf gravitative Differentiation in situ zurückzuführen.

Wie aber sind die Unterschiede stofflicher Art in horizontaler Richtung, quer zum Streichen des Intrusivkörpers, zu verstehen?

Innerhalb der andinen Intrusivkörper ist öfters ein Gesteinswechsel beobachtet worden. Nach KRANCKS (35) Beobachtungen erfolgte die Intrusion im Feuerland ruckweise, langsam, in mehreren unterscheidbaren Phasen. Die erstintrudierten Massen waren z. T. erstarrt, als die jüngsten eindrangen. In Nordamerika baut sich z. B. der Batholith der Sierra Nevada aus mehreren selbständigen, zeitlich wenig getrennten Intrusionen auf, die sich auch in der Zusammensetzung voneinander unterscheiden.

Die Übergänge zwischen den Gesteinstypen des Plutons von Chosica sind stetig und es liegen keinerlei Anhaltspunkte (Einschlüsse, Kontakte) vor, welche auf verschiedenes Alter der einzelnen

Intrusionen hindeuten würden. Die Kontinuität der Übergänge spricht entschieden für eine gleichzeitige Bildung der einzelnen nebeneinander liegenden Gesteine.

Eine Analyse der Tektonik des Intrusionsraumes verhilft vielleicht zum Verständnis dieser stetig ineinandergreifenden Variationen.

Es ist bekannt, dass überall in den Anden die Intrusionen in den Antiklinalen zu beträchtlichen Höhen aufsteigen, die Synklinalen aber meiden. Diese Anpassung an die Tektonik aber ist nicht nur in der grossen Anlage, sondern auch in den kleinen Zügen zu beobachten. Zur Erläuterung geben wir hier das Profil STEINMANNS durch die Cordillera Blanca wieder, welche die Konkordanz zwischen Faltung und Gestalt des Intrusivkörpers sehr klar zeigt (Fig. 9).

Wenn wir annehmen, dass das Magma sich während der Intrusion differenzierte, wobei die Schwere in erster Linie mitgewirkt

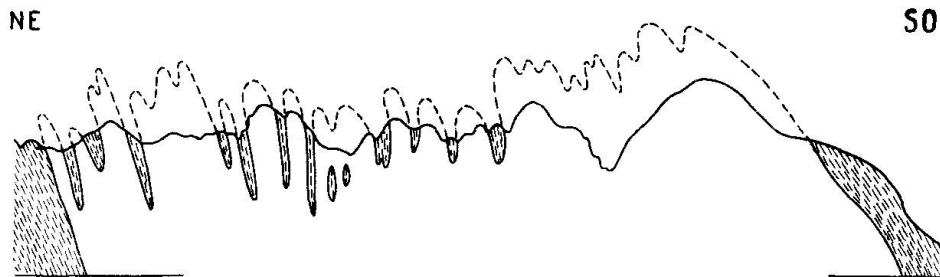


Fig. 9. Profil durch die Cordillera Blanca (n. STEINMANN)

hat, so ergibt sich von selbst, dass in den Antiklinalen saure Differentiate in höherer Lage anzutreffen sind als in den Synklinalen.

Man darf also annehmen, dass die Innenstruktur der Intrusivmassen eine Anpassung an dieses Relief zeigt. Das Schema (Fig. 10) soll erläutern, wie die Linien dieses Reliefs sich auch noch im Innern der Intrusivkörper, wenn auch vielleicht abgeschwächt, spiegeln können.

Der Schnitt durch den Pluton von Chosica zeigt übrigens charakteristische Abweichungen von dem der Cordillera Blanca. Die Sedimentschollen, die südlich der Schlucht von Puchi und bei Autisha den Granodiorit durchschneiden, sind keineswegs als konkordante Synklinal- (oder Antiklinal-)elemente aufzufassen, da sie überall am Granit scharf abstossen. Ihre Faltung ist relativ schwach und kann keinen grossen Tiefgang erreicht haben, ihre Einsenkung ist jedenfalls nicht einem Faltungsvorgang zu verdanken. Die Intrusivmasse ist nicht in ein stark gefaltetes oder in Faltung begriffenes Gebiet, sondern in ein schwach gefaltetes, aber durch zahlreiche Brüche in Längselemente zerschnittenes Gebirge eingedrungen.

Diese Abweichungen gegenüber der Cordillera Blanca lassen sich aus der tektonischen Stellung erwarten. Das Deckgebirge, in welches die Intrusion des Rimactales eindrang, lag in unmittelbarer Nähe des pazifischen Randgebietes, dessen gestaffelte Senkung mit dem Tertiär einsetzte. Diese Senkung mag vor oder während der Intrusion auch das Gebiet des Plutons von Chosica ergriffen haben.

Die Intrusion der Cordillera Blanca aber fand in der Zone maximaler andiner Faltung statt.

Die laterale Variation innerhalb des Plutons von Chosica ist also bedingt durch die vor oder während der Intrusion gebildete Struktur des Intrusionsraumes.

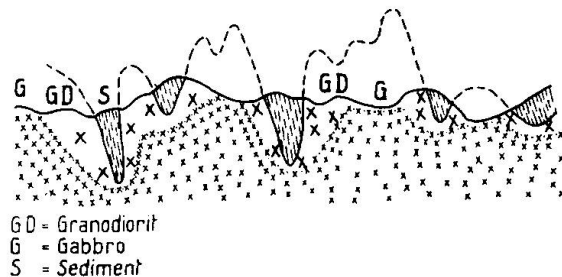


Fig. 10. Beziehung zwischen Innenstruktur einer Intrusivmasse und dem tektonischen Relief

B. VERHÄLTNIS DER HYPABYSSISCHEN INTRUSIONEN VON HUAROCHIRI ZUM PLUTON VON CHOSICA

Zum magmatischen Anteil der Westkordillere von Peru haben wir neben dem Pluton von Chosica auch die zwischen der Schlucht von Autisha und derjenigen von Pongo liegende Masse und schliesslich die Reihe der kleinen Intrusiva von Huarochiri zu zählen. Wir erwähnten vorhin schon, dass innerhalb des Plutons die basischen Gesteine eine Häufung am Südwestende zeigen und dass talaufwärts die Granodiorite überwiegen. Auch die satellitische Masse von Autisha baut sich aus Graniten und Granodioriten auf. Die kleinen Intrusivstöcke von Huarochiri endlich bestehen nur aus relativ sauren, granitischen bis granodioritischen Typen.

Auf einer von Südwest nach Nordosten ansteigenden Querlinie beobachtet man also eine Abnahme der Basizität des intrudierten Magmas.

Diese trotz der lokal feststellbaren Rekurrenzen doch deutlich genug hervortretende stoffliche Asymmetrie möchte man zunächst als Folge der Neigung der Erosionsfläche auffassen. Tatsächlich liegen

die Stöcke auf durchschnittlich 4500 m ü. M., die Gabbros im Unterlaufe dem Rimac aber nicht höher als 100 m ü. M. Die Stöcke sind nahe der Firstlinie des Intrusivkörpers angeschnitten, während im Südwesten der Schnitt sehr tief in den Pluton hinabgreift, zum Teil (bei Puchi) sogar die Basis desselben erreicht.

Diese Verschiebung nach dem sauren Pol hin kann aber auch im Zusammenhange mit dem Fortschreiten der Intrusion von Südwest nach Nordost stehen. Die in dieser Richtung laufende Faltungswelle war, wie GERTH (30) sich ausdrückt, von einer Intrusionswelle begleitet.

Die stoffliche Verschiedenheit der magmatischen Gesteine fällt mit dem vorwärtsschreitenden Intrusionsvorgang zusammen; die küstennahen, ältesten sind basisch, die jüngsten stockartigen Intrusionen der zentralen Hochgebirgsregion entstammen einem weniger basischen Magma.

Bei fortschreitender Intrusion verarmte das Magma mehr und mehr an femischen Komponenten.

Aus dem Wechsel in der Zusammensetzung der Massengesteine der Westkordillere von Peru ergibt sich, kurz zusammengefasst, folgendes Bild:

Die tektonischen Vorgänge setzten im Westen ein, wohl im Zusammenhang mit Senkungen. Die ostwärts wandernden Störungen waren in Peru begleitet von mächtigen Intrusionen. Die Intrusivkörper haben zum Teil den auf Seite 570 beschriebenen asymmetrischen Charakter. Die vordringende Intrusivmasse differenzierte sich, ihre Zusammensetzung änderte sich während der Intrusion nach dem sauren Pol hin. Lokale Variationen sind teils bedingt durch Verschiedenheiten des Reliefs im Intrusionsniveau, teils durch gravitative Saigerung.

Wahrscheinlich steht die Bildung des Grabens von Lima und Arica mit den grossen, küstennahen Intrusionen im Zusammenhang. Es mögen in dieser Hinsicht in Peru analoge Verhältnisse angenommen werden, wie sie B. WILLIS für das Atacama-Gebiet beschreibt. Hier begann die Entwicklung eines Bruchsystems im pazifischen Küstengebiet und setzte sich dann allmählich nach Osten hin fort.

Die Vorstellung vom allgemeinen Ostwärtswandern der Faltung und damit der Intrusionen findet durch GERTH lebhaft Befürwortung. Sie ist schon früher von LINDGREN für die nordamerikanischen Anden ausgesprochen worden. LINDGREN sagt in „Problems of American

Geology“ (45): „there may have been eastward migration of both intrusive activity and orogenic movements...“

Die Verhältnisse der zentralperuanischen Westkordillere scheinen auf schönste Weise diesen Gedanken zu erläutern.

C. VULKANISMUS UND GEBIRGSBILDUNG

Die Frage nach der Beziehung zwischen Vulkanismus und Gebirgsbildung drängt sich wohl nirgends so auf wie in den Anden.

STEINMANN (52) hat sich immer für die Ansicht eingesetzt, dass das Magma passiv den durch die Tektonik vorgezeichneten Bahnen gefolgt sei. Auch GERTH (30), der sich in eingehender und sehr klarer Weise in der STEINMANN-Festschrift mit dieser Frage auseinandersetzt, stimmt der Schlussfolgerung STEINMANN'S zu. In neuerer Zeit aber verlegt er „den dynamischen Faktor der faltenden Bewegung in eine Magmabewegung der Tiefe“ und nähert sich so mehr dem Standpunkte PENCK'S (43) und BACKLUND'S (5, 6, 7), die beide von magmatischen Vorgängen ausgehen und als Ursache der Krustenbewegung den Eintritt des Magmas unter die Gebirgsschale ansehen.

Unsere Feststellungen bestätigen die Tatsache eines innigen Zusammenhanges zwischen Tektonik und Intrusion. Verteilung, Form und Struktur von Intrusivkörpern spiegeln oft bis in die Einzelheiten hinein den Bau des Gebirges. Der Faltung ging die Intrusion parallel und beide wanderten von Westen nach Osten. Eine gewisse Unabhängigkeit äussert sich dort, wo etwa die Bewegung von der Intrusion überholt wird oder wo diese ihr nachhinkt.

Es dürfte schwer sein, ohne eine genaue Analyse den Anteil, den das intrudierende Magma an der Gestaltung des Gebirges hatte, herauszuschälen. Die Analyse des Intrusivkörpers von Chosica und der Vergleich desselben mit der Cordillera Blanca lassen aber erkennen, wie sehr seine Gestalt und sein Innenbau von der Lage des Intrusionsraumes im Orogen, also von einem tektonischen Faktor, abhängen. Diese bedingt ja die Verschiedenheit, welche in den beiden Profilen zu Tage tritt. Ob dann dieser Raum vor oder während der Intrusion gebildet worden ist, lässt sich nicht mehr entscheiden; jedenfalls ist er nicht durch diese selbst geschaffen worden.

Die Konkordanz zwischen Tektonik und Vulkanismus äussert sich in verschiedenen, voneinander abweichenden Formen, die aber nicht aus magmatischen Vorgängen allein abgeleitet werden können, sondern durch den Bauplan des Gebirgskörpers festgelegt sind. Das

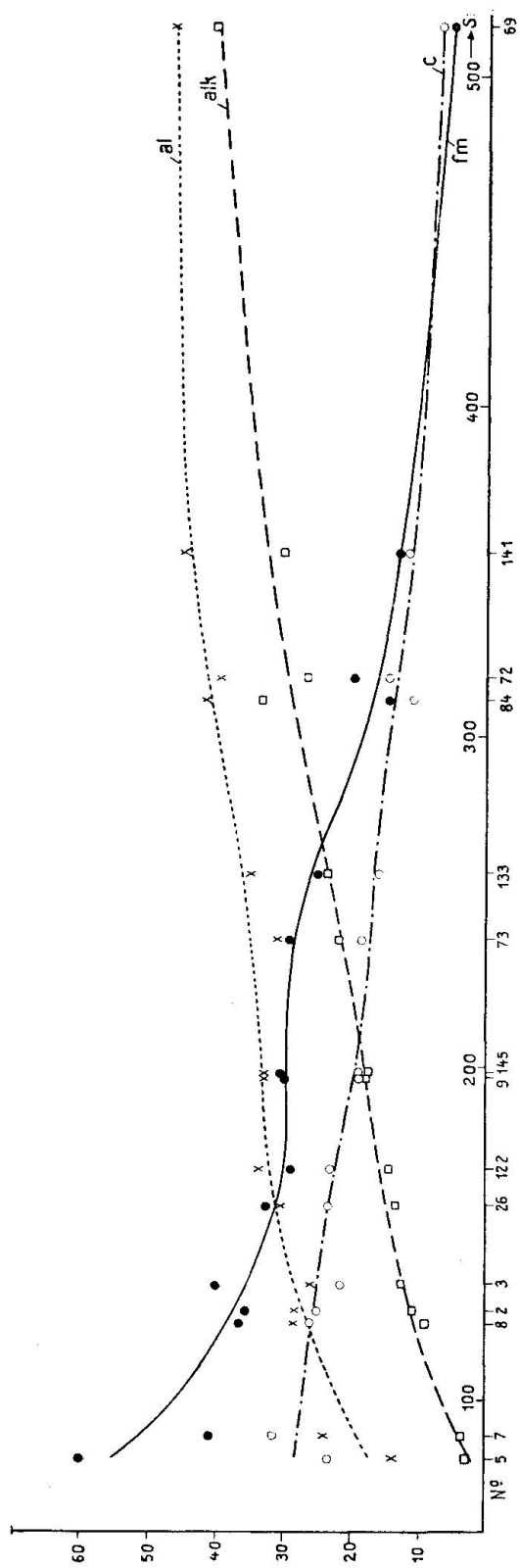


Fig. 11. Differentiationsdiagramm der peruanischen Gesteine

Magma erscheint passiv, in mancher Hinsicht nicht weniger passiv als die gefalteten Sedimente. Die Analyse einzelner Teile der Anden zeigt, dass Faltung und Intrusion sich überall einem Vorgange höheren Ranges unterordnen. Deshalb ist das Gebirge, obwohl durch beide geformt, wie aus einem Guss.

10. Der Chemismus der Plutonite und Vulkanite

Zur Diskussion des Chemismus werden die Molekularwerte nach NIGGLI verwendet. Tabelle 20 enthält sämtliche aus den 15 Analysen errechneten NIGGLIwerte. Das Differentiationsdiagramm (Fig. 11) umfasst abyssische, hypabyssische und effusive Typen. Den hypabyssischen Gesteinen entsprechen die Stöcke 133 und 145 des Bogens von Huarochiri. Hieher gehört auch der Lagergang 141. Der Dacit 84 und der Andesit 122 sind in die Rimacformation zu stellen, sind also sicher älter als die übrigen Glieder der Differentiationsreihe. Die Berechtigung, so verschiedenartige Gesteine in einem Diagramm zusammenzufassen, ergibt sich zunächst aus dem ruhigen Verlauf der Differentiationskurve. Diese räumlich und zeitlich getrennten Typen geben ein einheitliches Diagramm, sie tragen alle den gleichen Sippencharakter. Wie gross die Verwandtschaft zwischen den älteren Effusiva und den jüngeren Plutoniten ist, zeigt zum Beispiel die unmittelbare Nachbarschaft der Projektionspunkte des Andesites 122 und des Diorites 26.

Tabelle 20

No.	Niggliwerte				
	69 Alkaligranit	141 Granitporphyr	72 Hornblende-biotit-granit	84 Dacit	133 Dacit
si	516	356	318	311	259
al	47	45	39,5	41,5	35
fm	5,5	13	19,5	14,5	25
c	7	12	14,5	11	16
alk	40,5	30	26,5	33	24
k	0,60	0,36	0,56	0,34	0,35
mg	0,23	0,36	0,44	0,19	0,42
Magma	aplitgranitisch	leukoquarzdioritisch	adamellitisch	leukoquarzdioritisch	normalgranodioritisch
Ls	0,57	0,59	0,58	0,69	0,64
Fs	0,01	0,03	0,07	0,05	0,11
Qs	+ 0,42	+ 0,38	+ 0,35	+ 0,26	+ 0,25
al-alk	6,5	15	13	8,5	11
alk	6	2	2	4	2
al-alk					
c- (al-alk)	+ 0,5	- 3	+ 1,5	+ 2,5	+ 5

Niggliwerte

No.	73 Granodiorit	145 Quarzdiorit	9 Granodiorit	122 Andesit	26 Diorit
si	239	199	198	170	159
al	31	33	33	33,5	30,5
fm	29	30,5	30	29	32,5
c	18,5	19	19	23	23,5
alk	21,5	17,5	18	14,5	13,5
k	0,39	0,36	0,38	0,22	0,35
mg	0,39	0,42	0,42	0,33	0,51
Magma	normal- quarzdio- ritisch	normal- quarzdio- ritisch	quarzdioritisch	normal- dioritisch	normal- dioritisch
Ls	0,62	0,67	0,70	0,74	0,72
Fs	0,16	0,17	0,17	0,19	0,24
Qs	+ 0,22	+ 0,16	+ 0,13	+ 0,07	+ 0,04
al-alk	9,5	15,5	15	19	17
alk	2	1,1	1,2	1,6	0,8
al-alk					
c- (al-alk)	- 9	+ 3,5	+ 4	+ 4	+ 6,5

Niggliwerte

No.	3 Lamprophyr	2 Mikrodiorit	8 Uralitgabbro	7 Uralitgabbro	5 Melagabbro
si	137	128	124	89	82,5
al	26	28,5	28,5	24	14
fm	40	35,5	36,5	41	60
c	21,5	25	26	31,5	23
alk	12,5	11	9	3,5	3
k	0,23	0,17	0,39	0,21	0,54
mg	0,41	0,41	0,63	0,65	0,73
Magma	normal- gabbro- dioritisch	orbitisch- normal- dioritisch	orbitisch	pyroxen- gabbroid	hornblen- ditisch
Ls	0,74	0,79	0,75	0,70	0,48
Fs	0,35	0,34	0,35	0,58	0,87
Qs	- 0,09	- 0,13	- 0,10	- 0,28	- 0,35
al-alk	13,5	17,5	19,5	20,5	11
alk	0,9	0,6	0,5	0,16	0,29
al-alk					
c- (al-alk)	+ 7	8,5	5,5	11	12

Der Verlauf der Kurven zeigt den typisch pazifischen Charakter der Differentiation. Kennzeichnend dafür ist vor allem der Gang der al- und alk-Kurven. Nirgends erreicht letztere die al-Linie. Es bleibt also nach der Bildung der Alkalifeldspäte (al—alk) stets noch ein Überschuss an al, der mit abnehmendem si zunimmt. Da gleichzeitig c ansteigt, während al und alk sinken, wird der Alkalifeldspat immer mehr durch Anorthit ersetzt. Mit Ausnahme des Granitporphyres 141 ist immer ein Überschuss von c vorhanden, der am sauren Pol klein ist, aber gegen den basischen stark zunimmt. Es ist also

stets die Möglichkeit der Bildung von normativem Diopsid gegeben. Entsprechend diesem relativ hohen c-Wert zeigen die Plagioklase der granitischen und aplit-granitischen Gesteine einen meist höheren Anorthit-Gehalt, als man dem si-Wert der Gesteine nach erwarten würde.

Die Streuung der Werte ist, wie üblich, am stärksten bei den extrem basischen Gabbros und Melagabbros (7 und 5). Die Abnahme von al und c sowie die Zunahme von fm beim Übergang von 7 zu 5 drücken sich mineralogisch in einem Anstieg der Farbzahl von 56

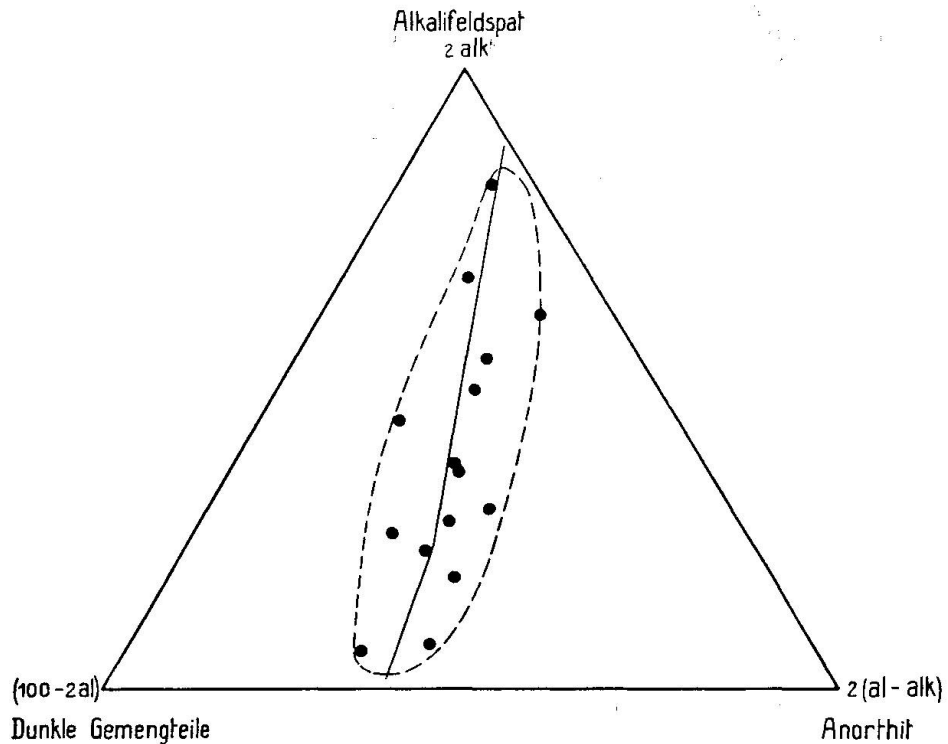


Fig. 12

auf 63 aus. Der grössere fm-Wert bei 5 ist hauptsächlich auf ein sprunghaftes Anwachsen von MgO (in viel geringerem Grade von FeO) zurückzuführen. Im Mineralbestand kommt dies in der Führung von Olivin und Hypersthen, den Erstausscheidungen des Magmas, zum Ausdruck. Da der Pyroxen (Olivin macht nur 1 % des modalen Mineralbestandes aus) etwa die gleiche Menge SiO₂ verlangt, wie zur Bildung von basischem Plagioklas erforderlich ist, so sind keine grossen Unterschiede im si-Wert zu erwarten.

Der Melagabbro 5 stellt somit eine Anreicherung der ersten Kristallisationsprodukte dar, die vielleicht durch gravitative Differentiation entstanden ist.

Fig. 12 zeigt die Verteilung von normativem Alkalifeldspat, Anorthit und den melanokraten Komponenten auf die einzelnen Gesteine

(NIGGLI). In der Hauptsache liegen die einzelnen Gesteinsorte in der Nähe einer Mittellinie, d. h. der Anteil von normativem Anorthit im Gesteine nimmt etwa gleichmässig mit dem der dunklen Gemengteile zu. Diese Verteilung kann als Beispiel für eine Gesteinsreihe betrachtet werden, die aus einem normalen Magma mittlerer Zusammensetzung (Diorit) durch Anreicherung von dunklen, resp. hellen Gemengteilen an zwei entgegengesetzten Polen entstanden ist.

Das für die Kennzeichnung einer magmatischen Provinz wichtige Verhältnis der Alkalifeldspäte kann auf verschiedene Arten dargestellt werden. In Fig. 13 wird dasselbe durch die k-Zahl

$$\left(\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \text{ molekular} \right)$$

in Abhängigkeit von si wiedergegeben.

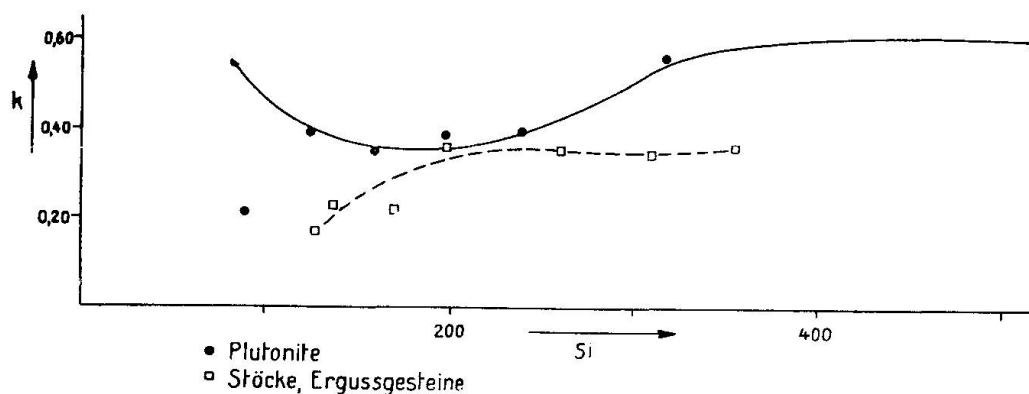


Fig. 13

Für $si > 200$ überschreitet k überall den Wert 0,3 und erscheint im Vergleich mit vielen anderen pazifischen Provinzen sehr hoch. Dementsprechend tritt auch in relativ basischen Gesteinen modal schon überall Kalifeldspat auf, während Biotit meist durch Hornblende ersetzt bleibt. Mit abnehmendem si sinkt auch k , ausser in den basischen Gliedern, wo k wiederum einen Anstieg zeigt.

Die Projektionspunkte der einzelnen Gesteine lassen sich auf zwei Kurven anordnen, wobei auf die obere alle Plutonite, auf die untere aber alle hypabyssischen Intrusiva, die Erguss- und Ganggesteine fallen. Bei gleichem si sind die k -Werte der letzten Gruppe mit einer einzigen Ausnahme stets auffallend niedriger.

Fig. 14 zeigt, dass der Natrongehalt der zweiten Reihe den Wert 3,5 übersteigt und stets grösser ist als derjenige der Plutonite.

In die natronreiche Gruppe fallen die erzbringenden Stöcke 133 und 141 (Ausnahme 145). Hier geht die Anreicherung dieser Komponente ohne Zweifel auf pneumatolytisch-hydrothermale Vorgänge

zurück, die mit der Erzförderung unmittelbar zusammenhängen. Die Mehrzahl der oberflächennahen Intrusivstöcke zeigt ja endogene, spätmagmatische Umwandlungen, z. T. in derart hohem Grade, dass die Gesteine zum vornherein für die chemische Analyse ausser Betracht fielen. Dass zwischen diesen endogenen, autometamorphen Umwandlungen und der Erzführung ein direkter Zusammenhang besteht, wird auch von AHLFELD (1) für Bolivien bestätigt.

Hier wie dort repräsentieren die Stöcke periphere Partien einer ausgedehnten plutonischen Masse, in die, im Zusammenhang mit dem Aufstieg der erzbringenden Lösungen, Natron einwanderte. Dass derartige natronhaltige Lösungen auch in die Gesteine des Kontakthofes,

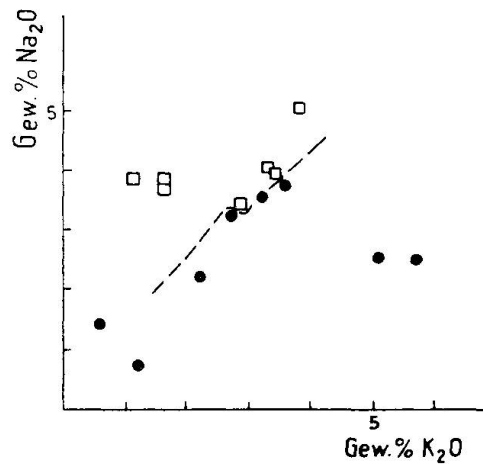


Fig. 14

vor allem in die Kalke, eindringen, zeigt die Beschreibung der Skapolithfelsbildung.

Mit primären, rein magmatischen Vorgängen dürfte die Bildung der relativ natronreichen Restmagmen der Gang- und Ergussgesteine zusammenhängen.

Zum Schluss möge noch hervorgehoben werden: der mengenmässig geringe Anteil extrem saurer oder basischer Differentiate, ferner die Seltenheit aplitischer und pegmatitischer Bildungen, die von Druck und Temperatur, also von der Intrusionstiefe, aber auch von der Beschaffenheit des Magmas abhängen. Das Stammagma der vorliegenden Gesteine dürfte granodioritische bis dioritische Zusammensetzung gehabt haben.

Der ganze Verlauf der Differentiation weist nirgends auf Entartung infolge Assimilation hin.

A. VERGLEICH MIT ANDEREN ERUPTIVGESTEINEN
DER SÜDAMERIKANISCHEN ANDEN

Um sich Klarheit über die Beziehung zwischen andiner Orogenese und den Differentiationsvorgängen in diesem Raum zu verschaffen, wäre ein Vergleich möglichst vieler Gesteinsreihen aus den verschiedenen Zonen der Anden notwendig.

Ein solcher Versuch wäre heute noch verfrüht, weil die Zahl der geeigneten Analysen viel zu klein ist. Doch soll im folgenden ein Vergleich mit Eruptivgesteinen der bolivianischen Anden und solchen von Feuerland wenigstens versucht werden. Das Material hiezu habe ich den Arbeiten von AHLFELD (1) und von KRANCK (35) entnommen.

a) Vergleich mit bolivianischen Gesteinen

Tabelle 21

<i>Niggliwerte</i>							
<i>bolivianischer Gesteine nach Ahlfeld:</i>							
si	al	fm	c	alk	k	mg	
459	51	11	6	32	0,41	0,34	Liparittuff
418	51	7	6	36	0,53	—	Zweiglimmergranit
335	35	24	13	28	0,50	0,31	Granodiorit
304	49	20	4	27	0,60	0,45	Quarzporphyr
284	41	17	11	30,5	0,51	0,32	Quarzporphyr
279	39	26	11	23	0,62	0,45	Quarzmonzonit (Lindgren)
262	40	25	11	25	0,51	0,57	Granodiorit

Von den sieben neuen Analysen, die AHLFELD gibt, stammen vier von Plutoniten, zwei von Ergussgesteinen und eine von einem Tuff. Der Variationsbereich (siehe Tabelle) ist klein (si 262—452) und umfasst vermutlich nur einen Ausschnitt der Gesamtdifferentiate im zentralandinen bolivianischen Raum. Der Verlauf der Differentiationskurven zeigt im Vergleich zu Peru einige typische Unterschiede. Die Differenz al—alk ist hier grösser. Die c-Werte sind hingegen niedriger, so dass hier der Fall häufig auftritt, dass nach der Bildung von Alkalifeldspat und von Anorthit normativ noch ein Überschuss von al vorhanden ist. In Wirklichkeit wird dieser Überschuss zur Bildung von Biotit verbraucht. Dieses Mineral erlangt in bolivianischen Gesteinen eine grössere Bedeutung als in den peruanischen.

Eine weitere Abweichung vom peruanischen Typus zeigen die besonders für Granodiorite extrem hohen k-Werte (siehe Tabelle). Das Verhältnis von normativem Kalifeldspat zu Plagioklas wird zu Gunsten des ersten verschoben. Bei den andesinführenden Grano-

dioriten Perus bildet der normative Kalifeldspat immer weniger als $\frac{2}{3}$ des Plagioklases, in Bolivien aber stets mehr als $\frac{2}{3}$

$$\left(\frac{2}{3} < \frac{\text{Kalifeldspat}}{\text{Plagioklas}} < 1\right).$$

Diese Differentiation zeigt also stark syenitische bis alkali-granitische Tendenz.

In Bolivien treten somit gewisse Züge, die sich in den peruanischen Anden schon andeuteten, in verstärktem Masse in Erscheinung. Vor allem zeigt diese Provinz eine weitere Zunahme der Kalivormacht.

b) Vergleich mit der Gesteinsserie Feuerlands

Die NIGGLI-Werte der in KRANCK'S Arbeit angegebenen Analysen der tertiären Intrusivgesteine Feuerlands sind in der folgenden Tabelle angeführt.

Tabelle 22

si	al	fm	c	alk	k	mg	
316	46	9,5	16,5	28	0,18	0,35	Granit
216	33	29	21	17	0,41	0,47	Diorit
180	34	22	20	23,5	0,40	0,35	Monzonit
180	30	32	24	14	0,24	0,53	Diorit
99	20	51	20	9	0,30	0,42	Spessartit
92	21,5	57	19	2,5	0,28	0,78	Gabbro
81	21	40	37	2	0,30	0,40	Gabbro
74	20	52	25	3	0,14	0,45	Gabbro

Auch hier umfassen die Proben nur ein Teilstück der möglichen Gesamtdifferentiation; vor allem fehlen die sauren Gesteine, die allein einen direkten Vergleich auch mit der bolivianischen Provinz gestatten würden.

Das Differentiationsdiagramm deckt sich fast vollständig mit dem Perus. Beide Tendenzen, sowohl nach dem kali- wie nach dem natronreichen Pol, werden in der Gesteinsbildung erkennbar, ohne dass sie in der Gesamtdifferentiation stark hervortreten. KRANCK spricht deshalb auch von einer „unvollständigen Differentiation“.

c) Zusammenfassung

Der Vergleich der Gesteine von Peru, Bolivien und Feuerland zeigt die grosse Verwandtschaft, aber auch gewisse Unterschiede der drei Provinzen. Durch die folgende Gegenüberstellung sollen nochmals die Hauptkennzeichen der drei Gesteinsreihen hervorgehoben werden.

Tabelle 23

	<i>Feuerland</i>	<i>West-Peru</i>	<i>Bolivien</i>
Geographische Stellung	Westkordilleren	Westkordilleren	Zentralkordilleren
	Vorwiegend mittel-saure bis basische Differentiate (von si 316 abwärts).	Saure und basische Differentiate treten mengenmässig zurück. Überwiegend Granodiorite.	Die dominierenden Gesteine sind saurer als in Peru und Feuerland (von si 262 aufwärts.)
	Natron- und kalireiche Subtendenzen		Starke Kalivormacht
	Kalkreiches Magma		Kalkarmes Magma
West	Richtung der fortschreitenden Intrusion →		Ost
ältere	→		jüngere Intrusionen

Soweit aus diesen Beispielen ersichtlich wird, gehören die tertiären Intrusivgesteine der südamerikanischen Anden derselben magmatischen Provinz an. Der Gebirgszug stellt sowohl in geotektonischer wie in magmatischer Beziehung eine Einheit von erstaunlich gleichförmigem Aufbau dar.

Aber auch in den Besonderheiten der drei Gebiete enthüllt sich eine einfache Entwicklungslinie.

Die Westkordillere Perus nimmt in magmatischer Beziehung eine Mittelstellung zwischen Feuerland und Bolivien ein. Die bolivianische Provinz erscheint als Fortsetzung einer magmatischen Evolution, die sowohl in Feuerland wie in Peru noch embryonalen Charakter aufweist. Von Westen nach Osten gehend entwickelt sich die Differentiation von meist neutralen, intermediären zu immer mehr teils natron-, vor allem aber kalibetonten Magmen. Das wird im Kleinen schon im westperuanischen Raum deutlich, noch besser aber ergibt es sich aus dem Vergleich Perus und Boliviens.

Die angedeutete Entwicklung scheint in der Ostkordillere ihren Abschluss zu erreichen. Hier finden sich öfters Alkaligesteine. So haben vor kurzem AHLFELD und MOSEBACH (2) Hornblendesyenite und Nephelinsyenite aus der bolivianischen Ostkordillere beschrieben, die vermutlich als Differentiationsprodukte tertiärer (granodioritischer) Magmen aufzufassen sind. Jungtertiäre Alkaligesteine aus dem Grenzgebiet von Argentinien und Bolivien wurden schon von BEDER erwähnt, und schliesslich führt auch die Betrachtung der von BACKLUND (5) beschriebenen tertiären Gesteine Südmendozas zur obigen Schlussfolgerung.

B. VERGLEICH MIT DEN NORDAMERIKANISCHEN KORDILLEREN

Im Folgenden soll ein Versuch gemacht werden, die peruanischen mit den nordamerikanischen Eruptivgesteinen der Cordillere zu ver-

gleichen. In grossen Zügen geschieht dies am einfachsten durch Vergleich der peruanischen Differentiation mit den von BURRI (18) aufgestellten Differentiationstypen. In der folgenden Tabelle 24 sind die Typenwerte (siehe BURRI) der Differentiation von Peru denjenigen der mittleren Differentiation der jungen Eruptivgesteine der Nordamerikanischen Cordillere (NAC) und der Sierra Nevada (SN) gegenübergestellt.

Tabelle 24

si	al			fm			c		
	P	SN	NAC	P	SN	NAC	P	SN	NAC
120	24	22,5	23,5	42	43	42,5	25	24,5	25
150	28	27	27	35	36	35	23,5	24	22,5
200	33	34	33	30	28	26	19	21	18
250	34	38	38	26	22	20	17	17	15
300	40	41,5	41,5	18	18	15,5	14	12	14,5
350	44	44,5	44,5	14	14	12,5	12	9	10,5
400	45	45	46,5	11	12	10	10	7	8

P = Peru, SN = Sierra Nevada, NAC = Nord-Amerikan. Cordillere.

si	alk			al-alk			c-(al-alk)		
	P	SN	NAC	P	SN	NAC	P	SN	NAC
120	9	9,5	10	15	13	12,5	+10	+11,5	+12,5
150	13,5	13	15	14,5	14	12	+9	+10	+11
200	18	18	22	15	15	12	+4	+6	+6
250	23	23	27	11	15	11	+6	+2	+4
300	28	28	29	12	13,5	12,5	+2	-1,5	+2
350	30	33	33	14	10,5	11	-2	-1,5	-0,5
400	33	36	35	12	9	11,5	-2	-2	-3,5

P = Peru, SN = Sierra Nevada, NAC = Nord-Amerikan. Cordillere.

Die Übereinstimmung ist ausgezeichnet. Mit dem Typus Sierra Nevada (Effusivgesteine) hat Peru höhere Werte für die Differenz al—alk (normativer Anorthit!) gemeinsam, unterscheidet sich aber von ihm in den sauren Gliedern dadurch, dass nach der Bildung von normativem Anorthit noch ein Überschuss von Kalk bleibt. Darin zeigt die peruanische Provinz Anklänge an die vor kurzem von BURRI (22) bearbeitete Provinz Nicaragua.

Die Analogie zwischen den nordamerikanischen Cordilleren und Peru beschränkt sich aber nicht nur auf den Typus der Differentiation, dessen Vergleich ja auch nur dazu dienen kann, relativ grobe Unterschiede sofort sichtbar werden zu lassen. Ein eingehender Vergleich zeigt vielmehr auch eine überraschende Verwandtschaft in der Anordnung und zeitlichen Folge der einzelnen Intrusionen. Zum Beweis mögen die Coast Range- und Sierra Nevada-Batholithen herangezogen werden, die, wie BUDDINGTON (15) dargelegt hat, unter sich chemisch nahe verwandt sind, die aber auch mit Peru ausgezeichnet übereinstimmen.

Ein Profil durch die Coast Range zeigt für die westlichen, schwach gefalteten, und für die zentralen, stark gefalteten Teile Beziehungen, die an die Verhältnisse im Pluton Westperus erinnern. Die Gesteine der zentralen Region sind salischer und kalireicher. Orthoklas und Biotit spielen hier eine grössere Rolle als im Westen.

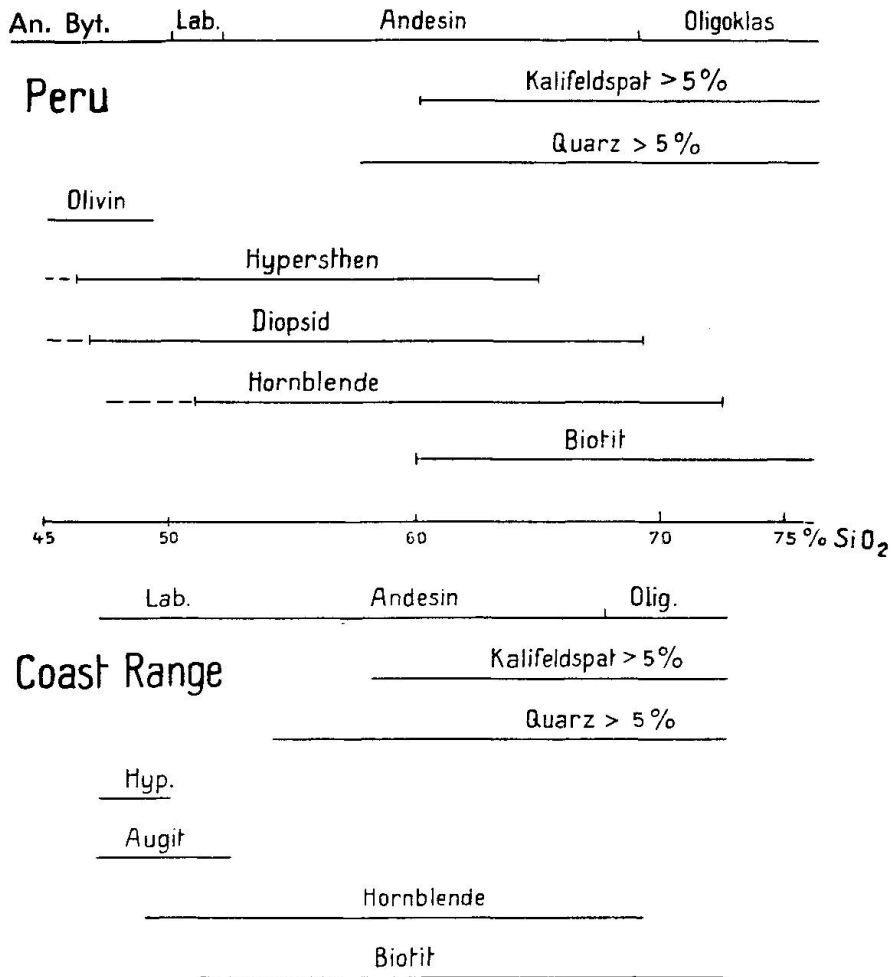


Fig. 15. Ausscheidungsfolge und Existenzbereich der Hauptgemengteile bezogen auf SiO₂) in Peru und Coast-Range

Die Zusammensetzung variiert von West nach Ost von Diorit über Quarzdiorit und Granodiorit zu „Quarzmonzonit“.

Der Batholith der Sierra Nevada besteht nach LINDGREN'S Darstellung (45) aus einer grossen Zahl einzelner Intrusionen, vorwiegend granodioritischer und quarzmonzonitischer Zusammensetzung. Im Gebiete der Haupterhebung finden sich kleinere Intrusionen meistens normalgranitischer Natur, sehr kieselsäure- und kalireich. Diese Intrusion begann im Westen mit Peridotiten und Gabbros und wanderte

nach Osten, während die Zusammensetzung immer saurer und schliesslich granitisch wurde.

Die Differentiations- und Intrusionsvorgänge zeigen somit in den drei erwähnten Provinzen einen ähnlichen Verlauf.

Dass analoge Verhältnisse auch in anderen Teilen der Cordilleren zu finden sind, zeigen Angaben DALYS in der „Geology of the North American Cordillera on the forty-ninth Parallel“.

Beispielsweise erinnert das Verhältnis zwischen einer granodioritischen Hauptmasse und einzelnen, stock- oder sillartigen granitischen Nebenintrusionen des Bayonne - Batholithen an Westperu mit seiner Hauptintrusion von Chosica und den satellitischen Stöcken und Lagergängen von Huarochiri. Als mögliche Ursachen der sauren Natur der kleinen Intrusivkörper erwähnt DALY drei, nämlich: gravitative Differentiation, Assimilation von Quarzit und „the special concentration of magmatic fluids in the smaller chambers“ (22, S. 302).

Die Gesteine der peruanischen Anden sind durch die Ausscheidungsfolge Olivin - Pyroxen - Amphibol - Biotit gekennzeichnet. Den gleichen Verlauf der Kristallisation zeigen auch die Gesteine Feuerlands, ebenso wie jene Alaskas und der Sierra Nevada. Sehr oft greift ein Glied über den Bildungsbereich eines anderen hinweg. Besondere Beachtung verdient die frühzeitige Entstehung von Hornblende in den basischen peruanischen Plutoniten. Ihr Existenzgebiet umfasst auch intermediäre und saure Typen. Erst im Alkaligranit wird sie völlig durch Biotit ersetzt. (Dadurch steht die peruanische Differentiation im Gegensatz zum Typus der Anorthosit - Charnockit - Reihe des Adirondack-, des Bergen-Jotun-Stammes etc., wo an Stelle der Hornblende Pyroxen tritt (Pyroxen-Granite!).

Das folgende Schema Fig. 15 zeigt zum Vergleich die Kristallisationsfolge und das Existenzgebiet der wichtigsten Gemengteile von Peru und der Coast-Range (bezogen auf SiO_2 !). (Angaben über Coast-Range nach BUDDINGTON (16).)

Beiden ist die dominierende Assoziation Hornblende-Andesin gemeinsam. Gegenüber der Coast-Range ist der grosse Existenzbereich von Hypersthen und monoklinem Pyroxen in Peru beachtenswert.

C. VERGLEICH MIT INTRUSIVGESTEINEN ANDERER GEBIRGSKETTEN

Auf die Verwandtschaft der andinen Stämme mit dem Opdalit-Trondhjemit-Stamm des kaledonischen Gebirges Norwegens und Schottlands hat früher V. M. GOLDSCHMIDT (32) hingewiesen. Er hat auch auf die Beziehungen zu dem Tonalitstamm der Ostalpen auf-

merksam gemacht. Ähnliche Tendenzen weisen auch die inneralpinen posttektonischen Intrusionen von Traversella-Biella und zum Teil das Bergell auf.

Hier sei noch auf die Verwandtschaft mit der Differentiation der postkretazischen Banatite hingewiesen. Diese von CODARCEA (25) beschriebene Provinz umfasst gabbroide, granogabbroide, granodioritische, granitische und aplitische Gesteine. Mengemässig überwiegen die Granodiorite, ähnlich wie in Peru.

Die Differentiation zeigt grosse Analogien zu Peru. Hier sei nur auf die hohen k-Werte hingewiesen, die beiden gemeinsam sind. Auch im Banat bedingt der hohe Kalkgehalt des Magmas die Bildung von relativ basischem Plagioklas in den sauersten Differentiaten. Einzelne natronreiche Gesteine kommen ebenfalls vor.

Mineralogisch aber unterscheiden sich die Banatite von den peruanischen Granodioriten durch einen höheren Gehalt an Biotit.

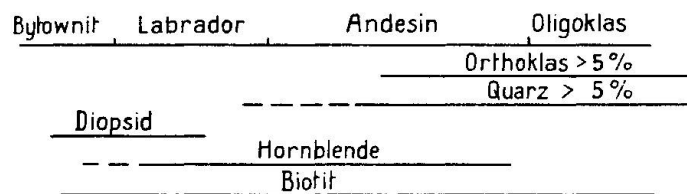


Fig. 16

Dieses Mineral kommt frühzeitig zur Ausscheidung und findet sich ebenso in gabbroiden (Melagabbro mit 25 % Biotit!) wie in granodioritischen und granitischen Gesteinen. Pyroxen finden wir hier nur in den Gabbros, im Gegensatz zu Peru. Das folgende Schema Fig. 16 gibt eine Übersicht der Ausscheidungsfolge der wichtigsten Gemengteile im Banat.

Ein Vergleich der Dünnschliffe zeigt, dass auch im Banat postmagmatische Umwandlungen allgemein verbreitet sind. Dies ist bemerkenswert im Hinblick auf die Vorstellung, dass gerade die Bildung von Hornblende (und Biotit) an Stelle von Pyroxen auf die Gegenwart von Mineralisatoren, vor allem von Wasser, zurückzuführen sei. Die postmagmatischen Vorgänge nehmen aber im Banat einen breiteren Raum ein und erreichen auch eine grössere Intensität als in Peru. Wahrscheinlich muss man die Tatsache, dass hier Biotit z. T. vor Hornblende auskristallisiert, auf diesen Umstand zurückführen.

Die Hauptintrusivmasse des Banates bildet einen Lakkolithen und ist, ähnlich wie der Pluton von Chosica, in relativ geringer Tiefe erstarrt.

11. Zusammenfassung

Die Untersuchung der Eruptivgesteine im Tale des Rimac und des Rio St. Eulalia (westperuanische Anden) zeigt deren Zugehörigkeit zu einer pazifischen Unter-Sippe von durchaus andinem Typus. Dies ergibt sich aus dem Differentiationsverlauf und dem Vergleich desselben mit anderen Eruptivgesteinsreihen der amerikanischen Cordilleren. Die Verwandtschaft äussert sich aber nicht nur in der Ähnlichkeit der Differentiationstypen, sondern auch in der Struktur verschiedener nord- und südamerikanischer Intrusionskomplexe. Immerhin machen sich in jeder Provinz Untertendenzen bemerkbar, von denen die wichtigste die Aufspaltung in eine Natron- und Kali-Reihe ist. Diese Subtendenzen prägen sich nicht überall in gleicher Weise und gleich stark aus; sie kennzeichnen die einzelnen Provinzen. Es ergeben sich Unterschiede auch in der Kristallisationsfolge und Zusammensetzung vor allem der Mafite, wo eine Hornblende- mit einer Pyroxen- (\pm Biotit-) facies alterniert.

Charakteristisch für die dominierenden Eruptivgesteine der westperuanischen Anden, die Granodiorite, ist die häufige Kombination von rhombischem mit monoklinem Pyroxen und Biotit, während in den basischen und sauren Endgliedern der Reihe die Hornblende als dunkler Gemengteil überwiegt. Aus der Untersuchung der Eruptivstöcke von Huarochiri geht hervor, dass die Führung von Hornblende anstatt von Pyroxen auf eine Konzentration flüchtiger Bestandteile im Magma hinweist und damit auch ein Indikator für die geologische Stellung des Gesteins sein kann.

Die petrographische Bearbeitung ergab die Existenz verschiedener Reaktionsreihen im Sinne BOWENS. Zwischen Mineral- und Gesteinsfolge besteht Parallelität.

Für die Deutung des Intrusionsmechanismus ist es wichtig, dass die Gesteinsbildung im Pluton von Chosica in drei Phasen zusammengefasst werden kann, die sich in von West nach Ost folgenden Räumen abspielten. Die drei Phasen folgten sich aber nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich; die erste (älteste) begann in der Nähe der Küste mit der Bildung gabbroider Differentiate, die zweite und wichtigste, der Kristallisation der Granodiorite entsprechend, folgte landeinwärts und klang im Osten, im Gebiete der Haupterhebung, mit der Bildung von Graniten aus. Dies ergibt sich aus der Verknüpfung von Mineral- und Gesteinsbildung und aus der Verteilung der einzelnen Gesteinstypen. Lokale Wiederholungen ergaben sich z. T. durch gravitative Differentiation und sind abhängig von der tektonischen Stellung und damit von der Struktur des Intrusionsraumes.

Für West-Peru wird diese in erster Linie bestimmt durch die unmittelbare Nachbarschaft des pazifischen Senkungsgebietes.

Dieser Asymmetrie im stofflichen Aufbau des Plutons entspricht seine geologische Struktur. Beide erklären sich aus einer horizontalen West-Ost-Bewegung des intrudierenden Magmas, etwa wie dies neuere strukturelle Untersuchungen am Pluton der Sierre Nevada gezeigt haben, dessen Wachstum ebenfalls im Westen begann und nach Osten fortschritt. Wie gross das Ausmass der horizontalen Verschiebung ist, kann man vorläufig nicht feststellen; jedoch kann aus dem Gesagten geschlossen werden, dass sich das Magma, tektonogenetisch betrachtet, durchaus passiv verhielt. Zum gleichen Ergebnis führen auch andere Betrachtungen.

Die Untersuchung der Rimacformation ergab eine nähere Kennzeichnung der unteren marinen und der oberen kontinentalen, vorwiegend durch Vulkanite der pazifischen Reihe charakterisierten Abteilung. Die Bildung der Formation fällt in eine Regressionsphase des Meeres und dürfte am Ende der Kreide erfolgt sein.

Die peruanische Provinz zeigt in all ihren Zügen die Zugehörigkeit zum grossen andinen Stamm. Viel stärker als die zwischen einzelnen Teilen dieses Stammes festgestellten Differenzen fällt ihre grosse Übereinstimmung ins Gewicht.

Als eines der bedeutungsvollsten, gemeinsamen Merkmale erscheint die Ost-West-Richtung der Intrusionen. Trifft diese Feststellung allgemein für die Anden zu, so wäre damit gezeigt, dass das Gebiet des pazifischen Kratogens (Ozean) als Ausgang der grössten Intrusionen für die Entwicklung der amerikanischen Cordilleren von entscheidender Bedeutung gewesen sein muss.

LITERATUR

1. AHLFELD, FR., Die Erzlagerstätten in der tertiären Magmaprovinz der bolivianischen Zentralanden. N. Jahrb. Mineral. Geol., B. Bd. 65, Abt. A., 1932, 285.
2. AHLFELD, FR. u. MOSEBACH, Über Alkaligesteine in der bolivianischen Ostkordillere. N. Jahrb. Mineral. Geol., B. Bd. 69, Abt. A., 1935, 388.
3. — Über das Alter der zinnbringenden Magmagesteine Boliviens. N. Jahrb. Mineral. Geol. B. Bd. 71, Abt. A., 1937, 34—38.
4. ALLING, H. L., Interpretative petrology of the igneous rocks. 1936.
5. BACKLUND, H. G., Der magmatische Anteil der Cordillera von Süd-Mendoza. Acta Acad. Aboensis Math. Phys. II. Abo. 1923.
6. — Kristalline Massengesteine und die andine Geosynclinale. Geol. Rundschau, Bd. XIV. 1923, 295—301.
7. — Magmatic Activity and Mountain Folding in the Andes of South Mendoza. Geol. Mag., vol. 63, 1926, 410—422.

8. BACKLUND, H. G., Der „Magmaaufstieg“ in Faltengebirgen. Bull. Com. Geol. Finlande, No. 115, 1936.
9. BARTH, TOM. F., Proposed changes in calculation of norms of rocks. Mineral. Petrogr. Mitt., Bd. 42, 1931, 1—7.
10. — Crystallisation of pyroxene from basalt. American Mineralogist, vol. 16, 1931, 195—208.
11. — The crystallization process of basalt. Amer. J. Sc., vol. 31, 1936, 321—351.
12. BOWEN, N. L., On the later stages of the evolution of igneous rocks. Journ. Geol., suppl. 1915.
13. — The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press. 1928.
14. — Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology. Amer. J. Sc., vol. 33, 1937, 1—21.
15. BUDDINGTON, A. F., Coast range intrusives of south-eastern Alaska. Journ. Geol., vol. 35, 1927, 224.
16. — The Adirondack magmatic stem. Journ. Geol., vol. 39, 1931, 240.
17. — Gravity stratification — of certain intrusives of the northwestern Adirondacks. Int. Geol. Congr. XVI. U. S. A. 1933, vol. I, 347—352.
18. BURRI, C., Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 6, 1926.
19. — Kritische Zusammenfassung unserer Kenntnisse über die Differentiationstypen postmesozoischer Vulkangebiete. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 7, 1927, 254—310.
20. — Übersicht über den heutigen Stand unserer Kenntnisse der Differentiation in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. N. Jahrb. Mineral. Geol., B. Bd. 58, Abt. A., 1928, 109—140.
21. — Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 11, 1931, 285—290.
22. BURRI, C. u. SONDER, R. A., Beiträge zur Geologie und Petrographie des jungtertiären und rezenten Vulkanismus in Nicaragua. Zeitschr. Vulk. 1936, Bd. XVIII, 34—92.
23. CIZANCOURT, H. DE, Tectonic structure of northern Andes in Colombia and Venezuela. Bull. Amer. Associat. Petrol. Geol., vol. 17, 1933, 211—228.
24. CLOOS, H., Das Batholithenproblem. Fortschr. Geol. Pal. Heft 1, 1923.
25. CODARCEA, A., Etude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer-Bocsa Montana (Banat). Anuarul Inst. Geol. Romaniei. Vol. XV, 1930.
26. CROSS, W., The natural classification of igneous rocks. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 16, 1910, 470—506.
27. DALY, R. A., Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth Parallel. Mem. Canad. Geol. Survey. 38. 1912.
28. — Igneous rocks and the depths of the earth. 1933.
29. GERTH, H., Geologische und morphologische Beobachtungen in den Cordilleren Südperus. Geol. Rundschau, Bd. 6, 1915, 129—153.
30. — Orogenese und Magma in der argentinischen Cordillere. Geol. Rundschau. Steinmann Festschrift. 1926, 62—98.
31. — Geologie Südamerikas (in Geologie der Erde). Teil I und II, 1932 und 1935. Berlin.

32. GOLDSCHMIDT, V. M., Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. Videnskaps. Skrifter. Mat. naturv. Kl. 1916, No 2.
33. HAARMANN, E., Die Oszillationstheorie.
34. IDDINGS, J. P., Igneous rocks. New York. 1913.
35. KRANCK, E. H., Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Helsinki, Acta Geogr. 4, No 2. 1932.
36. MACGREGOR, A. G., Scottish Pyroxene-Granulite Hornfelses and Odenwald Beerbachites. Geol. Mag. 68, 1931, 506—521.
37. NIGGLI, P., Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920.
38. — Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abh. prakt. Geol., Bd. 1, 1925.
39. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 7, 1927, 116—133.
40. — Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 11, 1931, 296—364.
41. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 16, 1936, 295—317.
42. — Die Magmentypen. Schweiz. min. petr. Mitt., Bd. 16, 1936, 335—400.
43. PENCK, WALTER, Der Südrand der Puna de Atacama. Abh. math.-phys. Klasse sächs. Akad. Wiss., No. 1, Leipzig 1901.
44. PEOPLE, J. W., Gravity stratification as a criterion in the interpretation of the structure of the Stilwater complex, Montana. Int. Geol. Congr. XVI, U. S. A. 1933, vol. I, 353—360.
45. Problems of American Geology. Yale University Press. 1915.
46. REINHARD, M., Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
47. RITTMANN, A., Die Zonenmethode. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 9, 1929.
48. Rocky Mountain Fund Series: Ore Deposits of the Western States. Lindgren Volume. New York 1933.
49. ROSS, C. P., Mesozoic and Tertiary granitic rocks in Idaho. Journ. Geol., vol. 36, 1928, 673.
50. SMULIKOWSKI, K., Les roches eruptives des Andes de Bolivie. Archive Min. Soc. Sc. Lett., vol. X, 1934, 122—242.
51. SPAENHAUER, F., Über das Ergebnis von Messungen an synthetischen Plagioklasen mit Hilfe des Universaldrehtisches. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. XIII, 1933.
52. STEINMANN, G., Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. Geol. Rundschau, Bd. 1, 1910, 13—35.
53. — Über gebundene Erzgänge in der Cordillere Südamerikas. Internat. Geol. Kongr. Düsseldorf. 1910, Abt. 4, Vortr. 20.
54. — Geologie von Peru. Heidelberg 1929.
55. STILLE, H., Die Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Zeit und Raum. Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss. Phys. Math. Kl., 15, 1936.
56. SUTER, H., Petrographische Notizen über Nordwest-Peru. Schweiz. mineral. petr. Mitt., Bd. 8, 1928, 282—317.
57. TOMITA, T., Variations in Optical Properties — in the Pyroxenes of the clinoenstatite-clinohypersthene-diopside-hedenbergite System. Journ. Shangai Sc. Inst. II, vol. II, 1934, 41—58.

58. TRÖGER, W. E., Zur Sippen- und Sippenteilung magmatischer Gesteine. N. Jahrb. mineral. Geol., B. Bd. 62, Abt. A, 1930, 249—330.
59. — Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
60. Tsuboi, S., On the course of cristallization of pyroxenes from rock-magmas. Jap. Journ. Geol. Geogr. Vol. X, No 1—2, 1932, 67—82.
61. VIEMETTER, R., Untersuchung von Eruptivgesteinen und ihrer Kontaktgesteine aus den Kordilleren von Bolivien und Peru. N. Jahrb. Mineral. Geol., B. Bd. 56, Abt. A, 1927, 23—68.
62. WINCHELL, A. N., Elements of optical mineralogy. New York.
63. WILLIS, B., Continental genesis. Bull. Geol. Soc. America, vol. 40, 1929, 281—336.
64. — Metamorphic Orogeny. Bull. Geol. Soc. America, vol. 40, 1929, 557—590.

Legende:

Endmoräne

Gabbros

Granodiorite

Granite

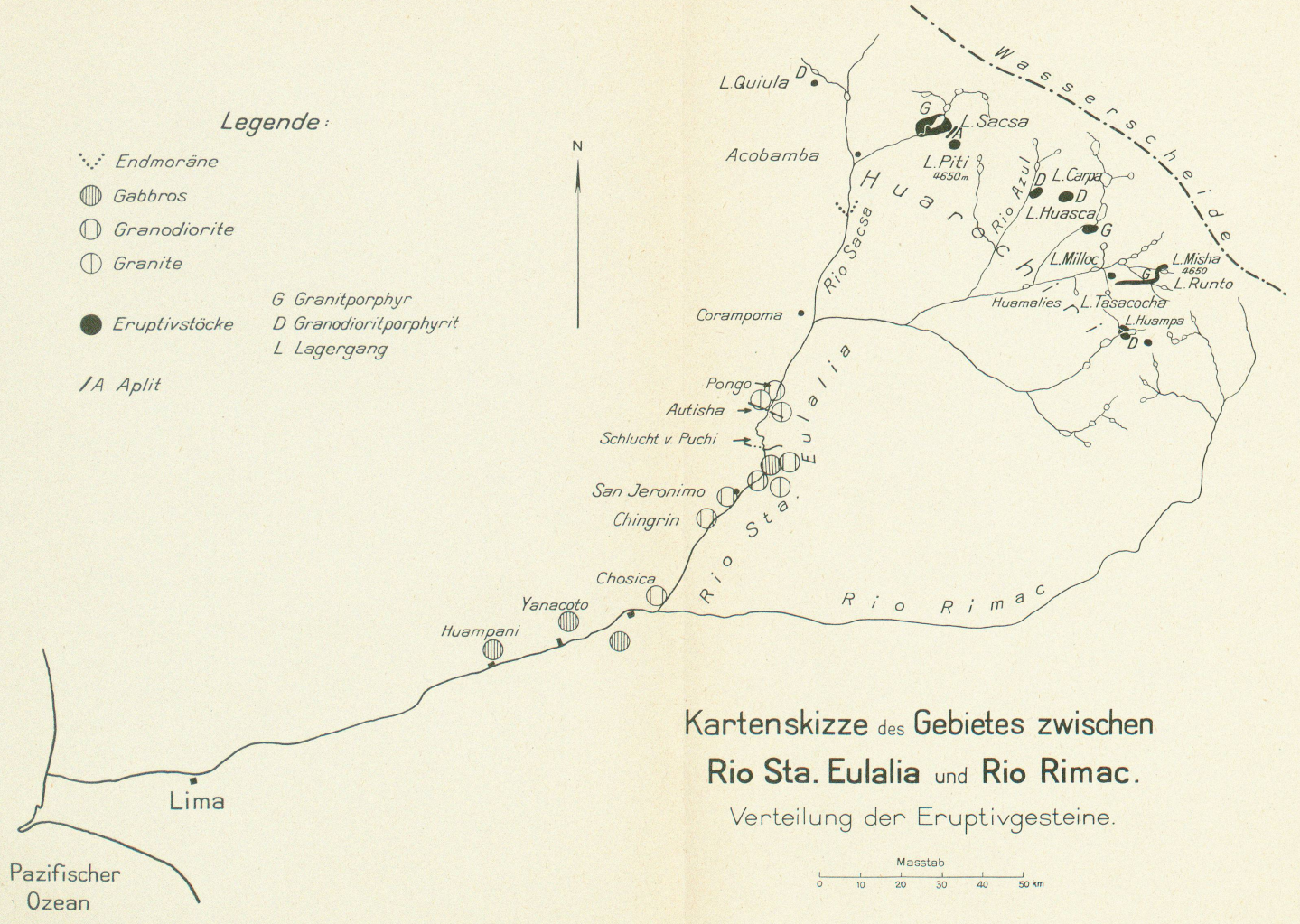
Eruptivstöcke

/A Aplit

G Granitporphyr

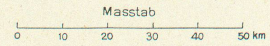
D Granodioritporphyr

L Lagergang



Kartenskizze des Gebietes zwischen
Rio Sta. Eulalia und Rio Rimac.

Verteilung der Eruptivgesteine.



Leere Seite
Blank page
Page vide