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

Band: 9 (1929)

Heft: 2

Artikel: Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt

Autor: Ambühl, Ernst

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-10751

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 30.03.2026

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

Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt

Von *Ernst Ambühl*

Inhaltsübersicht

Seite

Vorwort 267
Einleitung 268
I. Teil: Beschreibung der im zentralen Gotthardmassiv auftretenden Gesteine 270
1. Die Orthogneise 270
Lamprophyre und Aplite S. 275 — Schollen S. 276 — Erzgänge S. 276.
2. Die feldspatreichen Gneise 277
3. Die Paragneise 281
Die gewöhnlichen Paragneise 281
Die Abarten der Paragneise 282
Granatgneise S. 282 — Epidot-Biotitparagneise S. 282 — Chloritparagneise S. 283 — Hornblendeparagneise S. 283 — Übergangsgesteine zur Ursernzone S. 283.
Wenig verbreitete Gesteine 283
Biotschiefer S. 283 — Quarz-Chlorit-Sericitgestein mit Calcit und Granat S. 284 — Granatquarzit S. 285 — Hornfelsartige Gesteine S. 285 — Fuchsitquarzit S. 285.
Chemismus der Paragneise 286
4. Die Amphibolite, Hornblende-Plagioklasgneise und Kalksilikatfelse 288
Amphibolite und Hornblende-Plagioklasgneise S. 288 — Kalksilikatfelse S. 291 — Biotit-Zoisitamphibolit S. 291 — Kastelhornamphibolit S. 292.
5. Die Peridotite, ihre Umwandlungsprodukte und Kontaktgesteine . 294
Auftreten 294
Wenig veränderte Peridotite 298
Serpentin 299
Die randlichen Produkte der metamorphen Peridotite . . . 301
Talkschiefer S. 301 — Strahlsteinschiefer S. 303 — Biotitschiefer S. 305 — Chloritschiefer S. 307 — Amphibolite S. 309 — Paragneise S. 310.
Die Kluftmineralien des Serpentins 310
Verwitterungserscheinungen 311
Strahlstein- und Biotitschiefer ohne gleichzeitiges Auftreten von Serpentin 311
Zur Altersfrage der Serpentine 314
Zusammenfassung 314

Seite

6. Die Gesteine der Tremolaserie 315
Die Quarzbiotitgneise S. 316 — Biotitquarzit S. 317 — Quarzit mit Carbonat und wenig Kohle S. 317 — Das „Carbon" vom Giubing S. 317 — Die Granat-Biotitschiefer S. 318 — Die Hornblendegarbenschiefer S. 319 — Die Granat-Hornblendegarbenschiefer S. 320 — Die gewöhnlichen Paragneise S. 321 — Pneumatolytisch-hydrothermale Produkte S. 321 — Die hydrothermalen Quarzgänge S. 322.
7. Die jungpalaeozoischen Eruptivgesteine 322
Der Gamsbodengneis 322
Geologische Lagerung S. 323 — Kontaktverhältnisse S. 323 — Beschreibung S. 326 — Chemismus S. 327 — Ganggefolgschaft S. 328.
Der Winterhornaplitgranit 330
Kontaktverhältnisse S. 330 — Beschreibung S. 330 — Spaltungsprodukte S. 331.
Der Granitporphyr vom Rossbodenstock 331
Geologische Lagerung S. 331 — Makroskopische Beschreibung S. 331 — Mikroskopische Beschreibung S. 332 — Kontaktverhältnisse S. 333 — Pegmatite S. 334 — Chemismus S. 334.
Der Granodiorit vom Fil Toma 335
Der Granodiorit vom Pazzolastock im Somvixerzwischenmassiv . 337
Der Diorit nördlich vom Piz Tegliola 338
Intermediäre Ganggesteine 338
Quarzporphyrit S. 338 — Porphyrit S. 339.
Das Feldspat-Epidot-Chloritgestein vom Gitziälpetligrat . . . 339
Die Pegmatite 342
8. Gesteine der Ursernzone 343
Die mesozoischen Gesteine 344
Der Jura S. 345 — Die Trias S. 349.
Die permokarbonischen Gesteine 351
Besprechung der einzelnen Gesteine 353
Verrucanoähnliche Gesteine S. 353 — Wenig verbreitete Gesteine S. 356 — Vereinzelt auftretende Gesteine S. 359 — Die schwarzen, kohlehaltigen Schiefer S. 361 — Die fraglichen Quarzporphyre S. 362 — Die tuffogenen Produkte S. 362.

II. Teil: Das zentrale Gotthardmassiv als petrographische Provinz 368

1. Die Mineralien 370
Quarz 370
Die klastischen, meist reliktischen Quarze — Die blastischen, neugebildeten Quarze — Schlußfolgerungen über Quarz
Feldspat 377
Feldspat in den Orthogneisen — F. in den feldspatreichen Gneisen — F. in den Paragneisen — F. in den Amphiboliten — F. in den Gesteinen der Tremolaserie — F. in den jungpalaeozoischen Intrusivgesteinen — F. in den Gesteinen der Urserenzone — Zusammenfassung.
Biotit 387
Biotit in Orthogneisen — B. in feldspatreichen Gneisen — B. in

Seite

Paragneisen — B. in Amphiboliten — B. im Kastelhornamphibolit — B. in Strahsteinschiefern und in Biotitschiefern der Serpentinstöcke — B. in den Gesteinen der Tremolaserie — B. in den jungpalaeozoischen Eruptivgesteinen — B. in den Gesteinen der Ursernzone — Zusammenfassung.
Muskovit S. 397 — Fuchsit S. 398 — Sericit S. 399 — Chlorit S. 399 — Hornblende (gewöhnliche grüne Hornblende — Strahlstein) S. 401 — Augit S. 406 — Olivin S. 406 — Granat S. 406 — Turmalin S. 411 — Carbonatmineralien (Calcit — Dolomit — Magnesit) S. 411 — Serpentin S. 413 — Talk S. 413 — Epidot S. 413 — Zoisit S. 414 — Apatit S. 414 — Zirkon S. 415 — Titanit S. 415 — Baryt S. 415 — Chloritoid S. 416 — Clintonit S. 416 — Kohlige Substanz S. 416.

Erze 417
Magnetit — Titaneisen — Pyrit — Magnetkies — Arsenkies — Rutil — Haematit — Bleiglanz — Molybdänglanz.

2. Die Gesteine 419
Orthogneise S. 419 — Feldspatreiche Gneise S. 419 — Paragneise S. 420 — Amphibolite S. 421 — Serpentine i. w. Sinne S. 422 — Gesteine der Tremolaserie S. 422 — Granite S. 423 — Gesteine der Ursernzone S. 424.

3. Zusammenfassung 425

III. Teil: Zusammenfassender geologisch-tektonischer Ueberblick über das zentrale Gotthardmassiv . . 426

IV. Teil: Morphologie 432
Gipfelflur S. 433 — Firngrenze, Gletscher S. 433 — Praeglaziale Erscheinungen S. 434 — Glaziale Erscheinungen S. 434 — Postglaziale Erscheinungen S. 434 — Talformen, Talstufen und Terrassen S. 434 — Seen S. 437 — Alluvionen S. 438.

Literaturverzeichnis 439

1 Karte 1 : 25000 und 2 Textfiguren.

Vorwort

Die Anregung für die vorliegende Arbeit erhielt ich von Herrn Prof. Dr. P. Niggli im Dezember 1924. Für die Feldaufnahmen wurden die Sommermonate 1925 bis 1928 verwendet. Das kartierte Gebiet ist ziemlich genau 100 km² gross. Seine Grenzen sind die folgenden: Urnerloch — Teufelstalboden — Stöcklistrasse — Strahlbach — Oberalpstrasse — Oberalppass — Bahnlinie, Strasse — P. 1742 westlich Tschamut — Rhein — La Siarra — P. 2425 Ravetschgrat — Ravetsch — Cadlimohütte S. A. C. — Lago di Froda — Barbarera — Giubing — Pusmeda — Sellasee — Lückli P. 2592 — Zwirribach — Rodontstall (Gotthardstrasse) — Motlone — Pizzo dell'Uomo — Winterhorn — Käsertal — Zumdorf — Grosstal bis 1800 m — am Bäzberg entlang bis Urnerloch.

Das Gebiet gehört folgenden Blättern des Eidgen. topogr. Siegfriedatlas an: 398 Andermatt, 411 Six Madun, 491 St. Gotthard, 503 Faido (von diesen sind besonders die drei erstgenannten revisionsbedürftig). Im August 1927 konnten die Aufnahmen, dank den Bemühungen Herrn Prof. Nigglis, auf der sehr guten neuen „Gotthardkarte 1927. Photomechanische Reproduktionen der umgezeichneten Aufnahmen 1 : 10 000. Provisorische Ausgabe 1 : 25 000" wiederholt und fortgesetzt werden.

Es freut mich sehr, an dieser Stelle meinem lieben und sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. Niggli, für all sein Entgegenkommen und förderndes Interesse an der Arbeit herzlich zu danken. Im Gebiet, bei gemeinsamen Exkursionen oder im Institut wurde mir stets sein Rat in vollem Masse zuteil.

Für eine Glimmeranalyse bin ich Herrn Prof. Dr. J. Jakob zu Dank verpflichtet. Herr Prof. Dr. A. Streckeisen, Bucarest, überliess mir in verdankenswerter Weise einige Dünnschliffe von gotthardmassivischen Gesteinen, und Herr Prof. Dr. Machatschek in Wien erteilte mir wertvolle Auskünfte über morphologische Fragen, wofür ich ihm dankbar bleibe. Aufschluss über die Serpentin-Talkgesteine von Disentis und Surrhein gab mir zuvorkommendst Herr P.-D. Dr. R. L. Parker.

Meinem Kollegen R. Winterhalter, der zu gleicher Zeit im Medels gearbeitet hat, danke ich manch wertvolle Diskussion, die mir wissenswerte Auskunft über ungelöste Fragen gab. Liebenswürdig stellte er mir die Resultate seiner Analysen zur Verfügung.

Das Platzkommando St. Gotthard in Andermatt gestattete mir bereitwilligst, die Umgebung des Fort Bühl aufzunehmen. Gerne gedenke ich auch der Gastfreundlichkeit, mit der mich die Bauern meines damaligen Wohnortes Andermatt auf ihren Alpen aufgenommen haben.

Einleitung

Das Gotthardmassiv ist schon im vorletzten Jahrhundert viel von Forschern bereist und beschrieben worden, besonders aber später, als die Gotthardstrasse relativ günstige Reisebedingungen bot. Frühzeitig erkannte man die einzelnen Gesteine, sah das Fächermassiv und konstatierte eine oft zonenförmige Anordnung der gleichen Gesteine. Schon zur Zeit Escher's und Studer's (vor 1850) war man sich über die stratigraphischen Verhältnisse der Ursernzone im Klaren.

Vermehrtes Interesse fand das Gotthardgebiet durch die projektierte Bahn. Vor allem möchte ich hier die Arbeit von v. FRITSCH (9) hervorheben, ein für die damalige Zeit hervorragendes Werk, reich an Beobachtungen. Durch STAPFFS (39) Tunnelprofil konnte die Fächernatur des Massivs weiter bestätigt werden.

Erst GRUBENMANN (10) analysierte Gotthardgesteine chemisch. Durch ihn und seine Schüler wurden mehrere Arbeiten, teils geologisch-petrographischer, teils rein petrographischer Art geliefert. Zum ersten Male wird in der Monographie über die Chloritoidschiefer von NIGGLI (27) die Frage diskutiert, wie sich die alpine Metamorphose an diesen jungen Gesteinen ausgewirkt hat.

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, den Einfluss der tertiären Gebirgsbildung auf die Gesteine verschiedenen Alters im studierten Gebiet kennen zu lernen. Gestützt auf diese Beobachtungen im Feld lassen sich diese Gesteine, so wie sie vorliegen, in acht grosse Gruppen einteilen:

1. *Die Orthogneise,* die als ältere Gesteine nicht mit den obercarbonischen Graniten zu verwechseln sind.
2. *Die feldspatreichen Gneise,* zum grössten Teil Mischgesteine und Injektionsgneise. Sie wurden zur Hauptsache bei der Intrusion des Magmas gebildet, dessen Gesteine jetzt als Orthogneise vorliegen.
3. *Die gewöhnlichen Paragneise* (vorwiegend metamorphe sandige Tone) sind die ältesten Gesteine im zentralen Gotthardmassiv. Die nächste Gruppe,
4. *die Amphibolite,* die wohl meistenteils sedimentärer Entstehung sind und keine grosse Verbreitung besitzen, sind vermutlich die jüngern Glieder der Sedimentation, die wohl auch die Paragneise umfasst. Gebirgsbildende Kräfte haben alle Gesteine nach oder während der Injektion des Magmas der Orthogneise dislokationsmetamorph umgewandelt und in Falten gelegt. Orthogneise in den Antiklinalen, Paragneise in den Synklinalen.
5. *Die Serpentine und Strahlsteinschiefer* sind weitere Einlagerungen im Paragneis. Sie sind meist eruptiver Herkunft. Getrennt von den übrigen Gesteinen der Paragruppe wurden
6. *die Gesteine der Tremolaserie,* die im untersuchten Gebiete mit einigen Ausnahmen nur im Süden, in der Gegend Sellapass—Giubing—Unteralppass, auftreten.
7. *Die Granite,* deren Magmen im Obercarbon, getrennt durch verschiedene Stressphasen, intrudierten.

8. *Die Gesteine der Ursernzone,* die sich in zwei Untergruppen aufspalten:
   a) *das Permocarbon,* das Gesteine aufweist, die durch die Erosion des herzynischen Gebirges entstanden sind, und
   b) *das Mesozoikum.* In der Triaszeit transgredierte das Meer über das Gotthardmassiv, und die Ablagerungen lassen sich mindestens bis in den Unterjura verfolgen.

      Im Tertiär wurden die alten und auch die jungen Gesteine wiederum dislokationsmetamorph, diesmal durch die sogenannte alpine Faltung.

Eine unserer Hauptaufgaben ist es, festzustellen, inwieweit die jungalpine Faltung auch die älteren, schon metamorphen Gesteine verändert hat. Mit andern Worten, es soll untersucht werden, ob die älteren Gesteine zur Hauptsache alpine oder voralpine Verhältnisse wiederspiegeln. Eine Beschreibung der Gesteinsgruppen und der Mineralien muss dieser Diskussion vorangehen.

In einem ersten Abschnitt werden wir die Gesteine des zentralen Gotthardmassives beschreiben, die Mineralien kennen lernen und die Erscheinungen der Metamorphose an ihnen studieren. In einem weitern Teil wird der Einfluss der alpinen Faltung und, wenn möglich, auch derjenige früherer Gebirgsbildungen auf die Gesteine dieser metamorphen Provinz beschrieben. Ein dritter Teil wird über die geologisch-tektonischen Verhältnisse orientieren, und zuletzt sind noch einige Bemerkungen über morphologische Fragen beigefügt worden.

I. Teil
Beschreibung der im zentralen Gotthardmassiv auftretenden Gesteine

1. Die Orthogneise

Im zentralen Gotthardmassiv finden sich diese alten Intrusionsgesteine in den mittleren und südlichen Zonen vor. Im Profil Maigelstal—Val Cadlimo sind im Gesamten sechs Orthogneiszonen zu durchschreiten, von denen in der Unteralp noch vier, in der Linie Sellapass—Pizzo Centrale noch zwei erhalten sind. Davon keilt ein Zug in der Fortunealp aus, während der sich zuspitzende Sella—Cadlimogneis als einziger mit dem jungen Fibbiagranit in Kontakt tritt.

Die nördlichste Zone beginnt in der Unteralp, in der Gegend zwischen Spannmatt und Tross, und reicht schätzungsweise bis zur

vorderen Vormigelhütte (auf Alluvialboden). Nach Westen keilt der breite Gneis fast plötzlich aus. Er erreicht kaum noch die letzten Weideplätze der Gafallenalp auf 2320 m. Auf der Gegenseite im Portgèraälpetli auf 2350 m befindet sich die Spitze einer Zone aus Paragneis, die den Orthogneis in zwei Äste teilt, von denen der eine über den Lohlenpass und vermutlich nach dem Val Platta zieht, während der andere sich über die Portgèralücke (P. 2690) ins Maigelstal verfolgen lässt und weiter südlich vom Plauncacotschna in schmaler Zone ins Val Cornera zieht. Der erwähnte Paragneis verbreitert sich rasch, den ganzen Gebirgstock des Schwarzberges (Piz Ner) einnehmend. Nach Osten wird die Zone noch breiter.

Über den Ravetschgrat zieht eine weitere Zone nach der Portgèraalp. Hier wird aus dem Orthogneis durch allmählichen Übergang ein feldspatreicher Gneis, der am Wege nach der Portgèraalp auf etwa 2050 m vollständig auskeilt.

Der nächste Orthogneis, der wenig nördlich vom Piz Alv-Gipfel seinen Südkontakt besitzt, ist hier über 1 km breit. Nach Westen wird er schmäler; er lässt sich im Tunnelprofil noch sehen, steigt dann über das Blauhorn in die Fortunealp hinunter. Hier spitzt sich der Gneis rasch zu, und in südöstlicher Richtung der hintern Alphütte, links am Bache, auf 2325 m, vertritt ein Felskopf von 20 m Breite die ganze Zone.

Gerade südwestlich dieses Gneises überschreitet eine im Mittel 150—180 m breite Zone die Tunnelachse. Sie keilt in den Schutthalden des Monte Prosa-Nordabhanges aus.

Wiederum nur durch wenig mächtigen Paragneis getrennt, beginnt der breite, von anderer Seite schon namhaft gemachte Cadlimo-Sellagneis. Das rasche Umbiegen des Nordkontaktes beim Lückli (P. 2592), nordöstlich vom Monte Prosa, in Südnordrichtung statt westöstlich, scheint darauf hinzudeuten, dass auch dieser Gneis nach Westen hin aufhört. Am rechten Ufer des untern Sellasees, 50 m vom Ausfluss weg, befindet sich der Südkontakt. Durch Konstruktion würde die Spitze ungefähr in die Nähe des Sellaweges auf 2200 m fallen. Hier steht aber bereits Fibbiagranit an. Unterhalb vom Gamschispitz (P. 2925, westlich Pizzo Centrale), auf 2560 m, setzt eine wenig breite Parazone ein, die so den hellen Gneis in zwei Teile teilt. Die genannte Zone lässt sich ohne Unterbruch in West-Ost-Erstreckung (über Grat nördlich Sellapass — Lücke zwischen beiden Barbareragipfeln — Lago di Froda — nördlich Cadlimohütte S. A. C. — Passo Vecchio) bis an

den Ausgang des Val Termine, westlich von St. Maria verfolgen, wo Geländebedeckung die weitere Beobachtung verunmöglicht.

Ausser diesen Hauptzonen von Orthogneis sind noch mehr linsenartige Vorkommnisse zu erwähnen. Drei kleine Linsen (etwa 100 m lang) sind in der westlichen Gafallenalp anstehend, eine grössere nördlich vom oberen Satzgletscher im Gitziälpetli, dann etwa ein halbes Dutzend sehr kleiner, südlich und südöstlich vom Rothorn gegen die Gitziälpetlilücke (P. 2742). Ihre Kontakte sind durchwegs scharf; sehr wahrscheinlich liegen Primärkontakte vor. Über den Gipfel des vorderen Roten Stockes (P. 2933.9) streicht eine kurze Zone Orthogneis, die aber nicht bis an die Tunnelachse gelangt. Es handelt sich hier um Ausläufer der in der Unteralp auskeilenden Gneise.

Eine interessante Art der Pegmatitbildung zeigt der genannte Gneis im Gitziälpetli. Nach aussen gegen den Paragneis scharf abgegrenzt, weist er im Innern, in Abständen von 10—30 cm sich wiederholend, im Querschnitt spindelartige, oft auch wurmförmig gewundene pegmatitische Partien von durchschnittlich 20—30 cm Länge auf. Im Paragneis fehlt der Pegmatit vollständig. Der Orthogneis zeigt keine Veränderungen und ist in jeder Beziehung typisch. Im grobkörnigen Pegmatit erkennt man viel Feldspat von oft graublauer Farbe neben Quarz. Das Mikroskop zeigt den buchtigen Quarz stark undulös auslöschend. Beim Feldspat halten sich Kali- und Natronanteil das Gleichgewicht. Ungegitterter Kalifeldspat ist zudem fast immer etwas perthitisch entmischt. Die Albite sind leicht zersetzt. Wenige Muscovitblätter und akzessorischer Epidot neben Titanit vervollständigen den Mineralbestand. Normalerweise treten sonst analoge Quarz-Feldspataggregate in Gängen auf im Paragneis (Rossbodenstock).

Makroskopisch, mikroskopisch, sowie auch chemisch zeigt der Orthogneis einheitlichen Charakter. Die hellgrauen, mittel- bis feinkörnigen Gesteine sind geschiefert, flaserig oder nur wenig lentikular. Einzig im Guspistal liegen zum Teil stark gefältelte Gneise vor. Über den Durchschnitt grobkörnig ist der Gneis östlich vom Barbareragipfel und am Piz Alv-Nordgrat auf 2520 m, sowie am Unteralpweg, 200 m links vom Sellabach, während in der gleichen Gegend am Piz Alv auf 2480 m, zwischen zwei kleinen Seelein, ein extrem feinkörniger und im kleinen lagiger Orthogneis ansteht. Auf dem Barbarera-Westgrat, nach dem Giengiun hin (P. 2654 alte Karte), werden die Gneise stark schiefrig und sind von den

Paragneisen schlecht zu unterscheiden. Der Dünnschliff zeigt aber mit Sicherheit die eruptive Herkunft.

Stets sind beide Glimmer deutlich vertreten neben Quarz und Feldspat; dieser hat die Tendenz, etwas porphyrisch hervorzutreten. Die Anwitterungsfarbe des übrigens meist frisch anstehenden Gesteins ist gelbbraun.

Aus ca. 20 Dünnschliffen gestaltet sich das mikroskopische Bild folgendermassen: Die Textur ist bei mittlerem bis feinem Korn (Quarz 0.05—0.1 mm) nirgends vollkommen gut schiefrig. Häufig sind flaserige, selten lentikulare und lagige Ausbildungen. Die Struktur ist granoklastisch, ungleichkörnig, da die länglichen, in der Schieferung liegenden Feldspäte immer grösser sind als die kleinen, vielfach rundlichen Quarze. Gerade diese strukturelle Beziehung zwischen beiden Mineralien ist für die Orthogneise höchst typisch, da in den Buchten der oft lappigen Feldspäte die weissen kleinen Quarze gut hervortreten. Mörtelkränze sind dann und wann zu beobachten. Quarz als Hauptgemengteil kommt auch reihenweise in lagiger Form vor. Beim Feldspat spielt der gewöhnlich leicht perthitisch entmischte, ungegitterte Kalifeldspat die Hauptrolle. Beim ebenfalls reichlich vorhandenen Plagioklas (Albit mit 0—5 % An-Gehalt) fällt die polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz auf. Einheitlicher gegitterter Kalifeldspat ist häufiger als stark entmischter Perthit. Jeder Schliff weist einige Myrmekite auf. Im ganzen sind die Feldspäte frisch. Die Glimmer, wie auch die übrigen noch vorkommenden Gemengteile, bedingen durch gemeinsames Auftreten, Häufung in Nestern (grobflaseriger Sella-Cadlimogneis, rechte Talseite Val Torta) die flaserige Textur. Beim selten verbogenen Glimmer ist stets ein wahrnehmbares Überwiegen des Muscovites zu konstatieren. Der charakteristisch braungrün bis schwarz gefärbte Biotit soll später besprochen werden.

Im Orthogneis, geschlagen am Felsen östlich vom Glockentürmli, über dem Gotthardtunnel, tritt relativ viel Pennin allein, sowie auch gleichzeitig mit ihm entstandener Biotit auf.

Der Gneis vom Barbarera-Westgrat, auf 2640 m, kurz vor dem Giengiun (P. 2654 alte Karte), zeigt das vollständige Fehlen von Biotit. Ein vorhin erwähntes, feinkörniges Gestein ergibt ein Überwiegen des dunkeln Glimmers. Der Muscovit ist oft sericitartig ausgebildet.

Als Akzessorien seien schätzungsweise in quantitativer Reihenfolge aufgeführt: Epidot, Chlorit (Pennin), Apatit, Granat, Zoisit, Magnetit, Zirkon, Calcit, Titanit und Hämatit.

Wir müssen uns zum vornherein bewusst sein, dass nicht, wie bei den jungen Graniten, bloss Primärkontakte in Frage kommen. Ein wichtiger Unterschied zwischen alten und jungen Intrusionsgesteinen ergibt sich daraus, dass wahrscheinlich nach der Bildung der alten Gneise eine das ganze Massiv ergreifende Faltung stattgefunden hat, während die im Obercarbon entstandenen Granite keine wesentlichen tektonischen Veränderungen erfahren haben (Faltung, Schuppung und dergleichen).

Man findet im Sellagebiet, in der hintern Unteralp, wie auch weiter östlich in der Val Cadlimo, meistens scharfe Kontakte zwischen Orthogneisen und selbst schmalen Parazonen. Primärkontakte scheinen in den folgenden Lokalitäten vorhanden zu sein: Im Val Prevat und in der Lücke zwischen den beiden Roten Stöcken (ca. 700 m nord-nordwestlich vom Pizzo Centrale) sind intensive Einschmelzungen, herrührend von Orthogneis, im braunen Gestein zu konstatieren. Ebenfalls sind auf 1865 m in der Unteralpreuss vereinzelte Injektionen zu sehen, die aus dem nahen Gneis stammen, der die Trosschwelle bildet. Die Injektionsadern von der eben genannten Lücke verlaufen oft parallel dem Streichen, zum Teil aber auch mehr oder weniger quer dazu. Ihre Breite ist wechselnd. Nie übersteigt sie ½ m, das Gewöhnliche sind Lagen von 2—3 cm, die sich nach 8—10 cm wiederholen können. Die Grenzen sind meist scharf. Diese Lagen lassen sich bis in die Dimensionen des Dünnschliffes verfolgen. Hier kennzeichnet sich der Paraanteil vor allem dadurch, dass er viel mehr Biotit besitzt und daneben noch ziemliche Mengen kleinkörnigen Feldspates aufweist. Ferner ist ein sehr merkliches Zurücktreten des Muscovitgehaltes zu konstatieren. Der Übergang vom einen zum andern Teil erfolgt rasch, ist jedoch nicht haarscharf.

Am Kontakt hinter der Schwarzwasserbrücke im Sonnsbühl in der Unteralp hört der Orthogneis plötzlich auf. Nach einer schmalen Spalte (vermutlich kein Primärkontakt) beginnt der braune, feinkörnige Paragneis, der 40 cm von der Trennungsstelle folgendes Bild zeigt: Feinkörniges, kristallisationsschiefriges Gestein mit granoblastischer Struktur, das als Hauptgemengteil gelbbraunen Biotit führt neben meist plattigem, etwa undulös auslöschendem Quarz. Als weiteres wichtiges Mineral erscheint Epidot, der in grosser Menge in rundlichen Formen den Schliff erfüllt. Nebengemengteile sind etwas grösserer Feldspat, Calcit und Klinochlor. Der Feldspat hat sich der Schieferung gut angepasst.

Der Chemismus der Orthogneise wurde durch einige Analysen

aus verschiedenen Orten zwischen Gotthard und Lukmanier ermittelt.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	450	43	17.5	6	33.5	0.56	0.29	0.35	III
2.	443	43	18.5	6	32.5	.58	.39	.33	III
3.	431.5	49	9	5	37	.70	.24	.56	III
4.	409	47.5	6.5	10	36	.56	.11	—	—
5.	408	45.5	16	9.5	29	.61	.48	.58	IV

1. Gneis, Val Ufiern — Analytiker: L. Hezner
2. Zweiglimmergneis, Val Nalps — „ L. Hezner
3. Streifengneis, Punta Nera — „ L. Hezner
4. Orthogneis, Sellaweg, Gotthard — „ A. Streckeisen
5. Bändergneis, südlich Val Rondadura — „ L. Hezner

Die Analysen stimmen ziemlich gut miteinander überein. Ein ähnliches engadinitisches Magma weist auch der Monte Prosagranit auf:

417	44	12	5	39	0.53	0.24	0.43	III IV

Zum Vergleich folgt hier der Typus des engadinitischen Magmas:

420	44	12	6	38	0.50	0.25	0.50	IV

Der Rotondogranit ist im allgemeinen aplitgranitisch. Chemisch bilden die Orthogneise den Übergang vom Rotondogranit zum etwas basischeren Gamsbodengneis.

Lamprophyre und Aplite. Durch das Schliffstudium war es nicht möglich, alte und junge Lamprophyre und Aplite voneinander zu trennen. Es ist daher denkbar, dass vor allem in der Sellapassgegend (Nähe der Gotthardgranite) auch junge Spaltungsgesteine im Orthogneis vorliegen, auch wenn sich zur Zeit beide Arten nicht auseinanderhalten lassen.

Die Verbreitung der Lamprophyre ist unregelmässig, und ihre mittlere Dichte ist bei weitem nicht so gross wie beispielsweise im lamprophyrreichen Fibbiagranit. Im Sella-Cadlimogneis lassen sich Häufungsstellen konstatieren. Krige (24) berichtet, dass der genannte Gneis ungefähr 20 Gänge im Val Cadlimo aufweist. Die Lage der Gänge ist oft senkrecht zum Streichen, gerade am Sellapass ist dies häufig zu beobachten. Im Cadlimogebiet gehen sie vielfach mit dem allgemeinen Streichen parallel oder verlaufen doch nur in einem spitzen Winkel dazu. Die Gänge selbst zeigen manchmal Verwerfungen, was darauf schliessen lässt, dass nach ihrem Eindringen noch Bewegungen (nicht alpin) stattgefunden haben.

Vom Ostabhang des Schwarzberges auf 2400 m stammt ein kleiner, dunkelbrauner-schwarzer Gang, der nur aus Biotit und einigen

grossen Muscovitblättern zu bestehen scheint. Das Mikroskop zeigt neben dem braungelben Hauptgemengteil und den langen, oft verbogenen Muscovitblättern noch Quarz, ungewöhnlich viel grossen, tonnenförmigen Apatit und in Leukoxen umgewandelten kleinen Titanit. Feldspat fehlt fast. Zirkon kommt in länglicher Form vor.

Südwestlich vom Plauncacotschna auf 2600 m erscheint im dortigen Orthogneis, parallel zum Streichen, ein dunkler Gang von 5 m Länge und 1½ m Breite. Es handelt sich um ein spezifisch schweres, porös anwitterndes Gestein. Nach dem Schliff wäre die Textur bereits massig und die Struktur lepidoblastisch. Braungelber Biotit ist die Hauptkomponente. Sehr viel Erz erklärt das hohe spezifische Gewicht. Das titanhaltige Eisenerz zeigt einen Leukoxenumwandlungsring. Ein wichtiges Mineral des feinkörnigen Gesteines ist ferner der aktinolithische Amphibol. Es fehlen Quarz und Feldspat. Relativ sehr häufig sind dagegen Apatit und Calcit vertreten. Gleichzeitige Bildungen von Hornblende und Biotit und von Glimmer und Klinochlor sind nicht häufig zu beobachten.

Ein ähnlicher Typus ist das Gestein in der Einsenkung südlich vom Maigelspass, mit einer Ausdehnung von 1:10 m parallel dem Streichen. Das gut schiefrige Gestein enthält Biotit, Hornblende, Epidot, Quarz, Apatit, Granat, Titanit, Hämatit; grosse Feldspäte sind selten (zersetzte basische Oligoklase).

Schollen. Auf 2500 m am Piz Alv-Nordgrat steht ein graubraunes, auf der Schieferungsfläche intensiv glänzendes Gestein an, das bei einer Breite von 15 m eine Totallänge von 50 m besitzt. Im Dünnschliff bestätigt sich die Vermutung, es handle sich hier nicht um einen Lamprophyrgang, sondern um eine Scholle. Das feinkörnige Gestein hat eine etwas wellige Textur mit granolepidoblastischer Struktur. Hauptgemengteil ist oft undulös auslöschender Quarz; viel Epidot von Insekteneierform. Der Biotit ist grün mit einem Stich ins Braune für n_γ und gelbgrünlich für n_α. Es ist ebenso viel farbloser Glimmer vertreten wie brauner, was gegen einen Lamprophyr spricht. Pyrit ist mit einem Umwandlungsrand versehen. Wenige grosse, zersetzte Feldspäte, die aber kaum mehr zu bestimmen sind, vervollständigen den Mineralbestand. Bei der Besprechung des Gamsbodengneises wird von ähnlichen Gesteinen die Rede sein.

Die Erzgänge im Orthogneis. Auf der Karte von Krige (24) wird eine Bleiglanzlagerstätte am Corandoni im Val Cadlimo erwähnt, auftretend im Sella-Cadlimo-Orthogneis. Bei einem Be-

suche dieser Lagerstätte (wegen der Schneeverhältnisse nicht vor Mitte August zu empfehlen) konnte, soweit der noch liegende Schnee die Aufschlüsse nicht bedeckte, festgestellt werden, dass das Erz in kleinen Kristallen, oft etwas gehäuft, parallel der Schieferung auftritt.

In den Sommermatten auf 2425 m, 180 m westlich vom Weg und 90 m vom Nordkontakt entfernt, fällt ein graugrünes, im Anschlag ockergelbgrünes Gestein auf, mit einer Ausdehnung von 0,6:1 m. Der Geruch nach Schwefel ist unverkennbar. Auf der angewitterten Oberfläche lassen sich 1—2 mm breite Spalten verfolgen, die oft die Tendenz haben, ein System sehr undeutlicher Parallelepipede zu bilden. Wo es gelingt, frische Handstücke zu schlagen, erkennt man das Erz als Arsenkies. Den Orthogneis erkennt man makroskopisch nicht mehr, da die randlichen Partien zu stark verwittert und die inneren Teile zu stark vererzt sind. Der Dünnschliff einer mässig mit Misspickel durchsetzten Stelle zeigt Orthogneis von der gewöhnlichen Ausbildung mit relativ grossen Perthiten, dagegen vollständiges Fehlen von Biotit. Da, wo Arsenkies eingedrungen ist, tritt der Feldspat zurück, wobei vor allem der unverbogene Muscovit mehr zur Geltung kommt. Das Erz ist wenig idioblastisch, lässt aber doch ab und zu rechteckige Querschnitte beobachten. Zwillinge und Durchwachsungen fehlen. Jedes Korn ist von einer Zersetzungsschicht umgeben, die auch die benachbarten Quarze und Muscovite umschliesst. Die Verteilung des Arsenkieses, von wenig Magnetkies begleitet, ist keine regelmässige. Langgestreckte Anreicherungen, parallel der Schieferung, scheinen vorhanden zu sein.

Dass mit dem schon erwähnten Auskeilen der Orthogneise ein Untertauchen nach Westen vor sich geht, zeigt eine kaum 20 m breite Orthogneislinse an der Unteralpreuss links, hinter der Vormigelhütte, 60 m hinter der Einmündung des kleinen Baches rechts. Die Reuss hat sich dort etwa 15 m tief steil eingeschnitten, und der so entstandene Aufriss zeigt den hellen Gneis, der gewölbeartig nach oben in den Paragneis stösst. Eine grosse oberflächliche Ausdehnung besitzt das Gestein nicht. Unter dem Mikroskop erweist es sich als typischer Orthogneis bei etwas gröbererem Korn und flaseriger Textur.

2. Die feldspatreichen Gneise

Die feldspatreichen Gneise, Injektions- oder Mischgesteine, treten im zentralen Gotthardmassiv besonders in der Gegend

Badus, Lohlenalp, Portgèrastock und am Ravetschgrat auf. Sie werden nach Westen in der Gurschen- und St. Annaberg-Gegend spärlicher, verschwinden praktisch ganz in den schmalen Parazonen im Süden und in der Nähe der Ursernzone. Sie treten spindelförmig und in Zonen auf, zumeist im Paragneis, während sie in einigen Orthogneisen als schmale, randliche Zone gegen den Paragneis hin erscheinen. Die Orthogneismagmen haben bei der Intrusion die mit ihnen in Berührung kommenden Paragneise, die damals aber höchst wahrscheinlich noch unveränderte Sedimente waren, weitgehend verändert, injiziert und zum Teil gar aufgeschmolzen, wie dies auch STRECKEISEN (40) von den entsprechenden Gesteinen der Silvrettadecke annimmt.

Gerade der Umstand der Aufschmelzung und die nachherigen Metamorphosen haben diesen feldspatreichen Gneisen eine relativ ruhige Textur verliehen, im Gegensatz etwa zu Injektionserscheinungen von Laufenburg (41). An einer einzigen Stelle im untersuchten Gebiete konnten letzteren ähnliche Injektionsgneise gefunden werden, und zwar an einem Kontakt von feldspatreichem Gneis mit Paragneis in der Unteralp rechts, auf 1835 m, im Bache, der auf 1650 m in die Reuss fliesst.

Da naturgemäss die Injektion nicht an allen Orten von der gleichen Intensität gewesen ist, so sind auch die Produkte verschieden. Es gibt alle Übergänge von Paragneisen mit einer kaum merklichen Injektion bis zu feldspatreichen Gneisen, die nicht mehr von Orthogneisen zu unterscheiden sind. Diese Tatsache erschwert das Kartieren in beträchtlichem Masse, da man sich beim Eintragen auf der Karte stets für das eine oder andere Gestein entscheiden muss. In erster Linie war dabei das Verhalten der gesamten Zone massgebend. Die allmählichen Übergänge sind vor allem parallel dem Streichen auftretend, viel weniger senkrecht dazu, wie dies dargetan werden soll. Im Abschnitt über die Orthogneise wurden wir mit einer Orthozone bekannt, die, vom Ravetschgrat herkommend, allmählich feldspatreiche Gesteine aufweist (Maigelspass, Portgèraalp) und dann am Portgèraweg auf 2050 m auskeilt. Die ganze Zone ist als Orthogneis in die Karte eingetragen worden.

Eine gewisse Schematisierung liess sich nicht vermeiden. Im allgemeinen kann man die Grenzen der feldspatreichen Gneise gegen die Paragneise, senkrecht zum Streichen, mit Sicherheit auf 1—5 m genau festlegen, desgleichen auch die Kontakte dieser intermediären Gesteine, wenn sie randlich den Orthogneisen vorgelagert sind.

Der Mitteltyp dieser Gesteine ist ein Gneis, dessen hoher Glimmergehalt einen Orthogneis nicht wahrscheinlich macht und dessen viele helle Gemengteile (viel Feldspat) einen gewöhnlichen Paragneis ausschliessen. Diese Mittelstellung ist ja tatsächlich auch begründet.

Es handelt sich makroskopisch um stets schiefrige, mehr oder weniger grobkörnige Gesteine, die auf der Schieferungsfläche viel Biotit und Muscovit aufweisen, im Quer- und Längsbruch Quarz und Feldspat erkennen lassen. Im Dünnschliff lässt sich folgendes beobachten: Bei grobem Korn (Quarz 0.4 mm, Feldspat 1 mm) herrscht eine meist granoblastische Struktur vor. Wenig häufig sind porphyroblastische Abarten oder Siebstrukturen. Die Textur ist nie sehr gut kristallisationsschiefrig. Variationen zu lentikular und lagig sind nicht häufig. Hauptkomponenten sind Feldspat und Quarz, während Glimmer nur in wenig injizierten Gneisen ebenfalls in gleicher Menge aufzutreten vermag. Im allgemeinen ist der Kalifeldspat häufiger als der stets nach {010} verzwillingte, leicht zersetzte Oligoklas. Die Zersetzungsprodukte sind sowohl Sericit als Zoisit, von denen der letztere in der bekannten Besenform den ersteren eher überwiegt. Der grösste Teil des Kalifeldspates ist ungegittert. Perthitische Entmischungen sind nur selten. Gegitterter Kalifeldspat lässt sich in jedem Schliffe nachweisen, perthitisch ist er dagegen eher selten. Myrmekit tritt immer auf. Von den Glimmern liegen zumeist beide vor, der braune überwiegt aber. Die manchmal etwas lagige Anordnung der Blätter hebt die Schieferung hervor. Die Paragenese Chlorit-Biotit ist selten. Die nachstehend aufgeführten, akzessorisch vertretenen Gemengteile können in den einzelnen Schliffen oft angereichert erscheinen. Es sind dies nach abnehmender Bedeutung: Apatit, Magnetit, Sericit, Zoisit, Rutil, Granat, Epidot, Zirkon, Chlorit (meist Klinochlor), Titanit und Calcit.

Im untersuchten Gebiet sind einige Stellen zu nennen, wo dem typisch feldspatreichen Gneise makroskopisch sichtbar Hornblende beigegeben ist. Der Hornblendegneis an der Rieselenplangge, in der Unteralp rechts (1850 m), besitzt eine sehr beschränkte Ausdehnung, während das gleiche Gestein an der Siarra, westlich von Cavradi, den unteren Teil der dortigen östlichen Zone erfüllt. Weitere Fundstellen solcher Gneise sind: Gurschen, Gemsgrat 2750 m und Unteralpreuss 1675 m.

Vermutlich lag hier bei der Injektion, bezw. Imprägnation bis Assimilation, nicht ein sandiger Ton, sondern ein sandig-toniger

Mergel vor. Die untergeordnete Zahl dieser feldspatreichen Hornblendegneise ist gut verständlich, wenn man bedenkt, dass die Amphibolite im zentralen Gotthardmassiv ebenfalls keine grosse Verbreitung besitzen.

Im Schliff erkennt man Quarz, Andesin und Labradorit, gelbbraunen Biotit und Hornblende; Muscovit fehlt vollständig, Orthoklas tritt zurück. Die Plagioklase zeigen sehr gut entwickelte Zoisitbesen. Strukturell und texturell fügen sich diese Gesteine den andern, feldspatreichen Gneisen durchaus harmonisch ein.

Es konnte mehrerenorts deutlich dargetan werden, dass die feldspatreichen Gneise genetisch eng mit den alten Orthogneisen verknüpft sind. Nun springen aber folgende Tatsachen in die Augen: Gerade im südlichen Teil des Massivs, wo die Orthogneise dominieren, fehlen die Injektionsgneise mit wenigen Ausnahmen vollkommen. Wohl wissen wir, dass infolge der herzynischen Faltung nicht mehr Primärkontakte vorzuliegen brauchen, aber es scheinen doch hier im südlichen Teil (Wildmatten, Piz Borel) und im Westen (Val Torta, Guspistal), wo die Orthogneise auskeilen, Verhältnisse geherrscht zu haben, wie sie später sich im allgemeinen wieder bei der Intrusion der Gotthardgranite einstellten (scharfe Kontakte gegen den stofflich unveränderten Paragneis).

Die kleinen Orthogneisausbisse auf der Gafallenalp und am Rothorn, die sicher Primärkontakte zeigen, beweisen dies deutlich. Im Val Prevat und in der Lücke zwischen beiden Roten Stöcken hat das Magma nicht mehr zu assimilieren vermocht. Eine allerdings nicht allzu starke Feldspatstoffzufuhr im Paragneis lässt sich jedoch nachweisen.

Der Gneis vom Tross (Unteralp) zeigt auf 1865 m in der Reuss, an ziemlich scharfem Primärkontakt, eine ca. 5 m breite Zone injizierter Paragneise, bevor das normal-metamorphe Sediment folgt. Im Portgèraälpetli und am Lohlenpass wird der gleiche Gneis in einer schmalen Zone zuerst feldspatreich, und dann erst erfolgt der ziemlich rasche Übergang zu Paragneis. So verwundert es, dass die Orthogneise randlich wenig Injektionsgneise aufweisen und dass diese meist unabhängig von den Intrusivgesteinen aufzutreten scheinen. Folgende Erklärung scheint mir hiefür richtig: Die Orthogneise tauchen in der Unteralp in der Gegend Spannmatt-Lohlenalp nach Norden unter. Der Gneis im Tross scheint bei seiner Intrusion sich mit etwas Paramaterial gemischt zu haben. Dieses hat er, wie sich an der ungleichmässigen Ausbildung, welche kein Merkmal für die typischen Orthogneise erkennen lässt, grössten-

teils aufgeschmolzen und assimiliert. Bei der Trosshütte (P. 1915) ist er grobkörnig, lentikular, und am Saumweg am Stäubenegg (Wegkulmination unmittelbar vor Vormigelboden) ist das Gestein oft einem Orthogneis sehr unähnlich. Vermutlich ist hier der oberste Teil der Intrusion anstehend. Gehen wir weiter nördlich, z. B. Badus, so finden wir wohl feldspatreiche Gneise, aber rein eruptive Gesteine fehlen nun vollkommen. Vielleicht würde sie aber schon ein Tunnel unter diesem Gebiet nachweisen.

Wir sehen somit, dass die Orthogneise im Osten vor allem jene Paragneise injizierten, die über ihnen lagen, weniger die seitlich von ihnen sich befindlichen.

3. Die Paragneise

Die gewöhnlichen Paragneise

Es sind dies die Gesteine, die die grösste Fläche im zentralen Gotthardmassiv einnehmen. Trotz ihrer grossen Verbreitung weisen sie makroskopisch wie mikroskopisch ein ziemlich einheitliches Bild auf. Ebenfalls scheint der Chemismus dieser umgewandelten tonigen Sedimente, die sicher mittel- bis untercarbonisch oder noch älter (praeherzynisch) sind, nicht grosse Schwankungen zu zeigen. Diese Biotitgneise haben meistens ein feines bis mittleres Korn (Quarz 0.1—0.2 mm) und sind gut geschiefert, braun, braungrau bis grau. Dem Typus der Paragneise, abgeleitet aus ungefähr 50 Dünnschliffen, kommen folgende Eigenschaften zu: Textur ziemlich gut kristallisationsschiefrig, manchmal straff, Struktur granobis lepidoblastisch. Reliktische Strukturen eher selten. Als Hauptgemengteil kommt im allgemeinen Quarz und Glimmer in Frage. Der Quarz ist plattig oder von mehr runder Form, dann und wann zeigt er undulöse Auslöschung. Böhmsche Streifung kann in einigen wenigen Schliffen festgestellt werden. Beim Glimmer überwiegt der Biotit, während sich der Muscovit durch grössere und dickere Blätter, die oft quergestellt sein können, auszeichnet. Die Verbiegungen sind von geringem Betrage, die Chloritbildung ist ebenfalls unbedeutend. An der Murbühlplangge, im Unteralptal rechts, weisen indessen die Gneise vielfach statt Biotit Klinochlor auf. Sericit spielt eine ziemlich grosse Rolle. Ein Gneis vom Gemsgrat am Gurschen P. 2591.1 zeigt spindelförmige, feinschuppige Anhäufungen dieses Minerals. Anhaltspunkte dafür, dass es sich um total zersetzte Feldspäte handle, fehlen. Es scheint eher noch das ursprüngliche Bild der Sedimentation vorzuliegen. Der Feldspat ist Nebengemengteil; der ungegitterte Kalifeldspat tritt gegenüber

dem sauren Oligoklas sehr zurück. Dieser ist gewöhnlich schmal lamelliert, polysynthetisch verzwillingt und verschieden stark sericitisiert. Sehr untergeordnet kommen vereinzelte Perthite vor, während gegitterter Kalifeldspat noch seltener ist. Myrmekit fehlt ganz. Granat, Epidot, Chlorit und Hornblende können in diesem oder jenem Gestein auftreten und lokal sich anreichern. Stetige akzessorische Gemengteile sind: Magnetit, Apatit, Granat, Epidot, Zoisit, Calcit und Zirkon, während Titanit, Pyrit, Magnetkies und Rutil nur gelegentlich erscheinen.

Die Abarten der Paragneise

Die Granatgneise. Gewöhnliche Paragneise mit bis zu 1½ cm grossen, eingesprengten Granaten kommen in geringer Ausdehnung an einigen Stellen vor. Der nie idioblastische Porphyroblast verleiht dem Gestein stets eine lentikulare Textur. Ca. 250 m östlich vom Badus-Nordgrat, auf 2810 m, und in der Rinne, die sich nördlich vom Piz Tegliola nach dem Lai Maigels zieht, auf 2630 m, stehen solche Gneise an, die oft etwas injiziert sind. Östlich vom Rossbodenstock P. 2832, auf 2800 m, weist der auf der Schieferungsfläche stark mit Muscovitschuppen besetzte Paragneis ebenfalls grosse, dunkelrote Granaten auf, die auf der Anwitterungsfläche als rundliche Knollen hervortreten. Gleiche Granaten bis zu 2 cm Grösse enthält ein schwach injizierter Paragneis südlich vom Rothorn auf 2915 m.

Da, wie schon erwähnt, diese Gneise oft etwas injiziert sind und am Badus besonders in der Nähe der feldspatreichen Gneise auftreten, liegt die Vermutung nahe, es handle sich um kontaktlich beeinflusste Gesteine. Vielleicht ist die erste Entstehung der Granaten analog derjenigen des Hessonit der Kalksilikatlinse vom Piz Tegliola, wo bei der Intrusion der Orthogneise bei hoher Temperatur der Granat gebildet wurde. Im Abschnitt über die Mineralien werden wir nochmals auf diese Verhältnisse zu sprechen kommen.

Epidot-Biotitparagneise. Ein graubraunes, kaum grünlich gefärbtes Gestein findet man am Schwarzwasser rechts, 200 m hinter seiner Vereinigung mit der Unteralpreuss. Das fein- bis mittelkörnige, kristallisationsschiefrige Gestein enthält Biotit, Quarz, Epidot, Oligoklas, Calcit, Apatit, Titanit, Zirkon und Klinochlor. Am Kontakt mit Orthogneis, 60 m hinter der Brücke rückwärts der hinteren Sonnsbühlhütte, steht ein dunkles, schiefriges Gestein an mit folgendem Mineralbestand: Gelbbrauner Biotit, plattiger

Quarz, Epidot in Insekteneierform, gegitterter Kalifeldspat, saurer Plagioklas, Klinochlor und Calcit. Es ist feinkörnig, kristallisationsschiefrig, granoblastisch (Quarz 0.08—0.1 mm breit).

Chloritparagneise. Sie stehen an der Murbühlplangge an und sind schon vorhin erwähnt worden. Das schiefrige bis lagige Gestein, mit dem Hauptgemengteil Quarz, zeigt zahlreiche, stark zersetzte Oligoklase. Die Biotite treten oft mit Klinochlor gemeinsam auf. Letzterer kann auch allein erscheinen. Sericit ist überall vertreten, Epidot ist untergeordnet. Ein feinschiefriges Gestein findet sich anstehend in der Unteralp rechts, hinteres Gurschenälpetlital links, 1875 m.

Hornblendeparagneise. Hornblende im Paragneis wurde nur ein einziges Mal angetroffen, in einem dunkelgrauen Gestein mit Stich ins Grüne (Maigelsrhein rechts, 2225 m, unteres Ende des kurzen Flusseinschnittes). Der gelbbraune Biotit erhöht die Schieferigkeit des feinkörnigen Gesteines, die nur durch wenige, total zersetzte Feldspäte gestört wird. Quarz, zu Nestern gehäufter Calcit, blaugrüne kleine Hornblende (0.2 mm lang) und kleiner Zoisit sind fast zu gleichen Mengen vorhanden. Die Paragenese brauner Glimmer - Klinochlor ist sehr selten anzutreffen. Auffallend in diesem Gestein sind die vielen Komponenten, von denen jede reichlich auftritt.

Übergangsgesteine zur Ursernzone. An den Gneisen, die gegen die permocarbonischen Schichten hin anstehen, fällt die Unfrische auf. Besonders gilt dies für die Feldspäte, die gewöhnlich mit Sericit bedeckt sind. Diese Erscheinung lässt sich an Schliffen aus Paragneisen ob Hospenthal gegen den Gamsboden hin, in der vorderen Unteralp und ebenfalls am Rossbodenstock konstatieren.

Der Grad der kristalloblastischen Umbildung ist bei den Gesteinen weiter im Süden des Massives ein viel grösserer. Vielleicht hat dies seinen Grund darin, dass die nördlichen Gesteine schon bei der herzynischen Gebirgsbildung nicht derart intensiv metamorphosiert wurden, wie diejenigen weiter südlich. Sie bilden so manchmal den Übergang der Gesteine der Urserenzone zu den metamorphen, praeherzynischen Sedimenten hin.

Wenig verbreitete Gesteine

Biotitschiefer sind, abgesehen von Serpentinkontaktgesteinen, selten. Am Nordkontakt eines Orthogneises zwischen beiden Satzgletschern ist ein braunschwarzer Biotitschiefer auf 2550 m angetroffen worden.

Gefältete Biotitglanzschiefer stehen auf 2960 m am Westaufstieg zum Pizzo Centrale an. Die spitzen Falten erreichen eine Neigung bis zu 150°. Der dunkelbraune Hauptgemengteil zeigt sehr selten Verbiegungen. Als einzige Nebenkomponenten konnten nur Quarz und kleiner, oft quergestellter Muscovit ermittelt werden. Akzessorisch sind Apatit und Titanit.

Im Schutt nördlich vom Glockentürmli, auf 2580 m, wurde ein grünschwarzer Biotit-Chloritglanzschiefer gefunden. Zu 3/4 besteht er aus Biotit (schwarzgrün nach schwach gelblichgrün mit braunem Stich), dann Klinochlor (n_α = grasgrün, n_γ = gelblich). Im Biotit liegen zahlreiche Epidotkörner (0.1—0.2 mm) in Eierform. Menge ca. 5 %. Quarz und Apatit sind akzessorisch. Die Struktur ist lepidoblastisch, die Textur wellig, ohne verbogene Glimmer zu zeigen.

Quarz-Chlorit-Sericitgestein mit Calcit und Granat. Dieses graugesprenkelte, mässig gut schiefrige Gestein steht 150 m südlich vom Rossbodenstock-Nordostgrat auf 2760 m an. Das Vorkommnis beschränkt sich auf ein kleines Felsköpflein von wenig Metern Ausdehnung.

Der Dünnschliff weist als Hauptgemengteil oft undulös auslöschenden Quarz auf von meist buchtiger Form (0.1—0.2 mm). Der Sericit ist sehr feinschuppig, ab und zu etwas gehäuft. Der Granat ist porphyroblastisch (1—1.5 mm). Er ist häufig in Pennin umgewandelt. Calcit, von der gleichen Grösse wie Quarz, findet sich gern in der Nähe des Granates, der keine kristallographischen Begrenzungsflächen aufweist. Feldspat fehlt. Relativ viel Magnetit. Rutil und Zirkon bilden die Akzessorien dieses Gneises, der eine leicht lentikulare Textur und eine porphyroblastische Struktur hat.

Eine Analyse ergab folgende Werte:

SiO_2	73.29	Na_2O	2.34
Al_2O_3	9.75	K_2O	2.44
Fe_2O_3	2.61	H_2O^+	1.21
FeO	3.00	H_2O^-	.02
MnO	.10	TiO_2	.92
MgO	1.29	P_2O_5	.10
CaO	2.49	CO_2	.43
		Total	99.99

Umgerechnet:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
391.5	31	34	14.5	20.5	0.41	0.30	0.42	III

h_2 = 2.24 p = 0.32
ti = 3.56 co_2 = 3.21

Die Analysenwerte fallen im Konzentrationstetraeder allerdings ins Eruptivfeld (zwischen Tasnagranite und Lamprosyenite), aber eine magmatische Entstehung des Gesteins kommt kaum in Frage.

Granatquarzit. Über der Mitte des grossen Siarrasees, auf 2565 m, befindet sich dieses kleine Vorkommnis. Das gelblichweisse Gestein ist feinschiefrig und zeigt einige bis fast 1 cm grosse, nie idioblastische Granaten. Hauptgemengteil ist feinkörniger Quarz (0.015 mm), der von vielen, ebenfalls kleinen Sericitschuppen begleitet wird. Dunkelgrüner Biotit ist selten. Ganz vereinzelte porphyroblastische, frische, nach dem Albitgesetz verzwillingte Oligoklase von sehr guter Eigengestalt vervollständigen das mikroskopische Bild dieses Schiefers, dessen sedimentäre Herkunft sicherstehen dürfte.

Ein ganz gleiches Gestein findet sich auf 2575 m südlich Piz Tegliola, im Aufstieg vom Lohlenpass her. Hier fehlt aber der Granat.

Hornfelsartige Gesteine. Wenige Schritte südöstlich vom Piz Toma-Gipfel ist ein dichtes, blauschwarzes Gestein von unbedeutender Ausdehnung anstehend, über dessen mikroskopisches Bild folgendes mitgeteilt werden kann: Bei massiger Textur und kleinem Korn ist rundlicher, wenig undulös auslöschender Quarz Hauptgemengteil. Weiter folgen feinschuppiger Sericit, farbloser Klinochlor, Zoisit, kleine Granatkörner und Calcit. Gelbbrauner Biotit ist akzessorisch vertreten. Die Farbe des Gesteines wird durch feinkörnigen, nicht idioblastischen Magnetit bedingt, der in gleicher Weise überall verstreut ist. Selten trifft man grössere Individuen von Pyrit, die mit einem Magnetitsaum umgeben sind. Wenig grössere Exemplare von Magnetkies sind ebenfalls vertreten. Zoisit, Granat und Calcit sind hier wieder strukturell gleich angeordnet, wie in der bekannten Kalksilikatlinse, östlich vom Piz Tegliola. Hier fehlt aber das wichtige Mineral Diopsid.

Ähnliche hornfelsartige Gesteine trifft man östlich von Badus. Diesen fehlt der Erzgehalt vollständig. Ihre Rosafärbung dürfte vom Granatgehalt herrühren. Sie treten linsenartig auf, übersteigen aber seltener Faustgrösse.

Fuchsitquarzit. Im Schutt zwischen La Froda (südwestlich Piz Alv) und La Rossa, auf 2500 m, ob den Wildmatten, fand ich ein grauweisses, zum Teil gefälteltes Gestein mit grünem Glimmer. Der granoblastische Quarzit weist rundliche, ziemlich grosse Quarzkörner (0.2 mm) auf, die kleinkörniger Calcit mit limonitischen

Ausscheidungen begleitet. In der Schieferungsebene liegen einige Fuchsitblätter. Wie das Handstück schon zeigt, hat das Mineral Häufungsstellen. Trotzdem im Schliff eine solche getroffen zu sein scheint, ist es doch nicht möglich, optische Bestimmungen auszuführen, da das Mineral in dünnen Blättern zu Aggregaten gehäuft auftritt. Parallel zu den Spaltrissen sind die Blättchen schwach bläulich- bis gelblichgrün, senkrecht dazu schwach hellblau.

Chemismus der Paragneise

Die vorhandenen Analysen von Paragneisen aus dem zentralen Gotthardmassiv zeigen umgerechnet folgende Resultate:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	403	39.5	34.5	5	21	0.76	0.35	0.15	II
2.	336	34.5	33	8.5	24	.45	.39	.26	III
3.	300	38.5	31.5	10	20	.70	.42	.32	III
4.	290	39.5	30.5	11	19	.41	.40	.37	III
5.	248	34	36	8.5	21.5	.45	.40	.24	II
6.	235	33.5	39.5	9.5	17.5	.42	.45	.24	II
7.	194	32	30	19.5	18.5	.28	.45	.65	IV
8.	184	45.5	24.5	9	21	.78	.38	.37	III
9.	161	33	34.5	9.5	23	.26	.56	.28	III
10.	123	28.5	41.5	10	20.5	.28	.54	.24	II

	Analytiker:
1. Sericitschiefer ob Hospenthal	P. Waindziok
2. Gneis, Gotthardstrasse ob Hospenthal	P. Waindziok
3. Gurschengneis, Gige südlich Andermatt	R. Beder
4. Guspisgneis, Guspistal, Schutthalde, wahrscheinlich reines Sediment	L. Hezner
5. Guspisgneis, Alpe di Rodont	J. Jakob
6. Paragneis, Val Cristallina, nordöstlich oberhalb Palius, reines Sediment	R. Winterhalter
7. Guspisgneis, zwischen Rodontbrücke und Lucendrobrücke	L. Hezner
8. Soresciagneis	P. Waindziok
9. Gurschengneis, Gige südlich Andermatt	A. Schneider
10. Zentrale Partie Guspisgneis	K. Jene

Bei variabler si-Zahl zeigen die Basenwerte für Sedimentgesteine gute Übereinstimmung. Die k-Zahl ist allerdings beträchtlichen Schwankungen unterworfen, wogegen mg und c/fm nicht stark variieren.

Vergleicht man die Analysenergebnisse mit denjenigen aus dem Silvretta-Kristallin, so ist dort der Tonerdegehalt ein viel grösserer, sodass noch Alumosilikate, wie Sillimanit, Andalusit, Disthen und Staurolith gebildet werden konnten. Diese Mineralien sind im untersuchten Gebiete nirgends angetroffen worden.

Streckeisen (39) gibt als Mitteltyp der Paragneise von Silvretta-Ötztal folgende Zahlen an: Bei variablem si (189—330; eine Analyse 1655) ist

al	fm	c	alk	k
43	33.5	6.5	17	0.34—0.66

Die Formel des genannten Autors (p. 135)

$$T' = al - (c + alk + 2k.alk)$$

gibt die Grösse der freien Tonerde T' an. Ist dieser Wert positiv, so sind im Gestein meist Andalusit, Sillimanit, Disthen, Cordierit und Staurolith vorhanden, ist er $\pm$ 0, so resultieren Quarz, Plagioklas und Glimmer, wenn er negativ ist, so soll Kalifeldspat auftreten.

Die analysierten Paragneise des zentralen Gotthardmassivs zeigen sämtlich T'-Werte, die zwischen — 10 bis — 20 liegen. Das stände damit in Übereinstimmung, dass keine Alumosilikate auftreten und sich oft Orthoklas nachweisen lässt.

Vermutlich ist der hohe Alkaligehalt doch noch durch Stoffzufuhr aus den meist alten magmatischen Intrusionen zu erklären, sodass auch diese Gesteine etwas imbibitionsartig veränderte und nicht ganz normale Paragesteine wären.

Besonders am Gamsbodengneiskontakt an der Gotthardstrasse, vom Rodontboden bis Motlone, ist die Durchtränkung des Paragneises (sog. Guspisgneis) mit Eruptivmaterial auffallend stark. Die vereinzelt auftretenden grossen Feldspäte im Paragneis ob Hospenthal bis zum Gamssteg (sog. Gurschengneis) stammen ebenfalls aus dem Gamsbodengneismagma. Diese Gneise unterscheiden sich aber von den typisch feldspatreichen, da dort das gesamte Material zugleich blastisch umgeformt wurde, hier aber lediglich das Auftreten von neuem Feldspat im metamorphen Sediment zu konstatieren ist. Feldspatreich können diese Gesteine noch nicht genannt werden, wenngleich die Beeinflussung durch den Granit erwiesen ist.

Die Analysenwerte zeigen diese Beeinflussung vor allem im höheren alk-Gehalt:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	316	36	21	11.5	31.5	0.42	0.33	0.55	IV
2.	250	37	24.5	16	22.5	.18	.43	.64	IV

Analytiker:

1. Randlich injizierter Guspisgneis — K. Jene
2. Guspisgneis, zwischen Rodontbrücke und Lucendrobrücke. Einschmelzung mit großen Feldspäten, nicht chloritisiert, Grenze gegen Gamsbodengneis — L. Hezner

4. Die Amphibolite, Hornblende-Plagioklasgneise und Kalksilikatfelse

Amphibolite und Hornblende-Plagioklasgneise. Im zentralen Gotthardmassiv spielen die Amphibolite, ihrer Verbreitung nach beurteilt, eine untergeordnete Rolle. Viele Vorkommnisse (Dimensionen 30:25 m; 10:10 m; 10:5 m; 4:3 m; 2:1 m) befinden sich östlich und südlich vom Rossbodenstock-Gipfel und nordöstlich vom Piz Tegliola. Weitere Vorkommnisse sind Lohlenalp und hinteres Gurschenälpetlital. Im Süden, nördlich unter La Rossa beginnend, lässt sich eine Zone amphibolitischer Gesteine über La Froda (Gipfel südwestlich Piz Alv) — P. 2873 und weiter nach Osten auf der Karte von KRIGE (24) verfolgen. Nach Westen wird die gleiche Zone zu Hornblendegarbenschiefern, die sich auf dem Pizzo Centrale vorfinden.

Diese metamorphen, mergeligen Sedimente werden zu beiden Seiten von Paragneis begleitet, der ebenfalls zonenförmig zwischen Orthogneis auftritt. Sie können somit als relativ jüngere Ablagerung angesehen werden.

Die Gesteine sind zum Teil ausgesprochen schiefrig, zum Teil aber, vor allem die kleinen Stöcke am Nordrande gegen die Urserenzone, vollständig massig.

Die Hornblende-Plagioklasgneise, die schon von NIGGLI-STAUB (28) beschrieben und von Hezner analysiert wurden, gehen durch Abnahme von Quarz, Feldspat und Zunahme von Hornblende in Amphibolite über. Sie sind schlecht schiefrig, aber nie massig und treten hauptsächlich im mittleren Massiv, in der Unteralp, auf (Rieselenplangge an der Reuss, 1700 m, Spannmatt, Glockenspitz). Das im Folgenden über die Amphibolite Gesagte soll nunmehr auch für die Hornblende-Plagioklasgneise gelten. All diese Gesteine sind im allgemeinen sehr wenig injiziert. Ein Gestein der Wandflühe auf 2040 m, gegenüber Tross (Unteralp), und das Gipfelgestein vom Portgèrastock zeigen die erwähnte Erscheinung.

Die Amphibolite, die mit ultrabasischen Gesteinen im Zusammenhang stehen, sind S. 309 erwähnt.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die Amphibolite im weitern Sinne, von einigen wenigen Ausnahmen abgesehen, zu einem Typus vereinigt werden können, trotz ihres oft differenten makroskopischen Aussehens.

Hauptgemengteil ist die gewöhnliche grüne Hornblende. Daneben finden sich meist mehr oder weniger Quarz, Zoisit, Granat, Biotit, Feldspat (Albit bis Andesin). Die Textur ist massig bis

gut schiefrig, die Struktur granoblastisch, lepidoblastisch, in Granatamphiboliten etwa auch porphyroblastisch. Eine Siebstruktur lässt sich in manchen Fällen am Granat und etwa auch an der Hornblende feststellen.

Die Hornblende (0.2—2.5 mm lang) hat sich, wo eine Schieferung vorhanden ist, dieser gut eingefügt. Sie zeigt die beste Eigengestalt von den Hauptkomponenten. Gemeinsames Auftreten mit Biotit sowie auch Zoisit lässt sich dann und wann feststellen.

Der Quarz, als kristalloblastische Neubildung, zeigt in den schiefrigen Gesteinen längliche, in den massigen eher rundliche bis eckige Formen. Die undulöse Auslöschung ist gering. Er ist der hauptsächlichste Einschluss der Hornblende.

Granat erscheint bei rundlicher Gestalt vorzüglich in maschiger Form, wobei die Zwischenräume mit Zersetzungsprodukten (Klinochlor oder Biotit) ausgefüllt sind. Durchsetzung mit Erz ist selten. Das Mineral kann auch in einzelnen Teilindividuen aufgelöst sein; die Umwandlungsprodukte sammeln sich dann in der Mitte an. In Zoisitamphiboliten bildet sich um den Granat vielfach ein Kranz von Zoisit, mit Quarz gemischt, vielleicht ebenfalls eine Umwandlung. Hufeisenförmig führt Granat im Innern oft Quarz, Biotit und Hornblende. Die Grösse der Granate schwankt zwischen $^1/_4$ und $^3/_4$ mm.

Der Zoisit tritt zum grössten Teil in der bekannten Besenform auf. Er ist Umwandlungsprodukt sowohl von Hornblende und Feldspat als auch von Granat.

Der Biotit, mit Hornblende und Granat gebildet, erscheint auch manchmal allein. Er ist pleochroitisch von kräftig gelbbraun nach farblos und führt am Rande öfters viele Rutilausscheidungen. Ausnahmsweise ist er grün mit braunem Stich (südlich Schyenstock, 2565 m). Im gleichen Schliff kann man Paragenesen von Amphibol mit Glimmer und von Biotit mit Klinochlor feststellen.

Der Feldspat als Albit ist frisch und meistens nach {010} verzwillingt, als basischer Plagioklas dagegen stark zoisitisiert (Besen).

Als Gemengteile, die nie fehlen, kommen Titanit und Titaneisen in Frage, welch letzteres meistens in der Hornblende einen ovalen Leukoxenhof aufweist. Weniger häufig erscheinen Epidot, Magnetkies, Pyrit, Apatit, Rutil und Hämatit. Muscovit fehlt immer.

Zu den schon vorhandenen, älteren Analysen folgt hier die des Granatamphibolits vom Rossbodenstock, östlich P. 2832, 2760 m.

SiO_2	50.07	si	116.5
Al_2O_3	8.68	al	12
Fe_2O_3	5.53	fm	55.5
FeO	11.22	c	26.5
MgO	6.76	alk	6
MnO	.37	k	.25
CaO	10.64	mg	.42
Na_2O	2.20	c/fm	.41
K_2O	.95	Schnitt	III.
H_2O^+	.61		
H_2O^-	.02	Analytiker:	
TiO_2	2.63	E. Ambühl	
P_2O_5	.03		
Summe	99.71		

Die bisherigen Analysen geben umgerechnet folgendes Bild:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	151.5	30	42	20	8	0.25	0.52	0.49	IV
2.	131.5	32	36.5	23	8.5	.13	.58	.62	IV
3.	116.5	12	55.5	26.5	6	.25	.42	.41	III
4.	103	22	46.5	25.3	6	.38	.53	.54	IV

	Analytiker
1. Granat-Hornblende-Plagioklasgneis, Spannmatt	L. Hezner
2. Granat-Hornblende-Plagioklasgneis, Glockenspitz (Lohlenalp)	L. Hezner
3. Granatamphibolit, Roßbodenstock, östlich P. 2832; 2760 m	E. Ambühl
4. Amphibolit, Guspiszone; Alpe di Fortunei	J. Jakob

Die zwei ersten Analysen lassen sich dem normaldioritischen bezw. normaldioritisch-gabbroiden Magma zuordnen. Sie gehören aber höchstwahrscheinlich sedimentären Gesteinen an. Das Glockenspitzvorkommnis geht ganz allmählich in den Paragneis über. Vermutlich ist auch der Amphibolit von der Fortunealp sedimentär, trotz seines normalgabbroiden Chemismus. Er tritt dort in schmalen Zonen auf und hat unscharfe Grenzen.

Auch der Granatamphibolit vom Rossbodenstock ist seinem Chemismus nach sedimentär. Es muss hier neben einem kalk- und eisenreichen Granat (Fe_2O_3 = 5.53 %) eine tonerdearme Hornblende vorliegen. Krige (24) hat in seinem Gebiet ein ähnliches Gestein analysiert.

Hornblendefels [2080 m; südlich dem ersten „o" von „Corandoni" auf der Karte von Krige]:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
89	13	60.5	23	3.5	0.36	0.62	0.38	III

Das Gestein besteht zu 90 % aus Hornblende; daneben treten noch auf: Quarz, Biotit, Chlorit, Plagioklas, Carbonat, Apatit, Epidot, Rutil und Eisenerz.

Der Granatamphibolit zeigt folgenden Mineralbestand: Hornblende 70 %, Granat 15 %, Quarz 10 %, dann folgen Zoisit, Titanit, Erz, Feldspat und Biotit.

Nur an zwei Lokalitäten (Gurschenälpetligrat, P. 2585.4, und südsüdwestlich Piz Toma am Schutt auf 2510 m) wurden Gesteine angetroffen, die zu Strahlsteinschiefern überleiten. Im Schliff erkennt man aktinolithische Hornblende, resp. farblosen Aktinolith und gelbbraunen Biotit (Mengenverhältnis = 3:1). Quarz ist akzessorisch. Auch hier lässt sich stets die gleichzeitige Entstehung des Glimmers und der Hornblende konstatieren. Beim ersten Vorkommnis tritt das dunkelgrüne Gestein mit dem intensiv glänzenden braunen Biotit allein auf. Beim zweiten liess sich eine Vergesellschaftung mit gewöhnlichen Amphiboliten konstatieren.

Kalksilikatfelse. Ich kann auf die Beschreibung der Kalksilikatlinse im Maigelstal (östlich Piz Tegliola, 2575 m) verzichten, da dies bereits von U. Grubenmann (11) in meisterhafter Weise geschehen ist. Niggli (11) erwähnt Kalksilikatgesteine aus Schutthalden westlich von Badus, in 2400 m Höhe. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. H. Bäsch sollen in der Gegend südöstlich vom Tomasee ebenfalls solche Gesteine in kleinen Vorkommnissen auftreten.

In einem steilen Tobel in der Nähe von Mundbühl (P. 2139.5, Unteralp auf 1985 m Höhe) fand ich im Schutt ein zur Hauptsache aus Calcit bestehendes Granat-Diopsidgestein mit wenig Zoisit und Quarz.

Biotit-Zoisitamphibolit. Am Schwarzberg (Piz Ner), am Westgrat auf 2575 m, ca. 50 m vom Orthogneiskontakt weg, wurde ein schlecht schiefriges Gestein gefunden, das dem Granatkelyphitgestein von Bellinzona äusserlich nicht unähnlich sieht, da sich 2—5 mm grosse, braune, runde Porphyroblasten zeigen. Im Schliff stellen sich diese vermeintlichen Granate als Aggregat von vorwiegend kurzem, gelbbraunem nach farblosem Biotit (0.1 mm; 60—75 %), Zoisit, Epidot und noch kleinerem, verzwillingtem Albit heraus. Nach aussen hin ist das Ganze von einem ca. ¼ mm messenden Kranze von Zoisitmineralien umgeben. Irgendwelche Spuren von Granat liessen sich nirgends mehr feststellen. Falls dieser je vorhanden gewesen ist, muss er gänzlich in die genannte Paragenese umgewandelt worden sein.

Das übrige Gestein besteht zum grossen Teil aus grüner Hornblende (0.1—0.3 mm lang), Quarz und untergeordnet kleinkörnigem Feldspat, Epidot und Zoisit. Biotit tritt nur noch vereinzelt auf, die Struktur ist porphyroblastisch, und die Textur lässt eine sehr schlechte Schieferung erkennen.

In der Nähe dieses Biotit-Zoisitamphibolites fand sich ein weisses, fast nur aus Carbonat bestehendes Gestein vor, das noch Spuren von Diopsid zu führen scheint.

Über die Entstehung des kelyphitartigen Gesteines soll später die Rede sein.

Kastelhornamphibolit. Er zieht sich in einer breiten Zone über den gleichnamigen Grat. Der Südwestausläufer erreicht die Guspisreuss nicht mehr. Die Kontakte gegen das Nebengestein sind nie scharf, sondern verschwommen (Kastelhorngrat zwischen Gurschenstock und Kastelhorn; Kastelhornbach auf 2310 m).

Das Gestein zeichnet sich durch seinen variablen Charakter aus. Der nichtinjizierte Amphibolit (z. B. vom Gipfel) ist schlecht schiefrig und von graublauer Farbe. Meistens ist er aber stark injiziert (Gipfel, südlicher und östlicher Teil der Kastelhornwand). Dabei lassen sich grobblätterige Biotitanhäufungen erkennen, deren Komponenten bis zu 3 cm gross werden können. Das mikroskopische Studium eines derart injizierten Gesteines, einige Schritte südlich vom Kastelhorngipfel, ergibt folgendes Bild: Der Amphibolit ist deutlich vom Quarz-Feldspatanteil zu unterscheiden. Im ersteren ist die grüne Hornblende Hauptgemengteil. Meist ist sie bei spiessiger Form sehr klein, Stengel von 0.2 mm Länge gehören zur Ausnahme. Mit ihr vergesellschaftet ist wenig Quarz, ebenfalls kleinkörnig. Farbloser Strahlstein (0.4 mm Länge) ist, wie Biotit und Zoisit (0.3 mm), Nebengemengteil. Nirgends sieht man den Amphibolitanteil mit der Injektion in direkter Berührung. Häufig bemerkt man ferner, wie sich in der amphibolitischen Substanz, direkt neben dem Chlorit, kleine Granatkörner gebildet haben, die gerne reihenförmig angeordnet sind. Der Granat ist schlecht eigengestaltet und führt keine Einschlüsse oder Umwandlungsprodukte. Quarz ist feinkörnig, rund bis eckig, im Mittel 0.04 mm gross. Einzelne buchtig ineinander verzahnte, undulös auslöschende Körner können aber bis 1 mm gross werden. Auffallend sind die grossen, gelbbraunen Biotitblätter, die gewöhnlich ziemlich viel Erzausscheidungen aufweisen.

Die Seite 288 erwähnten, injizierten Amphibolite zeigen den gleichen „Reaktionsring" von Chlorit; sehr untergeordnet tritt

auch Granat auf. Dieser Ring wurde bei der Injektion gebildet, die Substanz nachher dislokationsmetamorph umgewandelt (jedenfalls schon praealpin).

Am Kastelhorn gibt es am Westgrat, neben den schon genannten Gesteinen, weniger injizierte Partien. Im Schliff liegt ein klastisches Gestein vor. Hauptgemengteil ist feinstrahlige, aktinolithische Hornblende (0.05—0.1 mm lang), die mit sehr feinkörnigem Quarz (0.01—0.02 mm) gemischt ist. Biotit ist selten. Durch den Schliff ziehen einige wenige, ½ mm breite Lagen von stengeligem, stark anormal-blauem Zoisit mit wenig Erz oder grober, bis 1 mm grosser Aktinolith, der oft stark verbogen und zerbrochen ist.

Wieder andere Gesteine weisen überhaupt fast nur Strahlstein auf bei kaum wahrnehmbarer Schieferung. Etwas stark verbogener, nach n_γ fast nicht gefärbter Biotit und feinschuppiger Talk begleiten ihn. Die Korngrösse des Strahlsteins schwankt von 0.03 bis 2 mm. Das Gestein weist keine Injektion auf.

Aus dem Schutt südlich unterhalb der Kastelhornwand, nördlich P. 2674.2, konnten stark verschieferte Dislokationsbreccien gefunden werden. Lagen von sehr feinkörnigem Quarz alternieren mit mechanisch stark beanspruchtem Biotit, der später noch eingehendere Erwähnung finden soll. Im weitern finden sich Aktinolith und Zoisit vor, welch letzterer bis 1 mm gross werden kann. Der Strahlstein weist oft Querstellungen auf, der Quarz ist geregelt.

Im Schuttkegel des Kastelhornbaches fand ich vereinzelt ein massiges Gestein mit roten, 4—6 mm grossen Granaten, die sich im Mikroskop aber in unzählige, frischgebliebene Teilindividuen auflösen. In den Zwischenräumen hat sich weniger Quarz als Feldspat eingelagert. Sehr selten ist Chlorit oder Biotit zu finden. Die gesamte Umgrenzung vom Granat zeigt rundliche Form. Durch ihn ist das Gestein porphyroblastisch struiert. Hauptkomponente ist aber Hornblende (im Mittel ¼ mm lang). Wichtig ist ferner der Feldspat (Andesin, Labradorit), oft verzwillingt. Häufig ist das Albitgesetz; Zwillinge nach dem Manebachgesetz konnten vereinzelt festgestellt werden. Im Mittel ist das Feldspatkorn so gross wie das der Hornblende. Grössen von 1½ mm gehören zur Ausnahme. Eine Zoisitanreicherung in Besenform ist im Zentrum des ersteren oft zu konstatieren. Einschlüsse von Amphibol sind in geringer Zahl vorhanden. Quarz ist mit wenigen Ausnahmen auf das Innere des Granates beschränkt. Gelbbrauner, mit Klinochlor

gemeinsam auftretender Biotit ist, wie Magnetit, Nebengemengteil. Apatit und Rutil, der gerne im Granat erscheint, sind akzessorisch. Der Granat kann so stark aufgelöst sein, dass seine Zwischenräume im Schliff die gleiche Fläche einnehmen wie das eigentliche Mineral; sie sind mit einheitlich auslöschendem Feldspat erfüllt.

Das Gestein zeigt keine Injektion.

Vor allem bei diesem, aber auch bei dem weiter oben erwähnten, talkhaltigen Gestein hat man den Eindruck, es handle sich um eruptive Produkte. Ob der gesamte Kastelhornamphibolit magmatischer Entstehung ist, muss dagegen bezweifelt werden, da gerade die Grenze gegen den Paragneis (Felsen westlich Kastelhornsee) meistens sehr unscharf ist.

Der Kastelhornamphibolit ist im Tunnel nicht mehr anstehend. Zieht man noch die Anwesenheit stark verschieferter Dislokationsbreccien (nur südwestlich vom Kastelhornsee) in Betracht, so kommt eine Auspressung der gesamten Schicht zur alpinen Zeit jedenfalls in Frage.

5. Die Peridotite, ihre Umwandlungsprodukte und Kontaktgesteine

Auftreten

Im Gotthardmassiv ordnen sich die Serpentinstöcke in zwei unter sich mehr oder weniger parallele Linien an, in welchen die Vorkommnisse mit einiger Regelmässigkeit auftauchen. Folgende Lokalitäten sind bekannt:

Ulrichen, Gerendorf, Schönenboden (2½ km südöstlich von Oberwald), einige hundert Meter südsüdöstlich vom Westportal des Furkatunnels und ca. 100 m höher, Mutthorn-Nordgrat, 100 m nördlich der tiefsten Stelle zwischen Blauberg und Mutthorn auf 2885 m, Tierbergalp, Giltnase, Stockstafel, Breitenstafel (südlich Zumdorf). Im Bann zwischen Zumdorf und Hospenthal, auf 1575 m, liegt ein grosser, von der Strasse aus gut sichtbarer Block, den der Gletscher wahrscheinlich von der Isenmannsalp hieher verfrachtet hat. Weitere Vorkommnisse sind: Gädemli-Mussli ob der Furkastrasse kurz hinter Hospenthal, Kämmleten, Wannelen, Gige, Mettlen am Gurschenbach (drei Vorkommnisse), eingangs der Unteralp und Sattelegghubel-Rossbodenalp, nordwestlich nahe P. 1872.0. Weiter nach Osten fehlen die Serpentine. Der Talkserpentin südöstlich vom Calmotgipfel gehört schon dem Somvixer-Zwischen-

massiv an. Diese Vorkommen sind alle sehr nahe der Grenze der Urserenzone.

Die anderen Serpentinstöcke finden sich in der Mitte des Massives vor. An der Kastelhornwand, nördlich vom grossen gleichnamigen See, erscheint ein kleines Lager inmitten des Kastelhornamphibolites. Im östlichen Teil der Gafallenalp, ob dem tümpelartigen Seelein, auf 2465 m, stösst man ebenfalls auf Serpentin (zwei Vorkommnisse). Ein weiterer Serpentinstock erscheint am Portgèrawestgrat und unter dem Ravetschgrat, auf 2800 m, am oberen Rand des vordersten Firnes.

Anlässlich einer Exkursion ins Val Nalps konnten im mittleren bis hinteren Teil im Moränenmaterial wiederholt Serpentingesteine gefunden werden, was für eine Fortsetzung dieser angenommenen Linie nach Osten spricht. Nicht in dieses System hinein gehören die nicht anstehend gefundenen Serpentinblöcke an der Ostseite des Badus, auf 2380 m, westlich vom grossen Siarrasee.

Die Grösse der Serpentinstöcke ist verschieden. Das grösste Vorkommnis ist dasjenige auf der Gige, dessen Ausbiss eine Längsausdehnung von 300 m und eine grösste Breite von 185 m besitzt. Der Serpentin an der Kastelhornwand misst dagegen nur $3\frac{1}{2}:2$ m. Die übrigen Vorkommnisse neigen eher dem kleinen Typus zu.

Der Gige-Serpentin wurde beim Bau des Gotthardtunnels wieder gefunden, und zwar auf der Strecke 4870—5310 m vom Nordportal. Auf der Gige selbst liegt das Gestein nicht in der Tunnelachse, sondern ca. 250 m westlich davon. Das peridotitische Magma ist also hier vielleicht gangartig schräg nach oben in den Paragneis eingedrungen. Schneider (37) hat dieses Vorkommnis und seine Umwandlungsprodukte in einer eingehenden Arbeit gewürdigt.

Es folgt hier eine kurze Charakterisierung der einzelnen Vorkommen, worauf die Gesteine besprochen werden sollen. Unter Begleitgestein sollen immer die mit dem Serpentin genetisch verbundenen randlichen Produkte verstanden werden, also nicht etwa gewöhnlicher Paragneis.

Grosser Moränenblock im Bann auf 1575 m

Hauptgestein: massig. Serpentin, Talk, Carbonat, Klinochlor, schwarzes Erz. Keine Reliktmineralien. Ihre Lage und Form ist oft durch die Umwandlungsprodukte angedeutet.

Farbe: dunkelgrün-grau, schwach geadert.

Gädemli-Mussli

Einlagerung: in Paragneis.

Hauptgestein: Serpentin, mit dem Kämmletenserpentin ziemlich identisch.

Farbe: grüngrau.

Begleitgesteine: nicht aufgeschlossen.

Abbau: in sehr geringen Mengen, da das Vorkommnis klein ist.

Kämmleten

Einlagerung: in Paragneis.

Hauptgestein: massiger bis schiefriger Serpentin mit viel Carbonat, daneben Talk, Erz, Klinochlor und Pyrrhotin; Diallag und Olivin fehlen. Diallagreste sind nie sichtbar. Der metallisch scheinende Schiller, der durch das Carbonat erzeugt wird, kommt dadurch zustande, dass unter diesem Mineral dunkler Chlorit liegt. Dieser Schiller ist demjenigen von Diallag nicht unähnlich.

Farbe: hellgrün-grau, geadert, oft unruhige Textur.

Begleitgesteine: Talkschiefer, Biotitschiefer, Biotit-Chloritschiefer, Strahlsteinschiefer.

Anzeichen von Kontaktmetamorphose: thermische Kontaktmetamorphose, ausgeübt am Paragneis.

Abbau: Hauptbezugsort der Urserenserpentine. Verarbeitung des Gesteins an Ort und Stelle im Werkhaus (Ofenplatten, Vasen, Skulpturen etc.).

Wannelen

Einlagerung: in Paragneis.

Hauptgestein: Serpentin, ähnlich demjenigen der Kämmleten.

Begleitgesteine: nicht aufgeschlossen.

Gige

Einlagerung: in Paragneis.

Hauptgestein: primärer, wenig veränderter Diallagperidotit, Diallag und Olivin als Relikte. Massig, lentikular und schiefrig.

Farbe: einheitlich blaugrün-grau.

Begleitgesteine: Serpentin, Talk (Lavezstein, Giltstein, „Speckstein"), Talkschiefer, Strahlsteinschiefer, Nephrit, Chloritschiefer, Chlorit-Biotitschiefer, Granat- und Zoisitamphibolite.

Abbau: Es wird nur der Talk abgebaut und in kleiner Hütte an Ort und Stelle für Ofenplatten bearbeitet.

Mettlen-Gurschenbach

Drei Vorkommnisse: zwei links und eines rechts vom Gurschenbach, wenig oberhalb des Weges

Einlagerung: in Paragneis.

Hauptgestein: Serpentin (Serpentin, Talk, Carbonat, Klinochlor, Erz, Aktinolith, der aber nur im westlichen Vorkommnis auftritt). Massig; Reliktmineralien in kleinen, nicht mehr bestimmbaren Resten vorhanden. Anordnung und Grösse der umgewandelten Primärmineralien oft nachweisbar.

Farbe: West: hellgrau-grün, glänzend.
Mitte: schwarz und grasgrün.
Ost: hellgrün-grau; oft zeigt der Talkserpentin eine orangebraune Anwitterungsfarbe.

Begleitgesteine: Strahlsteinschiefer, Talkschiefer, Chloritschiefer, Biotitschiefer.

Anzeichen von Kontaktmetamorphose: thermische Kontaktmetamorphose am Paragneis, makroskopisch deutlich sichtbar; straffe Schieferung.

Abbau: westliches Vorkommnis, selten und nur nach Bedarf.

Sattelegghubel-Rossbodenalp

Etwas nordwestlich P. 1872.0, Verankerung der oberen Station der Drahtseilbahn Andermatt-Rossbodenalp

Einlagerung: in Paragneis.

Hauptgestein: Talk, Serpentin mit Carbonat, Chlorit und Erz. Massig; Reliktstruktur ohne Primärmineralien dann und wann sichtbar.

Farbe: graugrün mit gelb anwitterndem Carbonat.

Begleitgesteine: nicht aufgeschlossen.

Kastelhornwand

Einlagerung: in Amphibolit.

Hauptgestein: massiger Serpentin mit Carbonat, Klinochlor, Erz und Diallagresten.

Farbe: graugrün-schwarz, oberflächlich mit ovalen, olivgrünen Flecken, 1—3 cm messend.

Begleitgesteine: Aktinolithschiefer mit wenig Zoisit, Chloritschiefer. Kein Biotitschiefer.

Anzeichen von Kontaktmetamorphose: ziemlich scharfer Kontakt gegen den Amphibolit hin. In diesem keine Serpentinkomponenten; Zoisit und grüne Hornblende wenig zahlreich in den Serpentinrandprodukten.

Gafallenalp (zwei Vorkommnisse)

Einlagerung: in Paragneis (manchmal schwach injiziert).
Hauptgestein: Serpentin mit Erz und Magnesit; massig bis schiefrig. Reliktstruktur selten angedeutet.
Farbe: hellgrün.
Begleitgesteine: Strahlsteinschiefer, Chloritschiefer mit wenig Zoisit, Talk-, Chlorit-, Aktinolithschiefer, Amphibolit. Kein Biotitschiefer gefunden.

Portgèra-Westgrat

Fast der ganze Stock ist abgebrochen und liegt, mehr oder weniger noch als Einheit, unter dem Firnfeld nördlich vom genannten Grate auf 2560 m

Einlagerung: in Paragneis.
Hauptgestein: Serpentin mit Magnesit, Talk und Erz; etwas schiefrig; keine Relikte.
Farbe: dunkelgrün-grau.
Begleitgesteine: Serpentintalk, Strahlsteinschiefer, Chloritschiefer mit Magnetitoktaedern (bis 1 cm gross), Nephrit, Amphibolit. Kein Biotitschiefer gefunden.

Ravetschgrat (vermutlich etwas abgerutscht)

Einlagerung: in Paragneis.
Hauptgestein: fast reiner Serpentin mit wenig Erz; schlecht schiefrig; keine Relikte.
Farbe: hellgrün-grau.
Begleitgesteine: Amphibolit, wenig Chloritschiefer. Kein Biotitschiefer gefunden.

Ostseite Badus, westlich dem grossen Siarrasee auf 2380 m (nicht anstehend)

Hauptgestein: Serpentin mit Carbonat, Talk, Erz, Klinochlor; keine Relikte.
Begleitgesteine und Kontaktprodukte nicht gefunden.
Farbe: blaugrau-grün.

- Die Besprechung der

wenig veränderten Peridotite

wird übergangen, da SCHNEIDER (37) diese schon beschrieben hat. Dagegen sollen hier die anderen Gesteine, ihre Umwandlungs- und Randprodukte zur Sprache kommen.

Serpentin

Das Gestein ist zumeist massig; feinblätterige Typen etwa schlecht bis mässig geschiefert. Die Struktur ist fibroblastisch. Oft wird eine Reliktstruktur in der Weise angetönt, dass die aus Olivin und Diallag entstandenen Mineralien durch ihre Anordnung und Form das Relikt noch andeuten. Die genannten Komponenten sind meistens ganz umgewandelt, doch lassen sich dann und wann kleine, splitterartige Restindividuen nachweisen.

Rein monomineralischer Serpentin wurde nie vorgefunden (am Ravetschgrat angenähert). Als Nebengemengteile sind (nach ihrer Wichtigkeit geordnet) meist folgende vorhanden: Magnesit, Talk, Erz und Chlorit. Aktinolith wurde im Serpentin nur einmal als Nebenkomponente angetroffen (Mettlen-Gurschenbach West). Er ist farblos, und c/n_γ beträgt 19°.

Manchmal können auch einige Gemengteile lokal dominieren, sodass der Serpentin nur noch spärlich auftritt. Es können Magnesit (Kämmleten) und Talk (Kämmleten, Mettlen-Gurschenbach Mitte, Gafallen Ost, Portgèra) Hauptgemengteil werden.

Gegen den Rand wird der Serpentin oft schiefriger, Talk, Carbonat und Chlorit nehmen überhand (Kämmleten, einige Stellen Gafallen Ost, Portgèra). Bei Mettlen-Gurschenbach Mitte am Ostrand verschwindet der Serpentin überhaupt und wird vollständig durch feinschuppigen Talk und wenig Chlorit ersetzt. Idioblastische Oktaeder von Magnetit sind (bei 80facher Vergrösserung) stets ca. 20 Stück im Gesichtsfeld zu beobachten. Die Grösse der stahlblauen Kristalle beträgt 0.5—0.9 mm. Die Textur des Gesteines ist vollkommen massig.

Auf Erscheinungen, die vermutlich mit der Durchbewegung des Gesteines in engerem Zusammenhang stehen, wird hier noch näher eingegangen. In einigen Schliffen (Mettlen-Gurschenbach Mitte, Gafallen Ost, Ravetschgrat) erscheint eine gebänderte, aber nicht straffe Textur; erzeugt ist sie durch Klinochlor, der von viel schwarzem Erz begleitet ist. Es dürften dies Bewegungsflächen gewesen sein, die dann mit den genannten Mineralien sekretionär erfüllt wurden.

Ein Phänomen, das eventuell auf einer Klüftung des Peridotits beruht, zeigt sich an einem Stück Serpentin (massig; Talk und Serpentin zu gleichen Teilen, mit sehr wenig Erz, ohne Klinochlor und Carbonat), der aber nicht anstehend gefunden wurde (Gafallen Ost). Es konnten eine Anzahl unter sich paralleler Bänder festgestellt werden, die aus grünem, faserigem Talk bestehen. Dieser

Talk ist straff parallel und steht senkrecht zur Begrenzungsfläche, die einen scharfen, leicht welligen Kontakt zeigt. Die Länge der Fasern kann bis gegen 1 cm betragen.

An einer Stelle des Randes ist der Serpentin von Gafallen Ost total in Talk umgewandelt; dieser ist begleitet von schwach pleochroitischem Klinochlor. Der Erzgehalt ist gering. Der Klinochlor zeigt oft einen Kern von anomal blauem Pennin, der angenähert gleiche Form hat wie das Wirtmineral. Die Trennung ist sehr scharf. Die Anordnung des Chlorites lässt auf die Gestaltung und die Grösse der Relikte einige unsichere Schlüsse ziehen. Noch am gleichen Handstück, das einen sehr brecciösen Eindruck macht, erscheinen im Schliff Talk und Chlorit. Der letztere markiert wieder Reliktformen. Dann aber wird das Bild von Strahlsteinnadeln (bis 5 mm gross) beherrscht, welche sehr häufig eine intensive undulöse Auslöschung aufweisen. An einigen Stellen ist eine Abtrennung kleiner Fragmente vom Mutterindividuum deutlich wahrzunehmen. Diese grossen Kristalle schwimmen in einer filzigen Grundmasse, die zunächst aus Talk und wenig Chlorit besteht. Meist sind aber die niemals eigengestaltigen Formen des Aktinolithes von einem Kranz feiner Strahlsteinnädelchen umgeben, die einen Ring um den grossen Kristall bilden. In diesem Fall tritt der Chlorit zurück, und es bleiben Talk und Strahlstein. Eine Umwandlung der Hornblende in Talk kann nirgends konstatiert werden. Es hat hier eine Zertrümmerung des allerdings schon randlichen Produktes stattgefunden, nachdem die Strahlsteinkristalle bereits gebildet worden sind. Ob die Ursache dieser Zertrümmerung bei der Ödemmetamorphose zu suchen ist, oder ob eine rein lokale Störung tektonischer Art vorliegt, lässt sich nicht ermitteln.

Das Analysenmaterial der wenig veränderten Peridotite und Serpentine ist sehr umfangreich; besonders von Schneider (37) stammen viele Daten. Eine Auswahl von Analysen, in Niggli-Werten, folgt hier.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	64	2	97.5	.5	—	—	0.93	0.01	I
2.	64	1	95	4	—	—	.94	.04	I
3.	63	2	97	.5	.5	.80	.90	—	I
4.	61.5	3	94.5	2.5	—	—	.90	.03	I
5.	61.5	1.5	93	4	1.5	.25	.89	.02	I
6.	60	3	94.5	2.5	—	—	.90	.03	I
7.	60	2	95	2.5	.5	.80	.90	.03	I
8.	60	3.5	91	4.5	1	.38	.90	.05	I

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
9.	59	2	91	5	2	.20	.88	.05	I
10.	57	2	95.5	2.5	—	—	.89	.03	I
11.	56	3	95.5	1	.5	.89	.88	.01	I
12.	54	.5	98.5	.5	.5	.67	.90	.01	I
13.	53.5	.5	99	—	.5	.50	.90	—	I

Zum Vergleich sei das normalperidotitische Magma angeführt:

60	5	90	4.	1	?	.90	.05	I

Analytiker:

1. Serpentin. Gurschenalp — L. Hezner
2. Serpentin. Gurschenalp — L. Hezner
3. Serpentin. Val Cristallina — R. Winterhalter
4. Serpentin. Chamer Pfahlbauten, Zugersee — H. Hirschi
5. Lentikularer Peridotit. Gige — A. Schneider
6. Serpentin. Gige — A. Schneider
7. Geschieferter Peridotit. — A. Schneider
8. Massiger Peridotit. Gige — A. Schneider
9. Geschieferter Periodotit. Gige — A. Schneider
10. Periodotit. Gotthard. T. A. Blatt 398 — L. Hezner
11. Lavezstein. Gige — A. Schneider
12. Lavezstein. Gige — A. Schneider
13. Massiger Periodotit. Gige — A. Schneider

Die Gesteine entstammen dem peridotitischen Magma. Man sieht ferner, dass im grossen Gige-Vorkommen der Chemismus, an verschiedenen Stellen untersucht, sehr geringen Schwankungen unterworfen ist.

Die randlichen Produkte der metamorphen Peridotite

Die randlichen Gesteine der Serpentine sind, im Gegensatz zu diesen selber, wenig einheitlich in Form und Quantität ihres Auftretens. Im allgemeinen kann gesagt werden, dass ihre Breite der Grösse des Serpentinstockes angepasst ist. So beträgt auf der Gige ihre Mächtigkeit westlich der Werkhütte mehr als 10 m, während sie beim kleinen Kastelhornvorkommnis nur 5 cm misst.

Die Randprodukte setzen stets scharf gegen das peridotitische Gestein ab. Es ist bemerkenswert, dass der nämliche Serpentinstock nicht an allen Stellen vom gleichen Randprodukt begleitet wird.

Talkschiefer. Es handelt sich um ein weisses, schwach grün gefärbtes, weiches Gestein mit ausgezeichneter Schieferung. Infolge seiner Weichheit ist es durch die Verwitterung in stärkerem Masse abgetragen worden als der Serpentin, der an seinem Kontakt senkrecht aufsteigt (Gige, westlich der Werkhütte, Mettlen-

Gurschenbach Ost, Seite nach dem Gurschenbach hin). Der Talkschiefer ist manchmal vollständig monomineralisch. Meist gesellt sich aber Strahlstein dazu (auf der Gige weniger als bei Mettlen-Gurschenbach Ost). Das Verhältnis der beiden Komponenten wechselt im Handstück deutlich. Im letzteren Vorkommen sind, nahe am Serpentinkontakt, lose Brocken eines mit Asbest versehenen Chloritschiefers zu finden. Dort beginnt am Serpentin reiner Talkschiefer (20 cm breit), der erst allmählich nach aussen hin zu Talk-Aktinolithschiefer und zuletzt zu Aktinolithschiefer wird (gleiches Vorkommen unteres Ende). In einem Schliff ist nur Strahlstein von sehr verschiedener Grösse vorhanden (Mittel 1½ mm lang). Die langen Stengel zeigen stets Brüche.

Im Schliff des eben genannten Chloritgesteins findet sich bei wahrnehmbarer Schieferung mechanisch ziemlich stark beanspruchter Klinochlor zu 90 %. Talk sowie schmutzig-gelbgrüner Biotit sind untergeordnet. Der Glimmer ist zugleich mit dem Chlorit gebildet worden.

Der Annahme Schneiders (37), dass der Talk auf Kosten des Strahlsteines gebildet worden ist, kann ich nicht folgen. Eine Umwandlung von Aktinolith in Talk habe ich nie beobachten können. In einem Strahlstein-Talkgestein, das nicht in Verbindung mit Serpentin auftritt (nordnordöstlich Piz Alv, 2700 m), erscheint im Schliff ein fibroblastisches, schiefriges, welliges bis gefälteltes Grundgewebe von Talk mit deutlich eigengestaltigem, prophyroblastischem Aktinolith. Die gleichzeitige Bildung dieser Komponenten ist offensichtlich.

Von Schneider (37) stammen auch zwei Analysen: „Talkschiefer mit Strahlstein". In den diesbezüglichen Schliffen fehlt der Strahlstein, und das wenige Carbonat würde nie das Äquivalent sein, wenn ein aus blossem Strahlstein bestehender Schiefer umgewandelt worden wäre. Deshalb ist auch der den gewöhnlichen Peridotiten und Serpentinen zukommende niedrige c-Wert hier nicht grösser. Einzig die si-Zahl ist, durch den Talkisierungsprozess bedingt, um rund 50 Einheiten gestiegen.

Die von der Gige durch Schneider (37) ausgeführten Analysen zeigen folgende Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
108.5	3	96	0.5	0.5	0.75	0.90	0.01	I
108	5.5	90.5	3.5	.5	.50	.91	.04	I

Diese Gesteine gehören nach den Basenwerten noch dem peridotitischen Magma an, jedoch verhält sich si wie in pyroxenitischen Magmen.

Die Talkschiefer beschränken sich auf diese zwei genannten Lokalitäten.

Die chemische Veränderung der randlichen Gesteine des Serpentin durch säkulare Verwitterung erkennt man noch deutlicher, wenn man die von TH. SCHEERER (37) angefertigten Talkanalysen berücksichtigt (Herkunft des Materials Kämmleten und Gige).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
124.5	1.5	98.5	0	0	—	0.93	0.00	I
123.5	2	98	0	0	—	1.—	.00	I
123	1	99	0	0	—	.99	.00	I

Strahlsteinschiefer. Auch sie können dem Serpentin in scharfem Kontakte nach aussen hin folgen (Kämmleten, Gige, Mettlen-Gurschenbach Mitte und Ost, Kastelhornwand, Gafallen West, Portgèra). Weniger tritt die graue, nephritische, feinstrahlige Form auf (Gige, Gafallen West, Portgèra), häufiger der gewöhnliche, grob- oder mittelfaserige Aktinolithschiefer (Kämmleten, Gige, Mettlen-Gurschenbach Mitte und Ost, Gafallen West, Portgèra).

Die Ostseite des Mettlen-Gurschenbach-Ost-Vorkommnisses zeigt am Talkserpentinkontakt ein äusserst grobstrahliges, kaum schiefriges Aktinolithgestein mit etwas makroskopisch schwarzem Chlorit. Nach 20 cm wird deutliche Schieferung bei Abwesenheit von Chlorit konstatiert. Nach weiteren 10 cm folgt eine Lage von 3 cm mächtigem Biotitschiefer, den wir weiter unten behandeln werden.

Der Strahlstein ist nun aber nicht nur an den unmittelbaren Kontakt mit Serpentin gebunden oder mit Talk vergesellschaftet, sondern er tritt in unmittelbarer Nähe des Stockes auch allein auf.

In der Kämmleten wurde vom Werkhaus bis zur Abbaustelle des Serpentins aus technischen Gründen ein Graben eingesprengt von ca. 30 m Länge, 6 m Höhe und 3—4 m Breite, der im Nord-Süd-Verlauf die Schichten unter einem Winkel von rund 70° schneidet. Dadurch wurden die Randzone des Serpentins, sowie diese Gesteine in ihrem Verhalten zum Paragneis aufs beste aufgeschlossen. Es wurde ein Detailprofil von der Ostseite des Grabens, 1 m über dem Boden, aufgenommen. Die Westseite zeigt bereits Verschiebungen und veränderte Reihenfolgen, wie denn auch die verschiedenen Gesteine nicht genau in der Fallrichtung verlaufen. Von Süden nach Norden wurde folgendes beobachtet:

1. mindestens 2½ m Serpentin-Talkschiefer bis Talkschiefer-Talk.
2. 0.40 m Biotit-Sericit-Chloritschiefer.
3. 0.05 m Strahlsteinschiefer mit Biotitschiefer.

4. 0.10 m etwas lagiger Biotitgneis.
5. 0.10 m Strahlsteinschiefer.
6. 0.30 m Biotit - Sericit - Chloritschiefer; weisslich, leicht zerbröckelnd, ähnlich wie No. 2.
7. 0.80 m Paragneis.
8. 0.50 m Strahlsteinschiefer.
9. 1.20 m Biotit-Paragneis.
10. 0.40 m Strahlsteinschiefer.
11. 8.00 m Biotit-Paragneis.
12. 1.20 m Strahlsteinschiefer.
13. 6.40 m quarzreicher Biotit-Sericitgneis.
14. 1.60 m Chlorit-Biotitschiefer und Sericitschiefer.
15. 0.55 m Strahlsteinschiefer.
16. 1.30 m Biotit-Paragneis.
17. 0.20 m Strahlsteinschiefer.
18. Biotit-Paragneis, der bis zu den Mauern des Werkhauses unverändert bleibt. Weiter nach Norden hört das Anstehende auf.

Was uns hier am Verhalten des Strahlsteinschiefers auffällt, ist sein wiederholtes Erscheinen (7 mal) im Paragneis, ohne von Serpentin oder Talk begleitet zu sein. Dieses Auftreten ist vielleicht gang- und schlotartig und lässt sich der ganzen Grabenwand entlang verfolgen. Das Gestein ist hellgrün, meist schiefrig und mit Ausnahme der Randpartie monomineralisch. Stets liegt mittelgrobfaserige Hornblende vor.

Über den Chemismus dieser Schiefer orientieren folgende Analysen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	103	1	72	27	—	—	0.97	0.37	III
2.	98.5	3	74	22	1	.00	.89	.30	III
3.	95	2.5	76	21.5	—	—	.91	.28	III
4.	91	0	77	23	—	—	.83	.29	III
5.	89	2	78.5	19.5	—	—	.84	.25	II/III
6.	87	9	65	23	3	.33	.71	.35	III

	Analytiker:
1. Rohmaterial vom Gotthard (Nephrit ?)	v. Gohl
2. Nephritbeilchen von Zug	L. Hezner
3. Nephrit. Gige	A. Schneider
4. Nephritische Substanz. Gotthardtunnel	Cossa
5. Heller Strahlsteinschiefer. Loderio	L. Hezner
6. Dunkler Strahlsteinschiefer. Loderio	L. Hezner

Die Gesteine stimmen mit dem pyroxenitisch-koswitisch → hornblenditischen Magma überein, und es dürfte somit eine rand-

liche, saurere Differentiation des ultrabasischen Magmas vorliegen. Die Art des Auftretens der Strahlsteinschiefer auf der Kämmleten unterstützt die Annahme, es handle sich um metamorphe Eruptiva. Ich glaube nicht, dass man sie als exogene Kontaktprodukte auffassen darf, die den Kalkgehalt aus dem umliegenden Paragneis bezogen haben (37). Eine stoffliche Beeinflussung des Paragneises durch den Serpentin konnte ich nirgends feststellen.

Es sei erwähnt, dass im Vorkommnis Mettlen-Gurschenbach West im Serpentin ca. 15 % Aktinolith auftritt (Serpentin 50 %, Klinochlor 25 %, Aktinolith 15 %, Erz und Carbonat 10 %, Talk vereinzelt. Diallagreste).

Biotitschiefer. Chloritschiefer tritt in allen Randpartien der Serpentinvorkommen mehr oder weniger mächtig auf, während Biotitschiefer bei sämtlichen Stöcken der südlichen Linie nie gefunden wurde.

Beide Schiefer bilden öfters die äussersten Hüllen des Serpentins gegen den Paragneis und die Strahlstein- oder Talkschiefer.

Mit jeweils scharfem Kontakt folgen bei Mettlen-Gurschenbach Ost an der Ostseite aufeinander: Talk-Serpentin, 30 cm Strahlstein, 3 cm Biotitschiefer, Paragneis. Der Biotitschiefer ist äusserst weich, und es gelingt nicht, weder gutes Schliffmaterial noch ordentliche Handstücke zu gewinnen.

Auf der Kämmleten wurde ca. 10 m vor dem Südausgang des dortigen Grabens (siehe letztes Profil No. 9, 10, 11) ein kleines Profil geschlagen. Es handelt sich um einen Strahlsteinschiefergang oder ein -schlot, wo ein Stück Sedimentgneis von ungefähr 30—40 cm Mächtigkeit schollenartig umschlossen ist. In der fortlaufenden Besprechung bewegen wir uns von Norden nach Süden, also zum Serpentin hin.

Anschliessend an den scharfen Kontakt des hellgrünen Aktinolithschiefers folgt ein weicher, glänzender Schiefer, der graue, braune und grüne Farbtöne aufweist. Das Mikroskop zeigt eine gute Schieferung. Hauptgemengteil ist Strahlstein (nadelig, farblos), der auf der einen Seite des Schliffes teilweise allein, teilweise mit Biotit (gelbbraun nach farblos) erscheint. In der Mitte tritt etwas plattiger Quarz auf. Aktinolith und Biotit sind dem strukturellen Verhalten nach von gleichzeitiger Entstehung.

Anschliessend an dieses Gestein folgt ein Chlorit-Biotitschiefer. Im Dünnschliff ist farbloser Klinochlor die wichtigste Komponente. Der gleiche, deutlich zweiachsige Biotit hat an Menge zugenommen. Strahlstein fehlt ganz, ebenso Quarz.

Nach diesem Gestein folgt ein hellgrauer, glänzender Albitgneis bis -schiefer, der nach 5 cm lentikulare, flaserige Textur hat, mit vielen, stark sericitisierten, stets nach {010} verzwillingten Albit-Oligoklasen. Der Hauptgemengteil, Quarz, ist rundlich und wenig mechanisch beansprucht. Chlorit ist mit Leukoxen vermischt. Muscovit findet sich etwa vor, vergesellschaftet mit sehr wenig braunem Glimmer.

Vermutlich hat das Magma, aus dem später der Strahlstein hervorging, an dieser Scholle eine Kontaktmetamorphose auszuüben vermocht, denn das Verhalten des Gesteins ist durchaus nicht das eines normalen Paragneises. Am Handstück liessen sich nur zwei oder drei ½ cm grosse, schwarz-braune, stengelige Turmalinkristalle konstatieren.

1 dm nach diesem Gneis nähern wir uns wieder dem Strahlsteinschiefer. Der Chlorit-Biotitschiefer ist vor dessen Kontakt etwas lagig, der Feldspat fehlt. Der Quarz bildet oft Lagen, in denen er starke Verzahnung aufweist. Biotit und Chlorit, welche zu gleichen Teilen vertreten sind, stehen an Menge zurück. Der Klinochlor führt oft Leukoxen. Sporadisch erscheint schwarzes Erz.

Es folgt nun der andere Teil des Strahlsteinschiefers und hierauf mit kurzen Übergängen Paragneis (No. 9 des Profiles).

Auf der Gige folgt auf den Talkschiefer ein reiner, monomineralischer, schokoladebrauner Biotitschiefer von ausgezeichnet schiefriger Textur und lepidoblastischer Struktur. Er besteht nur aus gelbbraunem, fast einachsigem Glimmer. Quergestellte, aber kurze Individuen treten ab und zu auf.

Weiter vom Kontakt weg nimmt der Schiefer eine graugrüne Farbe an, und im Dünnschliff zeigt sich eine starke Zunahme von Chlorit. Der Hauptgemengteil ist Klinochlor (60 %). Als untergeordnete Nebenkomponente findet man buchtigen Quarz. Weiter sind noch einige wenige limonitisierte Pyritwürfel von verzerrter Gestalt anzutreffen.

Der Schiefer wird wieder braun, er führt nun aber Quarzadern. Zu etwas über die Hälfte besteht das Gestein aus kaum undulös auslöschendem, buchtig ineinandergreifendem Quarz, alles andere ist Biotit von immer noch gleichbleibendem Aussehen. Der Chlorit fehlt. Apatit ist der einzige weitere Gemengteil. Es handelt sich um sekretionären Quarz, welcher nicht mehr Bestandteil des nun folgenden Paragneises ist.

Hellbrauner, pleochroitischer Biotit aus Biotitschiefer, P. 800 ob Loderio (Tessin), eines analogen Vorkommens, gibt nach Jakob:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
73	18	72	0	10	0.91	0.78	0.00	I

Da hier ein monomineralisches Gestein vorliegt, stimmt die Mineralanalyse mit der Gesteinsanalyse überein.

Rein magmatische Produkte dieser Art kommen wohl kaum in Frage. Auffallend sind die höheren Werte von al und alk (k!), während c wie bei den Serpentingesteinen klein ist. Man könnte an eine Veränderung des Chemismus der peridotitischen Magmen durch Stoffzufuhr denken, aber den Paragneis als Lieferant verantwortlich zu machen, halte ich nicht für möglich, da er, wie noch angeführt werden soll, am Kontakt stofflich nicht verändert ist.

Es scheint, als ob der Biotit doch gewisse Beziehungen zum Serpentin habe, da sein Pleochroismus demjenigen der ebenfalls basischen Amphibolitgesteine ähnlich ist (im Paragneis ist der Biotit braun bis dunkelbraun).

Als Ganzes konnte aber die Genesis der Biotitschiefer, die zwischen Strahlsteinschiefer und Paragneis anstehen, nicht in befriedigender Weise erklärt werden.

Chloritschiefer. In den Serpentinen und deren randlichen Produkten wurde nur optisch positiver Chlorit gefunden, der farblos bis relativ stark pleochroitisch sein kann. Diese Schiefer treten mit und ohne Biotitschiefer auf, und ihre Gemeinschaft mit Strahlsteinschiefer soll hier erläutert werden.

Das kleine Kastelhornvorkommnis hat am Rande eine kaum 5 cm breite Kontakthülle. Es handelt sich um ein Chlorit-Aktinolithgestein. Im Handstück sieht man oft beide Mineralien scharf voneinander getrennt, wobei Aktinolith innen und Chlorit aussen liegt. In einem Schliff aus dieser Kontaktzone ist folgendes zu sehen: Zu 70 % besteht das Gestein aus Klinochlor, dessen starke mechanische Beanspruchung uns noch später beschäftigen soll. Er zeigt zudem an einigen Individuen eine starke Sagenitbildung. Strahlstein dürfte etwa zu 20 % anwesend sein, ist aber auf der einen Seite des Schliffes (nach innen) merklich angereichert. Hier tritt Zoisit auf, meist als brockenartiger Einschluss im Chlorit. Das Erz ist überall regelmässig vertreten. Die ungewöhnliche Erscheinung des allerdings nicht zahlreich auftretenden Zoisites beruht auf der Tatsache des hohen Kalkgehaltes des amphibolitischen Nebengesteins. Dem Serpentin am nächsten liegt eine Zone von Strahlstein und Chlorit, dann folgt in der Mitte vorwiegend grossblätteriger Chlorit, worauf nach aussen hin Strahlstein, Chlorit und Zoisit kommen.

Ein nicht genau von der nämlichen Stelle herstammender Schliff zeigt den Kontakt gegen den beginnenden Amphibolit. Das massige Gestein weist wieder zur Hauptsache wenig beanspruchten Chlorit auf. Sehr oft sind gegenseitige Durchwachsungen dieser langen Chloritblätter zu konstatieren, wie überhaupt das ganze Gefüge sperrig ist. Der Zoisit erscheint erst als spärlicher Einschluss in den äussersten Blättern, die bereits von deutlich pleochroitischer Hornblende umgeben sind und dann und wann kleine Fleckchen Biotit aufweisen. Die Grösse des Amphibols nimmt nach aussen hin zu, der Zoisitgehalt steigt fast plötzlich an, der Chlorit ist schon definitiv verschwunden, und es tritt unverzwillingter, kleiner Andesin auf. Die Hornblende zeigt vielfach Erz mit Leukoxenhof, eine Erscheinung, die für die Amphibolite des zentralen Massivs charakteristisch ist.

Die einzelnen hier angeführten Kontakte sind makroskopisch scharf, lassen aber unter dem Mikroskop Übergänge erkennen.

Auch hier folgt auf den Serpentin nach aussen zu in normaler Weise der saurere, pyroxenitisch - koswitisch → hornblenditische Rand, darauf aber statt Biotitschiefer Chloritschiefer. Hier ist al noch grösser als bei Biotit, während c und alk = 0 oder sehr klein sind, wie eine Chloritanalyse von SCHNEIDER (37) von der Gige zeigt:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
77	40.5	59	0	0.5	0.50	0.83	0.00	I

$h_2 = 115.2$

Das Vorkommnis Gafallen West zeigt, in Paragneis auftretend, ähnliche Aussenprodukte. Am westlichen Ende folgt auf den etwas schiefrigen Serpentin ca. 1 dm Strahlsteinschiefer mit Serpentin und anschliessend grober Chloritschiefer. Im Schliff zeigen sich folgende Eigenschaften der beiden Randprodukte: Im ersten Gestein erscheint in einer grasgrünen Grundmasse von Serpentin idioblastischer, farbloser Strahlstein, begleitet von sporadischem Erz. Der Serpentin hört ziemlich unvermittelt auf, und der Strahlstein beherrscht das Feld mit wenigen Erzkörnern. Bald vermischt er sich mit deutlich pleochroitischem Chlorit.

Im nun folgenden Chloritgestein, das schlecht geschiefert ist, tritt Klinochlor als Hauptgemengteil hervor, begleitet von Strahlstein. Neben gleichmässig verteiltem Erz treten akzessorisch einige Zoisitkörner auf.

Der Aufschluss liess sich nicht weiter verfolgen, aber in der Nähe lag Amphibolit mit einer Klinozoisitkluft von grünlich-gelb-

brauner Farbe. Es ist gut denkbar, dass der Klinozoisit einen weiteren Übergang zu einer gabbroiden Randfacies andeutet, die ja z. B. auf der Gige vorhanden ist. Biotitschiefer wurde auch hier am Kontakte nicht gefunden.

Beim Vorkommnis Portgèra enthalten die randlichen Gesteine viel Talk mit Chlorit und Carbonat. Sie weisen neben undulös auslöschendem Strahlstein noch untergeordnet Serpentin auf. Das Erz ist bis 1 mm gross.

Bemerkenswert ist der reine Chloritschiefer (Schieferung nicht gut ausgeprägt), der viele, bis 1 cm grosse Magnetite in wohl ausgebildeter Oktaederform führt.

Amphibolite. Vom grossen Gige-Serpentin konnte SCHNEIDER (37) nur drei Amphibolitvorkommnisse kleiner Ausdehnung namhaft machen. Genaue kontaktliche Beziehungen zum Serpentin konnten nicht ermittelt werden. Vom eben genannten Autor wurden drei Proben der genannten Vorkommnisse analysiert. Die Niggliwerte lauten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	138	31	39	21.5	8.5	0.28	0.48	0.56	IV
2.	105	23	45	27	5	.21	.60	.59	IV
3.	99	28	32	36	4	.21	.74	1.13	VI

1. Granatamphibolit. Nordöstliches Ende der Gige. Normaldioritisch — gabbroid
2. Granatamphibolit. Südwestliches Ende der Gige. Normalgabbroid.
3. Zoisitamphibolit. Südwestliches Ende der Gige. Ossipitisch.

Amphibolit wurde, abgesehen vom Kastelhornvorkommnis, noch auf Gafallen Ost, Portgèra und Ravetsch gefunden.

Am Nordrande auf Gafallen Ost erscheint über Unaufgeschlossenes hinweg, 60 cm vom Serpentinkontakt, schiefriger Amphibolit, der bei grano- bis lepidoblastischer Struktur Quarz als Hauptgemengteil aufweist neben viel gewöhnlicher, grüner Hornblende. Der gelbbraune Glimmer ist Nebenkomponente, dagegen ist ziemlich viel Sericit vorhanden. Zoisit, Klinochlor und Granat sind untergeordnet. Erz häuft sich etwas an, Feldspat fehlt.

Auf Portgèra sowie am Ravetschgrat tritt ein schiefriger, feinkörniger Amphibolit von blauschwarzer Farbe auf. Er zeigt ein kristalloblastisches Gefüge. Hauptkomponente ist Hornblende. Als heller Gemengteil erscheint nur basischer, unverzwillingter Oligoklas bis Andesin mit Zoisit als Umwandlungsprodukt. Das Gestein zeigt einen normalen Titanitgehalt, Quarz ist ganz untergeordnet, und Biotit fehlt vollkommen.

Auf Gafallen handelt es sich um ein relativ saures, exogenes Kontaktprodukt. Bei den letztgenannten Vorkommnissen liegen basische Derivate vor.

Paragneise. Es wurde schon wiederholt darauf hingewiesen, dass die Paragneise vom unmittelbaren Serpentinkontakt keine stoffliche Beeinflussung, sondern eine thermische Kontaktmetamorphose erfahren haben. Diese Erscheinung konnte an Gneisen von Kämmleten studiert werden, tritt aber namentlich typisch am Südostkontakt von Mettlen-Gurschenbach Mitte auf.

2½ m vom Kontakt weg steht hier ein brauner, straffer, dünnschiefriger Gneis an, der durch die erwähnte thermische Kontaktmetamorphose ein klassisches Beispiel einer blastischen Kristallisationsschieferung darstellt. Das feinkörnige, frische Gestein steht in auffallendem Gegensatz zu den gewöhnlich nicht so gut schiefrigen Paragneisen der weitern Umgebung, deren Chlorit und zersetzten Feldspäte schon erwähnt worden sind. Selten tritt der Quarz als Neubildung auf. Im genannten Gneis hingegen ist dieses Mineral plattig, langgestreckt, begleitet von unter sich streng parallelem, dunkelbraunem Biotit. Weitere Gemengteile sind: Muscovit, Albit (gewöhnlich verzwillingt, stark zurücktretend), schwarzes Erz, Apatit, Granat und Zirkon.

Der etwas lagige Gneis auf Kämmleten zeigt die gleichen Eigenschaften. Es treten hier Quarz- und Biotitlagen auf, nicht Injektion, sondern Sammelkristallisation.

In einem Biotit-Paragneis von Kämmleten im Kontakt mit einem Strahlsteingang konnte bei fast gleicher Frische des Gesteines eine etwas weniger gute Kristalloblastese konstatiert werden (Gemengteile: Quarz, Biotit mit Muscovit, Albit, Oligoklas, selten Klinochlor, Zoisit und Apatit).

Es zeigt sich somit deutlich, dass die alpine Metamorphose die Paragneise nahe der Urserenzone nicht blastisch umzukristallisieren vermochte. Die Kontaktparagneise sind seit der Intrusion der Serpentine nicht mehr verändert worden. Die thermische Kontaktmetamorphose scheint nach aussen hin abzunehmen, was auch den Erwartungen entspricht.

Die Kluftmineralien des Serpentins

Auf der Kämmleten fanden sich an der Halde unter anderem reiner, grobblätteriger Talk von grünlichweisser Farbe, ferner weisser, körniger Spat mit Sericit und einigen wenigen Chloritblättern. Weiter fanden sich faustgrosse Stücke fast durchsichtigen

Carbonates in Form des Spaltrhomboeders mit bis 4 cm langen, strahlig angeordneten Talkblättern.

Auch auf der Gige finden sich grobkristalline Sekretionen von Talk, Talk-Carbonat, Talk-Carbonat-Asbest und Talk-Carbonat-Chlorit mit etwas Ilmenit. Die Carbonatrhomboeder sind von gleicher Grösse und gleichem Aussehen wie die von der Kämmleten. Es lassen sich auch bis 5 cm grosse Klinochlortafeln feststellen. Die Funde konzentrieren sich auf den Teil des Eruptivstockes, der als Talk abgebaut wird.

Am Ravetschgrat findet man neben dem grossblätterigen, apfelgrünen Talk auch Asbest, der gern auf ebenfalls grobblätterigem Chloritschiefer aufsitzt. Ferner gibt es faustgrosse Stücke von eisenhaltigem, gelbbraunem Magnesit, vermischt mit wenig Talk.

Zum Schlusse sollen noch einige wenige Worte über die

Verwitterungserscheinungen

angebracht sein.

Am Vorkommnis Mettlen-Gurschenbach Ost zeigt die Ost-Abdachung des Felsens einen weitgehend verwitterten, braungelben Talk. (Im Dünnschliff macht sich nur dieses Mineral geltend.) Seiner Umgrenzung entlang hat sich Limonit angelagert, wie auch im Innern selbst. Unter einer überhängenden Stelle des gleichen Talkserpentinfelsens tritt der Talk in weisser Verwitterungsform auf. Im Kontrast dazu stehen die Klinochlorschüppchen, die sich als kleine Höckerchen von graugrüner Farbe deutlich abheben. Der Talk erscheint in feiner, mehliger Form und geht in dieser Ausbildung bis $^1/_2$ cm unter die Oberfläche.

Auf Gafallen West kommt Erz nur in geringer Menge vor. Trotzdem ist ihm die starke oberflächliche Limonitisierung des Serpentins zuzuschreiben. Die Rinde (1 cm dick) ist schuppig, dachziegelartig nach Bau und Farbe.

Von Strahlsteinschiefer liegen total verwitterte Partien mit rotbrauner Farbe vor.

Strahlstein- und Biotitschiefer ohne gleichzeitiges Auftreten von Serpentin

Nachdem auf der Kämmleten reine Strahlsteinschiefergänge vorkommen, wird es nicht wundern, wenn solche Gänge auch allein, ohne Begleitung von Serpentin, angetroffen werden. Es handelte sich in diesem Falle offenbar um den äussersten Teil eines

Peridotitvorkommens, das die Erosion noch nicht aufschliessen konnte.

Wir haben konstatieren können, dass die Serpentinstöcke in mehr oder weniger regelmässigen Abständen wieder auftreten. Nach dieser Annahme würde man ein weiteres Vorkommnis im Gebiete des Rossbodenstockes erwarten. Es wurden aber dort nirgends peridotitische Gesteine angetroffen. Hingegen wurde im Schutt nordwestlich von P. 2832 auf 2780 m ein olivgrüner Strahlsteinschiefer gefunden, der im Schliff zur Hauptsache grobflaserigen Aktinolith (mit kaum merklichem Pleochroismus) aufweist. Der Klinochlor, der fast $^2/_5$ des Ganzen ausmacht, ist gleichzeitig mit der Hornblende gebildet worden. Es wäre also denkbar, dass hier der oberste Teil eines Serpentinstockes, oder aber ein Gang aufgeschlossen vorliegt. Nach dieser Annahme würden die nördlichen Serpentine nach Osten untertauchen, dagegen sich die mittlere Linie meines Wissens mindestens bis ins Val Nalps fortsetzen.

Folgende kleine Strahlsteinvorkommnisse seien als Ganggesteine angeführt: Rossbodenstock, einige Meter nördlich unterhalb Gurschenstock, Sonnsbühl (Schwarzwasser links, 450 m unterhalb Brücke hinter Sonnsbühl Mitte), Unteralp-Reuss links, 20 m hinter Einmündung des Portgèrabaches, Vormigelplangge, 2130 m in einem Bach, nordnordöstlich Piz Alv, auf 2700 m, im Schutt von La Froda 2400 m oberhalb Wildmatten, Borel-Westgrat 2875 m, 40 m südlich Grat. Es scheint auch hier wieder ein Auftreten in Linien vorzuliegen, die zum Teil mit denjenigen der Serpentine zusammenfallen.

An der Vormigelplangge und am Piz Alv tritt der Aktinolithschiefer mit Talk auf. Das Gestein ist schon (p. 302) beschrieben worden. Beim erstgenannten Vorkommnis verschwindet der Talk gegen den Rand hin, und es liegt nur noch Strahlstein vor, dessen olivgrüne Farbe und kurzstengelige Entwicklung eher dem Habitus der gewöhnlichen Hornblende entspricht.

An der Unteralpreuss im Sonnsbühl tritt überhaupt kein Talk mehr auf. Der Aktinolith erscheint bald grobstengelig, bald wirrfaserig, manchmal ist er allein, dann wieder hat er durch Biotiteinlagerungen eine lagige Textur, die auch im gefalteten Teil eines Handstückes ganz erhalten bleibt. Schliffe mit nur diesen Mineralien zeigen den Glimmer in der bekannten orangebraunen Farbe. Dieser Biotit findet sich auch im umliegenden Gestein, einem Biotitgneis bis Biotitschiefer. Hier erscheint reichlich Quarz; der Andesin ist stark zoisitisiert, aber nie verzwillingt. Damit ist der

Kalkgehalt noch nicht verbraucht, es kommt noch Zoisit in Stengeln vor. Klinochlor ist auf einige grosse Blätter beschränkt. Gelegentlich tauchen noch einige Strahlsteinkristalle in schon sauren Partien auf. Allem Anschein nach hat hier eine kontaktliche Beeinflussung durch Zufuhr von Mg und Ca stattgefunden, während dies am unmittelbaren Kontakt mit den Serpentinen nicht der Fall ist. In Analogie hierzu ist beim besprochenen Strahlsteinschiefer von der Kämmleten ebenfalls eine kleine Beeinflussung des Paragneises zu konstatieren.

Vom letztgenannten Orte konnte in einem Schiefer Turmalin nachgewiesen werden (p. 306). Im Strahlsteinschiefer von Sonnsbühl ist ein linsenartiger Turmalingang von 6 cm Durchmesser allseitig von Aktinolith umgeben. Die Individuen lassen sich dank der säulenartigen Ausbildung schon makroskopisch erkennen. Mit Turmalin ist sehr wenig Quarz vergesellschaftet. Im Biotitschiefer, der nur einige Dezimeter von hier entfernt auftritt, liegen Calcit und schlecht ausgebildeter Quarz als Kluftmineralien vor. Es hat das später zu Strahlstein metamorphosierte eruptive Produkt für die Pneumatolyse offenbar günstige Intrusionsbedingungen geschaffen.

Übrigens ist es durchaus möglich, dass die Strahlsteinschiefer auch umgewandelte Sedimente sind. Biotit-Strahlsteinschiefer leiten ja zu Biotitamphiboliten mit aktinolithischer Hornblende über, deren sedimentäre Entstehung wahrscheinlich ist (Gurschenälpetli-Grat, westlich P. 2585.4; südsüdwestlich Piz Toma, 2510 m).

Zum Schlusse seien in aller Kürze die von PARKER (32) eingehend untersuchten Talklagerstätten von Disentis und Surrhein mit den gotthardmassivischen Serpentinstöcken verglichen.

Die erstgenannten Vorkommnisse treten in den Sericitschiefern des Somvixerzwischenmassives auf. Die Serpentine weisen keine Primärkomponenten mehr auf. Die Talkschiefer sind quantitativ besser vertreten als in den untersuchten Stöcken des Gotthardmassivs. Die säkulare Verwitterung hat hier grössere Fortschritte gemacht. Ein weiterer wesentlicher Unterschied ist, dass gangförmig gelagerte Chloritschiefer auftreten, die sich mikroskopisch als Umwandlungsprodukte eines Quarz und Plagioklas führenden Gesteins erweisen.

Wie im Gotthardmassiv (Kämmleten, Sonnsbühl), so findet man auch hier Turmalin als Zeichen einer Pneumatolyse in den Randprodukten des ehemaligen Peridotites. Hingegen fällt das Fehlen von Stahlsteinschiefern auf, die in den von mir untersuchten

Serpentinvorkommnissen stets angetroffen werden. Es wäre denkbar, dass die Biotitschiefer aus dem Grunde fehlen, weil die Komponente Biotit auch in den angrenzenden Sericitschiefern nicht auftritt. So bilden neben den Talkschiefern die Klinochlorschiefer die Randprodukte dieser metamorphen, ultrabasischen, carbonischen Eruptivgesteine.

Zur Altersfrage der Serpentine

Es kommen vier Möglichkeiten der Intrusion in Frage: vor oder nach der Entstehung des Orthogneises sowie prä- oder postgranitisch. Wenn wir aber das Gigevorkommnis mit seinem gut erhaltenen Primärcharakter in Betracht ziehen, so fällt ein genetischer Zusammenhang mit den polymetamorphen Orthogneisen, für die nördliche Linie wenigstens, ausser Frage (Voraussetzung, dass die in einer Linie auftretenden Serpentine gleich alt sind). Ist der Kastelhornamphibolit wirklich eruptiv und der dortige Serpentin als ultrabasische Schliere zu bezeichnen, so wären diese Gesteine, die im mittleren Massiv auftreten, wohl prägranitisch, da dies der zeitlichen Stellung des Amphibolites am besten entsprechen würde. An den nördlichen Vorkommen fällt die Nähe zu den Gesteinen der Urserenzone vor allem auf (Mussli-Gädemli, nur 50 m von dieser Grenze weg). Es lassen sich zudem an einigen Stellen (Kämmleten-Hospenthal, Gige-St. Annabach) nur Übergänge von den Psammitgneisen und Chloritschiefern zu den Paragneisen konstatieren. Ein Kontakt existiert nicht mehr. Vielleicht sprechen diese Tatsachen für ein postgranitisches Alter der Peridotite, und es wäre nicht unmöglich, dass die basischen Magmen vor der herzynischen Faltung in die äusserste Sedimenthülle eingedrungen sind. Winterhalter (45) hat am Cristallinagranitkontakt neben Differentiationsprodukten wie Diorit auch Serpentin feststellen können; das spräche eher gegen eine prägranitische Intrusion. Doch fehlen hier sichere Anhaltspunkte, die zu einer zuverlässigen Altersbestimmung der ursprünglichen Intrusivgesteine führen.

Zusammenfassung

Wir können folgende Resultate über die metamorphen Peridotite und ihre Nebengesteine hervorheben:

1. Die Serpentine treten im zentralen Gotthardmassiv in zwei unter sich mehr oder weniger parallelen Linien auf: am Nordrand und in der Mitte.

2. Die Serpentine sind metamorphe Produkte eines einheitlichen peridotitischen Magmas.
3. Der am Rande auftretende Strahlsteinschiefer entstammt einer nach aussen normalen saureren Differentiation zu koswitisch-pyroxenitisch → hornblenditisch. Er tritt auch selbständig auf.
4. Durch die Amphibolite kann die Differentiation bis zu basisch-intermediären Magmentypen fortschreiten.
5. Das Auftreten von Biotitschiefer und Chloritschiefer zwischen Eruptivgestein und Sedimentgneis lässt sich nicht in befriedigender Weise erklären.
6. Der an Serpentinstöcke grenzende Paragneis hat keine stoffliche Veränderung, sondern nur eine deutlich thermische Kontaktmetamorphose erlitten.
7. Die Strahlsteinschlote und -gänge auf Kämmleten zeigen diese Erscheinung naturgemäss abgeschwächt, haben aber stoffliche Veränderungen des Paragneises bewirkt (Kämmleten, Sonnsbühl).
8. Die Turmalinisierung der Strahlsteinschiefer sowie auch der Kontaktparagneise zeigt, dass die basischen und ultrabasischen Magmen für das Empordringen der pneumatolytischen Produkte günstige Bedingungen geschaffen haben.
9. Das Auftreten des Turmalins an verschiedenen Orten bestätigt die genetische Übereinstimmung der allein vorkommenden Aktinolitschiefer mit denjenigen, die an Serpentin gebunden sind.
10. Die Altersfrage konnte nicht eindeutig gelöst werden.

6. Die Gesteine der Tremolaserie

Wenn man das Gotthardmassiv von Norden nach Süden durchschreitet, so wird man im beginnenden südlichen Teil den Wechsel einiger Gesteine, vor allem in struktureller Hinsicht, sofort wahrnehmen. Diese Gesteine treten zuerst vereinzelt auf [die nördlichsten am Gafallenbach auf 2165 m], werden dann aber nach Süden stets zahlreicher; besonders in der Gegend Pusmeda-Sellapass-Giubing-Unteralppass erscheinen die als Tremolaserie so wohlbekannten Gesteine (17). Daneben treten noch andere Gesteine auf, die nicht zu dieser Serie gehören, aber für die genannten Lokalitäten ebenfalls sehr charakteristisch sind. Sie alle sollen Gegenstand der folgenden Beschreibung werden.

Die Querbiotitgneise. Ihr Auftreten ist zonenartig. Man findet sie am Sellapass, südlich vom Orthogneiskontakt, 200 m rechts vom Sellabach, am Unteralpweg nach Süden, wo sie mit gewöhnlichen Paragneisen abwechseln, bis ca. 300 m unterhalb des Unteralppasses. Die Zone streicht über den Giubing nach Westen.

Es handelt sich in der Regel um weisse, bis hellgraue, gelblichbraun anwitternde Gesteine mit guter Schieferung.

Ein solches Gestein vom Sellapass zeigt auf der Schieferungsfläche den typischen Sericit-Seidenglanz. Der Biotit, der zahlreich und gross ist (8—10 mm grosse Blätter im Maximum), kommt nicht wie bei den gewöhnlichen Paragneisen auf dem Hauptbruch zur Geltung, sondern im Quer- und Längsbruch. Er ist ungefähr nach der Streckungsrichtung des Gesteins orientiert, derart, dass (001) im Längs- und Querbruch deutlich sichtbar wird. In vielen Fällen tritt dazu noch eine Schiefstellung zur Schieferungsebene. Die Grösse der Neigung ist variabel. Die Tafelfläche des Biotites liegt aber, im Gegensatz zu den gewöhnlichen Paragneisen, selten in der Schieferungszone. Für weiteres verweise ich auf die Diskussion unter Biotit.

Ausser den Biotiten zeigt das Gestein kleine, rosa gefärbte, noch mit blossem Auge wahrnehmbare Granatkristalle, die gerne eine lagige Anordnung haben. Als Hauptgemengteile treten im Grundgewebe auf: Sericit, den man schon fast Muscovit nennen könnte, und langgestreckter, kristalloblastischer Quarz. Das Gewebe ist mit Erzkörnern durchspickt. Als Porphyroblast erscheint der gelbbraune, einen Stich ins Grüne zeigende Biotit. Ab und zu schliesst er Zirkon mit Höfen ein. Auch führt er Erz, aber in unbedeutender Menge, ähnlich wie der fast ebenso grosse, sonst gleich ausgebildete und quergestellte Klinochlor, der relativ stark zweiachsig ist. Der Biotit ist im allgemeinen nicht in Chlorit umgewandelt, sodass hier weitgehend gleichzeitige Entstehung beider Mineralien in Frage kommt. Der Schliff bestätigt die vorhin erwähnte Anordnung der einschlussfreien Granate, die stets rundliche, das Rhombendodekaeder nur andeutende Querschnitte aufweisen.

Die sedimentäre Herkunft dieser Gesteine ist zweifellos.

Es fanden sich auch oberflächlich angewitterte Schiefer vor, bei denen die kompakt übereinandergelagerten Biotitblätter als Verwitterungsrückstand aus dem Grundgewebe hervortreten.

Ein weiteres charakteristisches Merkmal der besonders feinkörnigen Schiefer ist die Anordnung der Biotite in Linien hinter-

einander. Auf dem Hauptbruch verlaufen sie der Streckung parallel oder sind ihr gegenüber in der Schieferungsebene um ca. 30° gedreht. Diese Drehung ist aber nur nach der einen Seite hin wahrzunehmen. Das Bild auf dem Hauptbruch ist somit asymmetrisch, im Längsbruch ist der Parallelverlauf mit der Schieferungsebene zu konstatieren. Quer ist dagegen eine zur Schieferung symmetrische Kreuzung sichtbar, die mit ihr einen Winkel von 60° bildet. Die schräg zur Streckung verlaufenden Linien benutzen nur die eine Ebene. Man sieht, dass das Gestein nach diesen Ebenen ein gutes Spaltungsvermögen hat. Dieses System ist anlässlich der alpinen Metamorphose gebildet und mit Biotit erfüllt worden. Vermutlich handelt es sich um Gleitrichtungen im Gestein.

Biotitquarzit. Dieses gelblichbraun anwitternde Gestein, ohne ausgeprägte Schieferung, ist östlich unter dem Giubing anzutreffen, wo es sich zonenartig bis an den Saumweg hinunterzieht. Der Quarz ist von buchtigem Korn (0.2—0.3 mm) und zeigt wenig Auslöschungsstörungen. Der braungelbe Glimmer und der Sericit-Muscovit sind ziemlich spärlich. Akzessorien sind Magnetit und Zirkon.

Quarzit mit Carbonat und wenig Kohle. Das sehr schlecht schiefrige Gestein mit feinkörnigen Quarzpartien weist viel Carbonat von braungelber Farbe auf. Unvermittelt werden blauschwarze, dichte, kohlehaltige Stellen sichtbar, die den Eindruck einer Breccie hervorrufen. An der Oberfläche ist der Carbonatanteil herausgewittert, während alles andere erhalten ist und flechtenartig aufsitzt. Die Wegführung des Spates ist oft bis zur Tiefe von 1 cm fortgeschritten. Dann und wann sind im Gestein kleine, fetzenartige Lagen von schon besprochenem Glimmerschiefer.

Im Schliff sind der maximal ½ mm grosse, limonitisierte, porphyroblastische Calcit und der gleichmässig feinkörnige, rundliche bis eckige Quarz (0.05 mm) Hauptgemengteile. Letzterer ist oft mörtelartig gemengt mit wenig kohligem Pigment. Sericit, wie auch gelber porphyroblastischer Biotit und Klinochlor sind Nebengemengteile. Rutil hat sich angereichert, Feldspat fehlt.

Das „Carbon" vom Giubing. Die schwarzen, kohleführenden Schiefer am Giubing und an dessen Abhang nach dem Unteralppass sind schon Fritsch (9) aufgefallen, und Königsberger (21) hat vor allem auf Grund ihres Kohlegehaltes einen carbonischen Horizont angenommen. Im untersuchten Gebiet fand ich das Gestein 60 m

südwestlich vom Giubinggipfel, wo es, dem Streichen konkordant eingelagert, sich in einer 2—3 m mächtigen Zone auf ungefähr 20 m verfolgen liess. Diese Zonen wiederholen sich, und KÖNIGSBERGER (21) hat sie bis zum Pusmeda feststellen können.

Denkt man sich das stark färbende Pigment, das ziemlich regelmässig auftritt und dessen Blättchen bis zu 0.8 mm gross werden können, weg, so hat man je nach Mineralbestand einen Querbiotitschiefer, einen Quarzit oder einen quarzreichen Biotit-Granatschiefer. Im letztern Falle zeigen die rotbraunen Granatkristalle eine interessante Erscheinung. Sie besitzen nämlich radial angeordnete Quarzeinschlüsse (nicht Disthen, wie KÖNIGSBERGER (21) schreibt). Sie sind unter „Granat" näher beschrieben. Eine Wälzung des Porphyroblasten hat nicht stattgefunden.

Die verschiedenen Gesteine sind ungleich schiefrig. Gerade die schwarzen Schiefer vom Gipfel machen wiederholt makroskopisch den Eindruck eines Psephites, der sich aber mikroskopisch nicht bestätigt. Die Art des Auftretens der kohlehaltigen Gesteine ist bemerkenswert. Es gibt im Gebiet Sellapass-Giubing-Pusmeda Stellen, wo der Glimmerschiefer nur auf 2—3 dm Kohle enthält. Charakteristisch ist das plötzliche Aufhören der kohlehaltigen Schicht, wobei die Schieferungsebene die Grenze angibt. Es handelt sich, um dies deutlich darzutun, bei diesem „Carbon" nicht um ein Gestein für sich, sondern die Glimmerschiefer etc. führen einen nur lokal auftretenden Kohlegehalt, welcher sich aber den gewöhnlichen Paragneisen nie mitteilt.

Gleiche Gesteine findet man auch ganz vereinzelt am Südabhang des Borel-Westgrates, sowie in der schmalen Parazone westlich der Cadlimohütte.

Den Kohlegehalt eines schwarzen Schiefers hat KÖNIGSBERGER (21) auf allerdings nicht einwandfreie Weise zu 5.3 % (6.4 % Glühverlust — 1.1 % H_2O = 5.3 % Kohle) bestimmt.

Die Granat-Biotitschiefer. Diese wenig verbreiteten Gesteine traf ich an zwei Lokalitäten: am nördlichsten Vorgipfel des Piz Prevat (Rotstock), wo man sie leicht in der grossen Schutthalde auf ca. 2450 m (Sommermatten) findet, dann in der Lücke zwischen beiden Barbareragipfeln am Nordkontakt (primär?) der schmalen Parazone, die südlich vom Pizzo Centrale sich bis in die Gegend des Lukmanier verfolgen lässt.

Das schwarzgraue Gestein zeigt im Querbruch eine wegen ihrer Kleinheit oft kaum wahrnehmbare Kleinfältelung. Der Fein-

körnigkeit halber ist das Gestein der Verwitterung eher zugänglich, sodass die zahlreichen, 2—4 mm grossen Granatkristalle manchmal nur noch schwach aufsitzen. Sie haben alle gut entwickelte Rhombendodekaederform bei dunkelrotbrauner Farbe. In einem Schliff zeigt sich eine scharf getrennte Wechsellagerung von grobem, kristalloblastischem Quarz und bis zu 1 mm langem, gelbbraunem Biotit mit feinkörnigem Grundgewebe von Quarz, Kohle und Biotit, das eine gut verfolgbare Fältelung zeigt. Weder der grössere noch der kleinere Biotit zeigen je Verbiegungen. Der Granat ist rundlich und nur andeutungsweise sechsseitig. Er weist viele Quarzeinschlüsse auf, dazu etwas Kohle, die sich am Rande in grösserer Menge anhäuft. Der eingeschlossene Quarz ist ebenfalls radialstrahlig angeordnet, und die Porphyroblasten sind zum Teil stark gedreht worden (im eben erwähnten kohlehaltigen Granatquarzit war keine Drehung zu konstatieren).

Die Hornblendegarbenschiefer. Diese bekannten Gesteine vom Pizzo Centrale finden sich in der Parazone zwischen dem Sella-Cadlimogneis und dem ihm nördlich folgenden Orthogneis. Erstmals findet man sie am Krummen-Egg (Nordgrat P. 2828.1, Guspistal) vereinzelt. Die Hornblenden sind dort noch nicht so gross. Das schönste Material stammt vom Gipfel des genannten Berges, wo das lagige Gestein mit bis 3 cm langen, schwarz-blaugrünen Hornblenden zusammen mit gewöhnlichen Paragneisen, Biotitschiefern und amphibolführenden, feinkörnigen Gesteinen auftritt. Weiter nach Osten erscheinen diese Schiefer am unteren Satzgletscher links, auf 2640 m, im Mittel 120 m mächtig, am nördlichen Vorgipfel des Piz Prevat (Rotstock), am kleinen Bach am Wege nach dem Unteralppass auf 2315 m. An der Unteralpreuss selbst steht der Schiefer nicht mehr an. Vereinzelt findet man ihn westlich von La Rossa und südlich unter P. 2873 (Borel-Westgrat). Die Hornblendemineralien sind hier kleiner, aber strahlig angeordnet.

Gletscherbach und Schwarzwasser haben das Gestein vom Pizzo Centrale bis in die Alluvialebene des Vormigelbodens transportiert, wo es in den mannigfaltigsten Formen zu finden ist.

Im Dünnschliff konstatiert man eine gut schiefrige Textur, der sich die langgestreckten, blaugrünen Hornblenden schön eingefügt haben. Braungelber Glimmer tritt untergeordnet neben Klinochlor auf, welch letzterer auch unabhängig vom ersteren als Nebengemengteil erscheint. Der Quarz zeigt rundliche bis plattige,

im Mittel 0.1 mm grosse Körner, die neben wenig Biotit und Magnetit zur Hauptsache das Grundgewebe bilden. Gelegentlich sind stark wandernde Auslöschungsschatten wahrnehmbar. Es resultiert eine porphyroblastische Struktur mit einem quarzitischen, granoblastischen Grundgewebe. Apatit, Zoisit und Feldspat sind Akzessorien.

Es ist auffallend, wie oft an der gleichen Stelle, z. B. am Pizzo Centrale-Gipfel, die Hornblende in den angegebenen Dimensionen auftritt und dicht daneben Gesteine anstehen, die dieses Mineral von blossem Auge kaum noch wahrnehmen lassen.

Ein diesem Hornblendegarbenschiefer ähnliches Gestein findet man am Sellafirn (nordnordöstlich Giubing) rechts, auf 2550 m, und zwischen dem Unteralppass und Giengiun (P. 2654 alte Karte), auf 2550 m.

Es liegt ein quarzitisches Grundgewebe vor mit bis 4 cm langen Hornblendeindividuen, die aber keine geregelte Anordnung besitzen. Das kaum schiefrige Gestein ist von braungelbem, tupfenartigem Carbonat durchspickt.

Unter dem Mikroskop erscheint das Grundgewebe demjenigen des soeben beschriebenen Gesteins ähnlich, nur ist es weniger kristalloblastisch, schlechter schiefrig und mit viel Sericit erfüllt. Dazu gesellt sich Biotit, der aber, zur Hauptsache porphyroblastisch, in allen Stellungen auftritt. Er ist gelbbraun, mit Stich ins Grüne, bezw. fast farblos. Oft ist er etwas aufgeblättert und mit Chlorit vergesellschaftet (1.5—2 mm). Hierzu tritt noch eisenhaltiger, rhomboederähnlicher Calcit (im Mittel 1 mm). In der Nähe der grossen Mineralien finden sich häufig Quarzneubildungen. Muscovit und Magnetit zeigen sich vereinzelt (Grösse des letzteren 0.2 mm). Kleinkörniger Feldspat ist der Menge nach Apatit gleichgestellt. Hornblende weist der Schliff keine auf. Calcit, Biotit, Klinochlor sind Pseudomorphosen, wie ihre oft stengelige Gesamtanordnung zur Genüge dartut. Es ist dies hier eine Ausnahme, denn im Handstück erkennt man den dunkelblauen Amphibol, der aber meistens Zersetzungsspuren aufweist. Die kleinen Individuen sind naturgemäss diesen Zersetzungsprozessen eher erlegen als die grossen.

Die Granat-Hornblendegarbenschiefer. Sie sind den Gesteinen vom Pizzo Centrale ähnlich und stehen in einer schmalen Zone am Unteralpweg an, auf 2500 bis 2505 m, in der Nähe eines kleinen Firnes. Ihre Verwandtschaft mit den Schiefern in der Tremola ist augenscheinlich. Ihr mikroskopisches Bild kann durch

dasjenige der Hornblendegarbenschiefer ergänzt werden. Der Granat als neuer Gemengteil zeigt scharfe Rhombendodekaeder. Man sieht deutlich, dass er nach der ersten Schieferung des Gesteins entstanden ist, bei nachheriger geringer Wälzung. Sehr feiner Quarz hat sich in der Mitte der langen Hornblendekristalle angesammelt. Der Amphibol zeigt gleichzeitige Bildung mit Biotit und Aktinolith, der sich in der gleichen Orientierung randlich angesetzt hat. Das Grundgewebe ist noch feinerkörnig, oft etwas mörtelähnlich. Feldspat ist ganz selten anzutreffen.

Diese Schiefer verwittern leicht, und als Rückstand findet man die Rhombendodekaeder der Granaten und die schmalen, blauschwarzen Hornblenden.

An Menge spielen die *gewöhnlichen Paragneise* im Gebiet Sellapass-Giubing-Unteralppass die Hauptrolle. Sie unterscheiden sich von den gleichen Gesteinen in der Mitte des Massivs nur durch straffere Schieferung und vollkommenere Blastese.

Zwischen der tiefsten Stelle des Unteralppasses und der Kulmination des Weges sind wenige, schwach injizierte Gneise mit über 3 cm grossen Augen.

Zum Schlusse seien noch einige *pneumatolytisch-hydrothermale Produkte* erwähnt.

Im Querbiotitschiefer am Sellapass findet man auf Urnerseite Granat-Turmalin-Muscovitpegmatit. Turmalin erscheint auch an wenigen Stellen der den Sella-Cadlimogneis in zwei Teile aufgabelnden Parazone (Grenze Uri-Tessin, 2760 m) und westlich vom Giubinggipfel in der Nähe der schwarzen Schiefer.

Am Sellapass kommt Quarz mit optisch positivem Chlorit in Paketform und rosettenartig vor, manchmal mit Rutil versehen. Dieses Mineral, bis 3/4 cm gross, liegt in einem feinkörnigen quarzitischen Grundgewebe, das gegen den Rand hin noch verwitterte grüne Granaten führt.

Am Unteralppass, zwischen der tiefsten Stelle und dem Wegübergang auf 2540 m, wie übrigens auch südlich unter P. 2873, nördlich der Cadlimohütte S. A. C. auf 2760 m finden sich Paragenesen von grossen Muscovitblättchen (5—8 mm gross), die in allen Stellungen in feinem, stark limonitisiertem Chlorit stecken. Der Gneis, dem sie aufsitzen, ist stark zersetzt. Winzige Adulare von kaum 0.2 cm Grösse sind dem Gestein unmittelbar verbunden. Dann und wann sind die Schieferungsflächen mit limonitisierten

Pyritwürfeln übersät, von denen aber keiner mehr als 3/4 mm gross ist. Quarz tritt in diesen Drusen selten auf und hat überdies eine sehr schlechte Kristallform. Der erwähnte Muscovit wurde von Prof. JAKOB analysiert und lieferte folgende Werte:

SiO_2	45.19	MgO	2.24
TiO_2	.71	CaO	.00
Al_2O_3	30.22	Na_2O	2.08
Fe_2O_3	4.15	K_2O	9.40
FeO	.88	H_2O^+	5.28
MnO	.00	H_2O^-	.00
		Total	100.15

Nach dem genannten Autor handelt es sich um ein hydrothermales, bei mittlerer Temperatur gebildetes Kluftmineral, das direkt unterhalb dem Bildungsbereich der Pegmatit-Muscovite, aber über demjenigen der Quarz-Muscovitschiefer steht.

Die hydrothermalen Quarzgänge. Zwischen Sellapass und Giubing fallen einige Quarzgänge mit ovalem Ausbiss auf, die infolge ihres grossen Widerstandes Witterungseinflüssen gegenüber manchmal bis 3/4 m tischartig über die Nachbargesteine hinausragen. Die Dimensionen des grössten betragen 7 : 2 m. Ausser milchigem Quarz konnten keine weiteren Komponenten gefunden werden.

Am Giengiun (P. 2654 alte Karte) führt ein solcher Gang vollständig limonitisierten Pyrit. Ein Quarzgang, den schon KÖNIGSBERGER (21) erwähnt hat, befindet sich auf 2185 m rechts vom Wildmattseebach (Grösse 3 : 15 m).

Diese Quarzgänge scheinen mit denjenigen, die im Gotthardtunnel 490 bis 500 m vom Südportal gefunden worden sind, identisch zu sein. STAPFF (39) erwähnt aus diesen Gängen silberhaltiges Gold (50 % Au und 30—40 % Ag) in Gestalt von fast 2 cm langen zackigen Blättchen. In den Gängen am Giubing wurde kein Gold gefunden.

7. Die jungpaläozoischen Eruptivgesteine

Der Gamsbodengranit oder Gamsbodenepigranitgneis, kurzweg Gamsbodengneis genannt

Dieser Granitstock, der vom unteren Gamsboden bis zum Rodontboden an der Strasse ansteht, hat eine grösste Südwest-

Nordost-Ausdehnung von fast 8½ km, während die Strecke Winterhorn-Fortunealp nur 3 km misst.

Geologische Lagerung. Der Gamsbodengneis liegt im Gegensatz zum Fibbiagranit nicht so, dass er westlich und östlich von alten Orthogneisen begrenzt wird. Im östlichen Teil stösst er nur an Paragneise. Auf der Gegenseite sind die Verhältnisse viel komplizierter: nach Nordwesten ist ihm der Winterhorn-Aplitgranit vorgelagert, westlich vom Orsinopass geht er in den Cacciolagranit über und lässt nach SONDER (38) westlich unter den Ywerberhörnern keine scharfe Grenze gegen den dortigen Orthogneis erkennen.

Auffallend ist, wie am St. Annaberg der Kontakt plötzlich nach Süden umbiegt und diese Richtung bis in die Lücke nördlich vom Schyenstock beibehält. Die Frage, ob diese Erscheinung auf tektonische Ursachen zurückzuführen sei, war durchaus berechtigt. Ich fand aber in jener Gegend weder Ruschelzonen noch Harnische, sodass die östliche Grenze als durchaus normal zu bezeichnen ist.

Kontaktverhältnisse. Wir finden sowohl scharfe als auch verwischte Kontakte, Einschmelzungen und Übergänge, die nach und nach zum Nebengestein führen, kurz eine grosse Mannigfaltigkeit, wie sie dem Gestein selbst eigen ist. Der Gamsbodengneis nimmt diesbezüglich eine Ausnahmestellung gegenüber den anderen Gotthardgraniten ein. Mit sehr grosser Wahrscheinlichkeit liegen überall Primärkontakte vor.

Scharfe Kontakte finden sich am St. Annaberg, auf den Platten bei den oberen Lawinenmauern. Das Gestein ist am Kontakt etwas schiefriger und stark lentikular. Seine porphyrische Struktur hat sich nicht wesentlich verändert; auch sind keine Änderungen im Mineralbestand eingetreten. Nur der Sericit- und Muscovitgehalt hat ein wenig zugenommen. Es ist hier also nicht zur Ausbildung einer aplitischen Randfacies gekommen. Der graue geschieferte Paragneis von feinem Korn zeigt folgendes mikroskopische Bild: Bei granoblastischer bis lepidoblastischer Struktur und gut kristallisationsschiefriger Textur findet sich relativ viel Quarz von etwas langgestreckter, kristalloblastischer Form neben ziemlich grossen Quantitäten Sericit. Biotit als Hauptgemengteil ist nie verbogen und zeigt einen Pleochroismus, der von dunkelbraun mit Stich ins Rötliche nach grünlichgelb wechselt. Muscovit ist sehr untergeordnet, ebenso der unfrische, nach dem Albitgesetz verzwillingte Oligoklas. Als Akzessorium tritt, neben kleinen Mengen von Apatit und Magnetit, Granat etwas hervor. Im ganzen resultiert das Bild eines gewöhnlichen Paragneises, der keine Stoffzufuhr erlitten hat.

Einzig die gute Kristallisationsschieferung zeichnet ihn vor den übrigen in der Nähe auftretenden Paragneisen aus. Diesbezüglich ist er gut vergleichbar mit den bei den Serpentinen (Kämmleten, Mettlen-Gurschenbach Mitte) schon erwähnten Kontaktgesteinen, deren straffe Schieferung und grosse Frische auf eine thermische Kontaktmetamorphose zu schliessen gestatteten (p. 310).

Über der Guspisalp, an der rechten Seite des Tales, ist der Kontakt wiederum sehr scharf. Indessen sind einige Quarzgänge von wenigen Centimetern Breite, parallel zur Schieferung des unveränderten Paragneises, zu sehen. Am linken Hange des Guspistales, auf dem Furkaegg, P. 2622 der alten Karte, ist der Gamsbodengneis stark lentikular und grobkörnig. Gegen die Lücke südlich davon wird er etwas feinerkörnig, und ca. 10 m nach der tiefsten Stelle folgt der hellgraue, feinkörnige Paragneis. Auf dem Schyenstock ist der Kontakt bei weitem nicht mehr so übersichtlich. Hier haben Einschmelzungen stattgefunden, allerdings noch nicht in dem Masse wie im Rodontboden. Bei fast massiger Textur zeigt der Gneis reichlich Biotit (dunkelgrün bis schwarz nach gelbgrün), dessen kurze, unverbogene Blätter sich zu Nestern ansammeln. Die Korngrösse ist einheitlicher geworden, wenngleich die eigengestalteten Feldspäte (Albit, Antiperthit, Perthit) immer noch hervortreten. Quarz löscht undulös aus.

Am Südwestgrat des Schwarzlochhornes grenzt der Gamsbodengneis ohne Einschmelzungen an die dortigen stark geschieferten Paragneise.

Einen guten Aufschluss liefert der kleine Bach, der nördlich vom Fortuneistall hinunterfliesst. Auf 2155 m ist porphyrartiger Granit bis an den Kontakt zu sehen, dann folgen Quarzlinsen, deren Dimensionen wechseln (5:10 m, oder 0.1:1 m). Der Paragneis zeigt keinerlei Injektionen. Im braunen Gneis sind nahe dem Kontakt einige Linsen vom Eruptivgestein sichtbar. Ihre Dimensionen sind ungefähr 10 : 70 bis 80 m. Sie setzen scharf gegen den unveränderten Sedimentgneis hin ab.

Wenn man von hier gegen den Rodontboden hinuntergeht, werden diese Einschmelzungen immer häufiger. Ihr Kontakt ist nicht mehr scharf. Die Stellen, wo das erste Mal Paragneis und das letzte Mal Granit auftritt, können unter Umständen sehr weit voneinander entfernt sein. So ist z. B. der unterste Felskopf rechts vom Zwirribach, auf 2030 m (gegenüber Rodontstall), Gamsbodengneis, während rechts der Reuss, ca. 200 m nordwestlich vom genannten Punkte, noch Paragneis anzutreffen ist, der die gleiche

Ausbildung zeigt wie zwischen Reuss und Strasse, gerade nordöstlich vom Rodontstall (SONDER (38), WAINDZIOK (43)). Gleich beschaffen zieht die Grenze gegen den Motlone hinauf.

Eine einmalige Begehung des Gebietes südlich Pizzo dell'Uomo zeigte am Kontakte, 100 m südlich vom Signal P. 2763.7 m des vorderen Ywerberhornes, folgendes Verhalten: Schon am genannten Punkte hat das Gestein die erwähnte granitische Ausbildung wie am Pizzo dell'Uomo, nur noch feinerkörnig. Ca. 40 m vor dem Kontakt wird das Gestein sehr schiefrig. Auf den Schieferungsflächen ist grünlich schimmernder Sericit sichtbar, sodass das Gestein von einem alten Orthogneis nur noch schwer zu unterscheiden ist. Der Kontakt selbst ist scharf, und der dunkle Paragneis gleicht fast einem Biotitschiefer. Mineralbestand: dunkelgrüner, grobblätteriger Biotit, Quarz, Muscovit, Oligoklas, Epidot, Pyrit (oft mit Magnetitrand, etwas gehäuft, bis 2 mm gross).

110 m nördlich vom Orsinopass grenzt der dunkle, schiefrige Gamsbodenepigneis an den unveränderten Paragneis. Auch gegen den Orsinosee hin bleibt der Kontakt äusserst scharf. Die Trennungslinie südlich P. 2628.8 kann man schon von weitem gut und genau verfolgen.

Nach dem kleinen Schuttfeld unter dem Gipfel des Winterhorns trifft der Winterhornaplitgranit auf den Gamsbodengneis. Die dortige, etwas lentikulare Varietät wird granitischer und heller; dann erfolgt ein ziemlich rascher Übergang zum weissen Aplitgranit hin, wobei der dunkle Glimmer völlig zurücktritt und das Gestein winzige, rote Granate erkennen lässt. Der grünliche Muscovit, der das Gestein weiter charakterisiert, fehlt zunächst noch. Die Kontaktlinie zeigt einen weitgehend geradlinigen Verlauf.

Nach Nordosten wird der Kontakt noch schärfer. Ob der Strasse keilt der Aplitgranit aus, und der Gamsbodengneis grenzt wieder an gewöhnlichen Paragneis. Ein Kontaktprofil auf 1850 m oberhalb der Strasse zeigt folgende Verhältnisse: Bis an die haarscharfe Trennungslinie unterscheidet sich der gut geschieferte Paragneis nicht von seiner gewöhnlichen Ausbildung. Nach der Trennungslinie folgt ein schiefriges, sehr feinkörniges, quarzreiches Eruptivgestein, auf dessen Schieferungsflächen viel Sericit bis Muscovit zu bemerken ist. Nach 30—40 cm geht dieses Gestein in ein gröberes, etwas massigeres über, in dem bereits einzelne Feldspäte zu sehen sind. Auch tritt dunkler Glimmer auf. Nach ca. 1 m hat das Eruptivgestein wieder sein normales Aussehen: porphyrisch

und lentikular wie an der Strasse, wo es, wenn man von Hospenthal herkommt, zum ersten Male angeschlagen werden kann.

Die grosse Mannigfaltigkeit der Kontaktverhältnisse springt vor allem in die Augen. Einerseits vermochte das intrudierende Magma noch das Nebengestein aufzuschmelzen, anderseits hat das Eruptivgestein die Sedimenthülle stofflich in keiner Weise mehr beeinflusst. Es resultierte lediglich eine thermische Kontaktmetamorphose, wie sie im Kapitel über die Serpentine beschrieben worden ist.

Mit Ausnahme des nicht untersuchten Westkontaktes (Ywerberhörner) und der Aufschmelzungen von Rodont-Motlone, herrschen beim Gamsbodengneis wohl definierte Grenzen vor. Ihn mit Eichenberger (6) wegen seiner stellenweise verschwommenen Kontakte als vorvariscisch zu erklären, halte ich für unrichtig. Struktur, Textur, die Einflüsse der Metamorphose und das den übrigen Graniten gleiche Auftreten als Stock machen die obercarbonische Intrusion doch wahrscheinlicher als die zeitliche Gleichstellung mit den Orthogneisen.

Hirschi (18) kommt allerdings mit Hilfe radioaktiver Messungen zu einem Resultat, das für ein höheres Alter als obercarbonisch spricht, jedoch genügen, wie dieser Autor selber schreibt, die wenigen Messungen noch nicht, um weitere magmatisch-petrogenetische Schlüsse zu ziehen.

Beschreibung. Bereits v. Fritsch (9) schildert in seiner sehr klaren und anschaulichen Beschreibung verschiedene Varietäten des Gamsbodengneises. Die anderen Gotthardgranite sind im Gegensatz dazu einheitlich.

Die weitest verbreitete Abart ist die porphyrartige, lentikulare, die längs der ganzen Gotthardstrasse vom Gamssteg bis in den Rodontboden anzutreffen ist und auch östlich davon ansteht. Im Westen, im Gebiet des Piz Orsino-Piz Orsirora wechselt der Gneis sein Aussehen häufiger. Sonder (38) erwähnt porphyrisches Gestein am Winterhorn und schreibt: „Bei einer Nord-Süddurchquerung in höheren Lagen trifft man auf einen starken Wechsel im Gesteinshabitus. Einesteils kann der Gneis durch Zurücktreten der Feldspateinsprenglinge lokal in ein feinkörniges, stark geschiefertes Gestein von grauer Farbe übergehen, anderseits lässt sich auch eine Veränderung zu völlig granitischen Varietäten beobachten, welche stark an den Tremolagranit erinnern.“ Ich kann diese Angaben im allgemeinen bestätigen. — Sonder vermutet, es sei hier der oberste Teil eines Granitstockes aufgedeckt, da der verschiedene Gesteins-

habitus nicht als lokal wechselnde Facies des intrudierenden Magmas erklärt werden kann.

Dass nach dem Wytenwassertal zu eine scharfe Grenze des Gamsbodengneises gegen den Orthogneis fehlt, erklärt Sonder durch die Annahme, dass die Assimilationskraft der gasreichen Batholithenkappe gegenüber den sauren Gneisen eher noch grösser war als gegen die basischeren Gesteine im Rodontboden und am Motlone.

Das mikroskopische Bild des Gamsbodengneises ist etwas einheitlicher als das Gestein selbst. Die porphyrische Struktur ist fast in allen Schliffen erhalten, in den granitischen Varietäten natürlich abgeschwächt. Texturell ist das Gestein meist lentikular, mit deutlich wahrnehmbarer Schieferung. Die Granite sind massig, feinkörnige Varietäten (Pizzo dell'Uomo, unterer Vallettasee) sind schiefrig. Sie gleichen ein wenig den Orthogneisen.

Die granitischen Gesteine führen Albite, ungegitterte und gegitterte Kalifeldspäte, während die Gneise östlich der Strasse sehr grosse, bis 3 cm lange Antiperthite haben neben Albiten und ungegitterten Kalifeldspäten. Gegitterter Kalifeldspat ist hier Nebengemengteil. Das Quarzkorn ist weniger plattig als vielmehr eckig bis rundlich ausgebildet und löscht sehr oft undulös aus. Quarz ist im allgemeinen kleinerkörnig als Feldspat (1/4 mm). Der nächstwichtige Gemengteil ist Biotit, etwa in Feldspat eingeschlossen. Er ist primär. Gewöhnlich tritt er mit Quarz im Grundgewebe auf und ist dunkelgrünbraun, also den Glimmern der Orthogneise ähnlich. Muscovit ist seltener. Umwandlungen des braunen Glimmers in Pennin sind nicht häufig. Epidot, Granat, Zoisit, Apatit und Erze sind akzessorisch.

Chemismus. Die drei Analysen vom Gamsbodengneis ergeben umgerechnet folgende Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	424	45.5	7	5.5	42	0.41	0.23	0.57	IV
2.	407	42	16	11	31	.44	.22	.65	IV
3.	357	43	14.5	8	34.5	.44	.23	.57	IV

	Analytiker:
1. Granitische Facies, östlich Lago Orsino. Aplitgranitisch	R. Sonder
2. Gotthardstrasse. Yosemititisch	P. Waindziok
3. Porphyrische Facies, südöstlich Piz Orsino. Yosemititisch	R. Sonder

Die si-Zahl sowie die Basenwerte sind mit Ausnahme des al beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Dagegen zeigen die Werte k, mg und c/fm äusserst grosse Übereinstimmung, obgleich in den einzelnen Varietäten ein grosser Unterschied in der Art der

Feldspäte zu konstatieren ist. Im allgemeinen ist der Gamsbodengneis eher etwas basischer als die Orthogneise und hat verwandte Züge mit dem Fibbiagranit und Medelserprotogin:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	444	45	9	5.5	40.5	0.57	0.13	0.48	IV
2.	380	44.5	10.5	13	32	.50	.37	1.2	VI
3.	349	39	27	11	23	.48	.48	.40	III
4.	316	43	12	14	31	.50	.35	1.19	VI

	Analytiker:
1. Fibbiagranit, aplitische Randfacies. NNO. la Bolla, Sellatal, 3 m vom Kontakt. Aplitgranitisch	R. Sonder
2. Fibbiagranit. Steinbrüche südlich Hospiz. Yosemititisch	J. Jakob
3. Medelserprotogin. Fil lung, NE-Ecke. Yosemititisch	R. Winterhalter
4. Medelserprotogin. N. Sta. Maria. Kontakt mit Bündnerschiefer. Yosemititisch	L. Hezner

Ganggefolgschaft. *Lamprophyre.* Im untersuchten Gebiet des Gamsbodengneises konnten etwas über ein Dutzend Lamprophyrgänge gefunden werden, also viel weniger als beispielsweise im Fibbiagranit. Die Verteilung ist unregelmässig. Während sie östlich der Gotthardstrasse sozusagen fehlen, sind sie östlich und südöstlich vom Winterhorn und in der Alpe di Rodont relativ häufig. Ihre Lage ist meist parallel dem Streichen; vorkommende Abweichungen sind ohne Bedeutung. Die Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Dezimetern bis zu Breiten von 3—4 m. Über 40—60 m weit lassen sich die Gänge kaum verfolgen. Meist handelt es sich um biotitreiche Gesteine; nur einmal wurde östlich vom Winterhorn ein hornblendeführender Lamprophyr angetroffen. Ob es sich dabei um Kersantite, Kersantit-Spessartite oder Spessartite handelt, kann im einzelnen nicht mit Sicherheit gesagt werden, da diese Gesteine, wie später noch dargetan werden soll, zur alpinen Zeit völlig umkristallisierten und nicht mehr den ursprünglichen Mineralbestand repräsentieren.

Die Gesteine sind schiefrig, feinkörnig und von meist grauer Farbe. Hauptgemengteil ist Biotit, der am häufigsten braungrüne Farbtöne aufweist. Gleichzeitige Bildungen mit Klinochlor kommen nicht selten vor. Daneben sind Quarz, Epidot und Zoisit als weniger wichtige Bestandteile zu erwähnen, während der Feldspat (vorwiegend Oligoklas) gewöhnlich zurücktritt. Die Hornblende erscheint zumeist in porphyroblastischer Ausbildung.

Aplite. Viel weniger häufig als die Lamprophyre sind im Gamsbodengneis die sauren Spaltungsgesteine. An der Gotthardstrasse

erwähnt SALOMON (34) einen Gang. Weiter oben im Rodontboden stehen einige geschieferte Aplit-Quarzgänge an (abgebildet in der „Gesteinsmetamorphose" NIGGLI-GRUBENMANN, S. 18) (14).

Ein ca. 1 m breiter und 8 m langer Gang ist in der oberen Fortuneialp, gegen das Schwarzlochhorn hin, auf 2400 m zu finden.

Am rechten Hang des Guspitales erscheint im Paragneis auf 2100 m ein 20 m langer massiger Aplitgang. Ein ganz gleiches Gestein befindet sich auf 2310 und 2255 m am Ausläufer des Guspisgrates, parallel dem Streichen verlaufend. Nicht sehr weit von diesen drei genannten Vorkommnissen ist der Gamsbodengneiskontakt.

Das massige, klastogranitische, feinförnige Gestein besteht bei leichtem Überwiegen der Feldspäte vorzugsweise aus gegittertem und ungegittertem Kalifeldspat, Perthit, gegittertem Perthit, Myrmekit, Albit und Quarz. Der reichlich vorhandene rundliche Quarz zeigt meist mechanische Beanspruchung. Biotit, dunkelbraun nach strohgelb, oft penninisiert, ist Nebengemengteil. Muscovit erscheint ebenfalls, neben Epidot, Zoisit und Sericit, wie auch der charakteristische Übergemengteil Granat manchmal gehäuft auftritt.

Schollen. Es sind sicherlich nicht alle basischen, scheinbar gangartig auftretenden Gesteine ohne weiteres als Lamprophyre zu bezeichnen, denn, da wir es ja mit dem obersten Teil eines Granitstockes zu tun haben, ist es sehr wohl möglich, dass sich unter ihnen auch Paragneisschollen befinden.

Östlich vom Gamsboden, im Älpetlibrunnen, auf 1970 m, erscheint ein graubraunes, dünnschieferiges Gestein in einer Breite von 0.8 bis 1 m bei 5 m Längenausdehnung. Grosse, gewölbte, glänzende Schuppen zeigen sich auf der Schieferungsfläche. Eine kaum bemerkbare wellige Textur lässt sich schon makroskopisch feststellen. Der Dünnschliff zeigt als Hauptgemengteil dunkelbraunen Biotit, weiter Quarz, sauren Oligoklas und Muscovit neben relativ viel Calcit. Epidot ist rundlich und sehr kleinkörnig. Irgendwelche Stoffzufuhr lässt sich nicht erkennen. Das Gestein sieht eher einem gewöhnlichen Paragneis ähnlich und lässt sich gut mit den Kontaktgesteinen vom Mettlen-Gurschenbachserpentin vergleichen (thermische Kontaktmetamorphose!).

Ein zweites Gestein, bei dem ebenfalls eruptive Herkunft ausgeschlossen ist, liegt nordöstlich vom Winterhorngipfel, auf 2440 m, parallel dem Streichen im Winterhornaplitgranit. Seine Ausdehnung beträgt 15 : 25 m. Schon von weitem fällt das Gestein

durch die angenehme Kontrastwirkung auf, da sich die Vegetation inselartig auf diesen Paragneis zurückgezogen hat.

Es liegt dem fein- bis mittelkörnigen braunen Gestein, bei wenig porphyroblastischer Struktur, eine etwas lentikulare Textur zugrunde. Hauptgemengteil ist kleinblätteriger, dunkelbrauner Biotit. Quarz tritt mit Sericit, Biotit und Zoisit auf. Calcit ist Porphyroblast mit Quarzeinschlüssen. In auffallend grossen Mengen erscheint der Titanit. Für einen Lamprophyr scheint der Chemismus nicht zu passen. Zudem ist der Mineralwechsel oft sprunghaft lagig, also typisch für ein Sediment.

Das Ganggestein am oberen Mättelikehr an der Gotthardstrasse kommt hier nicht in Frage.

Der Winterhornaplitgranit

Sonder (38) erwähnt ein dem Winterhorn nördlich vorgelagertes Vorkommnis eines sehr sauren, hellen Granites. Die ganze Form ist linsenartig und zeigt deutlich den Intrusionsmechanismus, wie er im Gotthardmassiv vorgelegen hat. Im Westen ist der Aplitgranit beiderseits von Paragneis umgeben, der dann aber auf der südlichen Granitkontaktseite unter der Schutthalde des Winterborngipfels auskeilt, so dass der Gamsbodengneis parallel dem Südwest-Nordoststreichen sein unmittelbarer Nachbar wird.

K o n t a k t v e r h ä l t n i s s e. Im untersuchten Terrain zeigen sie sich folgendermassen: Ob den zerfallenen Hütten in der Matte-Mattenrand verläuft der Kontakt 35 m südöstlich von P. 2178.0 in der Richtung Gamssteg. Der Kontakt selbst ist scharf, der Paragneis weist keinerlei Einschmelzungen auf. Das gleiche Bild ergibt sich weiter nordöstlich. Die Spitze der Linse befindet sich auf ca. 1790 m. Ein kleiner Sporn, der bis auf 1720 m hinabreicht, befindet sich unweit über der Gotthardstrasse.

Wenn man den Kontakt Gamsbodengneis-Winterhornaplitgranit verfolgt, so sieht man besonders im unteren, nordöstlichen Teil nicht etwa Übergänge, sondern eine scharfe Berührungsfläche.

B e s c h r e i b u n g. Auch das Winterhorngestein ist nicht einheitlich. Es kommt eine schiefrige und eine massige Varietät vor. Das massige Gestein ist vorab auf der Seite gegen den Gamsbodengneis hin. Es ist feinkörniger Granit, dessen Quarz sich durch einen violetten Schimmer auszeichnet. Das Gestein ist von sehr vielen kleinen (0.3—1 mm), hellroten Granaten durchspickt. Meistens sind diese vollständig verwittert und geben dann dem Gestein eine gelbliche Verwitterungsfarbe, die noch intensiver erscheint, wenn etwas

grünlicher Glimmer hinzukommt. Die schieferige Abart führt diesen Muscovit viel häufiger, enthält jedoch weniger Granat. Texturell ähneln solche Gesteine schon den Orthogneisen, der grüne Muscovit unterscheidet sie aber deutlich von ihnen. Biotit fehlt vollkommen. Genetisch dürfte der Winterhornaplitgranit eng mit dem Cacciolagranit verwandt sein. Beides sind jüngere Differentiate des Gamsbodengneises.

Spaltungsprodukte. *Lamprophyre.* Auf Exkursionen ins betreffende Gebiet konnte nur ein einziger Lamprophyrgang festgestellt werden. Man findet ihn 20 m westlich P. 2269, Hühneregg (alte Karte), in einer Breite von 7—8 m bei West-Ostverlauf. Das Gestein ist dünnschiefrig; grünlich-schwarzer Biotit ist Hauptgemengteil. Hornblende ist nicht vorhanden.

Schollen: Der Biotitgneis nordöstlich von Winterhorn, auf 2440 m, ist schon erwähnt worden (p. 329).

Der Granitporphyr vom Rossbodenstock

Geologische Lagerung. Steigt man vom Südgipfel des Rossbodenstockes, P. 2839, nach Süden in die flache Einmuldung (im Mittel 2750 m), so fällt einem dort ein massiges Gestein auf. Es tritt teilweise gangartig auf. Neben Dimensionen bis zu 150 m Länge und 10 m Breite kommen oft viel kleinere Ausdehnungen vor, die manchmal nur Ausbisse von wenigen Metern Umfang bilden. Die Gänge verlaufen ausnahmslos parallel zum Streichen. Es gibt mehr als ein Dutzend derartiger Vorkommnisse. Sie liegen oft nur 10 m auseinander. Man hat den Eindruck, als handle es sich um die oberste Partie eines Intrusivgesteines, das einen stark gang- bis apophysenartigen Charakter besitzt; das bestätigt auch die porphyrische Struktur.

Makroskopische Beschreibung. Beim Vergleich der einzelnen Linsen und Gänge lassen sich einige verschiedene Varietäten des Granitporphyrs feststellen.

Zumeist handelt es sich um ein massiges, helles Gestein mit grossen Biotiten (2—3 mm), dem man ein quarzdioritisches oder granitisches Magma zuordnen muss. Oft ist eine ziemlich dicke, gelbbraune Verwitterungsrinde vorhanden. Klüftung $\parallel$ und $\perp$ zur Schieferung ist erkennbar.

Seltener tritt eine feinkörnige, graue Varietät auf. Der Biotit ist weniger grob, dafür ist er umso zahlreicher in die Grundmasse eingegangen. Das Gestein hat vollkommen richtungslose Textur.

Es gibt im weiteren einen Granitporphyr mit etwas braun untermischter Farbe, worin die hellen Feldspäte durch Kontrastwirkung sich hervorheben.

Ein richtungslos körniges, viel Biotit enthaltendes, relativ helles Gestein wurde nur einmal angetroffen. Schätzungsweise neigt sein Chemismus schon stark zum dioritischen hin.

Eine letzte Abart lieferte ein auffallend gesprenkeltes Gestein von grauvioletter Farbe. Im makroskopisch unauflösbaren Grundgewebe sind weisse Feldspäte eingesprengt. Die etwas lentikulare Textur kommt im Mikroskop besser zum Ausdruck. Die eigentümliche Farbe erweist sich als Folge einer feinkörnigen Erzanreicherung. Die Verteilung ist derart, dass zwar alle Partien bedacht sind, doch lassen sich gewisse Konzentrationsstellen beobachten. Soweit die Diagnose zulässig ist, kommen vor allem Pyrrhotin, dann Pyrit und ganz untergeordnet Magnetit in Frage.

Mikroskopische Beschreibung. Im Dünnschliff bestätigen sich die massige Textur und die typische Granitstruktur bei schwach porphyrartigem Hervortreten der Feldspäte und Biotite. Der zonare Feldspat (normale und inverse Folge) ist Andesin von 30—35 % An-Gehalt. Er ist meist verzwillingt. Neben dem Albitgesetz erscheinen noch Periklin-Karlsbad- und Aclin-Alagesetz. Der Feldspat ist stets magmatisch reliktisch. Der Kalifeldspat ist in einigen wenigen stark entmischten Perthiten vertreten, die Zersetzung der Plagioklase oft beträchtlich (Sericitisierung und vor allem Zoisitisierung). Der Biotit, oft verbogen und mit viel Rutilausscheidungsprodukten und Sagenitgeweben, zeigt braune (mit Stich ins Grüne) bis hellgelbe Farbtöne. Häufiger noch ist er braungelb (hellgelbbraun für n_γ, lichtgelb bis farblos für n_α). Biotit tritt auch als kleinblätteriger Gemengteil auf. Seine Umwandlung in Pennin ist ab und zu festzustellen. Muscovit fehlt, sofern man nicht dem Sericit von oft ansehnlicher Grösse diesen Namen geben will. Sericit ist im Grundgewebe ebenso häufig wie der dunkle Glimmer. Daneben findet sich viel Quarz, der ab und zu klastoporphyrisch auftritt und stark undulös auslöscht. Gegeneinander verschobene Prismenflächen sind hier in der sog. Draperienform (19) deutlich zu sehen. Akzessorisch, in abnehmender quantitativer Reihenfolge notiert, treten auf: Titanit, Zirkon, Magnetit, Hämatit, Apatit. In einigen Schliffen erscheinen noch vereinzelte Calcitkörner.

Die fraglichen Feldspatfragmente, die stark deformierten Quarze und der oft verbogene Glimmer scheinen darauf hinzudeuten, dass eine starke Bewegung stattgefunden hat. Wir befinden

uns hier in einer tektonisch stark beanspruchten Gegend,. nördlich der die Schichten der jungen Gesteine umgebogen sind (Pazzolaalp). Aus nächster Umgebung sind Gesteine bekannt, die Anzeichen einer intensiven Beanspruchung aufweisen, ohne dass sie die Umbiegung unmittelbar mitgemacht haben.

Die beschriebenen Schliffe stimmen nach Mineralbestand, Struktur und Textur weitgehend mit nicht metamorphen Granitporphyren überein (z. B. Granitporphyr Teufelsküche-Kinzigtal).

Kontaktverhältnisse. Was die Kontaktverhältnisse des Granites anbetrifft, so sind seine Grenzen ziemlich scharf. Das Gestein hat im Innern gleiches Aussehen wie an den randlichen Partien; nirgends ist eine aplitische Randfacies gebildet worden.

Auffallend ist das Verhalten des Nebengesteines, das sämtliche Granitstöcke umgibt und auch die Lücken zwischen den einzelnen Vorkommnissen erfüllt. Weit über das Gesamtauftreten des Granitporphyres geht es aber nicht hinaus. Die westliche Spitze mit Ausläufern ist ungefähr am Südostgrat im Rossbodenstock, während die nordöstliche Ausschwänzung über die steilen Felsen hinabreicht.

Das Gestein ist einesteils grobkörnig, geschiefert und sieht wie feldspatreicher Gneis aus, tritt aber auch feinerkörnig und ziemlich dünnschieferig auf mit Feldspatporphyroblasten, die bis ½, seltener 1 cm gross werden können.

Im Dünnschliff erscheinen bei kristallisationsschiefriger, oft etwas lentikularer Textur und grano- bis porphyroblastischer Struktur folgende Mineralien: Hauptgemengteil ist kleinkörniger, rundlicher Quarz (0.1 mm). Grössere Individuen sind deutlich undulös auslöschend. Der Sericit schliesst sich zu Bändern zusammen. Der Biotit ist nicht wesentlich grösser. Seine Farbe ist braun (mit Stich ins Grüne) nach hellgelblichgrün. Er ist oft von starken Rutilentmischungen begleitet. Zirkon, Epidot und Granat treten sporadisch auf, ebenso Muscovit. Neben dem schon genannten Quarz kommen Feldspäte in ansehnlicher Grösse vor. Verzwillingte Albite sind seltener als schlecht eigengestaltete, spindelförmige, oft rundliche Perthite und ungegitterte Perthite mit starker Entmischung. Die Albitschnüre legen sich mit deutlicher Bevorzugung parallel der Schieferung. Kleine Quarzmörtelkränze umgeben manchmal die Kalifeldspäte.

Primär kommen dem Gestein diese grossen Feldspäte und der porphyrische Quarz sicher nicht zu. Ohne sie resultiert ein gemeiner Paragneis. Eine Quarzfeldspatinjektion, vom Granit herrührend, hat das umliegende Gestein gewissermassen durchtränkt, doch hat keine

Assimilation wie bei den feldspatreichen Gneisen stattgefunden. Die Aufschmelzungen, wie sie am südlichen Gamsbodengneiskontakt (Rodont, Motlone) teilweise erscheinen, sind hier nicht erfolgt, sondern der Kontakt ist ziemlich scharf geblieben. Aplite konnten keine gefunden werden, dagegen gelang es, zwei Lamprophyrgänge festzustellen. Der eine ist parallel, der andere fast senkrecht zum Streichen. Die Dimensionen betragen ungefähr ½ : 10 m.

Pegmatite. Das ganze Gebiet des Rossbodenstockes weist viele Pegmatitgänge auf (Quarz und schwarzblaue Oligoklase). Es gibt Stellen, welche zeigen, wie der Pegmatit in schmalen Gängen von 1—5 cm Breite den Granit durchzieht. Es ist somit erwiesen, dass der letztere vor dem Pegmatit intrudiert ist. Der Quarz des Pegmatites ist stark deformiert. Die Körner sind gegenseitig intensiv ineinander verzahnt. Am Kontakt brechen sie scharf ab. Selten haben sich einige kleine Individuen in den Granitporphyr hinein verirrt.

Der Pegmatit ist auch noch in das vom Granitporphyr injizierte Gestein eingedrungen. Es resultiert so ein Gestein, das einem feldspatreichen Gneis oder Orthogneis durchaus ähnlich sehen kann, aber eine vollkommen andere Entstehungsgeschichte hat.

Chemismus. Chemisch analysiert wurde eine Probe eines grauen Gesteines, in dem der Biotit und die porphyrischen Feldspäte deutlich hervortreten.

Granitporphyr, südöstlich Rossbodenstock, P. 2839, 2750 m.

SiO_2	65.42	Na_2O	2.91
Al_2O_3	14.41	K_2O	4.30
Fe_2O_3	2.83	H_2O^+	.55
FeO	3.32	H_2O^-	.17
MnO	.07	TiO_2	.73
MgO	1.75	P_2O_5	.14
CaO	3.14	Total	99.74

Analytiker: E. Ambühl.

Umgerechnet ergeben sich folgende Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
261	34	30.5	13.5	22	0.49	0.34	0.44	IV

$h_2 = 0.96$ ti = 2.13 p = 0.24

Magma: normalgranitisch.

Der Oberstafelgneis hat eine ähnliche chemische Zusammensetzung:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
287	35.5	28	12.5	24	0.33	0.32	0.45	IV

Bei gut übereinstimmenden Basenwerten zeigt dieses Gestein ein höheres si, wogegen die k-Zahl etwas niedrig bleibt, was dem hohen Biotitgehalt des Granitporphyrs zuzuschreiben ist.

Der Granodiorit vom Fil Toma (Tomaalp)

Am Fil Toma, der von P. 2743 südlich vom Pazzolastock nach Südosten führt, beginnt auf 2605 m ein sich abwärtsziehendes, massiges, helles, biotitreiches Gestein. Man durchquert das linsenartige Vorkommnis auf etwa 160 bis 170 m. Am Bach, der von der Pazzolalücke in den Tomasee fliesst, sowie an den Felsen ob Tgetlems steht es nicht mehr an. Bach und Lawine brachten dagegen Blöcke bis an den Weg, der nach Paliudultscha führt.

Einige Schritte nordöstlich des kleinen Tümpels auf 2500 m, am untern Ende des genannten Grates, ist ein zweites, sehr kleines Vorkommnis des Granodiorites.

Das Gestein ist massig, leicht geschiefert und lässt neben vielem, gut sechsseitigem Biotit nur noch den weissen, milchigen Feldspat erkennen.

Das mikroskopische Bild zeigt ein lentikulares, schlecht schiefriges Gestein, das durch die stark zoisitisierten, andesitischen Feldspäte eine etwas porphyrartige Struktur erhält. Kleinkörnige Perthite sind selten. Der gelbbraune, 2—4 mm grosse, aber auch im Grundgewebe vertretene Biotit zeigt intensive Entmischungen und schöne Sagenitgewebe. Umwandlungen in Pennin sind selten. Quarz, in rundlicher Form, tritt meist nur im Grundgewebe auf. Als Einsprengling ist er mechanisch stark beansprucht. Als Nebengemengteile sind Epidot und Zoisit zu erwähnen. Vereinzelte, zum Teil grosse Rutilkörner treten auf.

Randlich geht der Granodiorit über in ein graues Gestein von etwas feinerem, der Grösse nach homogenerem Korn. Bei schiefriger Textur erfolgte hier lediglich eine Verschiebung des Mineralbestandes zu Gunsten des undulös auslöschenden Quarzes.

Am scharfen Kontakt wird der Granodiorit stark schiefrig und erscheint sehr verwittert, ähnlich wie der Paragneis, der aber stofflich nicht beeinflusst worden ist.

Eine Probe aus der inneren Partie Tomaalp wurde der chemischen Analyse unterworfen.

Granodiorit, zwischen Fil Toma und Bach von Pazzolalücke, 2550 m.

SiO_2	66.97	Na_2O	2.59
Al_2O_3	14.51	K_2O	3.53
Fe_2O_3	2.32	H_2O^+	.97
FeO	2.28	H_2O^-	.00
MnO	.07	TiO_2	.61
MgO	1.29	P_2O_5	.13
CaO	4.21	CO_2	.26
		Total	99.74

Analytiker: E. Ambühl.

Daraus berechnen sich folgende Niggli-Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
287	36.5	24	19	20.5	0.47	0.34	0.79	V

ti = 2.06 h_2 = 13.88 p = 0.26 co_2 = 1.54

Magma: granodioritisch.

Der vorhin schon erwähnte Oberstafelgneis hat bei gleicher si-Zahl abweichende Basenwerte, besonders für c. Unser Gestein lässt sich besser mit den obercarbonischen Cristallinagraniten vergleichen.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	294	38.5	21.5	14.5	25.5	0.53	0.28	0.68	V
2.	274	36.5	28.5	14.5	20.5	.45	.36	.50	V
3.	364	35	25	19	21	.24	.40	.77	V
4.	287	36.5	24	19	20.5	.47	.34	.79	V
5.	251	38	24.5	16	21.5	.07	.47	.65	IV
6.	247	34.5	27.5	17.5	20.5	.24	.42	.64	IV

	Analytiker:
1. Cristallinagranit, weiß. Val Cristallina. Normalgranitisch	P. H. Roothaan
2. Cristallinagranit, weiß. Val Lavatz. Normalgranitisch	R. Winterhalter
3. Cristallinagranit, blau. Val Cristallina. Quarzdioritisch	P. van Holst
4. Granodiorit. Fil Toma. Granodioritisch	E. Ambühl
5. Cristallinagranit, graublau. Val Cristallina. Granodioritisch	Anderwert-Grubenmann
6. Cristallinagranit, weiß. Val Cristallina. Quarzdioritisch	P. van Holst

Hieraus wird ersichtlich, dass die beiden neugefundenen Vorkommnisse — Granitporphyr und Granodiorit — im zentral-östlichen Gotthardmassiv sich sowohl chemisch wie auch hinsichtlich ihres Mineralbestandes eher mit den östlichen als mit den zentralen Graniten vergleichen lassen. Immerhin sind zu diesen noch Beziehungen vorhanden (z. B. Fehlen der Hornblende). Die genannten Gesteine können somit als Bindeglieder zwischen beiden gelten.

Der Granodiorit vom Pazzolastock im Somvixerzwischenmassiv

Nahe am Pazzolastockgipfel, 40 m nordwestlich der Militärbaracke, konnte ein kleines Vorkommnis eines ziemlich gut schiefrigen, gestreckten, hellgrauen Gneises ermittelt werden, dessen Gestein oft 0.3—0.4 mm grossen Biotit zeigt. Im Dünnschliff ist die schiefrige Textur neben einer porphyrischen Struktur deutlich. Einsprenglinge sind die schon genannten Biotite (braungelb nach hellgelblich, fast farblos). Alle Individuen besitzen ein dichtes Sagenitgewebe und randlich starke Rutilausscheidungen. Umwandlungen zu Pennin sind sehr spärlich. Blätter sehr häufig quergestellt. Die Beanspruchung des Gesteins, an diesen Glimmern gemessen, war sehr stark. Die Verbiegung der Lamellen geht bis zu 12°. Viel reliktischer Biotit beteiligt sich auch am Grundgewebe, wo Quarz in meist rundlicher bis eckiger Form, bei mässig undulöser Auslöschung, Hauptgemengteil ist (Grösse im Mittel 0.1 mm). Daneben ist relativ viel Zoisit (0.01—0.1 mm) vertreten, der selten durch gröberkörnigen Epidot ersetzt ist. Beide Mineralien treten besonders in Gesellschaft des Biotites auf. Feine Sericitschüppchen vervollständigen den Mineralbestand des Grundgewebes. Der Feldspat erscheint in ziemlich zahlreichen Individuen von ½—1½ mm Durchmesser. Zum grössten Teil handelt es sich um Plagioklase (? Andesin), der stark zersetzt, vor allem zoisitisiert ist. Es scheinen Relikte mit schlecht erhaltenem, viereckigem bis etwas buchtigem Querschnitt vorzuliegen. Einige kleinkörnige (0.2—0.4 mm), stark entmischte Perthite lassen sich nachweisen.

Da das Gestein 40 m nordwestlich Militärbaracke Pazzolastock sehr grosse Ähnlichkeit mit Granodiorit aufweist, wurde eine Analyse angefertigt.

SiO_2	64.91	Na_2O	3.39
Al_2O_3	14.13	K_2O	3
Fe_2O_3	2.81	H_2O^+	.87
FeO	2.74	H_2O^-	.10
MnO	.07	CO_2	Spur
MgO	1.81	TiO_2	.70
CaO	5.41	P_2O_5	.18
		Total	100.12

Analytiker: E. Ambühl.

Umgerechnet ergeben sich folgende Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
245.5	31	27	22	20	0.37	0.38	0.80	V

ti = 0.20 p = 0.20 h_2 = 12

Magma: granodioritisch.

Das Gestein lässt sich mit dem Dacit von Goldfield, Nevada, aus P. Nigglis „Gesteins- und Mineralprovinzen" (29) vergleichen:

222	34	26.5	21	18.5	0.40	0.48	—	V

Dieses im Somvixer-Zwischenmassiv auftretende Gestein hat vermutlich das gleiche Alter wie die Gotthardgranite.

Der Diorit nördlich vom Piz Tegliola

Im Taleinschnitt am Bache nördlich vom Piz Tegliola, auf 2550 m, findet sich ein massiges Gestein vor, das eine Ausdehnung von 6 : 10 m besitzt. Es ist grobkörnig und lässt makroskopisch Feldspat, Biotit und Hornblende erkennen.

Im Dünnschliff bestätigt sich die massige Textur. Hauptgemengteil ist total zoisitisierter, basischer Andesin bis Labradorit. Als weiterer Hauptgemengteil erscheint Biotit, dessen Tafeln 2 mm Durchmesser nie übersteigen und der eher kleiner dimensioniert ist als der Feldspat. Beide Mineralien scheinen primär zu sein. Der Glimmer zeigt zudem eine starke mechanische Beanspruchung (Zerknitterung der Lamellen, undulöse Auslöschung). Der Pleochroismus geht von gelbbraun nach fast farblos; Rutilentmischungen sind seltener als solche von Titaneisen. Vielfach lässt sich eine nicht geringe Klinochloritisierung bemerken. Die schwach blaugrüne Hornblende ist nur noch in Resten vorhanden; meist ist sie vollständig chloritisiert und zoisitisiert. Quarz ist Nebenkomponente, löscht deutlich undulös aus und dürfte zur Hauptsache ebenfalls primär sein. Akzessorische Gemengteile sind Apatit und Eisenerz.

Intermediäre Ganggesteine

Es handelt sich hier nur um nachfolgende zwei, vereinzelt auftretenden Vorkommnisse.

Quarzporphyrit. Ein graubraunes Gestein, bei dem die bis 0.3 cm grossen milchigen Quarz- und Feldspateinsprenglinge auffallen, steht in unbedeutender Ausdehnung auf 2340 m, links vom St. Annabach, etwa 100 m westlich von der Tunnelachse an.

Das feinkörnige, schiefrige, porphyroblastische Gestein besteht aus viel braungelbem Biotit. Das Grundgewebe zeigt ferner Epidot in Insekteneierform und Quarz. Letzterer nimmt gerne, besonders im Druckschatten, grössere Formen an. Klinochlor erscheint selten. Die Einsprenglinge (etwa 20 Stück im Schliff) bestehen nur zu $^1/_3$ aus Quarz, der stets deutliche undulöse Auslöschung aufweist. Böhmsche Streifung und nachträgliche Verbiegung der Lamellen lassen sich an einem Individuum beobachten. Die andern Einspreng-

linge sind gut eigengestalteter Feldspat, der nach dem Albit-, in einem Fall nach dem Manebachgesetz verzwillingt ist. Es handelt sich um basischen Andesin von 45—50 % An-Gehalt. Die Umwandlung ist äusserst stark, doch konzentriert sie sich zumeist auf die Mitte, wo Epidot manchmal in gut ausgebildeten Kristallen anzutreffen ist. Diese Epidotkriställchen übertreffen hinsichtlich ihrer Grösse diejenigen im Grundgewebe (Grösse des Wirtes = 2 mm, Grösse des Einschlusses 0.1 mm). Ab und zu gesellt sich auch Biotit dazu, Sericit fehlt, dagegen lassen sich sehr kleine Quarzkörner nachweisen. Der Rand des Feldspates wird häufig durch feinkörnigen Epidot ringsum markiert.

Vermutlich ist dieser gangförmig auftretende Quarzporphyrit herzynischen Alters, gerade wie die Granite.

Porphyrit. Ein ähnliches Gestein (keine Quarzeinsprenglinge, Feldspat von 35—40 % An-Gehalt) ist an der Unteralpreuss anstehend, links auf 2090 m, im Orthogneis, nahe an dessen Nordkontakt.

Der Chemismus beider Gesteine ist wohl ähnlich demjenigen der allerdings in etwas variabler Form auftretenden Ganggesteine vom oberen Mättelikehr an der Gotthardstrasse. Für diese gelten folgende Niggli-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	216	35.5	28.5	17.5	18.5	0.40	0.40	0.63	IV
2.	212	36	24.5	19	20.5	.30	.30	.78	V

1. Lamprophyr, opdalitisch Analytiker: J. Jakob
2. Lamprophyr, quarzdioritisch „ P. Waindziok

Im Schliff zeigt das betreffende Gestein als Hauptgemengteile Quarz und Oligoklas, Epidot, Pennin mit braunem, kleinblättrigem Biotit. Der Gneis ähnelt im mikroskopischen Bilde weder einem Einschmelzungsprodukt noch einem Paragneis (zu viel Feldspat!). Ich glaube nicht, wie Drescher (4), dass es sich hier um Hornfelse handelt.

Das Feldspat-Epidot-Chloritgestein vom Gitziälpetligrat (nördlich oberer Satzgletscher)

Auf dem breiten Gitziälpetligrat, auf ca. 2725 m, steht ein weissgrünliches, etwas bräunlichgelb anwitterndes Gestein an, dessen grüner Chlorit (nicht häufig) eine undeutliche Schieferung markiert. Quarz ist makroskopisch nicht erkennbar.

Das Auftreten des Gesteins ist von lappiger Form, deckenartig. An einigen Stellen tritt unter der durch die Erosion dünn gewordenen Decke des Eruptivgesteins (manchmal nur ca. 5—10 cm)

Paragneis hervor. Die Dimension des Vorkommens übersteigt 25 m nicht.

Im Schliff ist die Schieferung deutlicher. Hauptgemengteil ist Feldspat (etwa 60 %). Ungefähr $^2/_3$ davon ist ungegitterter Kalifeldspat. Bei untergeordneten Na-Entmischungen zeigt er sehr viele kleinkörnige Eisenentmischungen, ähnlich der Kalifeldspatsubstanz der Antiperthite im Gamsbodengneis. Eine Sericitisierung kann fast nirgends konstatiert werden. Der Albit, ab und zu nach {010} verzwillingt, weist ebenfalls keine nennenswerten Umwandlungsprodukte auf. Dafür zeigt er oft Einschlüsse von Epidot, auch etwa von Chlorit. Der nächstwichtige Gemengteil ist farbloser Epidot (20 %), gut stengelig entwickelt und im Mittel 0.2—0.3 mm lang. Chlorit (Pennin überwiegt Klinochlor bedeutend) ist zu 15 % vertreten und deutet vor allem die Schieferung an. Oft zeigt das hellgrün pleochroitische Mineral um den Klinochlorkern einen Penninmantel. Die dünnen Blätter werden bis 1 mm lang. Akzessorisch vertreten sind Titanit, Quarz und Magnetit.

Die Kontakte des Gesteines sind scharf. Die Art des Auftretens scheint darauf hinzudeuten, dass es sich hier um den obersten Teil dieses Eruptivgesteines handelt. In der Nähe, am unmittelbaren Kontakt, liess sich ein gangartiges Biotit-Hornblendegestein feststellen. Chlorit als Kluftmineral ist häufig.

Vermutlich gehört das Gestein der obercarbonischen Intrusionsperiode an. In welcher Beziehung sein Alter zu demjenigen der Granite steht, ist aber ungewiss. Die Feldspäte scheinen primär zu sein. Ob die übrigen Komponenten ebenfalls ursprünglich oder aber alpin umkristallisiert sind, lässt sich nicht mit Sicherheit sagen. Epidot scheint die Reliktgestalt anzudeuten.

Wilkman (44) hat von Mittelfinnland ähnliche Gesteine beschrieben. Von den zitierten acht Analysen lassen sich schätzungsweise drei mit unserm Gestein vergleichen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	236	40.5	13	8	38.5	0.49	0.05	0.63	IV
2.	211	38.5	23.5	5.5	32 5	.46	.24	.24	II
3.	197	37.5	18.5	16	28	.68	.30	.86	V

Analytiker:

1. Unakit, Ollikkaanvuori, nordöstlich Haapavesi. Mikroklin 45 %, Albit 43 %, Epidot 6 %, Magnetit 3 %, Chlorit 1,5 %, Titanit 1,2 %, Apatit 0,3 % — L. Lokka
2. Feinkörniger Unakit. Stavsjögegend, Schweden. Mikroklinperthit, Albit, Epidot, Chlorit, Titanit, Magnetit, Apatit — B. Asklund
3. Mikroklinreicher Unakit, Stavsjögegend, Schweden. Mikroklinperthit, Albit, Epidot, Chlorit, Titanit, Magnetit, Apatit — B. Asklund

4. Feldspat-Epidot-Chloritgestein. Gitziälpetligrat. Feldspat 60 % (davon zirka $^2/_3$ ungegitterter Kalifeldspat), Epidot 20 %, Chlorit 15 %, Rest = Titanit, Quarz und Magnetit.

Als Unakit bezeichnet WILKMAN (44) ein Gestein mit folgendem Mineralbestand: Albit, Fe_2O-reicher Epidot und grüner Chlorit; gewöhnlich Pennin. Weitere Mineralien sind: Kalifeldspat als Mikroklin oder Mikroklinperthit.

Die Projektion sämtlicher Analysenwerte fällt ins Eruptivfeld und bildet unabhängig von si eine reihenförmige Anordnung, wobei die einzelnen Punkte auf die Schnitte II bis VII verteilt sind. Nach WILKMAN (44) bilden sich diese Gesteine unter analogen Verhältnissen. Die charakteristische Mineralkombination des Unakites (Albit, Epidot, Chlorit) umfasst Substanzen, die aus einer wasserhaltigen Silikatschmelzlösung bei niederer Temperatur auskristallisieren. Die Interpositionen von ziemlich gleichmässig verteilten, kleinen Epidotkörnern und Chloritschuppen deuten (immer nach Wilkman) auf die geringe hydrothermale Umwandlung des Albites hin. Der Epidot ist nicht in saussuritisierten Kernen angehäuft. Der Feldspat war nie sehr An-reich. Die Paragenese ist primär. Aus der gleichen Arbeit ist weiter zu ersehen, dass ESKOLA (44) dafür hält, das Gestein sei aus einem wasserreichen Magma unter hohem Druck auskristallisiert. Epidot, Chlorit und Albit bilden sich aus Restlösungen und wasserhaltigen Silikatschmelzen bei niederen Temperaturen. Nach W. J. MÜLLER (44) und J. KÖNIGSBERGER (44) ist der Plagioklas unter 440° mit Wasser nicht mehr stabil. Wenn das unakitische Magma also infolge seines H_2O-Reichtums so tief abgekühlt wurde, ohne zu kristallisieren, so konnte sich Plagioklas nicht mehr bilden, dagegen Albit, Epidot, gegitterter und ungegitterter Perthit. Nach ESKOLA (44), ASKLUND (44) u. a. nimmt auch WILKMAN (44) an, dass hier ursprüngliche, magmatische Gesteine vorliegen, welche unter den schon genannten Bedingungen auskristallisierten.

Vergleichen wir dieses Resultat mit dem Feldspat-Epidot-Chloritgestein aus dem zentralen Gotthardmassiv, so herrscht in weitgehendem Masse Übereinstimmung mit den erwähnten Unakiten. Es ist aber schon angedeutet worden, dass es schwer hält, zu entscheiden, inwieweit der Primärcharakter des Gesteins noch vorliegt.

Wenn hoher Druck bei der Bildung dieses Gesteins in Frage kommt, so wäre eine Intrusion während einer Stressphase im Obercarbon wohl denkbar.

Cornelius (3) erwähnt aus dem Albulamassiv gangartig auftretende Helsinkite von weisser oder gelb- bis graugrüner Farbe (Mineralbestand: Albit, Epidot, Quarz, Apatit, Zirkon, Titanit, Chlorit). Genetisch stimmen nach dem genannten Autor diese Gesteine mit denen von Laitakari (44) vollkommen überein. Der Epidot soll auch hier nicht Umwandlungsprodukt des Feldspates, sondern Primärbildung sein.

Die Pegmatite

Im zentralen Gotthardmassiv werden folgende Pegmatite angetroffen:

Quarzfeldspatgänge (Rossbodenstock, zwischen P. 2839 und P. 2832). Makroskopisch sieht man nur Quarz und Feldspat, die oft Eutektstrukturen zeigen. Im Dünnschliff tritt spärlich Klinochlor und Muscovit dazu. Der 1½—2 cm grosse Quarz zeigt starke Kataklase, der Oligoklas ist stets etwas zersetzt.

Muscovitpegmatit. Am Rossbodenstock befinden sich bis 30 m breite Gänge. Mineralbestand: Quarz, Albit-Oligoklas, Perthit, Muscovit (stark verbogen) bis Sericit. Oft zeigt sich eine gut schieferige Textur. Feinkörnige Vorkommnisse finden sich südlich vom Piz Portgèra auf 2700 m. Mineralbestand: Quarz, Albit (bis 2 mm), gegitterter und ungegitterter Kalifeldspat, Perthit, gegitterter Perthit, Muscovit, Myrmekit, Granat, Biotit. Südlich von Badus auf 2730 m führen die Pegmatite 5—5½ cm grosse Muscovittafeln. Ebenso grosse, blauschwarze Feldspäte stammen aus Pegmatiten, die ob der Murbühlplangge in der Unteralp anstehen (ebenfalls nordöstlich vom Piz Tegliola).

Granatpegmatit (Murbühlplangge). Der rote, Rhombendodekaederflächen zeigende Granat wird nicht über 2 mm gross. Hauptgemengteile: Quarz, Feldspat, Muscovit.

Granat-Turmalinpegmatit (Sellapass, Giubing, Gurschengletscher rechts, 2610 m). Beide Mineralien treten vereinzelt auf, sind aber grobkörnig.

Turmalinpegmatit (westlich Badusgipfel, Schutt auf Rossbodenälpetli, unter und über dem Tomafirn). Die schwarzen Kristalle sind oft zerbrochen, zwischen den Bruchflächen hat sich Quarz sekretionär (alpin und postalpin) gebildet. Turmalinsonnen zeigen sich besonders westlich von Badus. Muscovit kann vollständig zurücktreten. Der Turmalin kann auch vereinzelt, ohne Quarz oder Glimmer, im Paragneis erscheinen und bildet dort Individuen von 2—3 cm Länge.

Die Pegmatite sind von postgranitischem Alter.

8. Die Gesteine der Ursernzone

Diese zwischen dem eigentlichen Gotthard- und Aarmassiv eingeklemmten Gesteine ziehen, in Südwest-Nordostrichtung streichend, vom Goms her über Furkapass und Andermatt nach der Pazzolaalp, wo die mesozoischen und zum Teil auch die permocarbonischen Schichten scharf umbiegen. An dieser tektonisch stark beanspruchten Stelle verschwinden die jüngsten Schichten, und tauchen erst wieder in der Gegend südlich Tschamut auf. Die Ursern-Tavetscherzone liegt aber nicht mehr im Talgrund, sondern, um den Betrag der Pazzolaumbiegung nach Süden verschoben, am rechten Talhange und streicht in gleicher Richtung wie bis anhin weiter.

Die Grenzlinie beider Massive ist im Lauetal, ob Realp, auf 1645 m selten deutlich aufgeschlossen. Von Niggli-Staub (28) wird die Stelle namhaft gemacht. Im Grosstal und im Richlerental liegt die Grenze jeweils gerade dort, wo sich das Bachgeschiebe zu einem flachen Kegel staut. Der Kontakt selbst ist nicht zu sehen. Am Ruesdielebach (Bäzberg) erreicht die Schieferhülle des Aarmassivs die grosse Ebene von Andermatt. Die Grenze steigt dann am Kilchenberg, wenig nördlich der alten Kirche, steil hinan und erreicht das Kilchental etwas unterhalb der Stelle, wo die Stöckli-Militärstrasse dieses nach oben ausgehende Tobel überschreitet. Hier, auf 1960 m, ist der einzige Punkt, wo der Kontakt völlig aufgeschlossen ist. Der lentikulare Gneis des Aarmassivs erscheint ziemlich beansprucht, wogegen der an der Oberfläche stark braun anwitternde Marmor zwar dünnschiefriger als sonst, aber nicht brecciös ist. Der nächste Aufschluss des Kontaktes ist im Steffenstal, auf 2100 m. Dann erreicht die Grenze den schon von Königsberger (22) und Niggli-Staub (28) erwähnten alten, verlassenen Steinbruch ob der Schöne, biegt weiterhin scharf nach Südosten um und verlässt endgültig das Aarmassiv. Nun folgt, durch Moräne verdeckt, die Umbiegung der Schichten und das Zurückweichen des Gotthardmassives. Die guten Aufschlüsse längs der Oberalpreuss, nordöstlich den Ställen in der Schöne, zeigen, wie die Psammitgneise des Permocarbons noch weit über das Anstehende im alten Steinbruch nach Osten greifen, sogar über die Einmündung des Pazzolabaches hinweg bis in die Gegend, wo der Strahlbach von rechts her der Reuss zufliesst. Hier befindet sich ca. 50 m links des Flusses ein kleines Felsköpflein vom typischen Muscovitparagneis des Somvixerzwischenmassivs. Folgt man dem Pazzolabach auf-

wärts, so findet man über dessen rechter Seite, auf 2040 und 2090 m, den von NIGGLI-STAUB (28) erwähnten Baryt. Er liegt im Verrucano, nahe an dessen Grenze gegen die Trias oder, falls diese fehlt, an der Grenze gegen das Zwischenmassiv. Am rechten Ufer des Pazzolabaches überschreitet ihn die Grenzlinie auf 2170 m. Im Bachbett findet man Knetbreccien, bestehend aus stark limonitisiertem Calcit, Sericit-Chloritschiefer und stark undulös auslöschendem Quarz als Kluftmineral.

Das Ausmass der beschriebenen Umbiegung lässt sich am besten von der Pazzolaalp aus verfolgen. Hier sieht man die Grenze der Ursernzone, von Westen her kommend, unvermittelt unter einem Winkel von eher weniger als 90° sich nach Süden umbiegen oder besser umknicken. Das westliche Somvixerzwischenmassiv setzt also schon mit einer beträchtlichen Breite ein und keilt nicht etwa spindelförmig aus.

Mit Ausnahme des kleinen Dolomitvorkommnisses unter dem Pazzolagrat, auf 2530 m, bilden die permocarbonischen Gesteine den Abschluss des Gotthardmassivs gegen die Muscovitparagneise des Zwischenmassivs.

Vom Grate (300 m südlich vom Pazzolastock) geht die Grenze in gerader Linie (West-Ost) nördlich an den Tgetlemshütten vorbei nach Surpalix (einige Aufschlüsse) und trifft den Rhein auf 1800 m an der Stelle, wo er ein scharfes Knie nach Osten macht. Die mesozoischen Schichten fehlen hier vollkommen.

Die mesozoischen Gesteine

Sie liegen stets zu vorderst gegen das Aarmassiv hin. Ihre Mächtigkeit beträgt am Furkapass wenig unter 400 m, am Kilchenberg dagegen nur 270 m. Das Profil an der Furka ist viel mannigfaltiger (die Profile von BUXTORF (2), HEIM (16), sowie die Angaben auf der Karte von FEHR (7) decken sich im wesentlichen.

Profil am Kilchenberg und an der Stöcklistrasse:

Marmor, ziemlich quarzfrei, darin wenig Lagen von kohlehaltigen, carbonatfreien Phylliten, 0.5—3 m mächtig	190 m	Lias
Quarzreiche Marmore, quarzreiche, chlorithaltige Schiefer	60—80 m	
Kohlehaltiger Kalkphyllit, nur rechts vom Durstelenbach auf 1710 m (dünnschiefrig, hart)	10 m	

Dolomit, nur an der zweiten Kehre der Stöcklistrasse	2—3 m	Trias
Rauhwacke, rechts vom Durstelenbach, schlecht aufgeschlossen, verschüttet	ca. 5 m	Trias
Rauhwacke, an der zweiten Kehre der Stöcklistrasse	ca. 20 m	Trias
Quarzreicher, muscovithaltiger, rotbraun anwitternder, etwas gefältelter Psammitgneis	30 m	Perm
Weiter oben, als Liegendes der Rauhwacke, grüner Chloritschiefer, parallel der Streckungsrichtung straff, senkrecht dazu gefältelt	10 m	Perm
Wenig mächtiger, gefältelter Psammitschiefer, dann Psammitgneise von der grauen Farbe des Verrucano.		Perm

Es fällt auf, dass vor allem die am Furkapass mächtig entwickelten, graublauen, weichen und brüchigen Tonschiefer (No. 4 im Profil von Heim (16)), auf denen das Hotel Furka steht, am Kilchenberg vollständig fehlen.

Wesentlich ist, dass an beiden Orten die Schichten die gleiche Reihenfolge aufweisen: am Aarmassivkontakt ist stets der Marmor, dann folgen die Sandkalke, hierauf die triadischen Schichten, dann Dolomit-Rauhwacke und schliesslich der Verrucano. Eine tektonische Wiederholung der Schichten scheint an keiner der beiden Stellen vorzuliegen. Wir werden am Schlusse nochmals auf die Tektonik der Ursernzone zurückkommen.

Betreffs Alter der jurassischen Sedimente ist es noch strittig, ob Dogger und Malm vertreten sind oder nicht. Die spärlichen Fossilfunde lassen keinen sicheren Entscheid zu. Buxtorf (2) nimmt für die Ursernzone einen stratigraphischen Übergangscharakter an (helvetisch-penninisch).

Auf der Karte wurden sämtliche jurassischen Schiefer nur als Lias angegeben, da doch nur dieses Alter sicher erwiesen ist.

Der Jura. Die Gesteine sind im grossen Ganzen gut aufgeschlossen. Vom linken Ufer des Richlerenbaches, dem ganzen Bäzberg entlang, findet man einen blauschwarzen, dünnschiefrigen Kalkphyllit. Zum Unterschied vom Andermattermarmor liegt hier ein weniger marmorisierter Kalk vor, der zudem noch mehr kohlige Substanz enthält. Unter dem Mikroskop verringert sich der Unterschied beider Gesteine, indem der Phyllit neben der erwähnten kohligen Substanz nur ein feinerkörniges Gefüge zeigt.

Bis gegen den Ruesdielebach hin variiert das Gestein kaum merklich. Kurz bevor dieser in die Ebene hinaustritt, zeigen anstehende Teile, nahe am Aarmassivkontakt, deutlich die beginnende Marmorisierung. Am rechten Ufer sieht man beim kleinen Wasserfall einen hellgrauen, ziemlich feinkörnigen, einheitlichen Marmor in intensiver Wechsellagerung mit einem blauschwarzen, noch fast dichten Marmor. An der linken Seite findet man eine Marmorbreccie von graugesprenkelter Farbe. In einer fein- bis mittelkörnigen Grundmasse aus Marmor treten bis fast 1 cm grosse, deutlich kantengerundete Stückchen von schwarzem Kalk auf. Im Schliff verliert das Gestein seinen brecciösen Charakter ein wenig. Bei massiger Textur sind nur Calcit und, untergeordnet, kohlige Substanz zugegen. Letztere ist lokal oft etwas angereichert. Die schwarzen eckigen Fragmente erweisen sich als Komplexe feinen Calcites mit eingestreuter Kohle, während das übrige zum Teil recht grober, rundlicher Kalkspat ist. Die Abgrenzung der Bruchstücke gegen die grösseren Einzelkörner ist deutlich. Nirgends kommt die Geröllnatur dieser reinen Kalke so deutlich zum Ausdruck wie gerade hier.

Der Sericitmarmor hinter der alten Kirche zeigt im Prinzip nichts neues, nur ist hier die Korndifferenz nicht so verschieden, wenn sie auch manchmal unvermittelt ist (Schlierenmarmor). Die Kohle tritt fast gänzlich zurück; dafür lagern sich in den schiefrigen Gesteinen fast überall Sericitschüppchen ein. Weitere Gemengteile sind Quarz und Pyrit. Das Gestein zeigt stets Schieferung. Je nach Menge und Verteilung der Kohle sowie dem Grade der Verwitterung ist der Marmor reinweiss, gelblich, hellgrau, blaugrau, selten blauschwarz. Einige sandige Abarten haben hellgelbliche und graublaue Farbe (im kleinen Steinbruch sowie zwischen diesem und dem Hauptbruch).

Drusen mit Calcit sind nicht selten. Das Skalenoeder ist die vorherrschende Form. Gelegentlich kann sich Pyrit anreichern; er zeigt aber stets schlecht entwickelte Formen.

Der Marmor liefert Material zur Strassenbeschotterung. Die Steinbrüche am Furkapass sind im Sommer auf Walliser- und Urnerseite in Betrieb. Ob Realp im Lauetal wird im Winter das Material gerüstet und an die Strasse geführt. Am wichtigsten ist der Steinbruch am Kilchenberg, wo seit 1860 gearbeitet wird. Weiter oben auf ca. 1730 m, rechts vom Durstelenbach, werden die Marmore und quarzreichen Kalke ebenfalls abgebaut und zur Winterszeit an die nahe Oberalpstrasse transportiert.

Der eigentliche Marmorzug reduziert sich bald nach der Überquerung des Durstelenbaches. Letztmals findet man ihn über der zweiten Kehre der Stöcklistrasse. Im weiterfolgenden Steffenstal wird reiner Marmor nicht mehr angetroffen.

Über die chemische Zusammensetzung des Marmors unterrichtet uns eine von STAPFF (39) gemachte Analyse mit folgendem Resultat:

$CaCO_3$	90.4 %
$MgCO_3$	3.6 %
$FeCO_3$	0.6 %
SiO_2	4.8 %
Schwefelkies	0.1 %
Organisches und Wasser	0.5 %
	100.0 %

Das Gestein wird als ziemlich reiner Marmor bezeichnet.

Bei anderen Marmoren vergrössert sich lediglich der SiO_2-Gehalt, da die anderen Komponenten (z. B. Sericit) eine sehr untergeordnete Rolle spielen.

Schon frühere Autoren erwähnen die schwarzen, kohlehaltigen Schieferschmitzen, die den Marmorzügen konkordant eingelagert sind. Ihre Mächtigkeit überschreitet 3 m nicht, wie auch ihre Längserstreckung nur eine geringe ist.

An der Furkastrasse, auf der Passhöhe, sind sie nicht wahrnehmbar. Dagegen fand ich sie im untersuchten Gebiet am Kilchenberg, im kleinen Steinbruch auf 1720 m, an der Stöcklistrasse auf ca. 2000 m und im Steffenstal über dem grossen Felskopf auf 2100 m. Hier liegen sie in quarzführenden Kalken.

Diese Gesteine sind einerseits dünnschiefrige, grauschwarze Phyllite, anderseits schwarz und braunrot anwitternde, kohlige Schiefer. Sie verraten oft starke mechanische Beanspruchung. Wegen zu leichten Brechens hält es schwer, überhaupt Handstücke zu schlagen. Der Kohlegehalt scheint relativ gross zu sein.

Das mikroskopische Bild ist nicht einheitlich. Der grauschwarze Phyllit ist straff kristallisationsschiefrig und feinkörnig. Hauptgemengteil ist Sericit. Quarz ist langgestreckt, blastisch und löscht gern undulös aus. Grosse, plattige Pyritwürfel kommen dann und wann vor. Klinochlor ist selten. Feldspat fehlt vollkommen. Die stark färbende Kohle ist in kleiner Pigmentform ziemlich regelmässig verteilt. Es besteht kein prinzipieller Unterschied gegen-

über den später zu beschreibenden Gesteinen der Ursernzone, die karbonischen Alters sein sollen und ebenfalls Kohle führen.

Das Gestein kann noch viel feinerkörnig werden. Neben wenigen kleinen Quarzkörnern sind nur Sericit und Kohle vorhanden. Letztere vermag den Schliff schwarz und opak zu machen.

Ein tektonisch interessanter, 30 cm mächtiger Schiefer ist auf 2000 m an der Stöcklistrasse anstehend. Zur Hauptsache besteht er aus sehr feinem (0.05 mm), von Kohle verunreinigtem Quarz, neben viel kurzschuppigem Sericit, Kohle und limonitischer Substanz. Es liegt eine durch Verwitterung bedingte porös-schiefrige Textur vor. Die Schieferung ist im Schliffe an dicken, schwarzen Lagen zu erkennen, die sich in gleichen Abständen wiederholen. Viele schmälere, kurze Lagen zweigen vom Hauptstrange ab. Zuerst verlaufen sie subparallel, drehen sich dann aber bis zur senkrechten Stellung und schmiegen sich zuletzt wieder in gleicher Weise einer nächsten dicken Lage an. Das Phänomen der Seitenlagen beschränkt sich stets auf das eine Gebiet einer Hauptlage und geht nie darüber hinaus. Dies sind die Verhältnisse, wie sie der Schliff quer zur Schieferungsrichtung wiedergibt.

Purkert (33) beschreibt eine ähnliche Erscheinung am Clymenienkalk (oberes Oberdevon) von Steinberg bei Graz. Wie dort handelt es sich auch hier um Bewegungen auf den Flächen, die besonders den dicken, in geringerem Masse auch den sekundären Lagen parallel sind. Es kommen dabei Scherflächen in Betracht. Dem Clymenienkalk war primär tonige Substanz beigemengt, die dann bei der Beanspruchung des Gesteins zuerst gesammelt und hierauf in Form von feinen Tonhäufchen ausgeschieden wurde. Hier liegt der analoge Fall mit Kohle vor. Auch hier deutet die grössere Menge Kohle die höhere Beanspruchung an. Diese Substanz dient somit bei der Durchbewegung von Gesteinen ebenfalls als Gleitmittel. Ein Vergleich mit dem schwarzen Graphitschiefer bei Andermatt, der bei einer spätern Diskussion erwähnt wird, zeigt die interessante Übereinstimmung in der Beanspruchung des Gesteins, wie wir sie erwarten.

Das Liegende des Marmors bilden nach Süden zu ganz allgemein quarzreiche Kalke von grauer bis graublauer Farbe, mit deutlich sichtbaren Sericitschuppen. Da sie in der Zumdorfer und Hospenthaler Gegend stets von Moräne bedeckt sind, kommen sie erst am Kilchenberg und im schon genannten Steffenstal sowie wenig nordöstlich davon zur Geltung.

Das Gestein ist schiefrig und feinkörnig (0.05 mm), zeigt nach wie vor die HCl-Reaktion, ist aber gegenüber den grobkörnigeren Marmoren mattglänzend. Über die mikroskopischen Eigenschaften kann folgendes ausgesagt werden: Bei einer absatzschiefrigen Textur und einer blastopsammitischen Struktur figuriert rundlicher bis plattiger Quarz als Hauptgemengteil. Daneben tritt das stark limonitische Carbonat nur wenig hervor. Es ist relativ viel dünnblätteriger Chlorit vorhanden. Dadurch resultieren stellenweise Gesteine, die den Chloritschiefern bereits identisch sind. Der Quarz zeigt meist deutliche Auslöschungsdifferenzen und manchmal Böhmsche Streifung.

Im Gegensatz zum oberen Kilchental, wo am Aarmassivkontakt der Marmor keinerlei brecciöse Veränderungen aufweist, tritt diese Erscheinung im Steffenstal, am Felskopf auf 2100 m, wieder auf. Das schwach rötlichbraun anwitternde Gestein zeigt Partien, die deutlich zerbrochen, nachträglich zum Teil wieder verkittet sind. Die Zertrümmerung hat aber nicht ganz regellose Bruchstücke geliefert, sondern es scheint eine gewisse Absonderung nach Polyedern wirksam gewesen zu sein. Dass die Wiederverkittung nicht an allen Orten erfolgte, beweisen Spaltrisse von einigen Millimetern Breite und bis 3 cm Länge.

Als Liegendes dieser umgewandelten kalkigen Sande und mergeligen Sande trifft man auf 1710 m über dem rechten Ufer des Durstelenbaches, an der Stelle, wo ein Bach links einmündet, einen straff geschieferten, schwarzen, harten Schiefer mit sehr kleinen, parallelreihig angeordneten Pyriten. Er ist ca. 10 m mächtig. Das kohlehaltige Gestein ist gut kristallisationsschiefrig und granoblastisch. Der feinkörnige, blastische Calcit (0.03 mm) wird selten von Quarz und Sericit begleitet. Der erwähnte Pyrit, der etwa auch durch Magnetkies vertreten sein kann, lässt ab und zu Würfelformen erkennen. Verzerrungen sind nicht zu bemerken.

Die Trias. Diese Gesteine treten im Vergleich zu den Kalken und Marmoren sehr zurück, und es frägt sich, ob sie überhaupt kontinuierlich vorhanden sind.

Die Trias gliedert sich in zwei Teile, den *weissen Dolomit* als das Hangende und die *Rauhwacke* als das Liegende. *Gips* konnte ich nirgends nachweisen. Stapff (39) nennt solchen aus dem Gotthardtunnel und Buxtorf (2) erwähnt ihn von der Furka.

Dolomit tritt in der ganzen Länge von Zumdorf bis an den Rhein nur dreimal auf. Einmal erscheint er kurz oberhalb der

zweiten Kehre der Stöcklistrasse, bergaufwärts, in einer Mächtigkeit von 2—3 m und rein weisser Farbe. Im alten Steinbruch nordwestlich der Oberalpstrasse, ob der Schöne, kommt das Gestein nochmals zum Vorschein. Seine Mächtigkeit ist schwer anzugeben, da die Stelle etwas verrutscht ist. 60 bezw. 110 m nordöstlich davon tritt der Dolomit noch zweimal auf und hat als Hangendes keine liasischen Gesteine mehr. Zum letzten Male erscheint der Dolomit nach der Pazzolaumbiegung, in einer Höhe von 2530 m, südwestlich vom Pazzolastock, und ist in einer Mächtigkeit von nicht über 1½ m auf eine Strecke von ungefähr 50 m zu verfolgen. Nach Nordosten bildet er den Abschluss des Gotthardmassivs gegen das Zwischenmassiv. Er ist das Hangende des schiefrigen, hellgrauen, verrucanoähnlichen Gesteines. Dem schiefrigen Dolomit, dem Sericit beigemengt sein kann, ist eine granoblastische Struktur eigen, mit Ausnahme von sporadischem, kleinkörnigem Quarz ist er monomineralisch. Einige grössere, rundliche Körner ziehen parallel der Schieferung bandartig durch den Schliff.

Etwas verbreiteter ist die *Rauhwacke*. Ein Felsköpflein von einigen wenigen Metern Ausdehnung befindet sich in den Tennlen, zwischen Andermatt und Hospenthal, wenig über der Alluvialebene am Bäzberg. Ein Vorkommen ist nach v. Fritsch (9) im Kilchental. Ich fand es, allerdings stark verschüttet, auf 1690 m, ca. 70 m unterhalb der Einmündung des linken Nebenbaches. An der zweituntersten Kehre der Stöcklistrasse ist die Rauhwacke 20 m mächtig. Im Steffenstal und in einigen Felsköpfen weiter nordöstlich davon erscheint sie wieder, zum letzten Mal im alten Steinbruch, zwischen Verrucano und Dolomit liegend.

Erkenntlich ist die Rauhwacke stets an ihrer Porosität. Den höchsten Grad erreicht die Porosität im Vorkommnis am Furkapass (an der tiefsten Stelle der Einsattelung). Im Schliffe lässt sich Schieferung und oft kataklastische Struktur erkennen. Die Dolomitkörner zeigen starke Grössendifferenzen, intensive Verzwillingung und zuweilen undulöse Auslöschung. Ausser mechanisch deformiertem Quarz und spärlichen Sericitblättern, die verbogen sein können, sind keine anderen Komponenten zu sehen.

Die dolomitischen Gesteine sind in hohem Masse der Verwitterung zugänglich. Die *lehmigen Verwitterungsprodukte* haben Rutschungen und Gleitungen des Geländes zur Folge. Am Kilchenberg ist — von der Strasse aus deutlich sichtbar — ein riemenartiges Stück Moräne und Gehängeschutt als Ganzes abgerutscht. Das nämliche hat sich im Steffenstal und in sehr kleinem Masse

auch oberhalb Richleren (hinter Hospenthal) ereignet. Das im Kleinen stark wellige Gelände weist viele sumpfige Stellen auf, unter denen oft das hellgraue, grusige, lehmige Verwitterungsprodukt erscheint. „Lehmgrube" nennt man deswegen eine Lokalität an der Strasse unterhalb Tiefenbach, wo die mesozoischen Schichten durchstreichen.

Die permocarbonischen Gesteine

Die Nordgrenze dieses Schieferkomplexes bilden die mesozoischen Schichten und, wo diese fehlen, das Somvixerzwischenmassiv. Im Süden grenzen sie an den aus Paragneisen bestehenden Sedimentmantel des Gotthardmassivs.

Da an diesem Südrande die Trennungslinie der praeherzynisch-metamorphen Gesteine mit den nur alpin umgewandelten liegen muss, ist es wichtig, die Kontaktlinie im kartierten Terrain eingehender zu verfolgen. Der Hauptunterschied der in Frage kommenden Gesteine — Paragneise einerseits und jüngere Gneise und Schiefer andererseits — liegt vor allem in der Wechselbeziehung Biotit-Chlorit. Wir wissen, dass im allgemeinen der Biotit in den Paragneisen der beständige Gemengteil ist, der Chlorit aber mit Vorliebe in den jüngeren Schichten erscheint. Jedoch die eine wie die andere Komponente greift auf ihr Nachbargebiet über, und dieses Zusammenvorkommen der beiden Mineralien deutet von vorneherein darauf hin, dass wir es nicht mit sehr scharfen Grenzlinien zu tun haben werden. Man wird also im Felde die Grenze zwischen alten und jungen Gesteinen dort legen, wo die eventuell dünnschiefrigen Chloritschiefer und -gneise oder die quarzreichen, sericitführenden Gesteine in braune Biotitgneise übergehen. Wie nun die verschiedenen Aufschlüsse den Kontakt oder den Übergang zeigen, sollen die folgenden Ausführungen dartun.

Am ersten Bach hinter Hospenthal, 30 m ob der Furkastrasse, beim Gädemli, liegen in einem Abstand von etwa 50 m senkrecht zum Streichen ein quarzreicher, dünner Sericitschiefer und ein ebenfalls stark schiefriger Biotitgneis. In Hospenthal selbst befindet sich die Grenze kurz nach den letzten Häusern, an der Abkürzung zur ersten Kehre der Gotthardstrasse. Daselbst ist der Chloritschiefer im Kontakt mit einem hellen Sericitmuscovitgestein („Sericitschiefer ob Hospenthal" nennt es Waindziok (43)). Gleich begrenzt ist auch der Chloritschiefer ca. 30 m hinter dem letzten Hause rechts an der Gotthardreuss.

Im Felsental ist die Grenze sehr verwischt. Nördlich erscheint zuerst ein typischer Chloritschiefer. Ungefähr 200 m von der Strasse weg geht er allmählich in einen Biotitschiefer bis Biotitgneis über.

Der nächste Aufschluss ist zu beiden Seiten der Unteralpreuss, an der Mündungsstelle der Oberalpreuss. Über dem rechten Ufer der Oberalpreuss, am Saumwege, stehen dunkelgrüne Chloritschiefer an, im Bache selbst weisse Arkosen und unter der Eisenbrücke schon ein etwas muscovithaltiger Psammitgneis. Am linken Ufer erscheinen dünnblätterige, leicht zerbröckelnde, graue Schiefer. Dann folgt ein rascher Übergang. Am Wege liegen neben dem Kreuz schon typische Biotitparagneise; die grünbraunen Gesteine sind endgültig verschwunden.

Der Kontakt zieht nun in gerader Linie zum Graben hinauf, wo einige Meter nördlich vom vorderen Gaden ein ziemlich rascher Wechsel von biotithaltigem Chloritschiefer zu dunkelbraunem Paragneis stattfindet. In den Riederen, am Grate, der die Rossbodenalp nach Nordosten abschliesst, ist auf 2070 m ein Übergang von hellen Sericitarkosen zu dünnschiefrigem Paragneis.

Die Grenze lässt sich noch höher oben, auf 2510 m, an einem grossen Felsen, einem Ausläufer des Rossbodenstockwestgrates, der sich nach unten in einen Moränenwall fortsetzt, weiter verfolgen. An der Nordseite des Felsens steht eine chloritführende, feinkörnige Arkose an, die in eigentümlicher Weise zerfressen erscheint und am etwas überhängenden Felsen stalaktitenähnliche Formen annimmt. Bedingt ist dies durch die lagige Textur des Gesteins. Es wechsellagert nämlich die Arkose mit dem Chloritschiefer. Letzterer vermochte aber den Einflüssen der Witterung viel geringeren Widerstand zu bieten. Auf der Südseite des Felsens geht die graubraun anwitternde Sericitarkose bald in ein biotitführendes Gestein über.

Der Kontakt erreicht die Pazzolalücke P. 2688 nordöstlich vom Rossbodenstocknordgipfel. Man hat folgendes Profil: Die schiefrigen bis lentikularen, hellen Psammitgneise reichen ca. 25 m von der tiefsten Stelle nach Südwesten. Dann erfolgt ohne Übergang eine 15 m mächtige Wechsellagerung von schwarzen, dünnblätterigen, kohlehaltigen Schiefern mit einem ebenfalls schiefrigen, feinkörnigen, orangebraun anwitternden Quarzit. Nachher folgen sofort Biotitgneise mit etwas psammitischer Struktur. Hier ist die einzige Stelle, wo die Grenze Ursernzone-Gotthardmassiv im engeren Sinne so scharf ist. Am Südostgrate von P. 2743 sind weder die schwarzen Schiefer noch der Quarzit zu sehen. Der Übergang

von den graugrünen Chloritschiefern zu den Paragneisen vollzieht sich trotzdem ziemlich rasch. Erst am Weg von Tgetlems nach dem Tomasee, auf 2130 m, erschweren Übergangsgesteine die Wahl der Grenze.

Am Grate linkerhand von Tgetlems nach Paliudultscha, auf ca. 2070 m, gehen die grauen, von graublauen Ruschelflächen überzogenen Magnetitphyllite sehr bald in braunen Gneis über.

Der letzte Kontakt am Rhein ist auf 2010 m. Der dunkelgrüne Chloritschiefer wird zu einem etwas blätterigen, auf der Schieferungsfläche stark glänzenden Sericitschiefer, der nach weiteren 2—3 m schon Biotit führt und gneisartig wird.

Es zeigt sich also, dass die Grenze zwischen den Gesteinen der Ursernzone und den südlich folgenden Gneisen nicht nur vom Standpunkt der verschiedenen Metamorphose zu erschliessen ist, sondern sich schon im Feld im allgemeinen mit genügender Genauigkeit in die Karte eintragen lässt.

Bei der

Besprechung der einzelnen Gesteine

der Ursernzone sollen zunächst vier grössere Gruppen unterschieden werden.

Verrucanoähnliche Gesteine. *Die Psammitgneise und -Schiefer.* Es sollen darunter Gesteine mit folgenden Eigenschaften verstanden werden: Bei lentikularer bis schiefriger Textur weisen sie deutlich reliktische, blastopsammitische bis klastopsammitische Struktur auf, besonders die grobkörnigen Gneise. Die Psammitschiefer (Sericitschiefer) sind ausgesprochener schiefrig, haben, da der Feldspat zurücktritt, blastopsammitisches bis -pelitisches Gefüge. Der Mineralbestand ist zur Hauptsache Quarz. Ihm ist in sehr verschiedenen Mengen Feldspat beigegeben. In Gneisen kommt er dem Quarz stets gleich oder übertrifft ihn sogar. Er ist meist reliktisch und stammt aus den herzynischen Graniten. Es handelt sich vor allem um Albite, aber auch Perthite, Antiperthite, gegitterte und ungegitterte Kalifeldspäte und gegitterte Perthite. (Sie liegen in gleicher Ausbildung auch in den genannten Graniten vor.) Der in wechselnden Mengen auftretende Sericit bringt den Tonerdeüberschuss dieser Sedimente zum Ausdruck. Chlorit, Biotit, mit Chlorit vergesellschafteter Biotit, Epidot, Calcit, Magnetit und Kohle treten nur akzessorisch auf. Die Gesteine sind daher im allgemeinen hell, grau, blaugrau, auf der Schieferungsfläche glänzend.

Die Furkastrasse von Zumdorf nach Hospenthal und die Furka-Oberalpbahn kurz nach Andermatt schliessen einige dieser Typen auf. Von der Kontaktnähe mit den mesozoischen Schichten am Kilchenberg ist es ein ziemlich einheitliches, lentikulares Gestein von 400 m Mächtigkeit. Die Höreli, die Schie, die Pazzolaalp und von hier an, mit einigen noch zu nennenden Ausnahmen, das ganze Permocarbon führen bis zum Rhein vorwiegend Psammitgneis bis -schiefer.

Um über die chemischen Verhältnisse orientiert zu sein, wurde eine Probe eines dünnblätterigen, graublauen Schiefers analysiert, der 100 m östlich vom Wilerkehr (1540 m) ansteht. Das Gestein, das allerdings nicht sehr typisch ist, weist im Dünnschliff folgende Eigenschaften auf: Bei guter Schieferung entspricht die Textur einer bandartigen Wechsellagerung. Quarz mit Calcit, der hier verhältnismässig häufig erscheint, sowie Quarz mit Sericit bilden die Lagen. Die Quarz-Sericitlagen sind stark von Kohle oder schwarzem Erz durchspickt. Der feinkörnige Schiefer hat ferner wenig porphyrische, oft verzwillingte, reliktische Albite mit 0—5 % An-Gehalt. Kleinblätteriger Biotit-Chlorit ist selten, ebenso Chlorit. Einige wenige Albite in Quarz-Calcitlagen verraten durch ihr frisches Aussehen sekretionäre Bildung.

Die Analyse des Psammitschiefers (Sericitschiefer), 100 m östlich vom Wilerkehr, Oberalpstrasse, 1540 m, ergab:

SiO_2	60.06	Na_2O	1.27
Al_2O_3	15.78	K_2O	9.08
Fe_2O_3	6.87	H_2O^+	1.61
FeO	.53	H_2O^-	.01
MnO	.00	CO_2	.30
MgO	1.96	TiO_2	1.07
CaO	1.12	P_2O_5	.11
		Total	99.77

Analytiker: E. Ambühl.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
230.5	35.5	33	4.5	27	0.83	0.29	0.14	II

$h_2 = 21$ ti = 3.2 p = 0.24

Die Analyse lässt sich mit derjenigen von Waindziok (43), „Sericitschiefer ob Hospenthal", vergleichen.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
403	39.5	34.5	5	21	0.76	0.35	0.15	II

Es handelt sich beiderorts um ein sandig-toniges Sediment. Auffallend ist an der neuen Analyse der sehr hohe K_2O-Gehalt.

Von ca. 500 anderen Analysen aus den Grubenmann'schen Gruppen I und II, die zum Vergleich herbeigezogen wurden, wiesen nur fünf einen ebenso hohen oder noch höheren K_2O-Gehalt auf.

Es sind dies, nebst der neuen, folgende Analysen:

1. Psammitschiefer, Oberalpstrasse.
2. Gneis, Paraglimmerschiefer. Mikroklin, Biotit, Muscovit, Turmalin. Ottawa-River, südlich von Monte-Bello, Canada.
   Analytiker: M. Dittrich.
   Aus: A. Osann, Geol. Survey of Canada. A. Rep. n. s. XII, 1899, p. 50.
3. Hydromica-Slate. Near Fort Washington Station, Pennsylvania.
   Analytiker: F. A. Genth.
   Aus: II. Geol. Survey of Pennsylvania. Rep. of pr. C. 6, 1881, p. 124.
4. Muscovit-Quarz-Feldspat-Tuff. Obzer Stieg, Thüringen.
   Analytiker: A. Johnsen.
   Aus: A. Johnsen, N. Jahrb. d. Min., B. B. XXVII, 1909, p. 385.
5. Eisten-Gneis. Quarz-, Feldspat-, Zweiglimmergneis; Augengneis.
   Analytiker: F. Hinden.
   Aus: H. Preiswerk, Ecl. geol. helv. 1908, p. 67.
6. Hälleflinta. Quellgebiet des Czeremosz, Ungarn.
   Analytiker: J. Schrarmn.
   Aus: Zubler, T. M. P. M. 1886.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	60.06	58.68	56.28	66.43	75.40	76.66
Na_2O	1.27	.83	2	1.06	1.07	.48
K_2O	9.08	8.68	10.24	11.45	8.32	9.58
si	230.5	211	211	213	476	546
alk	27	23	28.5	39	40	47
k	.83	.88	.87	.88	.84	.93

Die harten Psammitgneise liefern, da sie gut bearbeitbar sind, Material für Mauersteine. In Andermatt selbst und an der Strasse zur Oberalp befinden sich drei Steinbrüche, welche zeitweise in Betrieb sind: einer hinter den letzten Häusern links an der Unteralpreuss, der zweite auf 1600 m an der Oberalpstrasse und der dritte über dem vorgenannten auf 1650 m. Das grünlichweisse, schiefrige Gestein wird auch in „Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz" (13) unter dem Namen Sericitgneis und Chlorit-Sericitgneis (Psammitgneis) angeführt.

Die Chloritgneise und -Schiefer. Wird Chlorit, Chlorit-Biotit oder Biotit in den Psammitgneisen und -schiefern Hauptgemengteil, so entstehen Chloritgneise resp. -schiefer. Je nach der grösseren oder geringeren Chloritmenge kann man bei der Arbeit im Felde allen Zwischengliedern begegnen. Es war denn auch nicht möglich, den Verrucano weiter zu gliedern, obgleich sich an einigen Stellen der dunkelgrüne Chloritschiefer scharf vom weissen Psammitgneis trennt (hinter Hospenthal an der Furkastrasse, 100 m nach der Drahtseilbahn; ca. 200 m unter Hotel Meyerhof in Hospenthal, an der Strasse).

Wenn auch der Wechsel in der Sedimentation manchmal ein plötzlicher war, so ist er im allgemeinen doch kein häufiger. Die einzelnen Typen sind zonenförmig angeordnet. Oft lässt sich eine solche Zone auf längere Strecken verfolgen (z. B. der helle, in den genannten Steinbrüchen anstehende Psammitgneis). Ein Profil vom Durstelenbach zur Oberalpreuss, in der Höhe von 1500 m, würde ca. acht, sich zum Teil wiederholende Zonen geben. Nach der Schöne hin vereinfacht sich das Profil etwas.

Das sandig-mergelige und sandig-mergelig-kalkige Sediment tritt gegenüber dem sandig-tonigen etwas zurück. Chloritschiefer finden sich an der Oberalpreuss, kurz vor ihrer Einmündung, und auch weiter oben, auf ca. 1700 m, am rechten Ufer. Am Furkapass, gegen den Blauberg hinauf, liegen dunkle Chloritgesteine vor.

Mikroskopisch lässt sich über diese Gruppe nicht viel Neues hinzufügen. Im Mineralbestand tritt gewöhnlich mit zunehmendem Chloritgehalt auch mehr kleinkörniger Epidot auf. Dem Feldspat fehlen die Entmischungserscheinungen oft. Er ist rundlich bis oval und manchmal von Chloritblättern ganz umgeben. In den chlorit- und glimmerarmen Gesteinen dagegen kommt seine reliktische Gestalt besser zum Ausdruck. Die oft bis in die Dimensionen des Dünnschliffes erhaltene Wechsellagerung (z. B. von mergeligem mit sandig-kalkigem Material) bürgt für sedimentäre Herkunft. Auch hier zeigt sich wieder reliktische Absatzschieferung und psammitische Struktur mit kristalloblastischen Neubildungen.

Wenig verbreitete Gesteine. Sie werden hier ihrer Verbreitung nach aufgeführt.

Die Arkosen und Quarzite. Übergangsgesteine leiten von Psammitgneisen über Arkosen zu Quarziten hin.

Die *Arkosen,* meist geschieferte Gesteine, finden sich in beschränkter Ausdehnung an der Gotthardreuss in Hospenthal, sowie

an der Oberalpreuss vor ihrer Einmündung und in der Schöne. In den Riederen und auch gegen die Höreli und Schie hinauf sind sie weiter verbreitet, besser geschiefert und feiner körnig. Die Feldspäte zeigen oft eine auffallend langgestreckte Form.

Quarzite. Gesteine, die 3/4 und mehr Quarzsubstanz aufweisen, sind sehr untergeordnet. Es sind nur drei Vorkommnisse erwähnenswert, alle im Pazzolagebiet.

Wenn man am linken Pazzolabach das in steiler Rinne fliessende Wasser nach aufwärts verfolgt, so trifft man an der rechten Seite, auf 2510 m, einen 25 m mächtigen Quarzit, der sich nach dem Pazzolastock in Nordostrichtung zieht, aber bald aufhört. Das schiefrige Gestein ist unter seiner reinweissen Oberfläche orangebraun. Zu 80 % besteht das Gestein aus feinem, mehr rundlich-reliktischem als plattig-blastischem Quarz (0.05 mm). Sericit, der oft Muscovitgrösse erreicht, begleitet ihn überall und verstärkt die ausgezeichnete Schieferung. Akzessorisch sind Biotit und Pyrit.

Ein weiterer Quarzit wechsellagert in der Pazzolalücke mit einem schwarzen Schiefer. Die Gesamtmächtigkeit überschreitet nicht 15 m. Das sehr feinkörnige Gestein zeigt deutliche Absatzschieferung. Der rundliche Quarz (0.01—0.02 mm) löscht stets undulös aus. Sericit bis Muscovit zieht bandartig durch den Schliff. Eingesprengt erscheinen, makroskopisch schon sichtbar, einige Quarze und Perthite von etwa 3/4 mm Grösse, letztere ziemlich stark zersetzt.

100 m nördlich P. 2743, auf dem Pazzolagrat, zu beiden Seiten von grauen Schiefern umgeben, ist ein heller, rötlich anwitternder, feinkörniger, schiefriger Quarzit von ca. 1 m Mächtigkeit. Zu beiden Seiten des steil abfallenden Grates hört das Gestein sofort auf. Nach der geologischen Lagerung zu schliessen, handelt es sich um ein tektonisch eingeklemmtes Stück einer vielleicht jüngeren mesozoischen Schicht. An seinem Südkontakt ist ein nur wenige cm breiter, dunkelgrüner Chloritschiefer zu sehen.

Das mikroskopische Bild zeigt die schiefrige Textur nicht mehr in vollem Masse, da die Quarzkörner (alle mit der einheitlichen Grösse von 0.08 mm) rundlich bis eckig sind. Die Böhmsche Streifung, welche bei ihnen intensiv auftritt, wird später eingehendere Erwähnung finden. Das Gestein besteht schätzungsweise zu 90 % aus diesem Mineral. Feldspat fehlt vollkommen. Sericitschüppchen, in der Schieferungsebene liegend, und kleinkörniger Calcit, sehr häufig mit limonitischen Ausscheidungen, sowie unbedeutende

Mengen von Pyrit und Hämatit vervollständigen den Mineralbestand.

Die *Psephitgneise* stehen ausserhalb den Südostkehren der Oberalpstrasse in einer 70—80 m breiten Zone an. Sie beginnen am linken steilen Ufer der Unteralpreuss (ca. 500 m nach der Abzweigung des Saumweges in die Unteralp), sind durch den Bau der Furka-Oberalpbahn gut aufgeschlossen (kurz vor dem unteren Eingang ins erste Tunnel), nähern sich dann der Oberalpreuss, welche die Zone in der Gegend unter Rufenen in spitzem Winkel überquert und verschwinden hierauf unter der Moräne.

Das weisslichgrüne, im unteren Teil anstehende Gestein hat Feldspateinsprenglinge bis zu 2 cm Grösse. Es sind Albite, Perthite, Antiperthite, gegitterte Perthite, die in gleicher Ausbildung im Gamsbodengneis wieder gefunden werden. Vielfach sind, wie bei den Graniten, reliktische, oft chloritisierte Biotite als Einschlüsse deutlich wahrnehmbar. Quarz kann ebenfalls porphyrisch auftreten. Er zeigt Auslöschungsdifferenzen bis zu 33°. Es liegt zum Teil recht stark kataklastische Reliktstruktur und eine lentikulare Textur vor. Der Mineralbestand ist der gleiche wie bei den Psammitgneisen. Die Psephitgneise in der Oberalpreuss, auf ungefähr 1800 m, sind weniger lentikular, jedoch gefältelt. Die Feldspäte sind bei etwas schmälerer Form und abgerundeten Ecken (Transport!) noch gröber (bis 2½ cm). Durch den reichlichen Gehalt an dunklem Glimmer nimmt das Gestein eine grünschwarze Farbe an. Es ist der einzige permocarbonische Gneis, der keinen Chlorit, sondern nur Biotit aufweist. Pleochroismus von olivgrün nach lichtstrohgelb. Neben dem Hauptgemengteil Quarz ist noch viel Sericit und Calcit vorhanden. Titanit, sonst ein akzessorisches Mineral, ist besonders reichlich vertreten, allerdings in stark leukoxenartiger Form. Vereinzelt auftretende Gemengteile sind Pyrit, Apatit und Epidot.

Die *Phyllite.* Über den Pazzolagrat, P. 2743, streicht eine 20 m breite Zone eines graublauen, dünnschiefrigen Gesteines. Südlich und nördlich wird es vom gleichen hellgrauen, etwas knotigen Psammitgneis bis -schiefer begleitet. Das feinkörnige Gestein führt viel kleinschuppigen Chlorit (optisch positiv, grasgrün nach hellgelb) und Sericit, neben ebenfalls kleinkörnigem Quarz (0.02 mm). Der Feldspat spielt eine sehr untergeordnete Rolle. Der Magnetit ist sowohl in zahlreichen kleinen, ausgewalzten Körnern als auch in Oktaedern (bis ½ mm Grösse) vorhanden. Die Auswalzung erreicht für Breite zu Länge Verhältnisse wie etwa 1 : 10.

Ein durchaus ähnliches Gestein von graugrünblauer Farbe, ebenfalls gut geschiefert, aber mit etwas grösseren und viel zahlreicheren Magnetitkristallen durchspickt, steht 90 m südlich den Tgetlemshütten, rechts vom Bache, in sehr schmaler Zone an. Ähnliche Gesteine sind schon von HEZNER (27) analysiert worden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	180	39	32.5	4.5	24	0.36	0.40	0.15	II
2.	171	42.5	32.5	3.5	21.5	.47	.40	.10	I

1. Magnetitphyllit. Val Gierm (NIGGLI (27), „Beiträge", 66).
2. Phyllit, Magnetit führend. Val Gierm.

Vereinzelt auftretende Gesteine. *Psammitgneis mit Granat.* 200 m hinter dem ersten Stall unter der Furkastrasse, links an der Reuss hinter Hospenthal, bestehen die Felsen aus einem graublauen, körnigen, lagigen Gestein. Das mikroskopische Bild zeigt lagige, absatzschiefrige Textur und Sandsteinstruktur. Hauptgemengteil ist kleinkörniger Quarz (0.05 mm). Daneben ist viel dunkelbraungrüner Chlorit-Biotit und Granat vorhanden. Dieses Mineral ist immer gut idioblastisch (ziemlich scharfe Rhombendodekaederquerschnitte), zeigt keinerlei Zersetzungen, kann aber makroskopisch nicht mehr gesehen werden (0.2—0.3 mm). Als weitere Gemengteile figurieren noch Albit, Pennin, Magnetit und Apatit. Der Granat, der sonst nirgends in der Ursernzone auftritt, lässt sich nur als Neubildung erklären, denn es hat nicht den Anschein, dass er anlässlich der Bildung des Gesteins als Relikt hieher verfrachtet worden sei.

Muscovitführender Sericitschiefer. Am Kilchenberg, 20 m rechts vom Durstelenbach, auf 1615 m, ist ein scharfer Kontakt zwischen dem hellgrauen Sericitschiefer mit welliger Textur und einem rotbraun anwitternden, nicht so dünnschiefrigen Gestein, das ebenfalls Fältelungen zeigen kann. Schon makroskopisch nimmt man Muscovit wahr, der sonst in der Ursernzone durch den feinschuppigen Sericit ersetzt wird. Nach den mesozoischen Schichten hin wird das Gestein quarzitischer, aber die Glimmer bleiben nach wie vor sichtbar.

Den Abschluss des Perms gegen die Rauhwacke bildet etwas weiter oben am gleichen Bache ein grüner, längs der Schieferung straffer, quer dazu stark gefältelter Schiefer. Im Dünnschliff liefert er das gewöhnliche Bild eines *Chloritschiefers* (Klinochlor, Sericit, plattiger Quarz (0.06 mm), olivgrüner Biotit, Calcit).

Der Baryt am Pazzolabach und in der Schöne. Niggli-Staub (28) haben am genannten Bache, rechtes Bord, 2040 und 2090 m, ein rötliches Barytgestein von schiefriger Textur und körnigem Aussehen namhaft gemacht. Der Aufschluss ist nicht vollständig, aber das Gestein, das zweimal in einer mehr als ¾ m mächtigen Lage auftritt, ist, sofern die mesozoischen Schichten der Ursernzone hier fehlen, sehr nahe an der Grenze gegen das Somvixerzwischenmassiv. Die Zusammenesetzung dieses Gesteines ist bekannt (28).

Barytgestein. Pazzolabach. Analytiker: L. Hezner.

SiO_2	2.38	H_2O^-	.02
Al_2O_3	Spur	CO_2	Spur
Fe_2O_3	.15	SO_3	52.81
CaO	Spur	BaO	42.79
Glühverlust	1.66	Total	99.81

Spez. Gew. = 4.27

Im alten Steinbruch, auf der rechten Seite des Tales, findet man ebenfalls Baryt in einem grünen, weichen, pyrithaltigen Chloritschiefer (Klinochlor, Quarz, Chlorit-Biotit, Feldspat, Calcit). Da die betreffende Stelle etwas verschüttet ist, konnte die Ausdehnung und die Mächtigkeit nicht festgestellt werden. Das Gestein ist reichlich von Magnetit begleitet und weist schwarz-violette Farbtöne auf. Eine Schieferung ist deutlich erkennbar. Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteil Baryt verschiedener Korngrösse (im Mittel ⅓ mm). Ziemlich regelmässig ist das Gestein von rundlichen, wenig idioblastischen Magnetitkörnern erfüllt. Das Erz hat sich oft zwischen die Kontaktflächen der einzelnen Barytkristalle geschoben. Pyritwürfel, deren Seiten bis zum Verhältnis 1:15 verzerrt sind, haben einen überall gleich dick bleibenden Magnetitmantel. Quarz erscheint akzessorisch. Dieser Baryt dürfte aus aszendenten Lösungen stammen und als hydrothermales Produkt die abschliessende herzynische Magmentätigkeit kennzeichnen.

Vermutlich in engerem genetischem Zusammenhang hiermit steht eine sehr kleine, nur 15 cm breite Bleiglanzlagerstätte auf 2090 m, ob Tgetlems. Sie ist nur 5 m vom Kontakt mit dem Somvixerzwischenmassiv entfernt, wurde aber noch im gleichen Jahre, in welchem sie gefunden wurde, durch einen kleinen Erdrutsch verschüttet. Das Erz, das hier gute Eigengestalt hat, ist in einen hellen, feinkörnigen Psammitgneis eingedrungen. Man erkennt Quarz, Sericit und reliktische, albitische Feldspäte.

Pegmatite findet man in der Ursernzone keine. Hingegen trifft man dann und wann über ½ m mächtige

Quarzgänge an. Sie verlaufen parallel zum Streichen. Seltener sind *Calcitadern.* Eine solche befindet sich 80 m vom oberen Eingang des zweiten Tunnels der Furka-Oberalpbahn. Kristalle, gross rhomboedrisch, zumeist mechanisch beansprucht. Limonitische Ausscheidungen bekunden einen starken Eisengehalt. Dieser stammt von einem makroskopisch schwarzen Glimmer her, der sich aber erst am Rande des Ganges stark anreichert. Unter dem Mikroskop ist er pleochroitisch (grasgrün nach hellgelblich), kaum merklich zweiachsig und oft verbogen. Überdies sind noch grobblätteriger Sericit (wenig zahlreich allerdings), akzessorischer Quarz und vereinzelte Körner eines grauen Erzes vertreten.

Die schwarzen, kohlehaltigen Schiefer. In der Literatur werden diese Gesteine meist mit Vorbehalt als carbonisch bezeichnet. Durch strukturelle und texturelle Eigenschaften unterscheiden sie sich in keiner Weise von den Gesteinen der Ursernzone, auch nicht von den kohlehaltigen liasischen Schiefern und Phylliten. Ob sie wirklich einem obercarbonischen Horizont angehören, kann nicht bewiesen werden, da keine Fossilien vorliegen. Es soll deshalb nicht der Eindruck erweckt werden, dass diese Schichten lediglich wegen ihres stets geringen Kohlegehaltes dem Carbon angehören müssen.

Die meist gut schiefrigen, schwarzen bis grauschwarzen Gesteine führen als Hauptgemengteil Quarz, der z. B. im Gestein an der Oberalpstrasse in Andermatt extrem plattige Formen (blastisch neu gebildet) annehmen kann. Albit (0—10 % An-Gehalt) ist sehr untergeordnet. Als Glimmer erscheinen feinschuppiger Sericit und brauner Biotit, den man gewöhnlich schon auf der Schieferungsfläche erkennt. Chlorit ist als Klinochlor vertreten, kann aber auch fehlen. Die Kohle ist als gröberes und feineres Pigment regelmässig über den ganzen Schliff verteilt.

Im etwas variablen Schiefer von Andermatt stehen feinkörnige, stark mit Kohle gefärbte, sericithaltige Partien an. Das gleiche Vorkommnis zeigt auch einen Chloritoidschiefer, der neben Quarz noch feine Kohle, Sericit, Clintonit und bläulichgrüne Chloritoidstengel (meist quer zur Schieferung) führt.

Es handelt sich um einige wenige Vorkommnisse, die in Zonen parallel zum allgemeinen Streichen auftreten: Ca. ½ km hinter der Station Hospenthal ist an der Bahnlinie ein schwarzer, glänzender Schiefer aufgeschlossen. Im Profil von Andermatt begegnet man

zwei Zonen. Die südlichere hat infolge der weichen Gesteine unter Rufenen die stetig sich vergrössernden Anrisse zur Folge. Im allgemeinen keine scharfen Kontakte, sondern Übergänge zu den Nachbargesteinen. Der Kohlegehalt ist sehr gering.

Die fraglichen Quarzporphyre. Am Wege hinter der Mariahilf-Kapelle, nach dem Butzenkehr der Oberalpstrasse (auf 1575 m), und unterhalb Rufenen im Abrissgebiet fallen Lagen eines hellen, leicht rostbraun anwitternden Gesteines auf. Die Bänke haben eine Mächtigkeit von ½—1 m und sind parallel zum Streichen der vorhin erwähnten Zone kohlehaltiger Gesteine eingelagert. Schon makroskopisch erkennt man den eingesprengten Quarz, der im Schliff stets etwas undulös auslöscht. Ebenfalls von der gleichen Grösse ist der albitische Reliktfeldspat mit guter Eigengestalt. Im feinkörnigen Grundgewebe ist, neben viel Quarz, Sericit und dunkelbrauner Biotit vorhanden. Die Struktur spricht gegen einen Quarzporphyr, den man makroskopisch vermuten möchte. Es lassen sich nämlich fast rein sandige Partien von sandig-tonigen abtrennen. Hinter Hospenthal, gerade unterhalb der Furkastrasse, am ersten Bache, steht ein ähnliches Gestein an. Es ähnelt ebenfalls einem Quarzporphyr, aber die grossen Feldspäte haben manchmal abgerundete Ecken oder sehen bei sonst gut kristallographischen Umgrenzungen (Verzwillingung meistens nach {010}, auch Aclin-Ala festgestellt) bruchstückartig aus. Die Struktur ist aber auch hier blastopsammitisch und nicht blastoporphyrisch.

Bei Rufenen wurden am Kontakt dieses bankigen Psammitgneises mit den schwarzen Schiefern Calcitdrusen gefunden. Meistens lassen sich kleine, ½ cm lange, gut ausgebildete Skalenoederkristalle feststellen. Eine Druse zeigte die gleichen Formen bei fast isometrischer Entwicklung der Kristalle.

Die Frage, ob in der Ursernzone des zentralen Gotthardmassivs wirkliche Quarzporphyre vorhanden sind, kann nicht in verneinendem Sinne beantwortet werden. Doch sind die gerade erwähnten Gesteine allem Anschein nach sedimentär. Da aber die Psammitgneise in chemischer, mineralogischer und makroskopischer Hinsicht vollkommen mit den permischen Ergussgesteinen übereinstimmen können, müssen die strukturellen und texturellen Verhältnisse von Fall zu Fall untersucht werden.

Die tuffogenen Produkte. Auf der Kuppe des am Eingang zur Unteralp liegenden Fliesshubels (P. 1550.1) fällt einem ein etwas fleckiges, hell- bis dunkelgrünes, schiefriges Gestein auf,

das gegen Südwesten hin schon nach ca. 100 m auskeilt, sich aber nordöstlich über die Reuss und die Bahnlinie nach dem Butzenkehr (1570 m) verfolgen lässt. Die Zone weist eine maximale Breite von 90—100 m auf. Von hier folgt sie der steinigen Abkürzung nach Mettlen, wird dann schmäler und hört im steilen Abrissgebiet des sog. vorderen Brandes unter Rufenen auf. An der Bahnlinie und darüber vermisst man das fleckige Aussehen, sodass das einheitlich aussehende Gestein mit einem gewöhnlichen Chloritschiefer identisch erscheint.

Im Dünnschliff zeigt sich gut kristallisationsschiefrige Textur und grano- bis lepidoblastisches Gefüge. Korn im allgemeinen klein. Eine blaugrüne Hornblende (0.2—0.4 mm lang) ist Hauptgemengteil. Auslöschungsschiefe = 15—16°. Quantitativ fast ebenso häufig erscheint Albit in lappiger Gestalt, meist mit anderen Komponenten innig verzahnt. Er ist klein, wenig verzwillingt, stets frisch und einschlussfrei, löscht aber oft undulös aus (am Feldspat wenig zu beobachten) und ist nicht reliktisch, sondern alpine Neubildung. In der Gesamtheit seiner Eigenschaften unterscheidet er sich vollständig von den Feldspäten der benachbarten Psammitgneise. Als weitere Hauptkomponente ist Klinochlor zu nennen. Sein Pleochroismus schwankt innerhalb kleinen Grenzen von grasgrün für n_α zu gelbgrün für n_γ. Biotit ist braungrün bis oliv nach gelblichgrün. Oft mit Chlorit entstanden, bildet er im Schliff mit diesem ziemlich dicke Blätter. Kleiner, gelblichgrüner, insekteneierförmiger Epidot ist ein weiterer, ziemlich häufig erscheinender Gemengteil. Quarz, nicht leicht vom Feldspat zu unterscheiden, ist selten. Im Gesichtsfeld liegen bei mittelstarker Vergrösserung (80fach) stets 8—10 kleine rundliche Magnetitkörner.

Die gut schiefrige Textur kann lokal durch lentikulare ersetzt werden. Die Komponenten, welche diese Abänderung verursachen, sammeln sich — im ganzen Schliffe vielleicht 20mal — zu einem Knäuel um einige kleine Hämatitpigmente, die bei grösserem Korn noch den ehemaligen Pyritkern erkennen lassen. Hieran beteiligen sich vor allem Epidot, dann Hornblende und, mehr randlich angelagert, Albit. Glimmer, Chlorit und der sonst spärlich vertretene Quarz betätigen sich wenig an diesem Aufbau.

Das fleckige Gestein vom Fliesshubel hat bei völliger Abwesenheit von Hornblende, bei sonst aber unverändertem Mineralbestand, eine lagige Textur, indem langblätteriger Chlorit und Biotit unter sich gut parallel sind und in der Schieferungsebene liegen,

aber schräg unter einem Winkel von 10° dachziegelartig übereinander lagern.

Das Ungewohnte, dass Hornblende, die sonst fehlt, in diesem Gestein Hauptgemengteil ist, und die eben erwähnten, linsigen Gebilde waren Veranlassung zu einer Analyse. Gewählt wurde eine dunkelgrüne, einheitlich aussehende Probe von der Oberalpstrasse, einige Meter oberhalb Butzenkehr (auf 1575 m).

Hornblende-Chlorit-Biotit-Epidot-Albitschiefer, Butzenkehr, 1575 m, Oberalpstrasse.

SiO_2	51.52	Na_2O	4.03
Al_2O_3	14.95	K_2O	.82
Fe_2O_3	6.44	H_2O^+	2.62
FeO	6.69	H_2O^-	.00
MnO	.21	CO_2	Spur
MgO	4.85	TiO_2	.97
CaO	6.70	P_2O_5	.13
		Total	99.93

Analytiker: E. Ambühl.

Die Analyse zeigt umgerechnet folgende Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
134.5	23	46.5	19	11.5	0.12	0.41	0.40	III

Im Konzentrationstetraeder fällt die Analyse ins Eruptivfeld, und zwar zwischen Gabbros, Norite, Lamproite und Sommaite. Die letzteren kommen für den Vergleich nicht in Frage (k = 0.57 statt 0.12).

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	134.5	23	46.5	19	11.5	0.12	0.41	0.40	III
2.	108	21	52	21	6	.20	.55	.42	III/IV

1. Analyse.
2. Normal-gabbroides bis noritisches Magma.

Die ziemlich gute Übereinstimmung der Basenwerte des normal-gabbroiden Magmas mit der eben zitierten Analyse ist ersichtlich, dagegen ist bei dieser die si-Zahl um mehr als 25 Einheiten zu hoch.

Mit der neuen Analyse stimmen noch besser die tuffogenen Albit-Chlorit-Glaukophangesteine des Val de Bagnes, die Woyno (46) untersucht hat. Umgerechnet geben die vier Analysen folgendes Bild:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	118	19	48	16.5	16.5	0.10	0.39	0.34	III
2.	118	17.5	48.5	20	14	.21	.47	.42	III
3.	116	25.5	49	16	9.5	.08	.58	.33	III
4.	115	26.5	42	21	10.5	.22	.47	.51	IV

	Analytiker:
1. Epidot-Glaukophangestein. Glaukophan, Chlorit, Calcit (Albit, Quarz)	T. J. Woyno
2. Glaukophan-Prasinit. Albit, Epidot, Glaukophan (Chlorit, wenig Cacit)	T. J. Woyno
3. Prasinit, nördlicher Ural	L. Duparc
4. Chlorit-Prasinit. Albit, Epidot (Glaukophan), Chlorit, wenig Calcit	T. J. Woyno

Die Mittelwerte dieser vier angeführten Analysen ergeben folgende Daten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
117	22	47	18.5	12.5	0.15	0.48	0.40	III

während unser Hornblende-Chlorit-Biotit-Epidot-Albitschiefer auf

134.5	23	46.5	19	11.5	0.12	0.41	0.40	III

führte.

Aus den Arbeiten von TSCHOPP (42) ist ersichtlich, dass es sich bei den oben zitierten Glaukophanschiefern um permocarbonische Gesteine handelt, die alpin eine kräftige Dislokationsmetamorphose erlitten haben. Also haben dort im Tertiär wesentlich gleiche Bedingungen geherrscht wie am Nordrande des Gotthardmassivs. Es ist deshalb verwunderlich, warum hier kein Glaukophan, sondern nur gewöhnliche grüne Hornblende gebildet wurde. Der Mittelwert der obigen Analysen stimmt mit der neuen Analyse aus dem Gotthardmassiv schön überein. Es ist aber bei dieser die si-Zahl um 17 Einheiten grösser als bei den Wallisergesteinen, wie auch mg grösser ist als bei typischen Glaukophanschiefern. Vielleicht liegt hierin die Tatsache begründet, dass sich kein Glaukophan, sondern nur gewöhnliche Hornblende gebildet hat.

Die vorhin erwähnten kleinen Mineralansammlungen um einen Pyrit-Hämatitkern dürften kleinste umgewandelte Bomben sein.

Trotz intensiven Suchens gelang es nicht, weder an der Oberalp noch in der Umgebung von Hospenthal ein gleiches Gestein ähnlichen Ursprunges zu finden. Doch sind ausserhalb des untersuchten Gebietes, am Bahntracé unterhalb der Station Tiefenbach, wiederum grüne, noch extremer fleckige Schiefer vorhanden. Da sie zudem einige andere interessante Erscheinungen zeigen, seien sie eingehender beschrieben.

Im Steffenstal, auf 1770 m, an der Linie aufwärts bis 220 m über die Brücke hinaus, finden sich die permocarbonischen Schichten in der ganz gleichen Ausbildung, wie im östlichen Urserntal (kohlige, dünnschiefrige Phyllite, Chloritschiefer, Psammitgneise). In den letzteren Gesteinen ist der metamorphe Tuff eingelagert. 220 m nach der Brücke beginnen die *fleckigen, tuffogenen Schichten,* die eine Mächtigkeit von wenig unter 100 m erreichen. Was den metamorphen Tuffen hier eigen ist und was sie von denjenigen an der Oberalpstrasse unterscheidet, sind der intensive Wechsel im Mineralbestand, wie er sich im bekannten fleckigen Aussehen äussert, und die begleitenden pneumatolytischen Produkte.

Das genetisch etwas komplizierte Gestein lässt sich in vier Bestandteile gliedern, die alle intensiv miteinander gemischt sein können.

Zunächst erkennt man das ursprüngliche Gestein, worin das vulkanische Produkt eingelagert ist. Es handelt sich um Psammitgneis bis Arkose. Die reliktischen Albite und der klastische Quarz von meist eckiger bis rundlicher Form sind deutlich erkennbar. Calcit und grünbrauner Biotit treten dann und wann auf, dieser gern mit Klinochlor. Die Struktur ist blasto- bis klastopsammitisch.

Der eruptive Anteil besteht aus Epidot, gewöhnlicher grüner Hornblende, Chlorit, Biotit, Albit und Zoisit. Der Epidot, 0.4—0.6 mm gross, ist gut eigengestaltet, löscht aber oft undulös aus. Manchmal tritt er vereinzelt auf, manchmal ist er aber in Zügen, Haufen oder Schlieren angeordnet. Oft mischt er sich mit Chlorit, wenig Quarz und Magnetit. Beim Studium der Schliffe fallen vor allem die mannigfaltigen, sprunghaften Änderungen im Mineralbestand auf.

Gerne mit Chlorit zusammen erscheint eine blaugrüne Hornblende in feiner spiessiger Form. Sie hält sich nicht an die Schieferung, sondern nimmt alle möglichen Lagen ein und bildet auch Einschlüsse im Feldspat. Lagenweise vermag sie ein lepidoblastisches und schiefriges Bild zu erzeugen, gemeinsam mit Biotit, Epidot, wenig Chlorit und Albit. Pyrit erscheint sehr selten. Zoisit als gut diagnostizierbares Mineral ist untergeordnet, nur an einigen Stellen etwas angereichert. Auch in diesen Schliffen gelang es nicht, Glaukophan nachzuweisen.

Es sei noch auf schmale, von blossem Auge mit Mühe feststellbare, manchmal verzweigte Gänge aufmerksam gemacht. Im mikroskopischen Bilde sind sie blass fleischfarben. Auch bei stärk-

ster Vergrösserung kann nicht erwiesen werden, dass es sich, wie vermutet, um ein feinstes Gemisch von Zoisit und Epidot handle.

Die tuffogenen Schichten werden stellenweise von Lagen eines dichten, glänzend schwarzgrauen Minerals durchsetzt, das einen leicht violetten Schimmer hat. Auf dem Längsbruch des Gesteines betrachtet, hat dieser Mineralkomplex öfters etwas vom Aussehen der Holzkohle, da sich, wie bei dieser, Fasern mit einigen Biegungen und Krümmungen zeigen. Senkrecht dazu sind kleine, glatte Verwerfungs- und Bruchflächen zu konstatieren, die dann mit Quarz oder Chlorit erfüllt sind. Letzterer ist deutlich blätterig bis körnig, dabei anders gefärbt. Grössere Klüfte führen gerne Calcit. Der Quarz spielt hier die gleiche Rolle wie bei den Turmalinpegmatiten. Unter dem Mikroskop lässt sich das fragliche, ungewohnte Mineral leicht als Turmalin diagnostizieren. n_α ist schmutzig lila, n_γ braunviolett bis schwarz. Man erkennt den prismatischen Habitus der Kristalle gut, dagegen ist das Korn zu fein (0.04 mm), um den charakteristischen dreieckigen Querschnitt klar sehen zu lassen. Die Einzelindividuen haben bei gleicher kristallographischer Orientierung eine strahlige Gesamtform: Turmalinsonnen, die sich nach aussen hin in punktförmige Reihen rundlicher Turmalinkristalle auflösen. Die Annahme ist wohl berechtigt, es handle sich hier um eine pneumatolytische Injektion. Ob diese mit oder nach dem gabbroiden Magma emporgedrungen ist, lässt sich nicht feststellen.

Als vierter und letzter Bestandteil dieses polygenen Gesteines sind noch die Kluftmineralien zu nennen: Quarz, nie in kristallographisch gut begrenzter Form, Calcit, selten eisenhaltig, gewöhnlich von milchigem Aussehen, mit Tendenz zu Rhomboederbildung, Chlorit, grünschwarz, feinschuppig, in einigen Schliffen gehäuft und von gleicher Gestalt wie in einer Chloritkluft östlich von dem Gafallenmannli (westlich Vormigelboden, siehe p. 400). Es kann hier ähnliche Entstehung in Frage kommen. Darnach würde dieses Mineral im ursprünglichen magmatischen Anteil auftreten und daneben noch als Kluftkomponente figurieren.

Wahrscheinlich steht die Turmalinisierung in Beziehung zu den Turmalinpegmatiten des Massivs, sowie zu den spärlichen Gesteinsvorkommen, die mit ultrabasischen Magmen verknüpft sind (Kämmleten, Sonnsbühl). Eine zeitliche Übereinstimmung ist wohl ausgeschlossen, da die erste Turmalinbildung mindestens carbonisch, die hier erwähnte aber permisch ist. Da aber die herzynische Magmentätigkeit im Perm noch nicht zur Ruhe gekommen war, sondern zur Förderung eines basischen Produktes Anlass gab,

konnten die pneumatolytischen Dämpfe durch die neuerdings geschaffenen günstigen Wege nach oben entweichen.

Zusammenfassend kann somit folgendes über das Gestein an der Furkareuss unterhalb der Station Tiefenbach gesagt werden: Im Perm bildete sich aus dem erodierten Material der herzynischen Gebirge eine Psammit-Arkose. Dieses Gestein wurde später mit gabbroiden Effusivmassen gemengt. Ob die Pneumatolyse mit oder nach dem basischen Magma in das ursprüngliche Gestein eingedrungen ist, konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die im Tertiär einsetzenden Beanspruchungen vermochten die Turmalinagglomerate an einigen Stellen zu brechen, und die hier und auch an anderen Stellen entstandenen Lücken wurden durch zirkulierende Lösungen mit Quarz, Calcit und Chlorit ausgefüllt. Die Entstehung des Turmalins fällt also in eine relativ späte Phase.

II. Teil
Das zentrale Gotthardmassiv als petrographische Provinz

Nachdem wir die im zentralen Gotthardmassiv auftretenden Gesteine kennen gelernt haben, wollen wir nun das ganze Gebiet hinsichtlich der Metamorphose betrachten. Es interessieren uns also jetzt in erster Linie die Umwandlungserscheinungen, die sich in diesen Gesteinen — seien sie nun eruptiv oder sedimentär — seit der ersten Bildung abgespielt haben. Deshalb sind in den metamorphen Sedimentgesteinen Mineralien, die aus der Periode der Sedimentation stammen, und ebenso in metamorphen Eruptivgesteinen Mineralien, die seit der magmatischen Verfestigung nicht wesentlich umgebildet wurden, für uns Relikte. Als Neubildungen bezeichnen wir alle Erscheinungen, die sich in den Gesteinen nach ihrer ersten Entstehung eingestellt haben. Dabei werden wir unterscheiden können zwischen Umkristallisation bezw. kristalloblastischer Deformation, plastischer Deformation (Translationen, Schiebungen und ihren Folgen) und klastischer Veränderung (Zertrümmerung u. s. w.).

Nun ist jedoch schon einleitend bemerkt worden, dass die älteren Gesteine des Gotthardmassivs mehrfache Metamorphosen erlitten haben. Neben Kontakt- und Injektionsmetamorphose lassen sich auch Dislokationsmetamorphosen erkennen, die älter sind als diejenige, welche mit der mesozoisch-tertiären Alpenfaltung im Zusammenhang steht. In diesem Sinne können wir die Gesteine in drei Gruppen einteilen:

1. Gruppe: Vorherzynische Gesteine.

2. Gruppe: Gesteine, deren primäre Bildungsphase in engstem Zusammenhang steht mit der älteren Faltung, jedoch so, dass für einen Teil von ihnen die Hauptfaltung bei der Bildung bereits abgeschlossen war. Dazu gehören in erster Linie die Gotthardgranite. Die Intrusion dieser granitischen Magmen erfolgte sicher nach der älteren Hauptfaltung (ähnlich wie im Schwarzwald und in anderen analogen Gebieten). Indessen scheint es, dass bei der Intrusion einzelner dieser Magmen Stress mitgewirkt habe und dass die verschiedenen Intrusionsphasen durch solche Perioden mechanischer Beanspruchung voneinander getrennt waren. Es ist nicht wahrscheinlich, dass das letzte Ausklingen der alten Faltenbewegung die Gesteine wesentlich zu verändern vermochte, immerhin muss diskutiert werden, ob nicht ein Teil der jetzt bemerkbaren Umwandlungserscheinungen aus dieser Zeit stamme.

Die basischen Eruptiva, die heute als Serpentine, Amphibolite und Strahlsteinschiefer vorliegen, können noch älter sein als die soeben genannten granitischen Gesteine. Bei ihnen ist es nicht ausgeschlossen, dass sie durch die ältere Dislokation bereits weitgehend verändert wurden. Da jedoch die Altersbestimmung unsicher ist, wollen wir diese Gesteine auch der zweiten Gruppe zurechnen.

3. Gruppe: Dieser gehören die nach der älteren Faltung und nach der Intrusion der Magmen gebildeten Gesteine an. Sie haben sicher nur die alpine Faltung durchgemacht, sind also einfach metamorph.

Die Hauptaufgabe, die wir uns stellen wollen, ist, zu untersuchen, welche Umwandlungserscheinungen in allen drei Gesteinsgruppen der alpinen Metamorphose angehören. Diese Untersuchung ist für die letzte Gruppe relativ einfach, weil die säkulare Verwitterung im allgemeinen nur untergeordnete Bedeutung hat, sodass im grossen und ganzen bloss die alpine Metamorphose für den Hauptteil der Umwandlungen verantwortlich gemacht werden kann.

Die geplante Untersuchung ist bereits schwieriger für die zweite Gruppe, weil da, wenn auch in geringem Umfange, noch andere Möglichkeiten in Betracht zu ziehen sind. Besonders schwierig ist sie aber für die polymetamorphen Gesteine der ersten Gruppe.

Wenn in den Gesteinen der ersten und zweiten Gruppe von Neubildungen, kristalloblastischen, plastischen, klastischen Umformungen die Rede ist, bedeutet dies noch lange nicht eine alpine Umwandlung. Vergleicht man aber das Ver-

halten der Mineralien in der 1., 2. und 3. Gruppe, so wird es doch in manchen Fällen möglich sein, anzugeben, welche Erscheinungen in den älteren Gesteinen der jungen Dislokationsmetamorphose zuzuordnen sind. Sofern solche Unterscheidungen möglich sind, wollen wir nur alpine und praealpine Umwandlungen auseinanderhalten und die wenigen Erscheinungen postalpiner Veränderungen eigens erwähnen.

Im Folgenden sei versucht, das Verhalten der einzelnen Mineralien in den verschiedenen Gesteinsgruppen zu beschreiben. Auf Grund dieser Darlegungen wird es dann möglich sein, über das Verhalten aller Gesteine gegenüber der alpinen Metamorphose zusammenfassende Aussagen zu machen.

1. Die Mineralien

Quarz

Von den Serpentingesteinen im weitern Sinne und einigen wenigen Amphiboliten abgesehen, tritt der Quarz überall auf.

Er ist im allgemeinen kleinerkörnig als die Feldspäte, während sein Durchmesser ziemlich mit der Dicke der Biotitblätter übereinstimmt. Einsprenglingsartig erscheint er in den Psammitgneisen der Ursernzone, die konkordant den schwarzen (carbonischen?) Schiefern bankartig eingelagert sind (Weg hinter Mariahilf-Kapelle, Andermatt, Butzenkehr der Oberalpstrasse, 1575 m). Im Rossbodengranitporphyr und im Quarzporphyrit vom St. Annabach ist er ebenfalls deutlich porphyrartig (Korn bis zu ½ cm).

Der Quarz hat den metamorphosierenden Kräften im allgemeinen grossen Widerstand entgegengesetzt. Die selektive Metamorphose (25) spielt hier für die Frage, ob der Quarz blastisch, plastisch oder klastisch deformiert sei, eine bedeutende Rolle, d. h. es ist nicht gleichgültig, was für Mineralien in der engern Umgebung des Quarzes liegen. In glimmerarmen Gesteinen (Orthogneise, Granite, Psammitgneise, Arkosen und Quarzite) weist er meist rundliche, eckige, oft etwas ineinander verzahnte Formen auf. Die stark mechanische Beanspruchung ist am undulös auslöschenden Mineral deutlich zu konstatieren. Es handelt sich hier zumeist um reliktischen Quarz, der mindestens alpin nicht rekristallisierte.

Hinsichtlich der postherzynisch gebildeten Quarze muss auf den Unterschied hingewiesen werden zwischen solchem, der mehr sekretionär in Hohlräumen entstanden ist und demjenigen, der mit anderen Komponenten in den Gesteinen neu gebildet wurde (vor

allem in Gesteinen der Ursernzone). Der letztere zeigt neben mechanischer Beanspruchung noch Verunreinigungen, während der erstere, ohne Tendenz zu irgend einer bestimmten Form, nur selten schwach undulös auslöscht. Es begleitet ihn häufig Calcit, in welchem er als rundlicher Einschluss auftritt.

In glimmerreichen Gesteinen (in Paragneisen, Glimmerschiefern der Tremolaserie, manchmal auch in Chloritschiefern der Ursernzone) herrscht beim Quarz die lappige, eher langgestreckte Form vor; runde oder eckige Individuen sind selten. Diese langgestreckten Quarze sind rekristallisiert, im Gegensatz zur ersten Gruppe, welche nur kataklastische Phänomene zeigt. Auch die neu gebildeten Mineralien verraten mechanische Beanspruchung, doch ist diese seltener zu konstatieren und von geringerer Intensität. In welcher Zeit die Neubildung stattgefunden hat, wird später zu diskutieren sein.

Wie die Glimmer, so scheint auch ein relativ grosser Kohlegehalt für die Blastese günstig zu sein, wie das kohleführende Gestein an der Oberalpstrasse in Andermatt beweist. Hier sind die Quarze extrem plattig; die Breite verhält sich zur Länge wie 1 : 10. Grosse Individuen messen $^3/_4$ mm in der Längsachse. Hier ist die Umkristallisation alpin.

Im allgemeinen kann gesagt werden, dass die Kataklase und die plastische Umformung am Nordrande, vor allem in der Schichtumbiegung der Pazzolaalp, am grössten ist und nach Süden hin abnimmt, während umgekehrt die Blastese in den Glimmerschiefern der Tremolaserie am stärksten ausgeprägt ist und sich nach Norden hin sukzessive verwischt. Die Abhängigkeit der klastischen Deformation von den jungen tektonischen Linien macht es sehr wahrscheinlich, dass der Grossteil dieser Erscheinungen alpinen Charakter aufweist. Dem ganzen Verhalten nach fällt auch die kristalloblastische Umformung der Tremolagesteine und der Ursernzone in diese Periode, für die Paragneise des mittleren Gotthardmassivs ist dies jedoch nicht sicher.

Die klastischen, meist reliktischen Quarze. Es mag hier erwähnt werden, dass die beobachteten klastischen Phänomene in jeder Beziehung mit den Angaben von Holmquist (19) über die Morphologie der Gesteinsquarze übereinstimmen. Nur lassen dort die Individuen auf eine viel stärkere Beanspruchung schliessen, ähnlich wie im östlichen Gotthardmassiv. Was die Spaltbarkeit des Quarzes anbetrifft, so liess sich oft am Rand des Präparates, wo die Quarzkörner zerfallen sind, die Spaltung nach den Rhomboeder-

flächen erkennen. Angedeutet wird auch eine Spaltung parallel zu n_γ.

Wo undulöse Auslöschung auftritt, vor allem in Schnitten mit maximaler Doppelbrechung, kann beobachtet werden, dass diese subparallelen Spaltprismen, deren Flächen nach HOLMQUIST (19) wahrscheinlich aus dem trigonalen Grundprisma bestehen, parallel zu n_γ verlaufen. Eine andere Lage ist nie ermittelt worden. Den Undulationsstreifen parallele Spalten sind in der Regel nicht vorhanden.

In einem längs zur Schieferung angefertigten Schliff von Sella-Cadlimoorthogneis (aus der Unteralpreuss, im Tal, P. 2203) sind relativ grosse Quarze, oft buchtig ineinander verzahnt, in Lagen gleich bleibender Dicke parallel zur Schieferung angeordnet. Es zeigt sich nun folgendes: Unter sich parallel verlaufende Spaltrisse durchziehen geradlinig und ungehindert verschiedene Individuen unter einem Winkel von 60—65—70° zur Schieferung resp. Begrenzungslinie der Quarzlagen. Ein weiteres Spaltensystem, das mit dem ersteren bezüglich der Begrenzungslinien symmetrisch verläuft, fehlt vollkommen. Dieses Verhalten entspricht, wie später gezeigt wird, der alpinen Steilstellung der Gneise, woraus hervorgeht, dass ein grosser Teil der Kataklase in den Orthogneisen alpinen Charakters ist.

Der Mörtelquarz ist ziemlich verbreitet, besonders in Psammitgneisen der Ursernzone, auch in den Orthogneisen, vor allem in einigen Graniten; der Fibbiagranit zeigt die best entwickelten und breitesten Mörtelstrukturen (Sandquarz).

In verschiedenen Schliffen erkennt man die Böhmsche Streifung (plastische Deformation), die hier beschrieben werden soll.

In einem Quarzit, der vermutlich ein im Verrucano eingeklemmtes mesozoisches Sediment darstellt (Pazzolagrat, ca. 100 m nördlich P. 2743; nicht über 1 m mächtig), wurde diese merkwürdige Erscheinung an fast jedem Individuum gesehen.

Die sehr kleinkörnigen, gleichmässig grossen Quarze (0.08 mm) sind durchwegs von rundlicher Gestalt und nie langgestreckt. Unregelmässigkeiten in der Auslöschung werden beobachtet, indem sich meist langgezogene Schatten unterscheiden lassen, die parallel zu n_γ verlaufen.

Hinsichtlich der Streifung sei zunächst erwähnt, dass sie ausnahmslos parallel zur Basis (parallel n_α') verläuft. Im weitern lassen sich zwei Erscheinungen erkennen:

1. eine Streifung des Quarzes, die sich so äussert, dass pro Individuum zwei bis acht dünne Lamellen, deren optische Orientierung von derjenigen der Hauptmasse abweicht, parallel zu n_a' angelagert sind. Im allgemeinen schwänzen diese Lamellen schon vor dem Rande aus. Die Auslöschungsdifferenz ist deutlich, doch übersteigt sie selten den Wert von 7—8°. Ungefähr 5° ist das Mittel. Die Streifung wurde in keinem Schnitt senkrecht zur optischen Achse gefunden, sie stellt sich erst ein in Lagen, die im grossen Ganzen senkrecht zur Prismenzone verlaufen.
2. Reihen sehr feiner Pünktchen von gelbbrauner bis schwarzbrauner Farbe (Eisenoxyd?). Sie sind den Streifen analog und erscheinen in noch grösserer Zahl.

Weiteres über die Natur der Böhmschen Streifung auszusagen, ist nicht leicht, da die erwähnten Erscheinungen nur bei stärkster Vergrösserung deutlich sind. Die Annahme einer Translationsbewegung im Quarzkorn parallel zu (0001) schliesst jedoch auch hier keine Widersprüche ein.

Aus der nämlichen Gegend liegt ein schiefriger, lentikularer Psammitgneis vor, bei dem vereinzelte Quarze ebenfalls die Böhmsche Streifung zeigen. Im Gegensatz zum vorher genannten Gestein sind zahlreiche, oft leicht verbogene Spindeln vorhanden. Im Schliffe zeigen sich nur wenig Streifen senkrecht zur Schieferung.

Auch in anderen Gesteinen der Ursernzone wurde gelegentlich an diesem oder jenem Quarzkorn die Böhmsche Streifung konstatiert. Die meisten dieser Gesteine gehören der stark durchbewegten Zone der Schichtumbiegung von Pazzola an. Im Osten des Massivs, wo wiederum grosse tektonische Veränderungen im Tertiär aufgetreten sind, erscheinen die gestreiften und stark undulös auslöschenden Quarze abermals, und zwar in viel intensiver entwickelter Form.

In vereinzelten porphyrischen Quarzkörnern des Quarzporphyrites vom St. Annabach lässt sich eine starke Verbiegung der Streifen konstatieren. Das alles spricht dafür, dass die Böhmsche Streifung alpin bedingt ist.

Die blastischen, neugebildeten Quarze. Im kohlehaltigen Schiefer bei Andermatt, an der Oberalpstrasse auf 1460 m, wurden grössere und kleinere Quarzkörner, die fast alle ausgezeichnet langgestreckt sind, hinsichtlich ihrer Lage von n_a' zur Schieferungsebene vermessen. Sowohl vom Schnitte längs zur Schieferung als auch vom Schnitte quer dazu wurden Werte ermittelt. Sie sind

in den folgenden zwei Figuren graphisch dargestellt. Das einfache Prinzip der Messung findet sich in der Arbeit SCHMIDT's (35): „Statistische Methoden beim Gefügestudium kristalliner Schiefer" eingehend erläutert.

Die Ausmessung der grossen und der kleinen, plattigen Quarze erfolgte getrennt, um einen eventuellen Unterschied bemerken zu können. Dieser zeigte sich dann aber nicht. Im Längsschliffe wurden 400, im Querschnitte 300 Individuen vermessen. Diese blastischen

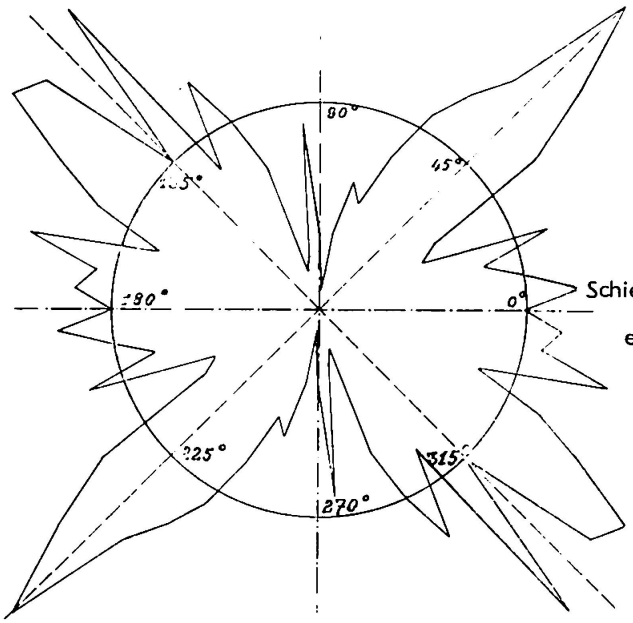


Fig. 1. ‖ Längsbruch.
400 Quarze: n_a'
Max. = 23
Min. = 1
Mittel = 11.11

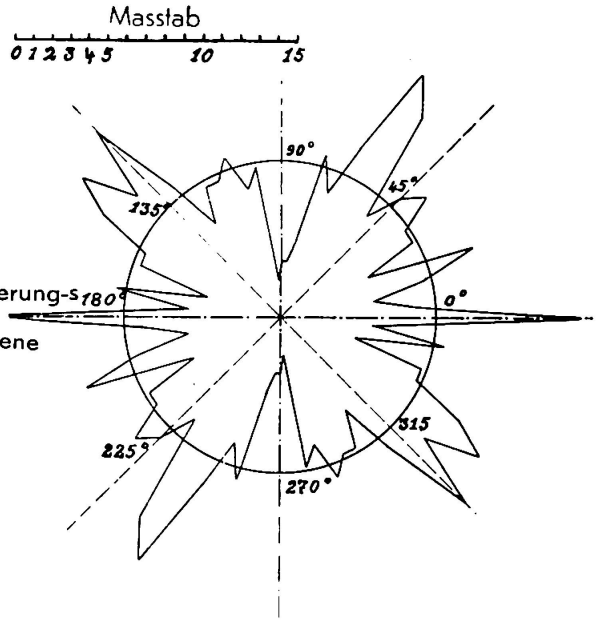


Fig. 2. ‖ Querbruch.
300 Quarze: n_a'
Max. = 16
Min. = 2
Mittel = 8.33

Quarze zeigen meistens keine starke undulöse Auslöschung. Manchmal schwänzen die grossen Individuen seitlich aus und schliessen Sericitschüppchen ein.

Zunächst erkennen wir, dass der Quarz dieses Gesteines eine deutlich ausgeprägte Regelung aufweist, die alpin ist. Ferner kommt, angenähert, eine Linksrechtssymmetrie zur Geltung (die Zentrosymmetrie liegt in der Natur der Darstellung begründet).

Im Diagramm der Fig. 1 (Längsbruch) stellt sich n_a' mit Vorliebe in die 45°-Richtung. Nach- und vorher ist ein wesentlicher Abfall zu konstatieren. In der Schieferungsebene ist n_a' so stark vertreten, wie es dem Quarz bei ideal richtungsloser Lage im Gestein entsprechen würde. Das sehr deutliche Minimum ist senkrecht

zur Schieferung. Die Spitze bei 95 resp. 275° dürfte sich jedenfalls bei einer noch grösseren Anzahl von Messungen wesentlich reduzieren.

Vermutlich liegt n_α' in der Gleitebene (0001). Auf Grund dieser Tatsache sollen aus dem Diagramm Schlüsse auf die Grosstektonik gezogen werden, indem wir das Bild dieser Quarzlagen in die Natur übertragen. An der Oberalpstrasse bei Andermatt haben die Schiefer folgende Lage: Streichen 240°, Fallen 80° Südost; die Streckung des Gesteines — y nach SCHMIDT (36) — fällt mit der Fallinie zusammen und liegt in der Schieferungsebene. Die Richtung senkrecht zur Schieferung (z) ist im Längsschliff wagrecht gelegen und verläuft Nordwest-Südost. x, auf beiden senkrecht stehend, erscheint nur als Punkt.

Entsprechend dem Verhalten von Würfeln bei homogener Deformation (NIGGLI (30), Allgemeine Mineralogie, p. 290) lässt sich die Erscheinung so verstehen, dass durch die Metamorphose des Gesteines eine starke Zusammenpressung erfolgte. Das macht es wiederum wahrscheinlich, dass die permocarbonischen Gesteine der Ursernzone während ihrer kristalloblastischen Umformung nicht Teile einer Decke waren, die zur Zeit der alpinen Orogenese hieher gewandert ist. Die jüngeren Gesteine waren von ihrer Entstehung an mit dem übrigen Massiv eng verbunden.

Aus Fig. 2, Querschliff, ergibt sich ein dem vorhergehenden durchaus ähnliches Verhalten. Wiederum erscheinen die Maxima in geneigter Stellung; eines ist aber nicht mehr bei 45°, sondern hat sich nach 60° verschoben. Auch hier stellt sich n_α' nicht senkrecht zur Schieferung ein (= z; x liegt diesmal in der Schieferungsebene, während y sich als Punkt projiziert). Das ist weiter nicht verwunderlich, da in dieser Richtung die grösste Pressung stattfand und die Ausweichgelegenheit am kleinsten war. Neu an der Fig. 2 ist, dass das sehr scharf angedeutete Maximum in der Schieferung selbst liegt, während diese Lage in Fig. 1 eine Mittelstellung einnahm. Vor und sofort nachher stellen sich wieder minimal besetzte Lagen ein. Diese Feststellung ist von Bedeutung. Im beschriebenen, kohlehaltigen, liasischen Phyllit von der Stöcklistrasse waren im Querschliff die Kohlepigmente auch parallel zur Schieferungsebene angehäuft und die 45°-Stellung war schwächer besetzt. Das Verhalten ist somit im Prinzip beiderorts das gleiche, was die Behauptung rechtfertigt, dass die jüngsten jurassischen und die eventuell ältesten carbonischen Schichten alpin den gleichen tektonischen Bedingungen unterworfen waren.

Da das Gestein an der Oberalpstrasse im Felde nicht absolut orientiert wurde, hatte eine Vermessung der Quarze auf dem Universaltisch keinen Wert. Durch Kombination der beiden erhaltenen Flächendiagramme bekommt man, aufs Räumliche übertragen, wahrscheinlich ein Schmidt'sches Zweigürtelbild ((36), z. B. Typus Lantschfeld, vor Troeng). Der Typus Piora, den der gleiche Autor auch aufstellt, weicht wesentlich von unserem Gestein ab, im Einklang mit den dortigen, prinzipiell anders gearteten tektonischen Vorgängen. Ein Flächendiagramm eines Granatglimmerschiefers vom Südrand des Gotthardmassivs, von SCHMIDT (35) ausgemessen, zeigt die statistische Lage der Spaltrisse der Querbiotite zur Schieferung. Das Resultat ist eine Figur, die eine einzige grosse Häufung bei ca. 60 resp. 240° zeigt, also asymmetrisch ist.

Bereits NIGGLI (27) konnte an den Chloritoidschiefern der nördlichen Zone konstatieren, dass oft zwei Scherflächensysteme erkennbar sind. Manchmal herrscht das eine System vor, wie wir das auch bereits bei der klastischen Deformation der Quarze des Sella-Cadlimogneises gesehen haben.

Für weitere tektonische Schlussfolgerungen würde ein „Quarzgefügeprofil" durchs Gotthardmassiv (Nord-Süd) sicher interessante Feststellungen zeitigen. Ebenfalls wäre es wünschenswert, die Gesteine vor, in und nach der Pazzolaumbiegung gefügestatistisch zu untersuchen.

Eine auffallend starke Quarzregelung zeigt sich in einem Schliff einer stark verschieferten Dislokationsbreccie vom randlichen Kastelhornamphibolit. Wegen der Kleinheit des Kornes (0.015 mm) hält es schwer zu entscheiden, ob Blastese vorliegt. Die Form ist eher rundlich bis eckig. Es lassen sich zwei voneinander getrennte Lagen von Quarzkörnern erkennen. Bei der einen stellt sich n_a' im Mittel unter 5° zur Schieferungsebene ein, bei der anderen unter 15°, sodass diese Hauptschwingungsrichtungen 20° auseinander liegen. n_a' steht in beiden Lagen angenähert senkrecht zur Schieferung. Der Schliff ist längs zu dieser orientiert. Der Quarz ist somit anders geregelt als in den jüngeren Gesteinen.

Es scheint also nicht ausgeschlossen, dass der blastisch deformierte Quarz der Gesteine des mittleren Teiles des Gotthardmassives schon bei der älteren Metamorphose ein geregeltes Gefüge ergab, das sich alpin nur wenig änderte.

Schlussfolgerungen über Quarz. Aus all diesen und weiteren Beobachtungen scheint folgendes hervorzugehen: Selten

ist der Quarz reliktisch unverändert, indessen hat er bald mehr blastische, plastische oder kataklastische Deformationen erfahren. Die plastische und klastische Deformation können ihrer Erscheinung nach fast durchwegs alpin sein. Die unter besonderen Umständen erfolgte Blastese ist, wie z. B. in der Ursernzone, sicher alpin, in anderen Fällen aber (bei gewissen Paragneisen, event. Amphiboliten) kann sie ebenso gut praealpin sein. Als sicher alpin werden wir auch die kristalloblastische Umformung des Quarzes in der Tremolaserie ansehen, allerdings aus Gründen, die sich mehr auf das Verhalten der übrigen Mineralien stützen.

Wo sicher jungalpine Vorgänge für die gegenwärtige Erscheinungsweise des Quarzes in Frage kommen, gilt allgemein folgendes: In Gesteinen mit wenig Mineralien, die als Gleitmaterial fungieren können, herrscht plastische, besonders aber klastische Deformation vor (Arkosen, Psammitgneise, Granite, Orthogneise); in Gesteinen mit Glimmermineralien oder kohliger Substanz dominiert die Umkristallisation.

Feldspat

Feldspat in den Orthogneisen. Die quantitative Verteilung der Feldspäte findet sich unter dem Abschnitt über die Orthogneise angegeben. Der Kalifeldspat weist, ähnlich wie bei den Graniten, kleine, in Linsen angeordnete Schüppchen auf (Fe-Oxyd?).

Der Feldspat liegt als metamorphe Neubildung vor. Er entstund anlässlich der herzynischen Faltung des Gebirges. Man hat den Eindruck, dass — abgesehen von Sericitisierung und event. Neuentmischung, die beide wahrscheinlich alpin sind, — sich seit jener Zeit keine nennenswerten Veränderungen mehr abgespielt haben.

Feldspat in den feldspatreichen Gneisen. Man findet hier Kalifeldspat und Perthit (gegittert und ungegittert), sowie Myrmekit. Die Kalifeldspäte sind stets frisch, weniger gilt dies für den Plagioklas, bei dem es sich durchschnittlich um mittlere bis basische Oligoklase (20—30 % An-Gehalt) handelt. Die Umwandlungsprodukte sind Sericit und Zoisit (Besenaggregate). Die nach dem Albitgesetz verzwillingten Plagioklase herrschen vor. Das Periklingesetz ist selten. Die Verzwillingung scheint den Grad der Zersetzung nicht zu beeinflussen. Sichtbare mechanische Beanspruchungen, wie undulöse Auslöschungen, sind sehr spärlich.

In hornblendeführenden, feldspatreichen Gneisen tritt Plagioklas als Labradorit von 55—65 % An-Gehalt auf (Unteralp rechts,

gegenüber Gegend zwischen beiden Gurschenälpetlitälern, Unteralpreuss 1675 m, Gurschen, Gemsgrat 2750 m, Rundhöcker südlich Paliudultscha, P. 2233.1). Das Umwandlungsprodukt ist hier ausschliesslich Zoisit, vorab in Besenform. In diesen Gesteinen tritt der Kalifeldspat sehr zurück.

Auf den Feldspat scheint die alpine Metamorphose auch hier keinerlei Einflüsse von Bedeutung ausgeübt zu haben, abgesehen von den genannten Umwandlungen und den unbedeutenden klastischen Phänomenen. Auf keinen Fall liegt jedoch primärer Feldspat vor; er ist vielmehr nach der Injektion bei der ersten Dislokationsmetamorphose blastisch umgeformt worden, denn der Plagioklas hat im allgemeinen schlechtere Eigengestalt (buchtig, lappig) als im Orthogneis und weist oft Siebstrukturen auf.

Feldspat in den Paragneisen. Der sehr untergeordnete Kalifeldspat besitzt gewöhnlich gröberes Korn als Quarz. Er ist von rundlicher, ovaler oder lappiger Gestalt. Mit dem Plagioklas erzeugt er etwa Anfänge von porphyroblastischer Struktur. Perthitische Entmischung ist dann und wann zu konstatieren. Die Zersetzung ist gering. Gegitterter Kalifeldspat ist noch seltener als ungegitterter. Nur einige wenige Exemplare werden in einzelnen Schliffen angetroffen. Die Oligoklase (15—25 % An-Gehalt) treten in den Paragneisen viel deutlicher hervor. Ihre Form ist durchwegs besser eigengestaltig als diejenige des ungegitterten Kalifeldspates. Lappige Formen treten zurück. Es erscheinen gerundete, rechteckige Querschnitte. Der Grad der Sèricitisierung ist auch hier im allgemeinen ein geringer. Zoisit sieht man sehr selten. Die Individuen sind in schmalen, allgemein scharfen Lamellen stark polysynthetisch verzwillingt nach dem Albitgesetz. Nie wurde in einem typischen Paragneis Myrmekitbildung beobachtet.

In der Hauptsache haben wir es in diesen Gesteinen mit metamorpher Neubildung der Feldspäte zu tun. Auch sie sind alpin nicht verändert worden, abgesehen von den geringfügigen Zersetzungen.

Die grossen Feldspateinsprenglinge (meist Albite) im Paragneis vom Rodontboden und unterhalb vom Gamssteg sind Injektionsmaterial des Gamsbodengneises. Sie sind primär, weisen gute Eigengestalt auf und sind infolge der alpinen Metamorphose mässig bis stark sericitisiert. Ein ähnliches genetisches Verhalten zeigen die Perthite im injizierten Paragneis in der Nähe des Rossbodenstockgranitporphyres.

Feldspat in den Amphiboliten. In diesen Gesteinen tritt der Feldspat eher als untergeordnete Komponente auf. Es ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob er alpine oder praealpine metamorphe Neubildung ist. Das letztere scheint mir wahrscheinlicher.

Feldspat in den Gesteinen der Tremolaserie. Diese Nebenkomponente tritt nur im Grundgewebe auf und zeigt hier ovale, etwas buchtige Formen. Zwillinge nach dem Albitgesetz treten sehr zurück, wie beim Quarz ist eine blastische Bildung des Feldspates im Tertiär sehr wahrscheinlich.

Feldspat in den jungpalaeozoischen Intrusivgesteinen. *Gamsbodengneis.* Die Feldspäte dieses Gesteines sind meist porphyrisch, zum Teil sehr gross (bis 3 cm). Vorherrschend sind Perthite und vor allem Antiperthite. Diese treten besonders in den porphyrischen Varietäten des Granites auf (mehr östlich der Gotthardstrasse). Sämtliche grossen Individuen sind ausnahmslos entmischt. Viele Einsprenglinge sind nach dem Albitgesetz verzwillingt, nicht in langen, schmalen, sondern in sehr kurzen, unter sich parallel verlaufenden Lamellen, die sich sofort wieder verlieren, aber im Mineral mehrfach wiederkehren. Es resultieren nur zwei Dunkelstellungen. Die Kalifeldspatsubstanz tritt da und dort fleckenhaft und regellos auf. Der Natronanteil ist frisch, aber der Orthoklas zeigt eine intensive Ausscheidung von feinen, bräunlich-schwarzen Eisenoxydkörnern. In gewissen Antiperthiten hat sich der Orthoklas lokal derart angereichert, dass nur einige Albitschnüre zu sehen sind, sodass man von einem gewöhnlichen Perthit sprechen kann. Die Lamellen der besprochenen Verzwillingung des Einsprenglings sind oft verschwommen. Die so gearteten Perthite führen vor allem viele Einschlüsse. Nicht der Grösse, aber der Menge nach steht der Calcit an erster Stelle. Bei mittlerer Vergrösserung (80fach) kann man stets ein halbes Dutzend kleiner Individuen feststellen; kristallographische Formen sind nicht erkennbar. Vermutlich entstand er durch Zersetzung des Anorthitmoleküls. Im weitern tritt Albit auf; er ist gewöhnlich einfach verzwillingt. In der Regel sind die Spuren der Zwillingsebenen von Wirt und Einschluss einander parallel. Kleinere Individuen ($^1/_2$ mm) sind meist im Innern etwas zersetzt, wogegen der Rand frisch ist. Sie zeigen gewöhnlich kurz-rechteckige Form, oft jedoch mit buchtig verlaufenden Grenzen, die den Eindruck erwecken, als handle es sich hier um eine Korrosion. In noch grösserem Masse ist diese

am ebenfalls eingeschlossenen Biotit festzustellen. Er ist stark zerfranst und weist löcherige Struktur auf. Der Pleochroismus geht von dunkelgrün bis schwarz nach gelbbraun bis braunorange. Letztere Farbe ist wohl durch einen Limonitisierungsprozess hervorgerufen. Quarz ist kleinkörnig und tritt der Menge nach sehr zurück.

Chemisch und morphologisch gehen Antiperthite und Perthite ineinander über. Bei den letzteren sind die Einschlüsse etwas seltener, besonders die carbonatischen. Verzwillingte Perthite sind wenig häufig.

Im westlichen Teil des Gamsbodengneises (Hofstettergrat) nehmen stark polysynthetisch verzwillingte Albite mit ca. 10 % An-Gehalt ähnliche Dimensionen an. Daneben trifft man auch ungegitterten Kalifeldspat, der nicht entmischt ist und der in der porphyrischen Varietät eigentlich kaum zu sehen war. Diese beiden Mineralien sind im granitischen Teil etwas sericitisiert. Der Rand ist beim Albit meistens frisch, wogegen beim Kalifeldspat die Zersetzung bis an den Rand fortgeschritten ist. Es sind keine Ausscheidungen von Eisenerz zu sehen. Diese bleiben auf die Perthite beschränkt. Vergleicht man die Perthite der granitischen Varietäten miteinander, so kann man sagen, dass die Entmischung umso deutlicher wird, je grösser das Individuum ist.

Die grossen Antiperthite und Perthite haben stets mehr oder weniger rechteckigen Querschnitt (Handstück!). Die kleinen Perthite dagegen verlieren die gute Form, und beim ungegitterten Kalifeldspat ist sie überhaupt nicht mehr vorhanden. Die Albite bilden im Schliff mehrheitlich gut erkennbare Rechtecke.

Sämtliche Glieder der Feldspatgruppe dürften reliktisch sein, d. h. sie liegen noch in der Gestalt vor, die sie bei der Ausscheidung aus dem Magma erhalten haben. Einige Antiperthite zeichnen sich durch auffallende Frische und Schärfe der Lamellen aus. Vielleicht ist dieses Mineral alpin neuerdings entmischt worden, im Gegensatz zu den Individuen mit den etwas verschwommenen Lamellensystemen. Im allgemeinen ist aber der Einfluss der alpinen Metamorphose sehr gering: Sericitisierung und vermutlich auch Calcitausscheidung haben nicht stattgefunden.

Fibbiagranit. Die Kalifeldspäte dominieren hier. So grosse Perthite, wie sie im Gamsbodengneis auftreten, findet man nicht mehr. Antiperthite fehlen vollkommen, gegitterter Perthit und ungegitterter Kalifeldspat, mässig entmischt, beherrschen das Gesichtsfeld. Ebenfalls porphyrische Albite von ziemlich guter Eigengestalt

mit lang-rechteckigem Format sind polysynthetisch verzwillingt. Kleinere Natronfeldspäte sind von durchaus ähnlicher Form wie die entsprechenden Mineralien im Gamsbodengneis. Der Grad der Sericitisierung scheint etwas zugenommen zu haben. Die Einschlüsse treten weniger zahlreich auf.

Undulöse Auslöschung, Verbiegung und Verwerfung der Lamellen, sowie total zerbrochene, sehr fein verzwillingte Albite treten im Gegensatz zum Gamsbodengneis häufig auf.

Oberstafelgneis. Plagioklas und Orthoklas sind kleinkörnig, nicht porphyrisch. Sie zeigen gleiche Formen wie die Orthogneisfeldspäte. Es ist sehr fraglich, ob sie in ihrer primären Gestalt vorliegen.

Rotondogranit. Diese Feldspäte schliessen sich jenen des Fibbiagranites eng an. Prinzipiell Neues liegt nicht vor. Die mechanischen Beanspruchungen sind wenig ausgeprägt.

Cacciolagranit. Hinsichtlich der Feldspäte, die sehr wenig zersetzt sind und fast keine Einschlüsse aufweisen, gleicht er vor allem dem Rotondogranit.

Rotondogranit und Cacciolagranit sind die jüngsten granitischen Intrusionen im zentralen Massiv. Sie entstanden nach der letzten herzynischen Stressphase. Die Veränderungen, die diese Gesteine zeigen, sind somit wohl nur durch die Alpenfaltung bedingt (Sericitisierung, Chloritisierung, mechanische Beanspruchung, Epidotneubildung, eventuell auch Granat). Ob sich jedoch der stärkere Grad der Kataklase des Fibbiagranites auf die Stressphase zwischen den Intrusionszeiten der beiden Gesteine zurückführen lässt, ist nicht beweisbar.

In diesen Graniten sind, wie im Gamsbodengneis, die Feldspäte primär. Im Oberstafelgneis scheinen sie jedoch schon in metamorpher Form vorzuliegen.

Einen wesentlich verschiedenen Charakter zeigen die Feldspäte der neu gefundenen, obercarbonischen Gesteine im zentral-östlichen Massiv.

Der Plagioklas des *Granodiorites* (schätzungsweise 35 % An-Gehalt) hat die Tendenz, porphyrartig hervorzutreten. Eine genaue Bestimmung ist schwierig, da er total zoisitisiert ist. Der Rand, nur ab und zu frisch, ist sehr schmal. Mit Zoisit tritt auch relativ grobschuppiger Sericit auf. Die Formen sind im allgemeinen lang-rechteckig, nach der Schieferung orientiert. Ungegitterter Kalifeldspat ist nicht vertreten, dagegen kleinkörniger Perthit als spärlicher Nebengemengteil vorhanden.

Der *Granitporphyr* vom Rossbodenstock zeigt eine Menge neuer Erscheinungen, die uns bis anhin noch nicht begegnet sind.

Im allgemeinen hat der Feldspat im sonst feinkörnigen und massigen Gestein fast gleiche Grösse (2 mm) wie der makroskopisch schon gut erkennbare Biotit. Er mischt sich nie mit dem Grundgewebe. Für gewöhnlich besitzt er gute Eigengestalt. Kein Individuum ist völlig frisch, manche sind total zoisitisiert und wie beim Granodiorit mit Sericitumwandlungen erfüllt. Oft aber beschränkt sich die Zersetzung auf einzelne Partien des Feldspates; hierbei ist der zentrale Teil bevorzugt.

Es wurden nun folgende Beobachtungen gemacht: Die Bestimmungen auf dem Universal-Drehtisch von Fedorow ergaben eine mittlere Zusammensetzung des Feldspates von 30—40 % An-Gehalt. Als Maximalwert nach der basischen Seite hin wurden 50 % bestimmt. Einzig in diesem Gestein sind die Feldspäte noch anders als bloss nach dem häufigen Albitgesetz und dem weniger vertretenen Periklingesetz verzwillingt. So wurden gesetzmässige Verwachsungen nach Karlsbad, Manebach und Aclin beobachtet. Ausserdem konnte an sehr vielen Individuen eine deutliche Zonarstruktur festgestellt werden. Das merkwürdigste ist, dass sowohl eine normale als auch eine inverse Zonenfolge vorliegt. Beide Erscheinungen treten gleich oft auf.

An einem nach dem Karlsbadergesetz verzwillingten Kristall hatte auf der einen Seite der Kern 34 % An-Gehalt, die Hülle 46 %. Die andere Seite zeigte ebenfalls einen Kern von 34 %; die nächstfolgende Zone ergab 50 %, die äusserste Hülle wieder 34 %. Es scheint, als ob die inverse Zonenfolge primär wäre; sie lässt sich an den Feldspäten der Gang- und Ergussgesteine oft feststellen. Die albitreiche Aussenzone, die sich im eben beschriebenen Beispiel der inversen Zonenfolge anschliesst, dürfte ein Produkt der alpinen Faltung sein.

Die Form dieser Andesine ist derart, dass jeder Zweifel an ihrer Reliktgestalt ausgeschlossen ist. Viele unter ihnen haben gut messbare, kristallographische Kanten aufzuweisen.

Auch hier treten stark entmischte, kleinkörnige Perthite und ungegitterte Kalifeldspäte in geringer Anzahl auf.

Der Prozess der Sericitisierung und Zoisitisierung und vielleicht sogar die Bildung der albitreicheren Aussenzonen der inverszonaren Feldspäte sind auch in diesen kleinen Granitporphyrvorkommen unzweifelhaft alpinen Alters. Man sieht hier besonders deutlich, wie die Albite der Gotthardgranite i. w. S. den zersetzenden

Einflüssen grösseren Widerstand zu bieten vermochten als die Andesine, die starke Zoisitbildung zeigen.

Die Feldspäte vom *Quarzporphyrit* und *Porphyrit* sind bei guter Eigengestalt stark zersetzt. Ca. 2 mm grosse Individuen zeigen vor allem im Innern Epidotaggregate, die bis 1 mm Durchmesser erreichen. Sie bestehen aus grossen, fast $^1/_4$ mm langen, ziemlich gut eigengestaltigen Epidotkörnern. Daneben finden sich sehr selten Biotit und Quarz vor. Am Rand zeigen sich weniger Zersetzungsprodukte.

Da diese Gesteine wahrscheinlich genetisch mit den Graniten in Beziehung stehen, ist die starke Zersetzung dieser Reliktfeldspäte alpin (das Grundgewebe ist blastisch umgeformt; plattige Quarze!).

Die intermediären Feldspäte des Diorites sind alpin stark zersetzt worden.

Die Feldspäte (Orthoklas und Albit) des *Feldspat-Epidot-Chloritgesteins* vom Gitziälpetligrat scheinen primär zu sein. Der ungegitterte Kalifeldspat weist eine starke Eisenentmischung auf. Der Epidot ist hier, im Gegensatz zum Feldspat des Porphyrites, nicht Umwandlungsprodukt, sondern vielleicht auch Primärkomponente.

Es ist unnötig, zu sagen, dass die Feldspäte der *Aplite* und *Pegmatite* wie diejenigen der Granite primär sind. In den ersteren zeigen sich gegitterte und ungegitterte Perthite und Kalifeldspäte neben Albit, während in den Pegmatiten der Oligoklas dominiert. Er zeigt stets einen leichten Grad der Zersetzung.

Die Feldspäte der *Lamprophyre* sind im Tertiär, dank der selektiven Metamorphose, blastisch umgeformt worden.

Feldspat in den Gesteinen der Ursernzone. In diesen postherzynischen Gesteinen treten die Feldspäte grösstenteils reliktisch auf; seltener sind sie alpin blastisch umgeformt worden, nur vereinzelte sind Neubildungen.

Reliktische Feldspäte

Im Paragneis liegen im allgemeinen umkristallisierte Feldspäte vor. Nähern wir uns in diesen Gesteinen der Ursernzone, so können wir bemerken, dass in einigen Schliffen die Individuen an Zahl und Grösse etwas zunehmen. Zugleich werden sie unfrischer, und die Umwandlungsprodukte mehren sich (Sericit, Calcit). Die Lamellen der Albite werden unscharf, die Formen sind weniger lappig, sie neigen zu einem mehr viereckigen Umriss und erwecken

den Eindruck, als handle es sich bereits um reliktische Feldspäte. Das würde aussagen, dass diese nördlichen Gneise schon herzynisch nicht in dem Masse metamorph waren, wie die weiter südlich liegenden.

In der Ursernzone selbst treffen wir folgende reliktische Feldspäte an:

Plagioklase. Sie sind dem Kalifeldspat an Menge ungefähr in gleichem Masse überlegen wie in den jungen Graniten. Mit der Lokalität wechselt aber dieses Verhältnis. Im Mittel weist der Plagioklas eine Zusammensetzung von 0—10 % An-Gehalt auf, höhere Werte sind sehr selten, basische Feldspäte wurden nie angetroffen. Die durchschnittliche Korngrösse ist 2—3 mm. Über Form und Gestalt lässt sich sagen, dass in chlorit- und glimmerarmen Gesteinen die rundliche Form sehr untergeordnet, die viereckige Gestalt angedeutet oder gar ausgeprägt ist. Die Ecken sind etwa abgerundet (Transport!), aber auch scharf (zwischen Hospenthal und Zumdorf, zum Teil an der Oberalpstrasse ob Andermatt). Es existieren Feldspäte, die hinsichtlich der Ausbildung denjenigen in tertiären Ergussgesteinen nur wenig nachstehen. In einigen Schliffen (hinter Hospenthal) konnten eckige Feldspatfragmente nachgewiesen werden (Zertrümmerung durch Transport). Der Albit zeigt im gleichen Gestein meist scharfe Zwillingsnähte, hat aber sonst dreiseitige Gestalt, mit oder ohne Abrundung der Ecken. An einigen besonders stark beanspruchten Stellen gibt es auch alpin zertrümmerte Feldspäte, die gewöhnlich zu einem halben Dutzend Individuen zerbrochen sind. Die Bruchlinie scheint oft wieder etwas verkittet zu sein. Die einzelnen Teilfeldspäte können durch Bewegungen bis zu 12° gegeneinander verdreht sein. Die Zwischenräume erscheinen dann mit Quarz und Calcit erfüllt, vermutlich sekretionäre Produkte. Zerknitterte Zwillingslamellen sind mässig entwickelt, undulöse Auslöschung dann und wann anzutreffen. Im allgemeinen sind die scharfen Zwillingsnähte häufiger als die verschwommenen.

Der Albit zeigt meist Zwillingsbildung. Neben dem dominierenden Albitgesetz konnte nur ganz untergeordnet das Periklingesetz festgestellt werden.

Zum grössten Teil sind die Albite etwas zersetzt, besonders die wenig oder gar nicht verzwillingten. Das Umwandlungsprodukt ist hauptsächlich Sericit, der gewöhnlich nicht bis an den Rand vordringt; der Calcit ist eher untergeordnet.

Kalifeldspat und Perthit. Der erstere tritt der Menge nach dem Plagioklas gegenüber zurück. Es gibt Schliffe, in denen er überhaupt nicht auftritt. In den Gesteinen zwischen Zumdorf und Hospenthal erscheint ungegitterter Kalifeldspat (nie mit perthitischer Entmischung) etwa in tonnenförmiger Form. Auch Individuen mit relativ guter Eigengestalt treten auf. Sie haben abgerundete Ecken. Die Zersetzung ist gering.

An der Oberalpstrasse, östlich Andermatt bis an den Rhein, wird der Kalifeldspat häufiger und kann stellenweise sogar über den Plagioklas dominieren. Nicht entmischter ungegitterter Kalifeldspat ist dabei selten. Weniger häufig als der gewöhnliche Perthit ist gegitterter Kalifeldspat und gegitterter Perthit. Die Zersetzung dieser Mineralien ist im allgemeinen geringer als die der Albite. Die Formen sind vielfach die gleichen wie in den Graniten: eckig bis oval.

Die *Antiperthite* sind auf den Verrucano an der Oberalpstrasse beschränkt. Sie sind mit denjenigen aus dem Gamsbodengneis identisch. Die Entmischungen sind bald scharf begrenzt und frisch, bald unscharf. Die Vermutung liegt auch hier nahe, dass erstere alpin neu, die andern herzynisch seien.

Die alpine Metamorphose hat an diesen Reliktfeldspäten nur einen unbedeutenden Einfluss auszuüben vermocht: geringe Sericitisierung und in wenigen Fällen Kataklase.

Die Feldspäte stammen aus Rotondo- und Fibbiagranit, sowie aus dem Gamsbodengneis, die Antiperthite aus dem letzteren. Die Verfrachtung im Perm scheint die Individuen morphologisch nicht stark verändert zu haben (abgerundete Ecken, manchmal Fragmente).

Umkristallisierte, blastische Feldspäte

In einigen Chloritschiefern und in Gesteinen mit Sericitzöpfen lassen sich oft spindelförmige und rundliche Individuen nachweisen, die sehr wahrscheinlich erst alpin durch Umkristallisation zu dieser Form gekommen sind. Die gleitfähigen Mineralien, wie Sericit, Chlorit und Biotit, haben somit günstig auf die Blastese gewirkt. Diese Formen sind aber stark an solche Stellen gebunden, wo die blätterigen Mineralien in hinreichender Menge auftreten. Quarzreichere Partien des gleichen Schliffes zeigen nur Relikte. Die Umformung betrifft Albit, Perthit, ungegitterten und mehr oder weniger entmischten gegitterten Kalifeldspat. Die Individuen sind nicht frisch, sondern weisen gerne Einschlüsse auf. In den Chloritschiefern ist es vorab Klinochlor.

Wie schon hervorgehoben, tritt die Erscheinung der Blastese zurück. Es muss aber erwähnt werden, dass alpine und herzynische Bildungen der Feldspäte sich nur in typischen Fällen mit Sicherheit voneinander trennen lassen. Es ist denkbar, dass ovale Formen weitgehend durch den permischen Transport bedingt sind. Vielleicht rechtfertigt das allgemein feinere Korn der Chloritschiefer einen weiteren Transport des Materials als die gröber struierten Psammit- und Psephitgneise.

Feldspat als Neubildung

Wenn man von der meist postalpinen, sekretionären Kluftbildung absieht, scheint neugebildeter Feldspat nur im Tuff vorzuliegen. Im Schliff des Schiefers von der Oberalpstrasse ist der Albit nur feinkörnig (Mittel 0.05 mm), in länglicher, rundlicher oder auch etwas buchtiger Form. Zwillingsbildung fehlt. Undulöse Auslöschung ist oft zu beobachten, Sericitisierung kaum festzustellen. Da das Gestein, von welchem der Schliff stammt, nicht fleckig erscheint und seine Komponenten überall gleichmässig verteilt sind, muss angenommen werden, dass es alpin völlig umkristallisiert wurde, so dass Sediment- und Eruptivanteil nicht mehr einzeln zu erkennen sind. Die Neubildung erstreckt sich auch auf den Albit, sogar der vereinzelt auftretende Quarz erscheint etwa blastisch umgelagert. Dieser Feldspat hat somit nichts gemein mit den Reliktindividuen der Psammitgneise.

Zusammenfassung. Überblicken wir das über den Feldspat Gesagte, so stellen wir folgendes fest:

1. Es treten praetertiär metamorphe Feldspäte auf, die alpin praktisch keine Umformung mehr erlitten haben (Orthogneise, feldspatreiche Gneise, Paragneise, zum grössten Teil wohl auch die Amphibolite).
2. Es erscheinen primäre, reliktische Feldspäte (Granite, im allgemeinen die Ursernzone).
3. Es finden sich alpin gebildete Feldspäte vor: spärliche Vorkommnisse in der Tremolaserie, Albit im Tuff der Ursernzone, sowie einige blastische Feldspäte in Chloritschiefern, welche alpin umgewandelt worden sind.

   Die alpin nicht umgewandelten Feldspäte zeigen nur einen geringen Einfluss der tertiären Orogenese. Dieser hat sich in einer meist unbedeutenden Zersetzung (Sericitisierung, Zoisitisierung, Ausscheidung von Calcit) und manchmal in einer Kataklase (Fibbiagranit) geäussert.

Biotit

Biotit steht mehr als jedes andere Mineral in engster Beziehung zu Chlorit, Muscovit, gewöhnlicher grüner Hornblende und Strahlstein. Diese Beziehungen sollen zuerst kurz erläutert werden.

Biotit-Chlorit. Meist zeigt sich die Vergesellschaftung so, dass parallel den Spaltrissen Lamellen von Chlorit eingelagert sind. In Basisschnitten sind sehr oft unregelmässige Grenzen wahrnehmbar. Diese Erscheinung wird vielfach als Umwandlung von Biotit in Chlorit bezeichnet. Zieht man aber die Frische der Biotitsubstanz in Betracht, so kann von einer Verdrängung des Glimmers durch Chlorit nicht die Rede sein, sondern es liegt gleichzeitige Bildung vor.

Diese Paragenese ist vor allem in den Gesteinen der Ursernzone häufig und in den Gesteinen der Tremolaserie an grossen Biotitindividuen besonders gut entwickelt. Der porphyroblastische Querbiotit führt in derselben Weise zuweilen Klinochlor, daneben erscheint dieser Chlorit ohne Biotit in fast gleicher Grösse wie der Glimmerporphyroblast. Beide Mineralien sind alpine Neubildungen.

Über die Beziehung Chlorit-Biotit in den permocarbonischen Gesteinen ist noch an anderer Stelle die Rede (p. 396). Auch hier handelt es sich nur um Neubildungen. Mit Ausnahme der Granite tritt diese Paragenese in den übrigen Gesteinen nur in sehr untergeordnetem Masse auf. In den jungpalaeozoischen Eruptivgesteinen beobachtet man oft, dass die Biotite, welche primär sind, eine nachträgliche Chloritisierung erlitten haben. Sie ist erkennbar an der unregelmässigen Form der Chloritpartien, die oft die Biotitsubstanz von aussen her in vielen, mehr oder weniger parallelen Lagen verdrängt haben. Dazu tritt eine intensive randliche Rutilausscheidung, die bei den Paragenesen der Gesteine der Tremolaserie und der Ursernzone vollständig fehlt. Diese Penninisierung und die TiO_2-Entmischung stammt aus dem Tertiär.

Biotit-Muscovit. Diese häufige Paragenese wird weiter unten besprochen (p. 389).

Biotit-gewöhnliche grüne Hornblende. Hier verhält es sich ähnlich wie mit Chlorit. Dass sich aus Hornblende Biotit gebildet haben soll, kann nirgends überzeugend dargetan werden.

Diese Paragenese ist wesentlich weniger häufig als die zwei bereits genannten. Sie erscheint in den Amphiboliten, Hornblendegarbenschiefern, sowie in den alten und jungen Lamprophyren.

Die Entstehung dürfte in den erstgenannten Gesteinen und in den alten dunklen Spaltungsgesteinen praeherzynisch sein. Alpin

ist die Paragenese in den Hornblendegarbenschiefern und in den obercarbonischen Lamprophyren.

Biotit-Strahlstein. Aktinolith, der in Talk und Chlorit auftritt (am Rande der Serpentine), zeigt nie Spuren von Biotit. Dagegen sind Strahlsteinschiefer eruptiver Herkunft durch vermutlich alpin entstandene Biotit-Strahlsteinparagenese ausgezeichnet.

Vor allem ist die in der Tremolaserie häufige *Chlorit-Biotit-Hornblendeparagenese* als gleichzeitige Neubildung aller drei Mineralien anzusprechen.

Biotit in Orthogneisen. Die im Durchschnitt $^1/_2$—$^3/_4$ mm breiten Biotitblätter sind in diesen durchwegs gut schiefrigen Gesteinen selten verbogen.

Die Farbe ist entweder dunkelgrün oder dunkelgrünbraun, auch mit Nuancen bis schwarz. n_α ist dann entsprechend strohgelb, gelbgrün bis hellgelb, ausnahmsweise gelbbraun. Die Bestimmung der Doppelbrechung an einem nach n_γ fast schwarzen Biotit ergab den kleinen Wert von 0.035.

Ausscheidungen irgendwelcher Art sind sehr selten zu beobachten, hingegen lassen sich fast in jedem Schliffe die weiter unten zu erwähnenden Erscheinungen am Muscovit feststellen:

Vom Barbarerawestgrat liegt ein Gestein vor (Sella-Cadlimo-orthogneis), das neben dem dunkelgrünen Biotit noch einen Glimmer zeigt, dessen n_γ grasgrün und dessen n_α gelblichgrün ist.

Mit Ausnahme eines einzigen Schliffes konnte nirgends eine Vergesellschaftung mit Chlorit beobachtet werden. Nur im Orthogneis vom Grat östlich des Glockentürmli (über dem Gotthardtunnel) zeigen sich im Biotit Penninlamellen. Oft nimmt der Pennin sogar überhand. Meistens begleiten Eisenerzausscheidungen den Chlorit. Sie liegen jedoch nie im Glimmer zu einer Masse gehäuft, sondern finden sich in relativ beträchtlicher Menge an dessen Rand.

Es dürfte sich in den Orthogneisen um eisenreiche Biotite handeln, da der Glimmer den einzigen nicht akzessorischen Gemengteil darstellt.

Der Biotit in den Orthogneisen ist kaum primär. Viel wahrscheinlicher ist, dass der aus dem Magma ausgeschiedene Glimmer bei der ersten herzynischen Faltung umgewandelt wurde, aber seither keine nennenswerten Veränderungen mehr erfahren hat.

Biotit in feldspatreichen Gneisen. Im allgemeinen zeigen die Misch- und Injektionsgesteine ein gröberes Korn; auch die Glimmerblätter sind gross (im Mittel 1—$1^1/_4$ mm lang). Mechanische Deformationen sind unwesentlich. Der Biotit findet sich

in diesen Gesteinen weniger allein als vielmehr in blätterigen Aggregaten von 5—6 Individuen. Sie sind mehr oder weniger parallel der Schieferung angeordnet und keilartig miteinander verzahnt. Der Pleochroismus ist für n braungelb, ab und zu mit einem Stich ins Grüne, selten dunkelbraun. n ist meistens hellgelb, dazu kommen noch gelbgrünliche und strohgelbe Farbtöne. Die Doppelbrechung einiger Blättchen in verschiedenen Schliffen betrug im Mittel 0.045—0.051. Sie ist also höher als bei den Orthogneisen. Sagenitgewebe, auch Erzausscheidungen (von untergeordneter Bedeutung) werden vereinzelt angetroffen. Viel häufiger erscheint die Rutilentmischung in rundlicher Form, die vielfach den Grenzen des Minerales folgt und besonders gerne am Kontakt zweier Biotite auftritt. Im Innern des Minerales erscheint da und dort ein vereinzeltes, kleines Rutilnädelchen.

Die feldspatreichen Gneise führen neben dem dunklen Glimmer auch den farblosen. Der Muscovit zeigt weder Einschlüsse noch Entmischungen, sodass die randlichen Rutilausscheidungen stets im Biotit liegen. Dagegen sieht man im Muscovit öfters Fetzen von Biotit. Dabei sind die braunen Einschlüsse, wie sie vorläufig genannt seien, nicht etwa von beliebiger Form, Lage und Dimension, sondern diesbezüglich gewissen Regeln unterworfen. Man bemerkt selten mehr als 2—3 Stück pro Muscovit-Querschnitt. Die Spaltrisse beider Mineralien sind einander parallel, Querstellungen treten nicht auf. Im Glimmer normaler Grösse (1 mm lang) bildet ihre mittlere Länge den 10. bis 15. Teil derjenigen des Wirtes, die Breite den 6. bis 10. Teil. Selbst dann, wenn der farblose Glimmer nicht von Biotit umgeben ist, lässt sich dieses Phänomen erkennen, nur haben in diesem Fall die Einschlüsse eher die Tendenz, randlich aufzutreten. Seltener findet sich der Fall, dass die ganze Länge einer Lamelle Biotit, die andere farblos ist. Es erscheint dies vor allem bei kleinblätterigen Glimmern, also im Orthogneis und vereinzelt in den Graniten (Gamsbodengneis).

Offenbar kann es sich hier nicht um eine Umwandlung von hellem in dunkeln Glimmer (oder umgekehrt) handeln, denn dann müsste man noch Spuren dieser Umwandlung vorfinden; diese lassen sich aber nie nachweisen. Eigentümlich ist, dass stets der Muscovit quantitativ dem Biotit überlegen oder doch höchstens gleichgestellt ist. Ein Vorherrschen des Biotits konnte nirgends angetroffen werden.

Diese Paragenese scheint zum Chemismus der Gesteine, in welchen sie auftritt, Beziehungen zu haben. In den sauren Ortho-

gneisen ist oft die Hälfte des Glimmerindividuums Biotit, in den feldspatreichen Gneisen ist das nur noch sehr selten der Fall, während in den Paragneisen die Erscheinung überhaupt weniger häufig ist und in den Amphiboliten der Muscovit gänzlich fehlt.

Beide Glimmer sind Produkte der Metamorphose, und zwar, wie bei den Orthogneisen, wohl vorzüglich der alten Dislokationsmetamorphose. In den Graniten kommt für die Muscovit-Biotitparagenese nur das Tertiär in Frage, sofern primär kein Muscovit gebildet worden ist.

Biotit in Paragneisen. In diesen meist mittel- bis feinkörnigen Gesteinen bildet er Blätter von durchschnittlich 0,2 mm Breite. Im Schliff ist n_γ braun, n_α hellgelb. Es kommen abweichend auch grünliche und rötliche Farbtöne für n_γ vor. Die maximale Doppelbrechung beträgt etwa 0.049 bis 0.050, mit vereinzelten Werten bis zu 0.058. Der Glimmer führt meist wenig Ausscheidungsprodukte, die sich teils am Rand, teils im Innern abgesetzt haben. Am häufigsten ist es Rutil, weniger oft schwarzes Erz, am seltensten Sagenit.

Ein interessantes Phänomen fand sich an den Biotiten eines feinkörnigen dunklen Paragneises von der Lücke nördlich Piz Toma. Der Hauptgemengteil, ein von braungelb nach hellgelblich pleochroitischer Biotit mit einem kaum merkbaren Stich ins Grüne, fällt sofort auf durch seine abnorm starke Erzführung (vermutlich Titaneisenerz). Die ovalen Körner sind randlich angeordnet, am gemeinsamen Kontakt zweier Biotite (die zahlreichen Biotite berühren sich oft). Auf Schnitten senkrecht zur optischen Achse konnten spiessige, über das ganze Mineral sich erstreckende Individuen dieses Erzes erkannt werden. Sie wiederholen sich, wie bei Sagenitgeweben, nach ca. 60°. Das Ganze entbehrt jedoch der Struktur eines solchen Gitters. Es ist eher sternförmig, da sich die einander parallel verlaufenden Ausscheidungen nicht oft wiederholen. Am nämlichen Biotit konnte man einerseits diese Erscheinung sehen, anderseits aber randlichen runden Rutil und gleichgestaltetes Erz wahrnehmen.

Der Biotit ist im allgemeinen wenig mit Chlorit vergesellschaftet. Ausnahmen bilden die chloritführenden Paragneise der Murbühlplangge (vordere Unteralp rechts) und ein Gestein aus dem Hinteren Gurschenälpetli, bei 1875 m. Wir nähern uns beim erstgenannten Vorkommen schon der Ursernzone, bei der die genannte Vergesellschaftung ebenfalls häufig anzutreffen ist.

Der Biotit der gewöhnlichen Paragneise ist im allgemeinen metamorphe Neubildung der ersten Dislokationsmetamorphose. Wie

in den bereits erwähnten alten Gesteinen, so hat der Glimmer auch hier im Tertiär wohl keine prinzipielle Umwandlung mehr erlitten. Vielleicht sind die Erz- und Rutilausscheidungen der alpinen Orogenese zu verdanken.

Eine Ausnahme machen vermutlich die erwähnten Chlorit-Paragneise; ausserdem weisen einige im Süden, nahe der Tremolaserie liegenden Gneise vielleicht alpin rekristallisierten Biotit auf (der ausgesprochen blastische Quarz, der in den anderen Paragneisen gewöhnlich keine derartige Ausbildung erreicht, lässt es vermuten).

Biotit in Amphiboliten. Es kann als Regel gelten, dass sich das Aussehen des braunen Glimmers ändert, sobald Hornblende in irgend einer Form als Haupt- oder doch als wichtiger Nebengemengteil in den Mineralbestand eintritt. Bei den Amphiboliten mit gewöhnlicher grüner Hornblende ist das Braun des n_γ stets untermischt mit einem Gelb, das bei dem meist kräftigen Pleochroismus zu Orange wird. n_α wird hier hellgelb, und in wenigen Fällen hält es schwer, diesen Farbton überhaupt noch erkennen zu können. In den Amphiboliten, die aktinolithische Hornblende führen, ist der Glimmer pleochroitisch von gelbbraun nach fast farblos. Die Bestimmung der Doppelbrechung eines Minerals in einem massigen Amphibolit ergab den Wert von 0.0435. Eine weitere Eigentümlichkeit dieser Glimmer ist, dass die Rutilausscheidungen, Sagenitgewebe und Erzführungen nur in sehr untergeordnetem Masse beobachtet werden können. Der Glimmer scheint nicht mehr über den Titangehalt zu verfügen, dieser hat sich vorzüglich der Hornblende zugewandt (daselbst Ti-Ausscheidungen).

Biotit und Hornblende sind beides metamorphe Neubildungen. Über die Zeit dieser Kristalloblastese lässt sich nichts sicheres aussagen.

Biotit im Kastelhornamphibolit. In einem quarzreichen, Strahlstein führenden Gestein vom Kastelhorn hat der Biotit starke Erzausscheidungen und Sagenitgewebe bei braungelber bis farbloser Tönung. Das Gestein zeigt eine starke mechanische Beanspruchung, welche sich am Biotit in folgenden Erscheinungen äussert: Schnitte parallel zu n_α und n_γ weisen eine starke Zerknitterung der Spaltrisse auf. In einem porphyroblastischen Individuum, ungefähr senkrecht zu n_α getroffen, zeigt sich bei andeutungsweise sechsseitigem Querschnitt ($1^1/_1$ mm) eine leichte undulöse Auslöschung. Die Gesamtfläche ist aufgeteilt in etwa ein halbes Dutzend langgestreckter Felder, die sich abwechslungsweise nach der einen oder andern Seite etwas keilförmig zuspitzen und mit ihrer Längs-

achse unter ca. 45° zur Schieferung stehen. Die Felder zeigen ein intensives und feines Sagenitgewebe, das gegen die Grenze zu plötzlich aufhört, sodass ein von Entmischungsprodukten freier Rand resultiert. Die Grenze der Felder ist durch starke Erzausscheidung in Form rundlicher Körner deutlich gemacht.

Entgegen den bisherigen Beobachtungen an Amphiboliten, ist in diesem Gestein fast jeder Biotit entmischt. Der Glimmer ist mit dem Strahlstein innig vergesellschaftet, kann aber auch in Klinochlor ausfransen. Im gleichen Gestein gibt es Biotit, dessen n_γ schon fast farblos ist.

Der Einfluss der tertiären Orogenese hat sich wahrscheinlich in der starken Ausscheidung der TiO_2-Produkte und in der bemerkenswerten mechanischen Beanspruchung geäussert.

Biotit in Strahlsteinschiefern und in Biotitschiefern der Serpentinstöcke. Der Pleochroismus geht von gelbbraun nach farblos. Sehr selten zeigt n_α eine hellgelbbraune Färbung. Im allgemeinen sind die Farbtöne merklich schwächer als in Amphibolitglimmern. Die Glimmer dieser Schiefer zeigen keine TiO_2-Entmischungen. Oft tritt eine innige Vergesellschaftung mit Klinochlor auf (Biotit-Chloritschiefer). Auch hier sind nur kristalloblastische Phasen erkennbar.

Biotit in den Gesteinen der Tremolaserie. Die bisher besprochenen Biotite stammen meist aus schiefrigen Gesteinen. Dadurch, dass sie sich der Schieferungsebene oft in grosser Zahl angepasst haben, verstärken sie das Gesamtbild der Schiefrigkeit. Querstellungen waren nie anzutreffen.

Unter den hier zu besprechenden Gesteinen zeigen einige die interessante Erscheinung der Querbiotite. Der Vergleich mit Krige's Beschreibung der mesozoischen Zweiglimmerschiefer aus der Pioramulde (24) ergab Übereinstimmung bezüglich der Stellung der Biotite. Krige (24) schreibt: „In der Regel sind die Biotite eher tafelig als blätterig ausgebildet und so orientiert, dass die Normale zu ihrer Spaltfläche ungefähr senkrecht zur Streckungsrichtung des Gesteines steht. Sie haben dann ihren grössten Durchmesser parallel der Streckungsrichtung und sind oft 3—4 mal so lang als breit (während die Basisfläche in den seltenen Fällen, wo sie senkrecht steht, kaum einen Unterschied zwischen Länge und Breite erkennen lässt). Wie oben gesagt, ist die Basis am häufigsten ungefähr senkrecht zur Schieferung gestellt."

Die übereinstimmende Stellung des Biotites in den mesozoischen Schichten der Pioramulde und in den alten Gesteinen der

Tremolaserie des Gotthardmassives beweist, dass Bildung und Querstellung lediglich ein Produkt der alpinen Metamorphose sind.

Schmidt (35) hat den Biotit eines Granatglimmerschiefers vermessen und die erhaltenen Werte — Lage der Spaltrisse zur Schieferungsebene — graphisch dargestellt. Die erhaltene Figur ist nicht links-rechts, bezw. oben-unten symmetrisch, sondern zeigt ein einseitiges, steil nach 60° verlaufendes Maximum und eine sekundäre Anschwellung bei 45°. Senkrecht zu diesem Maximum ist ein ausgesprochenes Minimum vorhanden.

Der Pleochroismus dieser oft grossen (4 mm) porphyrischen Tafeln geht von gelbbraun und braun (mit Tendenzen zu rötlichen und grünlichen Farbtönen) nach hellgelb bis farblos. Die Biotite zeigen oft Erzausscheidungen und sind manchmal gleichzeitig mit Chlorit entstanden. Sagenitbildung konnte nur einmal festgestellt werden.

Biotit in den jungpalaeozoischen Eruptivgesteinen. Es sind hier alle zentralen Granite berücksichtigt worden.

Oberstafelgneis. Der Pleochroismus des Glimmers weicht von dem der Biotite im Orthogneis ab: n_γ = braungelb, n_α = fast farblos. Es sind fast keine Ausscheidungen zu bemerken. Ein Zusammenauftreten mit Pennin lässt sich etwa feststellen. Leukoxenartige Entmischungsprodukte beschränken sich stets auf das Chloritmineral. Wahrscheinlich liegt der Biotit hier kaum mehr in primärer Form vor.

Die zentral-östlichen und die Lukmaniergranite führen als chemisch gleiche und etwas weniger saure Gesteine Biotite mit gleichem Pleochroismus. Es liegt die Vermutung nahe, dass in chemisch ähnlichen Gesteinen gleichgefärbter Biotit eventuell ähnliche Zusammensetzung aufweist. Eine chemische Analyse wäre in dieser Frage entscheidend.

Fibbiagranit. Der hier vorkommende Glimmer zeigt im allgemeinen den gleichen Pleochroismus wie die Orthogneisbiotite. Die grünlichen Farbtöne treten oft hervor. Einerseits ist der Glimmer gleich ausgebildet wie im Orthogneis, ohne Zersetzung, anderseits weist er eine randliche Rutilausscheidung, auch eine Penninisierung auf. Im letzteren Falle handelt es sich sicher um primäre Biotite, welche die beschriebene Veränderung alpin erlitten haben. Auch frisch erscheinende, dem Orthogneisglimmer ähnliche Individuen können primär sein, aber es besteht die Möglichkeit, dass da und dort Biotit alpin neu entstanden ist, besonders an den (allerdings sehr seltenen) Stellen, wo er zusammen mit Muscovit im gleichen Blatte auftritt. Es scheint, dass im Tertiär der Biotit

instabil wurde. Hierauf wäre die Zersetzung zurückzuführen. Der Einfluss der alpinen Metamorphose auf den Biotit der massigen Gesteine war ein anderer als auf die schon parallel der Schieferung orientierten Orthogneis-Biotitblättchen, welche keinerlei Einfluss erkennen lassen. Die grösseren Biotitindividuen im Fibbiagranit weisen stets Verbiegungen und Zerknitterungen auf.

Gamsbodengneis. Der Biotit gleicht in jeder Beziehung dem Fibbiagranitglimmer. Die Farbe ist mit der des Orthogneisbiotites identisch. Neben der Penninisierung und Rutilausscheidung lässt sich ab und zu noch eine Limonitisierung feststellen. Die im Antiperthit eingeschlossenen Glimmer sind äusserst stark korrodiert. Die alpine Paragenese mit Muscovit ist hier häufiger.

Rotondogranit. Die wenigen Glimmer (Muscovit fehlt fast vollkommen) sind oft chloritisiert. Alpin entstandene Individuen sind nicht sicher nachweisbar.

Der *Cacciolagranit* zeigt wenige penninisierte braune Glimmer.

Der *Granodiorit* führt sowohl grosse Tafeln von Biotit (2—4 mm) als auch solche, die zum Grundgewebe gehören. Der Pleochroismus ist gelbbraun nach licht-hellgelb; die Doppelbrechung ergab den Wert von 0.0475. Es gibt kein einziges Individuum, das nicht Rutilentmischungen und meist auch ein sehr dichtes Sagenitgewebe enthalten würde. An verschiedenen Stellen sind die Zwischenräume der unter sich parallelen Nädelchen nicht grösser als ihre eigene Breite. Chloritisierungen sind selten. An einem Biotitblatt mit dichtem Sagenitgewebe hat sich auf der einen Seite Chlorit gebildet. An der etwas verwischten Grenze setzt die Entmischung plötzlich ab, und der Chlorit ist vollständig frei davon. Die grossen, gröberen Biotite sind sicher reliktisch.

Der braune Glimmer im Granodiorit des Pazzolastockes schliesst sich dem eben besprochenen in seinen Eigenschaften eng an.

Der *Granitporphyr.* Auch hier herrscht gross- und kleinblätteriger Glimmer vor. n ist hellgelbbraun und gelbbraun, n_a hellgelbbräunlich und hellgelb bis fast farblos. Gewöhnlich führen alle Glimmer Sagenitgewebe und Rutilausscheidungen am Rand. Verbiegungen der Blätter können oft konstatiert werden. Ein Biotit, genau senkrecht zu n_a getroffen, liess erkennen, dass der Achsenwinkel ziemlich klein ist, ca. 3°. Es ist ein Glimmer zweiter Art. Der stark mit Rutil besetzte Rand ist buchtig korrodiert. Ohne Zweifel liegt hier ein reliktisches, primäres Mineral vor. Zu n_a parallele Schnitte zeigen den Biotit oft in aufgeblätterter Form. Die Zwischenräume werden von Pennin ausgefüllt. Bei einigen In-

dividuen ist dieser Prozess so weit fortgeschritten, dass sich neben dem Chlorit nur noch die Rutilausscheidungen befinden, die parallel dem Spaltenverlauf alternierend angeordnet sind.

Der *Medelserprotogin* und der *Cristallinagranit* schliessen sich, wie eine kurze Orientierung an Schliffen der Sammlung Winterhalter zeigte, durchaus den zentralöstlichen Intrusionen an. Die Farben des meist etwas korrodierten reliktischen Biotits wechseln von braungelb bis hellolivgrün nach hellgelblich bis hellgelbgrün. Zahlreiche Ausscheidungen und schöne Sagenitgewebe sprechen weiter für die Analogie. Die Chloritisierungsprozesse treten, wie auch beim Granodiorit, eher zurück.

Die letzten Differentiate im Obercarbon des zentralen Massivs zeigen den dunklen Glimmer wie folgt:

Natrongranit: Von dunkelbraun mit Stich ins Grüne nach hellgelbgrün; oft mit Pennin vergesellschaftet.

Natronsyenit: Von dunkelgrün mit Stich ins Braune oder braun mit etwas Grün untermischt für n_β und hell-gelbgrünlich resp. hellgelblich für n_α; kein Chlorit.

Dioritaplit: Von dunkelbraungrün nach hellgelb; wenig Chlorit.

Auch hier ist der Biotit grösstenteils primär. Individuen, die im Tertiär gebildet worden sind, lassen sich mit Sicherheit nicht nachweisen.

Aplite: Von dunkelbraun nach strohgelb. Der spärliche Glimmer ist oft in Nestern zusammengeschlossen. Das Mineral zeigt keinerlei Ausscheidungen. Umwandlungen in Pennin und dieser selber sind vorhanden. Der Biotit zeigt Entmischungen. Es wurde vereinzelt ein von grasgrün nach hellgelbgrün pleochroitischer Glimmer beobachtet. Der Biotit der Aplite ist primär, die Umwandlung alpin.

Lamprophyre: Dem Pleochroismus der Glimmer sind hier ziemlich weite Grenzen gelassen. Im allgemeinen herrschen olivgrüne bis gelbliche Farbtöne vor. Oft ist der Biotit von der gleichen, kräftigen, gelbbraunen Farbe, wie wir ihn von den Amphiboliten her kennen. Es ist mir nicht gelungen, sichere Reliktglimmer der Lamprophyre ausfindig zu machen. Vermutlich sind diese leicht umwandelbaren Gesteine, im Gegensatz zu dem sie umgebenden Granit, im Tertiär vollständig der Metamorphose erlegen. Die Glimmer rekristallisierten aus rein selektiven Gründen. Wenn in Schliffen blastischer, langgestreckter Quarz auftritt, so sind andere Gemengteile des gleichen Gesteines, wie Biotit und Hornblende, sicherlich auch umgewandelt worden.

Quarzporphyrit und *Porphyrit* zeigen alpin umgewandelten Biotit (gelbbraun nach fast farblos) als Hauptgemengteil des Grundgewebes.

Im *Diorit* liegt stark zersetzter, gelbbraun bis farbloser, primärer Glimmer vor.

Mit Ausnahme dieser letzterwähnten Gesteine ist der Biotit in den Gotthardgraniten im wesentlichen primär. Es zeigt sich, dass der Glimmer z. T. alpin instabil wurde (Penninisierung, Rutilausscheidung). Es ist jedoch die Frage offen gelassen, wie viel brauner Glimmer alpin gebildet wurde. Nur die Biotit-Muscovitparagenese kann sicher als jung aufgefasst werden.

Biotit in den Gesteinen der Ursernzone. Im allgemeinen tritt Biotit in den Gesteinen der Ursernzone nicht auf. Das zeigt, dass in der Nordzone, gegen das Aarmassiv zu, die Bedingungen für die Biotitbildung während der alpinen Metamorphose ungünstig waren.

Farbe des Glimmers. n_γ ist dunkelbraungrün, braungrün, schmutziggrün und dunkelbraun; das gewöhnliche Braun, wie man es von den meisten Paragneisen her kennt, ist selten. n_α ist hellgelb, gelbgrün, gelbbräunlich, wobei der oft grüne Farbton mit etwas wenig Braun, der braune mit Grün untermischt auftreten kann. Ein fast gänzliches Verschwinden der Farbe lässt sich nirgends konstatieren. Eine deutliche Zunahme der mechanischen Beanspruchung lässt sich ohne weiteres durch die stärkere Verbiegung der Blättchen feststellen. Ausscheidungen, weder von Erz noch von Rutil, sind nicht beobachtet worden.

Einen besonders gefärbten Biotit weist ein sekretionärer Calcitgang auf (Tracé der Furka-Oberalpbahn, 80 m ob dem oberen Ausgang von Tunnel II). Der Glimmer ist makroskopisch schwarz und weist unter dem Mikroskop einen Pleochroismus von blassgrün nach hellgelblich auf.

Eine wichtige Rolle übernimmt nun, im Gegensatz zu den früher besprochenen Gesteinen, der Chlorit, der vielfach gleichzeitig mit Biotit entstanden ist. In den Paragneisen konnte der Chlorit noch nicht allein auftreten, hier aber kann er ganz die Rolle des Biotites übernehmen und Hauptgemengteil werden (Chloritschiefer).

Die Zusammenhänge zwischen Biotit und Chlorit, deren Vorkommen und Fehlen in den Gesteinen der Ursernzone wurde an 44 Dünnschliffen studiert. Das Resultat ist folgendes:

Weder Biotit noch Chlorit zeigen 11 Schliffe, nur Biotit 4, nur Chlorit (Klinochlor und Pennin zu gleichen Teilen) 12, Biotit

und Chlorit 17. In diesen 17 Schliffen erweist sich der Chlorit bei 4 Schliffen als Pennin, bei 13 als Klinochlor. Anderseits überwiegt unter den nämlichen 17 Schliffen bei 2 Schliffen der Biotit deutlich den Chlorit, bei 6 dominiert Chlorit über Biotit, 9 zeigen die Biotit-Chloritparagenese (und zwar 7 den Chlorit als Klinochlor, 2 als Pennin).

Wir wissen, dass die permocarbonischen und mesozoischen Gesteine nur die alpine Faltung mitgemacht haben. Die Bildungszeit des Glimmers ist somit das Tertiär.

Zusammenfassung. Die am braunen Glimmer erhaltenen Resultate zusammenfassend, kann man sagen: Sichere, aber spärliche alpine Bildung von Biotit lässt sich in den Gesteinen der Ursernzone nachweisen. Sehr häufig ist sie in der Tremolaserie anzunehmen (Querbiotite).

In den Amphiboliten und Strahlsteinschiefern ist tertiär gebildeter Biotit möglich, vermutlich auch in wenigen südlichen Paragneisen.

Die Orthogneise, feldspatreichen Gneise und Paragneise haben ihren bei der ersten Dislokationsmetamorphose umgewandelten Glimmer seither im wesentlichen nicht mehr verändert.

Primären Biotit findet man zur Hauptsache in den Graniten.

Muscovit

Über die Bildungsweise des hellen Glimmers gilt im allgemeinen das Gleiche wie über den Biotit. Gewöhnlich handelt es sich um metamorphe Neubildungen, die teils der älteren, teils der alpinen Metamorphose angehören.

Über die Paragenese Muscovit-Biotit wurde schon berichtet. Die Menge des Muscovites übersteigt nur selten die des Biotites. Der Muscovitgehalt ist aber oft in wenigen Individuen vereinigt, die dann viel grösser und dicker blätterig sind. Die Dicke kann die Länge sogar übertreffen.

In den Orthogneisen, feldspatreichen Gneisen und Paragneisen ist der helle Glimmer meist praealpin. In den Amphiboliten und in den Serpentingesteinen fehlt er vollständig. Ich konnte nie Muscovit und Hornblende im gleichen Schliff beobachten. Der Sericit-Muscovit der Tremolaserie ist eine alpine Bildung. In den Graniten, welche Muscovit führen (Gamsboden, Fibbia, Oberstafel), ist der helle Glimmer wohl durchwegs alpin entstanden. Die Pegmatite führen als einzige Gesteine dieses Mineral primär.

In den Gesteinen der Ursernzone konnte grobblätteriger Muscovit, der hier stets durch den kleinschuppigen Sericit ersetzt ist, nur ein einziges Mal beobachtet werden, und zwar nahe an der Grenze gegen das Mesozoikum hin (Kilchenberg, Durstelenbach 25 m rechts, 1615 m). Schon makroskopisch ist weisser Glimmer feststellbar. Der Dünnschliff zeigt neben viel Sericit Individuen von Muscovit mit starken Verbiegungen. Neben Chlorit, der dem Sericit in Grösse und Menge nahesteht, findet sich auch vereinzelt hellbrauner Biotit, der oft mit dem Chlorit vergesellschaftet ist. Es müssen hier bei der alpinen Faltung besondere Umstände geherrscht haben, dass sich dieses Mineral hat bilden können.

Umwandlungen und Ausscheidungen sind nie beobachtet worden. Erze liegen immer ausserhalb des Muscovites im Biotit, der mit dem hellen Glimmer gleichzeitig gebildet wurde.

Ein eigenartiges Verhalten zeigen Muscovite aus feldspatreichem Gneis von der Lücke südlich des Rossbodenstockes. Die Erscheinung beschränkt sich auf dieses eine Gestein, findet sich aber pro Schliff an mindestens einem Dutzend von Stellen. Dieser Muscovit sitzt vielfach zwischen Biotit und Oligoklas oder dann nur zwischen braunem Glimmer. Auf der Seite gegen den Feldspat hin zeigt sich das Mineral in normalem Zustande, gegen den Biotit hin wird es aber myrmekitartig aufgelöst, derart, dass die wurmartigen Fortsätze ungefähr senkrecht zur Berührungsstelle Muscovit-Feldspat verlaufen und parallel zu n_α des Muscovites sind. Vermutlich rührt diese Bildung vom Biotit her. Gerade die Seite gegen den braunen Glimmer hin zeigt diese Fortsätze. Sie scheinen eine höhere Lichtbrechung, aber niederere Doppelbrechung als der Wirt zu besitzen. Infolge ihrer Kleinheit gelang es nicht, sie endgültig zu diagnostizieren.

Fuchsit

Der glänzende, saftgrüne Chromglimmer fand sich in einem quarzitähnlichen Gestein, das im Gehängeschutt zwischen la Froda (südwestlich Piz Alv) und la Rossa auf 2500 m über den Wildmatten lag. Das feinschuppige Mineral war zu klein, um Messungen zu gestatten. n_α schwach hellblau, n_β und n_γ gelblichgrün, resp. bläulichgrün.

Die Zeit der Entstehung dürfte die gleiche sein wie die der übrigen Glimmer in Paragneisen: erste Dislokationsmetamorphose. Alpin hat sich das Mineral nicht mehr verändert.

Sericit

Das kleinschuppige Mineral findet man in fast sämtlichen Gesteinen mit Ausnahme der Serpentine i. w. S. Sericit ist meist Umwandlungsprodukt der Feldspäte. In den Psammitgneisen und Sericitschiefern der Ursernzone repräsentiert er zudem noch den umgewandelten Ton. Er ist fast durchwegs alpin gebildet worden.

Chlorit

Gesteinsbildend ist der Chlorit nur als Klinochlor und Pennin.

Die Orthogneise führen Chlorit (meist Pennin) bloss akzessorisch. Eine häufige Vergesellschaftung fand sich im Gneis, der wenig nördlich vom Glockentürmli, P. 2692, Guspistal, durchstreicht.

In den feldspatreichen Gneisen kommt er selten vor.

In Paragneisen ist er, mit Biotit gleichzeitig gebildet, ebenfalls nur akzessorisch vertreten (meist Klinochlor). Die chloritführenden Paragneise haben sehr untergeordnete Bedeutung.

Die Amphibolite führen sehr spärlich Chlorit.

In einigen Gesteinen der Tremolaserie erscheint Chlorit als Klinochlor z. T. in ebenso grossen Blättern wie Biotit. n_a ist schwach grünlich, n_γ hellgelb bis fast farblos. Er ist wie der Biotit im Tertiär entstanden.

In Gesteinen, die mit Serpentinen in enger Verwandtschaft stehen, spielt der Chlorit eine grosse Rolle. Durchwegs handelt es sich um Klinochlor (einzige Ausnahme: brecciöses Strahlstein-Talk-Chloritgestein von Gafallen Ost, dessen Klinochlor im Innern zuweilen optisch negativ ist und anomal blaue Interferenzfarben zeigt). Der Pleochroismus ist meist schwach, in verschiedenen Fällen ist überhaupt keine Farbe zu konstatieren. n_γ erscheint in leichtem Gelb mit Spuren von Braun, n_a kann schwach blaugrünlich werden. Vielfach zeigt das blätterige Mineral deutliche Verbiegungen.

Nirgends zeigt sich die Paragenese von Biotit und Klinochlor so deutlich wie hier (Biotit-Chloritschiefer, Nordkontakt Gige).

Es kann vorkommen, dass Klinochlor, mit stark ausgewalztem schwarzem Erz vermischt, den Schliff parallel der Schieferung durchzieht. Es ist gleichzeitige Bildung der beiden Komponenten anzunehmen. Wahrscheinlich haben auf diesen Flächen des Gesteins Bewegungen stattgefunden, dergestalt, dass den Lösungen nachher die Zirkulation möglich war.

Im randlichen Aktinolith-Chloritschiefer des Kastelhornserpentins tritt folgende, sonst nirgends konstatierte Erscheinung auf: Er

besteht fast zu 75 % aus Klinochlor, zu 20 % aus Aktinolith und zu 5 % aus schwarzem Erz. Der Chlorit hat einen relativ starken Pleochroismus und bildet bis zu 3 mm breite Blätter. Sie scheinen mechanisch äusserst stark beansprucht, wobei senkrecht zu den Spaltrissen spindelförmige bis fast parallele Teile, die an sich undulös auslöschen, gegenseitige Auslöschungsdifferenzen bis zu 60° zeigen. Die Kontakte dieser Teile sind scharf und lassen sich wegen des Pleochroismus auch ohne gekreuzte Nicols erkennen. Der gesamte Erzgehalt findet sich in eckigen bis rundlichen Partien, die Ausscheidungen des Chlorites darstellen. An einigen Stellen nimmt das Erz langspiessige Form an. In einem Chloritmineral, das zwar nicht dieses intensive System von Verwerfungen zeigt, aber doch mechanische Beanspruchung verrät, bilden die feinen Nädelchen ein regelrechtes Sagenitgewebe. Es kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob aller Chlorit dieser Gesteine erst alpin entstanden ist und wie viel auf das Konto der praealpinen säkularen Verwitterung der randlichen Produkte des Peridotites zu setzen ist. Wahrscheinlich ist aber alpin mehr Chlorit gebildet worden als praealpin.

Im allgemeinen dominiert in den jungen Intrusionsgesteinen der Pennin. Gerade in dieser Gesteinsgruppe, wo vorwiegend primäre Glimmer anzutreffen sind, lässt sich eine Umwandlung des Biotites in Pennin alpiner Entstehung häufig konstatieren. Es wurde schon unter „Biotit", bei Besprechung des Rossbodenstock-Granitporphyrs, auf den Unterschied hingewiesen, welcher zwischen Biotit-Chloritparagenese und Umwandlung von Biotit in Chlorit besteht.

Ob das Feldspat-Epidot-Chloritgestein (unakitähnlich) die letztgenannte Komponente in primärer Form aufweist, lässt sich nicht beweisen. Gewöhnlich ist der ziemlich gut eigengestaltige Klinochlor von einem Penninsaum umgeben. n_γ vom Klinochlor ist farblos, n_α grasgrün.

Über die Verteilung von Pennin und Klinochlor in den Gesteinen der Ursernzone wurde schon berichtet. Der Klinochlor hat hier einen viel stärkeren Pleochroismus: n_γ = deutlich hellgelblich, n_α = grasgrün. Hier kommt nur tertiäre Entstehung in Frage, mit oder ohne gleichzeitige Bildung von Biotit, je nach den vorliegenden Bedingungen.

Als Kluftmineral tritt schwach pleochroitischer Klinochlor im östlichen Teil der Gafallenalp auf (Gafallenmannli, 25 m links vom Bach, 2340 m). Im Schliff findet sich nur Chlorit, der rundliche bis viereckige Formen zeigt (0.08 bis 0.1 mm). Die bis 4 cm

grossen Klinochlortafeln vom Gigeserpentinstock wurden schon erwähnt. Die beiden sekretionären Bildungen sind zweifelsohne alpiner oder postalpiner Entstehung.

Zusammenfassend kann gesagt werden: Der Chlorit scheint meist alpiner Entstehung zu sein (Tremolaserie, vermutlich Serpentingesteine, Granite und Gesteine der Ursernzone). Praealpine Bildung ist untergeordnet (Orthogneise, feldspatreiche Gneise, Paragneise, event. auch Amphibolite). Ein sicherer Beweis für die letztere konnte jedoch nicht erbracht werden.

Hornblende

Im zentralen Teil des Gotthardmassives treten zweierlei Amphibole auf: die gewöhnliche grüne Hornblende und der Strahlstein.

Gewöhnliche grüne Hornblende. In den Orthogneisen, sowie auch in den jungpalaezoischen Graniten (inkl. Granodiorit, Quarzporphyrit und Porphyrit) wurde Amphibol niemals beobachtet. Nur der Natronsyenit (Lucendronordgrat) führt eine charakteristische Hornblende, die primär sein dürfte. Sie zeigt Umwandlungen zu Calcit und noch häufiger zu Klinochlor, was gegen späte metamorphe Neubildung dieses Amphibols sprechen dürfte. Die bestimmten optischen Daten sind folgende: n_α = grasgrün bis schwach gelblich, n_β = grünblau mit braunem Stich, n_γ = blau, schwach grün; $c/n_\gamma = 23—24°$.

Oft treten stark korrodierte Formen auf, was sich in den metamorphen Hornblenden nie konstatieren lässt.

Die primäre, schwach blaugrüne Hornblende des Diorites nördlich vom Piz Tegliola ist nur noch in kleinen, unbestimmbaren Resten vorhanden. Sie ist alpin stark zoisitisiert und chloritisiert worden.

Die alten Lamprophyre führen Hornblenden, die sehr wahrscheinlich bei der ersten Dislokationsmetamorphose umgewandelt wurden und den im Tertiär im allgemeinen herrschenden Bedingungen genügten, so dass sie sich nicht durch Umformung neu anpassen mussten. Die obercarbonischen Lamprophyre sind, was die allerjüngsten Produkte betrifft, sicher nur alpin umgewandelte Gesteine. Die Wirkung der herzynischen Stressphasen entzieht sich unserer Kenntnis.

In den alten wie in den jungen hornblendeführenden Spaltungsgesteinen zeigt dieses Mineral keinerlei Unterschiede. Durch das Studium des mikroskopischen Bildes ist uns somit kein Mittel

in die Hand gegeben, mit Sicherheit zu entscheiden, ob junge oder alte hornblendeführende Lamprophyre vorliegen.

Nur ausnahmsweise erscheint das Mineral in den feldspatreichen Gneisen (Unteralp rechts, gegenüber dem Hang zwischen beiden Gurschenälpetlitälern, südlich Paliudultscha, P. 2233.1, Unteralpreuss 1675 m, Gurschen, Gemsgrat, 2750 m). Es ist hier metamorphe Neubildung und alpin kaum mehr verändert worden.

In den Paragneisen konnte Hornblende nur einmal beobachtet werden (Maigelsrhein rechts, 2225 m, unteres Ende der Schlucht). Auch hier ist sie metamorphe Neubildung der alten Dislokationsmetamorphose.

Im allgemeinen erscheint die Hornblende in den Amphiboliten meist in guter Eigengestalt. Alpin sind wohl meist keine wesentlichen Umformungen eingetreten. Befinden sich in dieser Gesteinsgruppe auch herzynische, eruptive Amphibolite, so ist die Hornblende, wenn nicht schon durch die Stressphasen, so doch sicher nachher alpin umgewandelt worden, dank der selektiven Metamorphose.

In den Hornblendegarbenschiefern der Tremolaserie fällt vor allem die Grösse des Amphibols (bis 3 cm lang) als Porphyroblast auf. Wie der Glimmer (Querbiotit), so scheint hier auch die Hornblende alpin neugebildet worden zu sein. Die letzte Umwandlungsphase verlief kristalloblastisch.

In den Gesteinen der Ursernzone beschränkt sich die Hornblende auf die beiden Tuffvorkommnisse. Das tuffogene Material wurde erst im Tertiär umgewandelt. Der Amphibol stammt also aus dieser Zeit. Es verwundert, dass in diesen Epigesteinen überhaupt noch Hornblende auftritt, während in Gesteinen, die chemisch ähnlich zusammengesetzt sind (Chloritschiefer), dieses Mineral nie ermittelt werden konnte. Es ist wahrscheinlich, dass bei der Entstehung des Tuffes schon Hornblende vorhanden war, die im Tertiär unter Bedingungen kam, die vorhandene Individuen umzuwandeln vermochten (selektive Metamorphose), aber nicht hinreichten, um Amphibol neu zu bilden, falls dieser primär fehlte.

Im folgenden wollen wir die optischen Eigenschaften einiger dieser besprochenen Hornblenden näher kennen lernen.

In einem schiefrigen Amphibolit vom Rossbodenstock wurden folgende Daten bestimmt: n_a = gelblichgrün, n_β = grün mit einem

Stich ins Braune, n_γ = grasgrün, wobei auch Nuancen ins Blaue vorkommen können.

$$n_\gamma - n_\alpha = 0.022,\ n_\gamma - n_\beta = 0.014,\ n_\beta - n_\alpha = 0.008.$$
$$c/n_\gamma = 17^\circ \qquad 2\,V_{n_\gamma} = 102^\circ$$

An anderen Kristallen vorgenommene Messungen ergaben für $2V_{n_\gamma}$ = 102°, 104° und 106°. Die maximale Doppelbrechung schwankt zwischen 0.022 und 0.024.

Die entsprechenden Werte für die Hornblende der massigen Amphibolite (Rossbodenstock) lauten:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0.023,\ n_\gamma - n_\beta = 0.012,\ n_\beta - n_\alpha = 0.010.$$
$$c/n_\gamma = 17 - 18^\circ \text{ (Extreme} = 16^\circ \text{ und } 19^\circ).$$

Der errechnete Achsenwinkel beträgt 104½°, während der gemessene bei 103° liegt. Die Farben der Hauptschwingungsrichtungen waren etwas blasser als die des vorher beschriebenen Minerals. In den gleichen Gesteinen kann die Hornblende noch aktinolithischer werden. Die Messungen ergaben folgende Resultate:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0.022,\ n_\gamma - n_\beta = 0.013,\ n_\beta - n_\alpha = 0.009.$$
$$c/n_\gamma = 21-22^\circ \qquad 2\,V_{n_\gamma} = 106^\circ$$

Ein etwas abweichendes Auftreten haben die Hornblenden, wie sie in der Gegend westlich und südlich vom Guspistal in den dortigen amphibolführenden Gesteinen auftreten.

Direkt südlich unter dem Schyenstock, auf 2705 m, steht ein grüngraues Gestein an. Es führt neben grasgrünem bis hellgelblichem Biotit viel Hornblende, die stengelig ist und im Verhältnis zu ihrer Breite eine grosse Längenentwicklung aufweist (1:30). Biegung ist nie vorhanden, und Knickungen (von nur unbedeutendem Betrage) sind selten. Die kleinen Nädelchen (0.05—1 mm lang) figurieren gerne als Einschlüsse in Albit. Der Pleochroismus weist schwach blaue und grüne Farbtöne auf.

Weiter unten an der gleichen Bergflanke, auf 2635 m, findet sich ein schmales Band grünschwarzen Amphibolites. An der Hornblende wurden folgende Daten bestimmt: n_α = gelblichgrün, n_β = kräftig grasgrün, manchmal mit einem Stich ins Braune, n_γ = stark blaugrün; c/n_γ = 14—15°.

Nicht sehr weit von diesen Lokalitäten, am verlängerten Westgrat des Pizzo Centrale, zwischen dem Sellabödeli (P. 2828.1) und dem Gamschispitz (P. 2925), ist auf 2840 m ein grünlichgraues Gestein, wahrscheinlich ein Lamprophyr. Die Hornblende hat folgende Eigenschaften: n_α = farblos, n_β = schwach grün, n_γ = schwach blaugrün; c/n_γ = 16—17°.

Der Amphibol tritt porphyroblastisch auf. Die grösseren Hornblenden (ca. ein halbes Dutzend pro Schliff, bis 4½ mm lang) zeigen eine interessante Umwandlungserscheinung, welche sich aber stets auf das Innere des Minerales beschränkt. Die Farbe der Hornblende ist sowohl für n_α wie für n_γ ein schmutziges Gelbbraun. Unter sich und zu n_α ungefähr parallele Spalten verlaufen zur Längsrichtung senkrecht. Sie hören nach aussen genau dort auf, wo die frische Hornblende beginnt. Senkrecht zum Verlauf dieser Spalten stehen haarfeine Fortsätze, die oft gegenseitig aufeinander stossen können. Die erwähnte Farbe hat nicht an allen Stellen die gleiche Intensität, sondern ist dort, wo sich die kleinen Spältchen besonders dicht scharen, in den Nuancen etwas kräftiger. Es ist denkbar, dass die Spalten eine Erzfüllung darstellen und dass die schmutzige Farbe auf einen nachträglichen Limonitisierungsprozess zurückzuführen ist. Ob die ganze Erscheinung eine Entmischung der Hornblende darstellt, konnte nicht entschieden werden. Das Phänomen kann sich auch auf den Zwillingskristall erstrecken, dringt aber nie bis an den Rand vor. Diese Hornblende hat zum Biotit keine Beziehung.

An basischen Spaltungsgesteinen aus dem Rotondogranit mit den genau gleichen Hornblenden konnte diese Erscheinung ebenfalls festgestellt werden.

Die bekannten Hornblendegarbenschiefer vom Pizzo Centrale zeigen folgende porphyroblastischen Amphibole: n_α = hellgelblich bis farblos, n_β = grün, n_γ = blaugrün, etwas bleich; $c/n_\gamma = 14—15°$.

Die Hornblenden sind bis 3 cm lang und haben sich der Schieferung gut angepasst. Trotz ihrer Länge zeigen sie nur gelegentlich kleine Brüche. Mit ihnen kann sich braungelber Biotit mit grünem Stich bilden. Bemerkenswert sind die Einschlüsse, kleine, zahlreiche von Quarz und grössere, aber seltenere von Magnetit.

In den Granat-Hornblendegarbenschiefern vom Unteralppass tritt eine ähnliche Hornblende auf: n_α = hellgelbgrün, n_β = blaugrün, n_γ = grasgrün; $c/n_\gamma = 15—16°$.

Die Farbtöne sind eher etwas kräftiger als vorhin. Auch hier führen die Hornblenden viele kleine Quarzeinschlüsse, welche in den Schnittlagen parallel der c-Achse ein besonderes charakteristisches Auftreten haben. Sie beschränken sich nämlich auf den inneren Teil des Minerals und dringen nie bis an dessen Rand vor. Die Paragenese mit braunem Biotit ist dann und wann zu konstatieren. Gern lagern sich dünne Glimmerblättchen parallel einer Längsseite der Hornblende an (z. B. parallel {100}). Diese Glimmerblättchen wer-

den ab und zu von Strahlstein (Interferenzfarbe grüngelb II, statt blau bis grün II) abgelöst. Seine Auslöschungsschiefe konnte zu 18° bestimmt werden. Immer schmiegt er sich eng an die grüne Hornblende an und hat die gleiche Orientierung wie diese. Er ist stets bedeutend kleiner. Oft handelt es sich nur um einzelne, äusserst schmale Stengelchen.

Die Hornblende des gabbroiden Tuffes der Ursernzone ist sehr klein (0.2—0.4 mm lang). Das Mineral ist eher kurzstengelig, und die c-Achse liegt meistens parallel der Schieferung. n_α = hellgrüngelb, n_β = grün, n_γ = grünblau; c/n_γ = 17—18°.

Die Paragenese mit dem braunen, von grünen Farbtönen untermischten Biotit ist nicht häufig. Der Amphibol kann auch in kleinnadeliger Form büschelartig auftreten (Furkabahntracé unterhalb Station Tiefenbach). Meistens treten diese als Einschlüsse in Albit auf.

Strahlstein. Von der gewöhnlichen Hornblende leiten, wie schon gesagt wurde, Zwischenglieder zum eigentlichen Aktinolith über (schwächerer Pleochroismus und um 2—3° höhere Werte für c/n_γ). Der Strahlstein ist im Dünnschliff, wenn nicht vollständig farblos, so doch nur äusserst schwach hellgrün gefärbt. Die maximale Doppelbrechung schwankt zwischen 0.022 und 0.031. c/n_γ = 14—21°, wobei sich die Werte bei 18° etwas häufen.

Mit Ausnahme des oben beschriebenen Vorkommnisses im Granat-Hornblendegarbenschiefer vom Unteralppass ist der Aktinolith auf Gesteine beschränkt, die mit Serpentin oder Biotit-Aktinolithschiefer in Zusammenhang stehen.

Im Schliff eines Strahlsteinschiefers vom Piz Alv, bestehend aus Aktinolith und Talk, konnte Gleichzeitigkeit der Bildung festgestellt werden. Paragenesen dieses Amphibols mit dem orangebraunen und gelbbraunen Biotit tritt ab und zu auf (kein so kräftiger Pleochroismus mehr wie bei den Amphiboliten). Oft sind in nahezu monomineralischen Gesteinen die langen Stengel zerbrochen. Strahlsteinkristalle vom östlichen Serpentin der Gafallenalp zeigen bei porphyroblastischer Ausbildung eine auffallend starke undulöse Auslöschung, die sonst nur ausnahmsweise angedeutet ist. Im gleichen Schliff liessen sich sogar Zertrümmerungen feststellen, die entweder von lokal tektonischen Einflüssen oder aber von der Oedemmetamorphose herrühren.

Im allgemeinen wurden die Strahlsteinschiefer als Derivate basischer bis ultrabasischer Magmen gedeutet. In diesem Falle

wäre die Metamorphose dieser Derivate alpin. Betrachten wir aber einige Strahlsteinschiefer als sedimentär (diese Annahme hat ebenfalls Berechtigung), so ist wohl die ältere Dislokationsmetamorphose Ursache der Aktinolithbildung, da die Schiefer dann ein ähnliches Alter besitzen wie die Paragneise und Amphibolite. Wiederum wären im letzteren Falle alpin die Mineralien nicht oder doch nur sehr unwesentlich verändert worden (Brechen der langen Stengel).

Augit

Viel seltener als die gewöhnliche grüne Hornblende sind im zentralen Gotthardmassiv die Mineralien der Pyroxengruppe. Es handelt sich nur um die zwei Varietäten Diallag und Diopsid.

Der *Diallag* tritt einzig im Gigeserpentin in gut erkenn- und bestimmbarer Form auf (37). Die übrigen Stöcke enthalten das Mineral nur noch in vereinzelten Resten.

Der Diallag ist primär. Die Zersetzung des Diallagperidotites hat vermutlich schon nach dessen Entstehung begonnen, doch dürfte diese säkulare Verwitterung zum grössten Teil dem Einfluss der alpinen Faltung gutzuschreiben sein.

Der *Diopsid* beschränkt sich auf die Kalksilikatgesteine. Wie der Kalk-Tongranat, der in diesen Gesteinen ebenfalls anzutreffen ist, verdankt er seine Bildung der Kontaktmetamorphose bei hoher Temperatur. Die nachfolgende Dislokationsmetamorphose, sowie die herzynischen Stressphasen scheinen keine Einwirkung auf ihn gehabt zu haben, bis dann alpin, unter hydrothermaler Einwirkung, das ursprüngliche Carbonat bei tiefer Temperatur auf Kosten der älteren Kalksilikate zurückgebildet wurde (11). Wäre diese hydrothermale Wirkung nicht eingetreten, so würde sich durch die junge Dislokationsmetamorphose wohl kaum eine wesentliche Änderung vollzogen haben.

Olivin

Wie Diallag trifft man auch dieses Silikat nur im Gigeserpentinvorkommnis. Es ist Primärmineral des unveränderten Diallagperidotites. Wohl schon nach seiner Entstehung ist es der säkularen Verwitterung anheimgefallen. Jedenfalls vermochte die alpine Metamorphose die Serpentinisierung zu beschleunigen und teils auch zu Ende zu führen.

Granat

Gut kristallographisch begrenzt tritt der Granat gesteinsbildend nur in den Gesteinen der Tremolaserie auf, wo besonders die

Granat-Hornblendegarbenschiefer bis zu 1½ cm grosse Rhombendodekaeder einschliessen. Eine andere Form kommt nie vor. Der Granat wittert wie die blauschwarze Hornblende leicht aus dem Schiefer heraus, und man findet die einzelnen Mineralien im sehr wenig bedeckten Gelände angereichert (Unteralpweg, 2505 m, nicht weit unter dem Pass, in der Nähe des dortigen unteren Firnteiles). Kristallographisch gut, aber selten vollständig begrenzt sind auch die bekannten Granate der Kalksilikatlinse vom Piz Tegliola. Vorherrschend sind die Formen {110}, {211} und {321}.

In den *Orthogneisen* weniger als in den Graniten, vor allem dem Rotondogranit, findet man den Granat als Übergemengteil. Er ist klein, aber doch besser eigengestaltig als in den Paragneisen. Umwandlungsprodukte beobachtet man im allgemeinen keine. In den Apliten schart er sich gerne zu Haufen zusammen.

In den letztgenannten Gesteinen liegt vielleicht ein Primärmineral vor, während es für die Orthogneise wahrscheinlicher ist, dass wir es mit einer metamorphen Neubildung der älteren Dislokationsmetamorphose zu tun haben.

In den Pegmatiten kommt noch der primäre, alpin nicht veränderte Granat vor. Die kristallographischen Formen sind gewöhnlich nicht gut ausgeprägt.

In den *feldspatreichen Gneisen* südlich vom Badusgipfel (auf 2730 m) und in der Riselenplangge (auf 1870 m) bildet er Porphyroblasten von fast ½ cm Durchmesser, deren braunrötliche Farbe im Handstück gut hervorsticht. Eine kristallographische Begrenzung zeigt sich nie. Im Schliff sind die Individuen rundlich, können aber beispielsweise auch hufeisenartige Gestalt annehmen, wobei der innere Teil gewöhnlich grobkörnigen, meist undulös auslöschenden Quarz zeigt. Zum Teil liegen feine Spalten vor, die aber durch Übergänge so gross werden können, dass man von einer Auflösung in Teilindividuen reden kann. Die Zwischenräume werden weniger von Quarz als vielmehr von Pennin ausgefüllt. Ab und zu ist mit Chlorit vergesellschafteter Biotit von gelbbrauner Farbe darunter.

Man hat den Eindruck, als ob dieser Granat ein Produkt der alten Dislokationsmetamorphose sei und seither keine prinzipielle Veränderungen mehr erlitten habe. Vielleicht stellen die Chloriteinlagerungen eine Zersetzung dar, die alpin begonnen hat.

In den *Paragneisen* ist das Mineral meist als Akzessorium vertreten; einige rundliche, kleine Individuen fehlen selten.

Im Badusgebiet gibt es granatführende Paragneise mit bis zu 1½ cm grossen Granatporphyroblasten. In einem feinkörnigen, quarzitischen Schiefer aus der gleichen Gegend wird der Granat ½ cm gross. Kristallographische Formen fehlen. Bis zu 2 cm grosser Granat (Rothornsüdgrat, 2915 m), durch Verwitterungseinflüsse gerundet, zeigt in den Maschen Pennin, Chlorit-Biotit und braunen Biotit. In den Spaltrissen kann sich auch Glimmer einlagern, der von grasgrün nach farblos pleochroitisch ist und zudem noch zerknitterte Lamellen aufweist (Badusnordgrat, Wegabzweigung nach Andermatt).

Auch hier dürfte das Mineral ein Produkt der alten Metamorphose sein. Für die Granaten der Granatparagneise, die gern in der Nähe der feldspatreichen Gneise auftreten (Badusgebiet), kommt, ähnlich wie für die Kalksilikatfelse, Entstehung durch Kontaktmetamorphose weitgehend in Frage. Sichere Anhaltspunkte dafür liessen sich indessen irgends finden.

In einigen massigen *Amphiboliten* vom Rossbodenstock erkennt man den Granat schon makroskopisch. Er ist neben Hornblende Hauptgemengteil und im grossen Ganzen von rundlicher Gestalt, kristallographische Formen fehlen aber. Oft ist er durchsiebt und in viele Teile aufgelöst. In den unregelmässig verlaufenden Spaltrissen erscheinen braungelber Biotit oder Klinochlor.

Vermutlich ist das Mineral analog wie in den Paragneisen bei der ersten Dislokationsmetamorphose gebildet und im Tertiär nicht mehr verändert worden. Falls aber einzelne Amphibolite eruptiver Herkunft sind und erst nach der älteren Metamorphose als Gabbros intrudierten, müssen wir alpine Neubildung der Granatmineralien annehmen.

Das kelyphitartige Gestein (Schwarzbergwestgrat, 2575 m) lässt die Vermutung aufkommen, sämtlicher Granat sei vollständig in Biotit, wenig Quarz, Hornblende und Epidot (umgeben von einem Zoisitkranz) umgewandelt worden. Durch das Schliffstudium ist es aber nicht möglich, zu beweisen, ob überhaupt je Granat vorhanden war. Folgende Annahme dürfte vielleicht richtig sein, vorausgesetzt, dass das Gestein wirklich einmal Granat geführt hat: Da sich dieses alte, umgewandelte Sedimentgestein nahe am Kontakt mit Orthogneis befindet, wurde bei der Intrusion des einstigen Granites das Sediment bei hoher Temperatur metamorphosiert. Dabei wurde Granat gebildet, der sich in der folgenden Dislokation in Biotit u. s. w. umsetzte, alpin aber keine Änderung mehr erfuhr.

In ähnlicher Weise erklärt GRUBENMANN (11) die Bildung des Granates der *Kalksilikatlinse* östlich vom Piz Tegliola. Er schreibt, dass aus einer ursprünglich vorhandenen Kalklinse durch Kontaktmetamorphose bei hoher Temperatur (Orthogneisnähe!) zunächst ein Pyroxen-Granathornfels entstund, bei dem dann im Zusammenhang mit den Prozessen der alpinen Faltung, unter hydrothermaler Einwirkung bei tieferer Temperatur, das ursprüngliche Carbonat auf Kosten der älteren Kalksilikate (Granat, Diopsid) zum Teil zurückgebildet wurde, während daneben die wasserhaltigen Kalksilikate (Klinozoisit, Epidot und Strahlstein), der Chlorit, Adular und der freie Quarz neu entstunden. Im vorhin genannten Gestein lässt sich alpin keine sichere Veränderung nachweisen, ebenfalls fehlen hydrothermale Einwirkungen.

Dass die in den Gesteinen der *Tremolaserie* auftretenden Individiuen in den häufigsten Fällen kristallographisch gut entwickelt sind, dass aber nur das Rhombendodekaeder vertreten ist, wurde schon gesagt. Die Porphyroblasten werden bis $1^1/_2$ cm gross und die kleinsten Körner sind von Auge noch gut erkennbar. Oft haben sie eine grüne Anwitterungsfarbe. Granat ist hier unzweifelhaft alpin, gleichzeitig mit Biotit, Hornblende und Chlorit entstanden.

In einigen wenigen Granaten von Querbiotitschiefern sind feinste Nädelchen zu sehen, die unter Umständen ein ganz analoges Gewebe bilden können wie Rutil, nur dass diese Nädelchen, die den Rhombendodekaederumgrenzungen parallel gehen, noch dünner sind und so jede Bestimmung ausschliessen.

Am schwarzen, kohlehaltigen (carbonischen?) Quarzit zwischen Giubing und Unteralppass zeigt der Granat folgende, schon von KÖNIGSBERGER (21) beobachtete Erscheinungen: Die Kristalle sind nicht so wohlbegrenzt wie die eben erwähnten und haben einen Durchmesser von $^2/_3$ bis über 1 cm. Die Spaltrisse sind kurz und fein und sind innen weniger häufig als aussen. In etwas breiteren Kanälen findet sich wenig Biotit, auch Sericit bis Muscovit. Rundliche Einschlüsse von Quarz sind zahlreich, sodass, namentlich am Rand, etwa das Bild einer intensiven Durchsiebung entsteht. Sie sind auch in schmalen Streifen von unverkennbarer radialer Anordnung vorhanden. Rundliche kleinere Einschlüsse, ebenfalls in reihenförmiger Gruppierung, verstärken den Eindruck. Die Einschlüsse sind nie Disthen, wie KÖNIGSBERGER (21) vermutet hat. Dieses Mineral tritt nirgends auf. Die schmalen Quarzstreifen können bis zu 50^0 gebogen sein.

Mit Ausnahme vereinzelter Körnchen, ist das kohlige Pigment im Granat nicht vertreten. Desto häufiger hat es sich am Aussenrande des Porphyroblasten angereichert. Die dortige Menge entspricht schätzungsweise dem Gehalt einer gleich grossen Fläche Quarzit. Die Granaträndеr, welche der Schieferung parallel gehen, haben im allgemeinen mehr Kohle. Die Bildung der Granaten, die ohne nachträgliche Drehung stattgefunden hat, ging vom Zentrum aus, wobei die Quarzsubstanz diese gerichtete Form annahm. Der Quarz wurde eingeschlossen, während die Kohle gewissermassen als Fremdkörper immer nach aussen gedrängt und nur zum kleinsten Teil als Einschluss zurückblieb. Der gesamte Vorgang ist alpinen Alters.

In gefältelten Granatschiefern (vordere Sommermatten, Pass zwischen beiden Barbareragipfeln) geht die an Quarz, Sericit und Kohle gut erkennbare Fältelung durch den Porphyroblasten, der deutliche Wälzbewegungen durchgeführt hat. Der Granat ist somit jünger als der Anfang der Umkristallisation des Grundgewebes, aber älter als das Ende der Durchbewegung. Dies stimmt mit den an den anderen Granaten gefundenen Erscheinungen überein.

In der *Ursernzone* ist Granat nur an einer einzigen Stelle beobachtet worden (mittelkörniger Psammitgneis, Furkareuss links, näher Hospenthal als Zumdorf). Mit Chlorit und Biotit in Lagen auftretend, ist der sehr wenig zersetzte Granat (0.2 mm) idioblastisch und zeigt scharfe Querschnitte des Rhombendodekaeders. Er ist nach Quarz am häufigsten, jedoch makroskopisch nicht zu erkennen. Das vereinzelte Auftreten dieses Minerals, das sonst in den nämlichen Gesteinen anderswo nicht einmal als Akzessorium erscheint, lässt sich nur so erklären, dass hier anlässlich der alpinen Metamorphose lokale Bedingungen geherrscht haben, welche die Bildung von Granat begünstigten. Er ist hier neu gebildet worden, denn reliktisches Aussehen (z. B. abgerundete Ecken durch fluviativen Transport) kommt ihm nicht zu.

Zusammenfassung. Alpin entstandenen Granat finden wir sporadisch in den Gesteinen der Ursernzone, stets in der Tremolaserie. Ob die jungen Granite primären Granat führen, konnte nicht sicher bewiesen werden. In den anderen Gesteinen ist dieses Mineral praealpin gebildet worden, entweder als Produkt der Dislokationsmetamorphose (Orthogneise, feldspatreiche Gneise, Paragneise, Amphibolite) oder aber der Kontaktmetamorphose (Granat-Diopsidfels und jedenfalls das kelyphitartige Gestein vom Schwarzberg-Westgrat, sowie vielleicht auch Granatparagneise).

Turmalin

Folgende Gesteine führen dieses Mineral:

Pegmatite (vergl. S. 342). Dass die Kristalle oft zerbrochen sind, erklärt sich wohl aus ihrem praealpinen, also granitischen Alter. Trigonale, ditrigonale und hexagonale Prismen lassen sich fast immer erkennen, Endbegrenzungen sind selten ausgebildet. An einem Individuum konnten jedoch die beiden trigonalen Pyramiden $\{02\bar{2}1\}$ und $\{10\bar{1}1\}$ festgestellt werden.

Gesteine, die mit metamorphen Peridotiten in Beziehung stehen:

Strahlsteinschiefer (Unteralpreuss, Sonnsbühl). Schlechte Formentwicklung.

Kontaktgneis (Kämmleten). Einige ca. $1/2$ cm grosse Individuen.

Die Intrusionen der ultrabasischen Magmen haben günstige Bedingungen geschaffen für das Empordringen der pneumatolytischen Produkte.

Rotondogranit. In einem Schliff wurde braungelber Turmalin vereinzelt als Übergemengteil konstatiert.

Metamorpher Tuff (Furkabahn unterhalb Station Tiefenbach). Der Turmalin erscheint allerdings in einer wenig typischen Form: feinkörnig, schwarz-seidenglänzend mit einem violetten Schimmer. Um Wiederholungen zu vermeiden, sei auf S. 367 verwiesen, wo die in der Ursernzone liegenden Vorkommnisse beschrieben sind. Pleochroismus des im Dünnschliff deutlich stengeligen Minerales: n_α = schmutzig-lila, n_γ = braunviolett bis schwarz. Die Querschnitte sind bei der Kleinheit der Kristalle wenig charakteristisch.

Quarzreiche, liasische Chloritschiefer (Steffenstal, Oberalp). Der Turmalin ist klastischer Nebengemengteil, durch Transport hergebracht. Seine Grösse übersteigt nie 0.2 mm. n_α = farblos, n_γ = schmutziggelb-braungrün.

Der Turmalin scheint überall, wo er auftritt, praealpin zu sein. Die Veränderungen im Tertiär sind rein kataklastischer Art (Zerbrechung).

Carbonatmineralien

Von diesen Mineralien ist der Calcit das verbreitetste. Die Vorkommnisse von Dolomit beschränken sich auf die spärlichen triadischen Gesteine. Der Magnesit ist nur in den Serpentingesteinen zu finden. Reiner Siderit wurde nie beobachtet, dagegen Calcit mit Limonitausscheidung.

Calcit. In den Ortho- und Paragneisen ist der Calcit in ungefähr gleicher, aber sehr untergeordneter Menge zu sehen. Sehr wahrscheinlich ist er im Tertiär oder nachher gebildet worden. In den feldspatreichen Gneisen und in den Amphiboliten fehlt er praktisch. In den Gesteinen der Tremolaserie kommt er etwa als Porphyroblast (bis 1 mm) vor. Er ist alpin entstanden. Mehr akzessorisch ist er dann und wann zu sehen.

In den Übergangsgesteinen nach der Ursernzone hin führen die Paragneise etwas mehr Carbonatsubstanz. Fast jedes Individuum zeigt braune, limonitische Entmischungen.

Die Granite führen Carbonat in geringen Mengen. Vermutlich ist es ein Zersetzungsprodukt der Feldspäte.

In den permocarbonischen Schichten der Ursernzone ist Calcit fast in jedem Schliff zu sehen. Gewöhnlich handelt es sich um längliche, rekristallisierte Körner, die selten mechanische Beanspruchung verraten.

In den Marmoren erscheint Calcit bald vollständig blastisch (Lauetal, ob Realp), bald auch plastisch mit verbogenen Zwillingslamellen. Eckige Körner zeigen öfters starke undulöse Auslöschung. Als Ursache dieses wechselnden Auftretens müssen lokale Verschiedenheiten der Metamorphose in Betracht gezogen werden. Manchmal ist der Blastese noch die Kataklase gefolgt.

Calcit erscheint gelegentlich auch als Kluftmineral (Furka-Oberalpbahn, 80 m ob dem oberen Ausgang von Tunnel II, ob Andermatt). Die rhomboedrischen Kristalle sind von wenig makroskopisch schwarzem Glimmer, grauschwarzem Erz und Quarz begleitet. Erwähnt seien auch die Calcitdrusen am Kontakte der kohlehaltigen Phyllite mit den hellen Psammitgneisen unterhalb Rufenen (siehe p. 362). Im Andermatter Marmor kommen Skalenoeder in Klüften vor.

Der *Dolomit* zeigt in der Rauhwacke gerne ziemlich stark polysynthetisch verzwillingte Individuen mit limonitischen Ausscheidungen. Mechanische Beanspruchung ist häufig. Im Dolomit unterhalb dem Pazzolagrat hat die Sammelkristallisation während der Dislokation nicht grosse Fortschritte gemacht.

Der *Magnesit* der Serpentingesteine zeigt im Gegensatz zu den anderen Spaten eine relativ gute Formentwicklung. Verzwillingungen können fast keine beobachtet werden. SCHNEIDER (37) bestimmt die Doppelbrechung von $MgCO_3$ vom Gigeserpentin zu 0.202. Dieses Mineral dürfte als säkulares Verwitterungsprodukt des Peridotites wohl zum grössten Teil alpin entstanden sein.

Auf die posttertiären Kluftbildungen ist bei der Besprechung der Serpentingesteine schon hingewiesen worden.

Serpentin

Er beschränkt sich auf die mehr oder weniger veränderten Peridotite oder die Serpentine. Stets handelt es sich um Faserserpentin. Er ist Umwandlungsprodukt sowohl von Olivin als auch von Diallag. In welchem Grade die praealpin entstandenen peridotitischen Gesteine schon im Tertiär serpentinisiert waren, entzieht sich unserer Kenntnis. Der Grossteil der Serpentinisierung dürfte sich aber während der alpinen Dislokation vollzogen haben.

Talk

Neben den eigentlichen Serpentingesteinen tritt dieses Mineral auch noch in Strahlsteinschiefern auf, und konnte als untergeordnete Komponente in einem Aktinolithgestein des variablen Kastelhornamphibolites festgestellt werden. Es ist deutlich blätterig. In extrem faseriger Entwicklung findet es sich im Serpentin von Gafallen Ost (siehe p. 300). Hinsichtlich seiner Bildungszeit gilt das über Magnesit und Serpentin Gesagte. Es sei noch hervorgehoben, dass Talk vielfach aus Serpentin gebildet worden ist. Dieser Vorgang dürfte vor allem während und nach der alpinen Dislokation stattgefunden haben.

Epidot

In allen alten Gesteinen, mit Ausnahme einiger Paragneise und Kalksilikatgesteine (Piz Tegliola, Schwarzberg Westgrat), erscheint Epidot nur akzessorisch in der typischen Insekteneierform. In den vorliegenden Schliffen der Tremolagesteine konnte kein Epidot nachgewiesen werden. Hier wäre seine Entstehung alpin, während für die erstgenannten Gesteine vor allem praealpine Bildung während der älteren Dislokationsmetamorphose in Frage kommt. Für den Granat-Diopsidfels hat GRUBENMANN (11) nur alpine Entstehung des Epidotes angenommen. In den Graniten ist der Epidot Neubildung. Ob im Feldspat-Epidot-Chloritgestein vom Gitziälpetligrat primärer Epidot vorliegt, konnte nicht bewiesen werden. Hier fällt die relativ gute Eigengestalt des Minerals auf. In der Ursernzone ist der Epidot stets Neubildung, teils in rundlicher Form, teils in relativ guter Eigengestalt, wie im Tuff unterhalb der Station Tiefenbach (hier in Individuen bis zu ½ mm Länge mit oft deutlich undulöser Auslöschung).

Zoisit

Besenförmiger Zoisit in den basischeren Feldspäten dürfte meist alpiner Entstehung sein (feldspatreiche Gneise, Amphibolite, zentral-östliche Granite). In den Orthogneisen, Paragneisen, Tremolagesteinen, zentralen Graniten und in der Ursernzone fehlt Zoisit als Zersetzungsprodukt der Plagioklase oder hat doch nur äusserst untergeordnete Bedeutung.

In der Insekteneierform oder in gut stengeliger Ausbildung findet man den Zoisit vereinzelt in Paragneisen, im Kastelhornamphibolit, in kelyphitartigem Gestein vom Schwarzberg-Westgrat, Granat-Diopsidfels, untergeordnet in Randprodukten von Serpentinstöcken und spärlich im Tuff an der Furkareuss.

In den Paragneisen, vielleicht auch im Kastelhornamphibolit und im Gestein vom Schwarzberg-Westgrat, ist dieses Mineral in der eben erwähnten Ausbildung wohl praealpine metamorphe Neubildung. Für die im Granat-Diopsidfels vom Piz Tegliola auftretenden Mineralien der Zoisit-Epidotgruppe nimmt GRUBENMANN (11) alpine Entstehung an. Der Zoisit aus den Serpentinrandprodukten, deren Kalkreichtum er mit Strahlstein repräsentiert, ist vielleicht wie dieser ebenfalls im Tertiär entstanden. Ebenso sind die Zoisitvorkommnisse im Tuff durch die alpine Orogenese gebildet worden.

Ein erwähnenswertes Auftreten von Zoisit liegt in einem Paragneis vom Südgipfel des Badus. Das vereinzelte rundliche Mineral ist 0.2 mm gross. Ein eckiger Kern hebt sich deutlich von der Hülle ab. Der Kern hat höhere Lichtbrechung, aber niedrigere Doppelbrechung als die Hülle. Die optischen Orientierungen sind ohne Beziehung zueinander. Offenbar ist der Kern eisenreicher.

Apatit

Fast alle Gesteine führen dieses akzessorische Mineral. Die feldspatreichen Gneise führen im allgemeinen grosse, $^1/_4$ mm messende Apatite der bekannten tonnenförmigen Ausbildung. Ohne in den Glimmer eingeschlossen zu sein, erscheinen sie gerne dort, wo mehrere Blätter dieses Minerals zusammentreten. Von den zwölf grösseren Apatitindividuen im Schliff eines Injektionsgneises traten neun in solchen Glimmergruppen auf.

Im schwarzen Gestein über der Oberalpstrasse bei Andermatt fällt vor allem die Menge des Apatites auf. Er bildet kurze, 0.02 bis 0.03 mm lange Säulchen, die meist in der Schieferungsebene

liegen. Der P_2O_5-Gehalt dürfte schätzungsweise 1 % betragen. Das Mineral scheint neugebildet zu sein. Sonst tritt es in diesen Gesteinen reliktisch auf, allerdings in geringen Mengen.

In den alten Gesteinen, mit Ausnahme der Tremolaserie, ist Apatit wohl ein Produkt der älteren Metamorphose. Vermutlich ist er in den Tremolagesteinen (sehr untergeordnet) alpin umgewandelt worden. Die Granite führen den Apatit als Primärmineral. In der Ursernzone ist er, wie eben gesagt, vielfach reliktisch.

Zirkon

Von ähnlichem Verhalten wie Apatit, tritt dieses Mineral auch gern mit Biotit auf. Meist bildet es aber Einschlüsse mit radioaktiven Höfen. Dann und wann zeigt der Zirkon kristallographische Formen. In den zahlreichsten Fällen ist er rundlich bis langgestreckt. Im allgemeinen ist er kleinerkörnig als Apatit.

Titanit

Besonders als akzessorischer Gemengteil fehlt Titanit in den Amphiboliten nie. In den anderen Gesteinen tritt er dagegen sehr zurück. Vermutlich ist Titanit als sehr spärlicher Übergemengteil in den Graniten primär; im Feldspat-Epidot-Chloritgestein ist er Nebengemengteil. Auch hier erfolgte im Tertiär wahrscheinlich keine Umwandlung. Im allgemeinen ist der Titanit in den Amphiboliten kristallographisch gut begrenzt. Er ist stets leicht rötlich gefärbt. Als Einschluss in der Hornblende ist er im Gegensatz zu Rutil von keinem Hof umgeben. In den Amphiboliten ist er jedenfalls ein Produkt der älteren Metamorphose. In einem Psephitgneis der Ursernzone (Oberalpreuss, 1810 m), der einen auffallend hohen Titanitgehalt aufweist, erscheinen reliktische Individuen, die stark in Leukoxen umgewandelt und manchmal zerbrochen sind.

Baryt

Baryt findet man im zentralen Gotthardmassiv nur an drei Stellen: rechts über dem Pazzolabach auf 2040 m und 2090 m (beide Male tritt er im Verrucano auf, vermutlich sehr nahe an der Grenze gegen das Somvixer-Zwischenmassiv) und im alten Steinbruch ob der Schöne (mit Magnetit vergesellschaftet). Gerade dieses letztgenannte Vorkommnis zeigt eine weitgehend primäre Struktur. Der Magnetit füllt die Räume zwischen den einzelnen eckigen, bis 1 mm grossen Körnern aus. Der Baryt dürfte hier reliktisch sein.

Chloritoid

Nur in einem einzigen Schliff eines Gesteins der Ursernzone (kohleführender Schiefer, Andermatt, Oberalpstrasse) konnte Chloritoid nachgewiesen werden. Hier ist er ein wichtiger Nebengemengteil, hat langgestreckte Form, bläulichgrüne Farbe und ist stets zur Schieferung quergestellt (unter ca. 45°), ähnlich wie in den von NIGGLI (27) beschriebenen Chloritoidschiefern im Osten des Massivs. Im Druckschatten hat sich Quarz gebildet. Entstehung im Tertiär.

Clintonit

Es ist fraglich, ob die zum Teil elliptischen oder glimmerähnlichen, tiefschwarzen, im auffallenden Lichte etwas bleigrau reflektierenden Mineralien für diese Abart der Sprödglimmer gehalten werden können. In kohlehaltigen Gesteinen der Ursernzone treten sie in geringer Menge etwas porphyrartig auf. Irgendwelche sichere Bestimmungen kann man an den von Kohle gefärbten Schuppen nicht vornehmen. Das Mineral ist alpin gebildet worden.

Kohlige Substanz

In verschiedenen Gesteinen der Ursernzone und in einigen Schiefern und Quarziten der Tremolaserie ist Kohle in quantitativ geringer Menge vorhanden. Im Tertiär scheint eine schwache Sammelkristallisation vonstatten gegangen zu sein.

Die kohlige Substanz hat die Eigenschaft, Handstück und Schliffmaterial stark zu färben, sodass eine grosse Quantität vorgetäuscht wird. Meist ist die Substanz in Pigmentform fein verteilt. Körner von $^3/_4$—1 mm Grösse sind schon selten.

Kohle kann sich wie tonige Substanz verhalten und stellt sich bei der tektonischen Durchbewegung eines Gesteins als Gleitmittel auf den Scherflächen ein (liasische, kohlehaltige Schiefer, Stöcklistrasse). Ähnlich dem Sericit scheint sie die Blastese von Quarz sehr zu begünstigen, wie der schwarze Schiefer an der Oberalpstrasse in Andermatt zeigt. Kohlefreie und sericitarme Gesteine der gleichen Zone weisen normalerweise eine Kataklase des Quarzes auf.

Auffallend ist, dass die Korngrösse des blastischen Calcites in den Marmoren merklich kleiner wird, wenn relativ viel kohlige Substanz beigemengt ist. Der grobkörnige Marmor am Kilchenberg und der kohlehaltige, feinkörnige, blauschwarze Kalkphyllit vom Mühlebach und Durstelenbach zeigen dies. Hier hat die Kohle einer-

seits die Bildung der stark plattigen Calcite gefördert, anderseits aber die Sammelkristallisation gehindert. Die schwarzen Pigmente sind selten eingeschlossen.

Bei der Bildung der Granatkristalle (siehe die Gesteine der Tremolaserie) wurde die Kohle stets nach aussen gedrängt, der Quarz aber vielfach eingeschlossen, besonders randlich.

Erze

Diese Mineralien sollen hier in absteigender Reihenfolge ihrer quantitativen Wichtigkeit aufgezählt werden.

In den Orthogneisen, den feldspatreichen Gneisen und Paragneisen, sowie in den Amphiboliten sind die Erze vermutlich praealpinen Alters. Schwieriger ist die Entscheidung für die Serpentine im weitern Sinne. Inwieweit sich die alpine Metamorphose an der Bildung der Erze beteiligt hat, ist nicht immer klar. Ich glaube jedoch, dass die alpine Faltung einen grossen Einfluss auf die Neubildung dieser Mineralien gehabt hat, sind doch die sie umgebenden Komponenten (Serpentin, Talk, Magnesit, Klinochlor) im Tertiär meist auch der Umwandlung unterworfen worden. Die Granite führen wohl noch das primäre Erz, während in der Tremolaserie sowie in der Ursernzone alpine Bildungen vorzuliegen scheinen. Die letzteren Gesteine mögen event. auch Relikte aufweisen, doch ist dies nicht einwandfrei festzustellen.

Magnetit. Er tritt als Akzessorium in fast jedem Gestein auf. Gut entwickelte Oktaeder, die wenig verzerrt sind, finden sich im Klinochlorschiefer vom Portgèraserpentin. Die Kantenlänge des Erzes beträgt oft 1 cm. Salzsäure, die mit dem Mineral in Reaktion trat, zeigt, dass kein Chromit vorliegt. Im Talk vom Mettlen-Gurschenbach Mitte sind ebenfalls die Magnetite gut kristallographisch ausgebildet. ¾ mm grosse Oktaeder erscheinen im Phyllit, der bei Tgetlems am Rhein und unweit den genannten Hütten, sowie am Pazzolagrat (P. 2743) auftritt. Im Schliff ist ausserdem noch kleinkörniger, langgestreckter Magnetit zu sehen.

Titaneisen. Den grössten Teil dieses Erzes findet man als Ausscheidungsprodukt im Biotit und in der Hornblende. In der letzteren weisen die rundlichen Erze stets einen Leukoxenhof auf. In ähnlicher Weise wird auch Rutil ausgeschieden. Die beiden Erscheinungen sind besonders in den massigen Amphiboliten häufig. Bei mittlerer Vergrösserung (80fach) beobachtet man im Gesichtsfeld stets ein halbes Dutzend solcher Höfe.

Pyrit. Er erscheint am häufigsten in den Gesteinen der Ursernzone. Andere Formen als der Würfel wurden nie beobachtet. Dieser ist im allgemeinen nicht stark verzerrt. Vielfach sind Pseudomorphosen nach Hämatit und Limonit zu konstatieren. Sie stellen postalpine Verwitterungsprodukte dar. Die Umwandlung dringt von aussen her nach innen und kann sich soweit entwickeln, dass sich nur noch einige Reste des ursprünglichen Minerals erhalten haben.

Im schon erwähnten Magnetit-Barytgestein ob der Schöne ist der Pyrit von einem Magnetitmantel umgeben. Das Sulfid zeigt Würfelquerschnitt. Der Kontakt mit dem Magnetit ist vollkommen geradlinig und geht der äusseren Umgrenzung überall parallel. Es ist hier kaum gleichzeitige Entstehung anzunehmen, sondern der untergeordnet vertretene Pyrit hat sich vor dem Magnetit gebildet. Übrigens lassen sich derartige Pyrite in unverhältnismässig starker Längsverzerrung beobachten (Länge: Breite = 10:1. Länge = 1 mm).

Magnetkies. Dieses Erz tritt untergeordnet in den Amphiboliten, auch etwa in den Serpentingesteinen auf. Hinter der mittleren Murbühlhütte (Unteralp) erscheint das Mineral mit gleichkörnigem Pyrit gemischt in einem Quarzgang. Der Pyrrhotin hat im allgemeinen viereckige Form; Umwandlungsprodukte fehlen.

Arsenkies. Es wurde nur zweimal gefunden. Einmal im Paragneis an der Murbühlplangge, wo die zinnweissen Prismen Kantenlängen bis zu ½ cm aufweisen. Im Sella-Cadlimogneis, in den vorderen Sommermatten, fand sich ein ca. 1 m langer Gang von Misspickel. Das Erz ist zum Teil gut eigengestaltig und zeigt rechteckige Querschnitte. Ab und zu sind die Kristalle von einer Zersetzungsschicht umgeben (Einwirkung der Atmosphärilien). Zwillinge sowie Durchwachsungen liessen sich keine feststellen.

Rutil. Relativ häufig tritt Rutil nur als Akzessorium in den Amphiboliten auf (Entmischungsprodukt der Hornblenden). Jedenfalls sind die Sagenitgewebe der Primärbiotite in den jungen Graniten alpinen Alters. In einem Chloritparagneis aus der Unteralp (hinteres Gurschenälpetlital links, 1875 m) konnten kleine Kniezwillinge nach {011} konstatiert werden. Rutil tritt hier als Nebengemengteil auf. Im Granodiorit sind die vereinzelten, ¼ mm grossen Körner ebenfalls primär. Wahrscheinlich sind die wenigen Individuen, die in den Gesteinen der Ursernzone angetroffen werden, reliktisch.

Hämatit. Auch dieses Erz ist sehr selten. Wo es als Umwandlung des Pyrites auftritt, ist postalpine Entstehung wahrscheinlich.

Im Verrucano erscheint es vielfach als Relikt, plattgedrückt und ohne jegliche kristallographische Form. Die bekannte Hämatitfundstätte vom Piz Cavradi (Corneraschlucht) liegt ebenfalls in permocarbonischen Schiefern. Der hier auftretende Hämatit ist von Bläsch (1) eingehend kristallographisch untersucht worden.

Bleiglanz. Er wurde nur an einer Stelle ob den Tgetlemshütten, an der Grenze gegen das Somvixerzwischenmassiv, im Verrucano auf 2090 m gefunden. In einem sehr schmalen und kurzen Gang ist er mit Quarz vergesellschaftet. Andere Formen ausser dem Würfel sind nicht angedeutet. Ob das Erz alpin umgewandelt worden ist, kann bezweifelt werden.

In der von Krige (24) namhaft gemachten Bleiglanzlagerstätte im Cadlimo-Sellagneis (Piz Corandoni) hat das Erz im Tertiär wohl nur unbedeutende Veränderungen erlitten, analog wie der Arsenkies in den Sommermatten.

Molybdänglanz. Im Schutt südlich vom Schwarzberg, auf ca. 2550 m, fand ich Quarz und Molybdänglanz. Der letztere ist dicht und bildet im Milchquarz einige unter sich parallele Lagen, von denen aber keine mehr als 3 mm dick ist.

2. Die Gesteine

Nachdem wir die einzelnen Mineralien hinsichtlich der Einwirkung der alpinen Faltung kennen gelernt haben, sollen auch die Mineralassociationen, die Gesteine der metamorphen Provinz des zentralen Gotthardmassivs, vom gleichen Standpunkt aus betrachtet werden.

Orthogneise. Quarz, Feldspat und Glimmer sind praealpine Produkte und bei der ersten Dislokationsmetamorphose gebildet worden. Die durch die alpine Metamorphose hervorgerufenen Änderungen können als geringfügig veranschlagt werden: Die Kataklase des Quarzes hat sich weiter entwickelt; die Feldspäte sind der wenig intensiven Umwandlung anheimgefallen, falls dieses Phänomen nicht eventuell praealpin zu deuten ist. Analog dem Mineralbestand hat sich im Tertiär auch die granoklastische Struktur und die schiefrige, lentikulare, flaserige Textur nicht mehr wesentlich verändert. Die Gesteine standen unter Bedingungen, die keine völlige Umwandlung erzeugten, da sie nach Mineralbestand, Struktur und Textur den herrschenden Verhältnissen schon angepasst waren.

Feldspatreiche Gneise. Diese Gruppe schliesst sich der eben genannten vollkommen an. Mineralbestand, Struktur und Textur

sind praealpin, die im Tertiär auftretenden Veränderungen sehr gering (Sericitisierung, Zoisitisierung, Rutilentmischung, kataklastische Phänomene).

Paragneise. Im grossen und ganzen handelt es sich auch hier um Gesteine, die seit der älteren Dislokationsmetamorphose keine grossen Veränderungen erlitten haben. Den Beweis scheint folgende Tatsache zu liefern: Oft zeigen die Kontaktparagneise der Serpentinstöcke vollendete Kristallisationsschieferung bei gut entwickelter Blastese (Mettlen-Gurschenbach Mitte, Kämmleten). Diese Umkristallisation der Paragneise ist nicht alpin, sondern eine Äusserung der thermischen Kontaktmetamorphose bei der Intrusion des Peridotites. Die entfernteren Paragneise zeigen nie eine derartig ausgeprägte Kristallisationsschieferung, sie sind also alpin nicht oder nur wenig metamorphosiert worden.

Dagegen zeigt sich an einigen im Süden liegenden Gneisen, dank des Glimmerreichtums, ein zum Teil merklicher Einfluss der alpinen Faltung: der Quarz ist vielfach plattig und verrät vollständige Blastese, während eckige und rundliche Individuen untergeordnet sind. Die Annahme, dass die Blastese alpinen Alters ist, erhält noch mehr Gewicht, wenn wir die Tremolagesteine behandeln.

Orthogneise aus der Nähe dieser südlichen Parazonen, in deren Gesteinen die Rekristallisation des Quarzes beobachtet wurde, zeigen keinen Unterschied von Orthogneisen, die viel nördlicher anstehen. Eine Blastese des Quarzes ist hier nirgends wahrnehmbar. Darin zeigt sich deutlich die Wirkung der selektiven Metamorphose.

Im mittleren und nördlichen Teil des Massives weisen die Paragneise zum Teil noch ursprüngliche Texturen auf, indem sich im Schliffbild Schmitzen und Lagen von Quarz und feinschuppigem Sericit feststellen lassen. Vermutlich zeigt sich hier noch das Abbild der Sedimentation. Der Quarz ist im allgemeinen noch blastisch, das Korn zeigt aber schon viele eckige und rundliche bis buchtige Formen. Man hat den Eindruck, als ob sich der Einfluss der alpinen Faltung nicht mehr so weit nach Norden erstreckt habe, und die Annahme, es habe in diesen Gesteinen im Tertiär keine weitgehende Überlagerung der ersten Dislokationsmetamorphose stattgefunden, hat viel für sich.

Die Paragneise, die unmittelbar südlich an die Ursernzone anschliessen, weisen vielfach schon reliktischen Feldspat und undulös auslöschenden Quarz auf. Eine Rekristallisation des Quarzes lässt

sich kaum mehr feststellen. Mit Biotit tritt auch Chlorit auf, der bis anhin eine sehr unwesentliche Rolle gespielt hat.

Es wurde schon bei der Besprechung der Gesteine der Ursernzone darauf hingewiesen, dass oft Übergänge von Permocarbon zu den Paragneisen konstatiert werden (St. Annabach). An anderer Stelle wurde der Vermutung Ausdruck verliehen, es handle sich hier um alte Gneise, die bei der älteren Metamorphose nicht derart umgewandelt wurden, wie die übrigen sandig-tonigen Sedimente. Als Grund dafür kommen in Frage entweder ein zu hohes Niveau oder, da es dem Verrucano ähnliche Gesteine sind (viel reliktische Feldspäte und oft Zurücktreten des Glimmers), die selektive Metamorphose. Eventuell waren auch beide Faktoren zusammen von Bedeutung. Im Tertiär wurden die Gesteine wiederum nur sehr wenig verändert (Kataklase des Quarzes; die Sericitisierung der Feldspäte kann auch praealpin sein).

Die Textur der Paragneise ist in den südlichsten Regionen des untersuchten Gebietes alpin-kristallisationsschiefrig. In den mittleren Partien ist die Kristallisationsschieferung alt, sie ist qualitativ nicht so gut entwickelt wie die alpine. Im Norden, nahe der Ursernzone, tritt die Rekristallisation des Gesteines fast gänzlich zurück.

Die Struktur der Paragneise ist im Süden und in den mittleren Teilen alpin-, resp. alt-granolepidoblastisch, nahe am Nordrand liegt blasto- bis klastopsammitisches Gefüge vor.

Amphibolite. Für unsere Betrachtung müssen wir streng zwischen den alten, sedimentär entstandenen Gesteinen (wahrscheinlich der grösste Teil) und den eventuell eruptiven, fraglich obercarbonischen Amphiboliten (Kastelhornamphibolit?) unterscheiden. Für die letzteren kommt natürlich vor allem eine alpine Metamorphose in Frage. Eventuell wären hier auch die verschiedenen Stressphasen zu berücksichtigen. Sichere Entscheidungen diesbezüglich konnten nicht getroffen werden.

Die alten Kalk-Mergelgesteine wurden mit den Ortho- und Paragneisen umgewandelt. Es liess sich auch hier kein Beweis erbringen, ob und in welchem Masse diese Gesteine, die den metamorphosierenden Einflüssen noch in höherem Masse zugänglich waren als die bisher genannten, nicht von der alpinen Metamorphose erfasst wurden. Der Einfluss dürfte vor allem in den kleinen massigen Vorkommnissen südöstlich von Badus und am Rossbodenstock (Nordrand des Sedimentmantels!) unbedeutend gewesen sein.

Serpentine (im weitern Sinne). Noch schwieriger als bei den Amphiboliten ist es bei dieser Gesteinsgruppe zu entscheiden, inwieweit die alpine Metamorphose eine Rolle gespielt hat. Vor allem war es die säkulare Verwitterung, welche die Peridotite verändert hat. Offenbar haben diese Prozesse schon nach der Bildung der Gesteine eingesetzt, sind aber erst im Tertiär zur intensiven Entfaltung und teilweise auch zu Ende gekommen. Nur auf der Gige haben sich die Primärmineralien Olivin und Diallag noch zu erhalten vermocht. Als Formrelikte werden diese Mineralien vielfach auch in den anderen Stöcken angetroffen.

Die Struktur der Peridotitgesteine ist zum Teil primär, zum Teil fibroblastisch, mit deutlichen Reliktformen der umgewandelten Primärmineralien. Die Texturen sind meist massig bis schlecht schiefrig.

Die randlichen Produkte der Serpentinstöcke zeigen keinen Reliktcharakter mehr, sie sind gänzlich der Umwandlung anheimgefallen. Zudem haben hier oft bedeutende stoffliche Veränderungen stattgefunden (Talk-Biotit-Chloritschiefer).

Gesteine der Tremolaserie. Diese Gruppe, die dem Alter nach vollständig mit den Paragneisen und den Amphiboliten in Parallele zu setzen ist, weist, dank dem Einfluss der Tertiärmetamorphose, ein anderes Bild auf als die ihr chemisch gleichen Paragneise und Amphibolite. Es handelt sich hier um (Granat-) Hornblendegarbenschiefer und Querbitotitschiefer mit deutlicher porphyroblastischer Struktur und schiefriger Textur. Porphyroblasten können sein: Biotit, Hornblende, Granat, Chlorit und Calcit, zur Seltenheit noch Quarz. Die Gesteine sind zum grössten Teil alpin umgewandelt worden und haben sich den herrschenden Bedingungen angepasst (Querbiotite). Bei der Umwandlung waren diese Umstände vielfach die gleichen wie in der nahen Pioramulde, wo die alpine Metamorphose zum Verwechseln ähnliche Gesteine (Querbiotitschiefer, Glimmerschiefer, Garbenschiefer) geschaffen hat.

Die Hornblendegarbenschiefer zeigen deutlich, wie sie durch Sammelkristallisation der Hornblende aus gewöhnlichen schiefrigen Amphiboliten entstanden sind. Am Krummen Egg auf 2615 m (Guspistal, Nordgrat, P. 2828.1) zeigt der Amphibolit der Zone Pizzo Centrale-la Froda die Hornblende bereits in etwas porphyroblastischer Form, jedoch noch nicht in der Grösse, wie man das Mineral auf dem Pizzo Centrale-Gipfel vorfindet. Offenbar liegt gerade hier ein Gestein vor, das zwar von der alpinen Metamorphose bereits erfasst, aber doch nicht in dem Masse wie die typischen

Garbenschiefer umgewandelt worden ist. In ähnlicher Weise sind mit ihm die Biotit-Muscovitgneise bis -schiefer mit den gewöhnlichen Paragneisen in Parallele zu setzen.

Der häufige Wechsel der beiden letztgenannten Gesteine, wie auch das Nebeneinandervorkommen von feinstengeligem Amphibolit (fast nur Hornblende) und Hornblendegarbenschiefer (besonders Pizzo Centrale-Gipfel) zeigt, dass die Wirkung der alpinen Metamorphose nach Norden hin nicht mit einem Mal, sondern allmählich abnimmt. Die Bedingungen waren hier lokal stark wechselnd. Es sei nochmals daran erinnert, dass die alpine Metamorphose hier selektiv gewirkt hat. Die Pizzo Centrale-Garbenschiefer liegen nördlich von beiden Cadlimo-Sella-Orthogneiszonen. Der Orthogneis hat bekanntlich im Tertiär im grossen Ganzen nirgends eine Veränderung erlitten.

Granite. Abgesehen vom Oberstafelgneis, der vielleicht nur eine chemische Abart des Orthogneises ist, zeigen die spätpalaeozoischen Granite nur einen kleinen Einfluss der alpinen Faltung.

Der Quarz lässt meist eine deutliche klastische Deformation erkennen (Sandquarz im Fibbiagranit). Die Feldspäte sind noch in ihrer primären Form vorhanden, aber mechanisch stark beansprucht. Im Tertiär ist noch Zersetzung eingetreten, die bei den Andesinen der zentral-östlichen Vorkommnisse äusserst stark sein kann. Vielleicht sind die oft erwähnten frischen Antiperthite alpin neu entmischt worden. Der braune Glimmer ist meist noch primär, wurde aber im Tertiär manchmal verbogen und häufig penninisiert. Paragenesen mit Muscovit sind wie die Epidotbildung sicher auf die alpine Orogenese zurückzuführen. Es konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob der Granat Primärmineral oder metamorphe, alpine Neubildung ist.

Das Gleiche gilt für die sauren Spaltungsgesteine (Muscovit in Pegmatit und Hornblende in Natronsyenit sind primär).

Die Struktur der Granite ist oft porphyrisch, die Textur lentikular (Gamsbodengneis, östlich der Gotthardstrasse), schiefrig oder massig (vor allem Rotondogranit). Jedenfalls ist der texturelle Unterschied zwischen Fibbia- und Rotondogranit durch die vor der Intrusion des letzteren erfolgte Stressphase bedingt.

Die Lamprophyre hingegen wurden völlig umkristallisiert, dank der selektiven Metamorphose (blastischer Quarz!). Sie sind schiefrig-lepidoblastisch. Es ist deshalb nicht richtig, diese Gesteine mit Namen zu belegen, wie Kersantit u. s. w., da hier ja nicht mehr der ursprüngliche Mineralbestand vorliegt.

Gesteine der Ursernzone. Der gesamte Komplex dieser Schiefer ist nur alpin metamorph. Hier lässt sich somit der Einfluss der alpinen Faltung am besten studieren.

Der Quarz ist meist reliktisch, kataklastisch deformiert, ab und zu auch plastisch. Nur in speziellen Fällen lässt sich eine vollständige Blastese konstatieren. Feldspat ist zum grössten Teil reliktisch vertreten. Er stammt in dieser Form aus den Graniten und ist bei der Erosion des herzynischen Gebirges hieher verfrachtet worden. Er zeigt den gleichen Grad der Metamorphose (Sericitisierung). Einige Antiperthite scheinen sich, gleich wie im Gamsbodengneis, im Tertiär neu entmischt zu haben. Feldspäte, die von Sericitzöpfen umflossen sind oder in gewissen Chloritschiefern auftreten und runde oder spindelförmige Formen aufweisen, sind alpin umgewandelt worden. Der Albit des Tuffes ist Neubildung. Ebenso ist der Biotit im Tertiär entstanden. Mit ihm, häufiger jedoch allein, erscheint Chlorit. Calcit ist meist durch Sammelkristallisation zu seiner jetzigen Korngrösse gekommen. Es lassen sich klastische und plastische Deformationen erkennen. Meist liegt aber ausgezeichnete Blastese vor (Stinkkalk, Lauetal, ob Realp). Neubildungen sind ferner Epidot und Sericit, sowie der spärlich auftretende Zoisit. Das sporadische Erscheinen von Granat, Hornblende und Muscovit, sowie auch die unvollständige Verdrängung des Biotites kennzeichnet deutlich den epizonaren Mineralbestand.

Da in dieser Zone mannigfaltige Gesteine auftreten, so sind auch verschiedene Strukturen und Texturen zu erwarten, sowie ein differentes Verhalten gegenüber der alpinen Metamorphose.

An den Marmoren ist der Einfluss am deutlichsten zum Ausdruck gekommen. Das ursprüngliche Korn ist durch oft ungleiche Sammelkristallisation (Schlierenmarmor vom Kilchenberg) vergrössert worden. Die Strukturen sind oft klastisch-granoblastisch (Stinkkalk, Lauetal, ob Realp). Ein brecciöses Gefüge zeigt der zum Teil marmorisierte Kalk am Ruesdielebach (Bäz). Die Texturen sind meist gut kristallisationsschiefrig.

Die Psammitgneise etc. sind blasto-klastopsammitisch bis -psephitisch, seltener -pelitisch struiert. Die Textur ist bei den Gneisen häufig lentikular, wogegen die Schiefer oft noch Wechsellagerung in der Sedimentation erkennen lassen.

Der Tuff an der Furkareuss lässt zeitweise noch die Trennung von Sediment und Eruptivanteil erkennen. An der Oberalpstrasse besteht dieser Unterschied nicht mehr. Sämtliche Komponenten sind neu gebildet. Es ergibt sich bei einer grano-lepidoblastischen Struk-

tur eine schiefrige Textur. Die bei der Beschreibung des Gesteins erwähnten rundlichen Gebilde mit Pyritkern sind eventuell kleine Bomben. Es würde also ein Formrelikt vorliegen, ähnlich wie sich im Serpentin noch Formrelikte von Augit und Olivin nachweisen lassen.

3. Zusammenfassung

Vergleichen wir den Einfluss der alpinen Metamorphose auf die verschiedenen Gesteinsgruppen, so ist vor allem eine Selektion im Grade der Umwandlung der Gesteine wahrnehmbar ohne Rücksicht darauf, ob das betreffende Gestein schon polymetamorph vorlag oder nicht. In zweiter Linie ist eine regionale Wirkung zu konstatieren (Unterschied zwischen Nord und Süd).

Am intensivsten umgewandelt wurden, dank der tektonischen Verhältnisse, vor allem die Gesteine der Tremolaserie (Mesozone). Diese Umwandlung hat im Süden auch noch die Paragneise betroffen, während am Nordrand in den postherzynischen Gesteinen nur die Bedingungen für eine Epimetamorphose gegeben waren. Die Orthogneise, feldspatreichen Gneise und im allgemeinen die Paragneise, vermutlich auch die Mehrzahl der Amphibolite, waren als praeobercarbonische Gesteine der oberen Mesozone den im Tertiär herrschenden Bedingungen schon so weitgehend angepasst (Mineralbestand, Schieferung), dass der wahrnehmbare Einfluss fast zu vernachlässigen ist. Der Charakter dieser Gesteine ist somit durchaus praealpin, auf keinen Fall alpin.

Das Studium der Serpentine im weitern Sinne konnte nicht eindeutig die Einwirkung der tertiären Orogenese dartun. Offenbar ist der grösste Teil der säkularen Verwitterung dieser Gesteine doch alpin. Nur selten lassen sich noch primärer Mineralbestand, Textur und Struktur dieser ultrabasischen, obercarbonischen Eruptiva erkennen (Gige).

Die spätpalaeozoischen Granite verdanken ihre oft differente Textur wahrscheinlich den Stressphasen, die ihren Intrusionen folgten. Auch hier ist der Einfluss der alpinen Falten nur der, dass aus den Graniten im strengen Sinne Epigranitgneise entstunden mit stark ausgeprägten kataklastischen Phänomenen.

Abschliessend können wir die Frage nach dem Einfluss der tertiären Alpenfaltung auf die Gesteine des zentralen Gotthardmassives folgendermassen kurz beantworten:

Regional wurden, durch tektonische Verhältnisse bedingt, in kleinem Masse mesozonare Gesteine gebildet. Der Grossteil der Gesteine, der schon durch frühere Dislokationen meso- bis epimeta-

morph geworden war, erlitt im Tertiär unwesentliche Veränderungen. Gesteine, die praealpin nicht umgewandelt vorlagen, wurden, abgesehen vom Südrande, typisch epimetamorph.

III. Teil
Zusammenfassender geologisch-tektonischer Überblick über das zentrale Gotthardmassiv

Als älteste Gesteine haben wir die Paragneise genannt. In welcher Zeit diese sandig-tonigen Sedimente abgelagert wurden, wissen wir nicht. Sicher ist, dass sie mindestens mittel- bis untercarbonisch, vermutlich aber noch älter sind. Ob nun die einzelnen Paragneise wieder ein verschiedenes Alter besitzen, entzieht sich unserem Wissen.

Über diesen Gesteinen lagerten sich während und nach ihrer Bildung mergelige Sedimente ab, die nunmehr zu Amphiboliten und Hornblendegarbenschiefern umgewandelt sind. Im Süden des Massivs verläuft ein solcher Zug mergeliger Gesteine von der Fortuneialp über Pizzo Centrale, Wildmattsee, Piz Alv, P. 2873 weiter nach Osten. Schon im Wytenwassertal werden diese Gesteine in der sog. „Guspis-Synklinale" gefunden. Im Val Vitgira hat van Holst-Pellekaan (20) diese Amphibolite ebenfalls gefunden.

Nach der Sedimentation erfolgte eine über das gesamte Massiv sich erstreckende einmalige Intrusion des einheitlich engadinitischen Granites. Hierbei wurden die tonigen Sedimente weitgehend injiziert und aufgeschmolzen. Durch die spätere Metamorphose wurden die entstandenen Mischgesteine zu feldspatreichen Gneisen umgewandelt. Mit und nach der magmatischen Tätigkeit fand eine Gebirgsbildung statt. Der unter den Sedimenten liegende Granit wurde von der Orogenese mitergriffen, und das ganze System wurde in Falten gelegt. Streichrichtung und Steilstellung wurden schon damals fixiert und haben sich, von kleinen lokalen Verschiedenheiten abgesehen, seither nicht mehr geändert. Die Druckrichtung war also Süd-Nord. Bei dieser Gebirgsbildung wurden die Sedimente zu Synklinalen zusammengepresst, das Eruptivgestein findet sich in den Antiklinalen. Im Kern der Mulden sassen die mergeligen Ablagerungen. Diese Gebirgsbildung und Magmentätigkeit ist die Hauptphase der herzynischen Orogenese.

Hinsichtlich der erwähnten Falten ist zu sagen, dass sie sich beispielsweise nicht mit denjenigen unseres Jura vergleichen lassen. Hiergegen spricht vor allem ihre grosse Ausdehnung in die Tiefe.

Ein Blick auf das Tunnelprofil von STAPFF (39), etwa im Gebiet zwischen Guspistal und Sellasee, lehrt, dass kaum 100 m breite Zonen von Orthogneis durchgehen. Dazu kommt die grosse Längserstreckung der Muldenzüge. So lässt sich eine unter dem Pizzo Centrale einsetzende schmale Paragneiszone ohne Unterbruch in gleichbleibender Mächtigkeit bis in die Gegend des Lukmanierpasses verfolgen, wo sie unter die dortigen Moränen taucht. Ihre Gesamterstreckung beträgt also mehr denn 15 km. Es kann sich dergestalt nur um einen einheitlichen grossen Zusammenschub gehandelt haben. Durch ihn wurden die Gesteine, eruptive sowie auch sedimentäre, dislokationsmetamorph.

Es möge nochmals erwähnt werden, dass die Orthogneise nach Westen zu die Gotthardstrasse wahrscheinlich nicht überschreiten. Da aber im Wytenwassertal bereits zwei wohl entwickelte Zonen sich verfolgen lassen (5, 38), so ist anzunehmen, dass diese Gesteine westlich der Gotthardstrasse bald wieder einsetzen. Die Anwesenheit des später intrudierten Fibbiagranites verhindert die Nachprüfung dieser Annahme. Demnach wäre nur das Gotthardpassprofil (Nord-Süd) nahezu oder ganz frei von Orthogneiszonen.

Für das Massiv folgt nun eine Zeit der magmatischen Ruhe. Vielleicht begann ein Abtrag des Gebirges. Es scheint nicht unwahrscheinlich, dass das Material der Erosion heute am Nordrand gegen die Ursernzone vorliegt. (Diese bestand damals natürlich noch nicht.) Die Paragneise in jener Gegend (Hospenthal-Gamsboden, vordere Unteralp und Rossbodenstock) haben strukturell und texturell viel Ähnlichkeit mit den permischen Gesteinen. Sie weisen zudem öfters Feldspäte in beträchtlicher Menge (Rossbodenstock) auf, die nicht von einer Injektion herrühren, sondern wohl hieher verfrachtet wurden.

Die Hauptphase der herzynischen Orogenese war so eindrucksvoll, dass weder die obercarbonische Magmentätigkeit noch die alpine Faltung die alte Struktur in ihren Grundzügen zu verwischen vermochten. Deshalb sind wir in der Lage, jene weit zurückliegenden Geschehnisse in so eingehender Weise zu erschliessen.

Im Obercarbon begann die Magmentätigkeit von neuem. Es wurden die Gotthardgranite im weitern Sinne gebildet. Dem Betrachter einer Karte könnte es scheinen, als ob die Intrusionen an ganz beliebigen Stellen stattgefunden hätten. Vielleicht sind aber die Granite dem Rande des Orthogneises entlang emporgedrungen. Hier bestätigt sich diese Regel für den Fibbiagranit und die Südostecke des Gamsbodengneises.

Dank ihrer strukturellen und texturellen Verschiedenheiten bekamen die Gotthardgranite schon frühzeitig auch verschiedene Namen. SONDER (38) hat namentlich auf Grund der differenten Texturen und der Beobachtungen im Felde eine verschiedene Altersfolge feststellen können. Diese wurde durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt. Nach ihm lässt sich der Gesamtverlauf der Ereignisse während der herzynischen Faltung folgendermassen zusammenstellen:

1. Faltung des Gebirges (Orthogneise, Paragneise etc.).
2. Intrusion des Gneises von Oberstafel.
3. Stressperiode.
4. Intrusion des Fibbiagneises.
5. Stressperiode.
6. Intrusion des Tremola-Rotondogranites.

Die Intrusion der Nordzone dürfte dieser letzten Intrusion sehr nahe stehen (Gamsbodengneis).

Hierzu ist folgendes zu bemerken: Die Stellung des Oberstafelgneises ist noch nicht klargelegt. Vermutlich bildet er das Bindeglied zwischen den alten Gneisen und den Graniten. EICHENBERGER (5) betrachtet ihn als alten Injektionsgneis. Allein das Mikroskop rechtfertigt weder strukturell noch texturell die Annahme, als handle es sich um ein den alten Orthogneisen entsprechendes Produkt. Ob seine Intrusion zeitlich näher derjenigen der Orthogneise oder der des Fibbiagranites steht, kann hier nicht diskutiert werden. Es kann aber angenommen werden, dass zwischen der Intrusion der Orthogneise und der Entstehung des Fibbia- und Gamsbodengneises eine viel grössere Zeitepoche liegt, als zwischen der Bildung der einzelnen durch Stressphasen getrennten Granite.

Was die Intrusion des Gamsbodengneises anbetrifft, kann gesagt werden, dass dieses Gestein im allgemeinen mit dem Fibbiagranit hinsichtlich seines mikroskopischen Bildes vielfach sehr verwandte Züge aufweist. Die gleiche Beziehung gilt auch für den Cacciolagranit - Rotondogranit. Man könnte somit zur Annahme neigen, dass der Fibbiagranit und der Gamsbodengneis im gleichen Zeitraum entstanden und vom Rotondogranit resp. Cacciola-Winterhornaplitgranit durch die gleiche Stressphase getrennt sind. Diese letztgenannten Gesteine sind Produkte der ausklingenden herzynischen Orogenese.

Die Zeit der Intrusion der zentral-östlichen Granite lässt sich nicht genauer bestimmen. Wegen ihres Chemismus und der starken

Zersetzung ihrer Komponenten stehen diese Gesteine den jungen Eruptiva im Lukmaniergebiet verwandtschaftlich wohl nahe.

Auf die Intrusion der Granite kam die ihres Ganggefolges. Noch bevor der Verrucano abgelagert werden konnte, hatten sich schon die Pegmatite gebildet.

Das fragliche Alter der Peridotite (prae- oder postgranitisch) wurde schon diskutiert. Zweifelsohne stehen sie mit der obercarbonischen Magmentätigkeit in engem Zusammenhang.

Mit dem Zeitmoment, wo das Gebirge aufgefaltet worden war, begann auch sein Abtrag. Das Erosionsmaterial wurde in der Synklinale zwischen beiden Massiven abgelagert. In ihm können wir heute noch mit Sicherheit die Feldspäte der obercarbonischen Granite erkennen. Die Schichten sind höchstens obercarbonischen, vor allem aber permischen Alters.

Die Magmentätigkeit war noch nicht zum Stillstand gekommen; so konnten unter der Station Tiefenbach und an der Oberalpstrasse metamorphe, gabbroide Tuffe festgestellt werden. Ob in den genannten Schichten des zentralen Gotthardmassivs wirklich Quarzporphyre vorhanden sind, ist nicht in bejahendem Sinne beantwortet worden. Durch das neuerliche Empordringen von magmatischen Stoffen wurde auch den pneumatolytischen Produkten Gelegenheit gegeben, längs dem gleichen Weg wie der basische Erguss nach oben zu entweichen. Es entstund so die Turmalinisierung des metamorphen Tuffes an der Furkareuss. Das Barytgestein von Schöne-Pazzolabach, aus aszendierenden Lösungen entstanden, ist vielleicht jungpermisch.

Während der Transgression, die in der mittleren Trias begann, wurden Rauhwacke und Dolomit abgelagert. Im unteren Lias setzte die Sedimentation der kalkigen Sande ein, denen als jüngste Schicht der heute als Marmor vorliegende reine Kalk folgte. Es konnte bis jetzt noch nicht bewiesen werden, dass wirklich alle Schichten bis zum Malm vertreten sind, hingegen wurden in diesen Gesteinen schon von verschiedenen Autoren mehr oder weniger bestimmbare Fossilreste gefunden, die dem Lias angehören.

Im Tertiär wurde das alte Massiv von der mächtigen alpinen Faltung ergriffen. Durch den Anprall der penninischen Decken wurde es gewissermassen unterfahren und emporgepresst. Damit einher ging ein Schub nach Norden, gegen das Aarmassiv hin. Nach der allgemeinen Ansicht divergierten bis dahin die Massive nach Osten zu, weil dort der Verrucano viel mächtiger entwickelt ist als im zentralen und westlichen Teil. Diese Differenzen im Ab-

stand wurden aber nicht nur ausgeglichen, sondern es fand im Osten sogar noch eine Überschiebung auf das Aarmassiv statt, während vom zentral-östlichen Teil westwärts lediglich eine Anpressung an die alte Schieferhülle des Aargranites zu konstatieren ist. Erst nachdem die letzten Decken von Süden her über die beiden Zentralmassive geschoben wurden und die Erosion das über ihnen liegende Material fortgeschafft hatte, wurde dieses alte Stück Erdrinde wieder blossgelegt und erschien nun als tektonisches Fenster, das noch die alte Struktur zeigt, aber versehen mit dem Gepräge des neuzeitlichen Einflusses.

Es wird unsere Aufgabe sein, diesen Einfluss auch in geologisch-tektonischer Hinsicht kennen zu lernen. Schon mehrfach wurde darauf hingewiesen, dass die alten Gesteine im Tertiär keine wesentlichen tektonischen Veränderungen mehr erfahren haben. Das Permocarbon entstand zu einer Zeit, da die herzynische Gebirgsbildung bereits abgeschlossen war. Wenn diese Schichten also gefaltet oder geschuppt sind, so ist dies alpin geschehen. Wie und an welchen Stellen, das vermögen wir mit Bestimmtheit nicht mehr zu sagen. Einige schwache Anhaltspunkte ergeben sich aus dem Profil von der Pazzolalücke und dem Quarzitfetzen, der auf dem gleichnamigen Grat eingeklemmt ist. Beide tun die Kompliziertheit der tektonischen Verhältnisse dar. Die Schwierigkeit, diesem Problem näher zu kommen, besteht darin, dass die Sedimente der Ursernzone stets ineinander übergehen und meistens keine scharfen Kontakte bilden. Man kann nun konstatieren, dass schmale, nicht mehr als 30—100 m breite Zonen (wie z. B. der schwarze Schiefer an den Südostkehren der Oberalpstrasse), von Andermatt bis an den Hörelibach südöstlich ob der Schöne, sich in kontinuierlichem Zuge verfolgen lassen. Das Gleiche gilt auch vom südlich davon folgenden Tuff, welcher sich nicht in einer anderen Zone wiederholt. Wenn also Falten vorliegen, so hat bei ihrer Bildung eine auf weite Strecken einheitliche Kraft geherrscht, wie denn auch die Faltenbildung von Ortho- und Paragneis ähnlich ist. Grössere Komplikationen sind erst bei der Pazzolaumbiegung aufgetreten, ausserdem im Osten, wie wir bei der Besprechung der jüngsten Schichten gleich sehen werden.

Über diese mesozoischen Gesteine ist zu bemerken, dass sie ihre Lage zwischen Aar- resp. Somvixerzwischenmassiv und Permocarbon stets beibehalten. Vergleicht man die Profile der Furka, der Joggenen (kurz unterhalb Hotel Tiefenbach an der Furkastrasse) und des Kilchenberges bei Andermatt miteinander, so herrscht in-

sofern Übereinstimmung, als die Reihenfolge der korrespondierenden Schichten stets die gleiche bleibt (Marmor im Norden, Dolomit und Rauhwacke im Süden). Der westlichste Aufschluss am Oberbach bei Ulrichen stellt nach NIGGLI-STAUB (28) wiederum tektonische Komplikationen dar, die auch im Osten beim Wiedererscheinen des Mesozoikums in Form einer Doppelmulde auftreten. Erinnern wir uns noch des fetzenförmig eingeklemmten Quarzites am Pazzolagrat, so ist klar, dass die Vorgänge, welche gerade hier die Schichten in die heutige Lage gebracht haben, im einzelnen ziemlich kompliziert gewesen sind.

Im Prinzip spielte sich zur alpinen Zeit folgendes ab: Die mesozoischen Schichten, welche diskordant über das alte Massiv und den nördlich vorgelagerten Verrucano abgesetzt worden waren, wurden zugleich mit diesen Gesteinen gehoben. Diese Hebung, die mit einem gleichzeitigen Schub nach Norden verbunden war, nahm im Süden grössere Ausmasse an als im Norden. Für die jungen Sedimente gab es keine grosse Ausweichgelegenheit, da sie an das Aarmassiv angepresst wurden. Mit der Annäherung der beiden Massive wurden sie nach und nach steiler gestellt, bis sie die jetzige senkrechte Stellung erreichten. Hierbei entstanden Faltungen und Schuppungen (Oberbach, Pazzola, Ostrand). Mir scheint gerade die Übereinstimmung und Unkompliziertheit des Profiles Längisgrat-Furka-Kilchenberg für die Einheitlichkeit der ganzen Bewegung der Steilstellung und der Einklemmung zu sprechen. Erst nach der Steilstellung folgte die starke Pressung, die zur Metamorphose der Gesteine führte. Ein Ausweichen der jüngsten Gesteine nach oben war nicht denkbar, da sie ja von den Decken überlagert waren.

Nach dieser Darstellung ist nicht ausgeschlossen, dass Jura und Trias weit unter die Oberfläche hinabreichen. Es darf mit 10 bis 20 km Tiefe gerechnet werden. Dieser Wert steht zum allgemein angenommenen alpinen Faltungstiefgang von 35 bis 40 km (HEIM (16), Geologie der Schweiz, Bd. II, 1. Hälfte, S. 52) in keinem Widerspruch. Die im Heim'schen Werk angeführte Karte der Vermessungsresultate der Schweiz. Geodät. Kommission bestätigt die grosse vertikale Ausdehnung dieser Sedimente. Es darf daher nicht wundern, wenn der Gotthardtunnel keine prinzipiellen tektonischen Abweichungen von der Oberfläche gezeitigt hat.

Durch Studien an der Oberfläche können wir nicht erschliessen, ob die tertiäre Orogenese tektonisch spurlos am altkristallinen Kern vorübergegangen ist. Hier leistet uns das Tunnelprofil gute Dienste.

Wir dürften es aber nicht in der Auffassung des Darstellers auswerten. STAPFF (39) hat seine vielen Beobachtungen zu Konstruktionen gebraucht, teils aber in zu weitgehender Weise. Die zahlreichen im Tunnel gefundenen Knickungen, Umbiegungen und Verwerfungen sind wohl alle alpin entstanden. Der Kastelhornamphibolit zeigt einige brecciöse Gesteine, und da zugleich die breite Gesteinszone im Tunnel nicht mehr vorgefunden wurde, ist es möglich, dass sie durch Bewegungen und Schübe ausgepresst wurde. Ein Gesteinswechsel in vertikaler Richtung scheint nicht vorzuliegen. Auch für eine Muldenbiegung kommt hier noch nicht die notwendige Tiefe in Frage, wenn man die Verhältnisse an den südlich folgenden Orthogneisen misst. Betrachten wir aber weiter den ungestörten Verlauf der Schichten (z. B. am Sellasee und im Guspistal-Glockentürmli), so kann eine weitgehende strukturell-tektonische Veränderung der älteren Gesteine nicht in Frage kommen. Was die Kontakte der jungen Eruptivgesteine anbetrifft, so wurde schon bei ihrer Besprechung darauf hingewiesen, dass Primärkontakte nachgewiesen werden können, dass aber eine durch die alpine Orogenese bedingte Verschiebung der Gesteine am Kontakt schwer festzustellen ist, sicher einen nur unbedeutenden Betrag erreicht und bloss lokale Verbreitung hat. Es kann somit gesagt werden, dass die alten Massivteile inkl. Granite im allgemeinen nur mit Schichtverbiegungen, kleinen Verwerfungen, Ausbildung von Ruschelzonen und Klüften von beschränkter Bedeutung reagiert haben; sie wurden als Ganzes emporgepresst. Durch zirkulierende Lösungen wurden die Klüfte später mit Mineralbildungen erfüllt.

Was die alten Gesteine anbelangt, hat also die Alpenfaltung auf das Gotthardmassiv auch geologisch-tektonisch keinen grossen Einfluss auszuüben vermocht, ähnlich wie die von ihr hervorgerufene Metamorphose der Gesteine, abgesehen vom Südrande, relativ geringfügig war.

IV. Teil
Morphologie

Es sollen in diesem Abschnitt nur einige spezielle Beobachtungen mitgeteilt werden. Eine allgemeine morphologische Beschreibung des Gotthardgebietes stammt von ALB HEIM (15, 16); ferner hat sich auch MACHATSCHEK (26) mit einigen morphologischen Fragen dieses Gebietes beschäftigt.

Gipfelflur

Die Depression der Gipfelflur fällt im zentralen Gotthardmassiv besonders auf. Tatsächlich ist es merkwürdig, dass gerade im mittleren Teil der Alpen, wo fast alle grösseren Flüsse unseres Landes entspringen, die Gipfelhöhen um merkliche Beträge hinter denjenigen ihrer Nachbarschaft zurückbleiben. Die ca. 50 Gipfel im beschriebenen Gebiet erreichen eine durchschnittliche Höhe von 2820 m (extreme = 2600 m und 3000 m). Die Höhe von 3000 m wird nur vom Ravetsch und vom Pizzo Centrale um einige wenige Meter überschritten. Häufungsstellen in den Höhen sind vor allem die Intervalle von 2750 bis 2800 m, dann auch von 2850—2875 m und von 2950—2975 m.

Firngrenze, Gletscher

Die geringe Massenerhebung hat eine Tieferlegung der Firngrenze zur Folge. Das Gebiet ist den kalten, feuchten Winden von Norden und Westen geöffnet. Überdies bedingen die meist weiten und trogförmigen Täler eine starke Wärmeausstrahlung. Ein Vergleich der klimatischen Daten der Talstationen des trogförmigen Urserntales mit denjenigen des V-förmigen Reusstales zeigt folgendes: Gotthardhospiz und Andermatt besitzen beide ein um 0.9° niedrigeres Jahresmittel, als ihrer Lage zukommen würde. Göschenen, Wassen, Gurtnellen und Altdorf haben dagegen ein um 0.7° resp. 0.8°, resp. 1.1° resp. 0.5° zu hohes Mittel (31). Die mittlere untere Linie der etwas mehr als 50 Firnflecken, die nach sehr trockenen Wintern und extrem warmen Sommern (1921) im Herbst noch bleiben, beträgt 2620 m. Diese Zahl stellt den für unser heutiges Klima günstigsten Wert dar. Für die Nordexpositionen (Nordwest-, Nord-, Nordost- und Ostabhänge) sinkt dieser Betrag auf 2600 m, während er für die Südexpositionen (Südost-, Süd-, Südwest- und Westabhänge) auf 2690 m steigt. Wir haben es hier nicht mit einer eigentlichen Firnlinie zu tun, da diese Schneeflecken in schattigen Mulden mit flacher Böschung liegen, und darüberliegende Partien schneefrei sein können. Die Existenz einer wirklichen Firnlinie hätte eine grössere Massenerhebung zur Voraussetzung.

Die zehn Gletscher gehören der nördlichen Exposition an. Ihr unteres Ende reicht im Mittel auf 2480 m hinab. Sie sind eher von kleinem Ausmasse. Der grösste unter ihnen, der vordere Maigelsgletscher, ist nur 2 km lang und 400—800 m breit. Ihre jährliche

Schwankung hält sich innert geringen Beträgen. Sie haben sich, den rezenten Moränen nach zu schliessen, stark zurückgezogen.

Praeglaziale Erscheinungen

Voreiszeitliche Strukturen der Landoberfläche sind seltener zu erkennen und nur unsicher zu deuten, da sie durch die diluviale Tätigkeit in starkem Masse verwischt wurden. Sicher steht die praeglaziale Anlage des Urserntales, das ja mit dem Rhone- und Rheintal auf einer wichtigen tektonischen Linie liegt. MACHATSCHEK (26) nimmt neuerdings an, dass die Reuss praeglazial nach Osten über die Oberalp floss und die Wasserscheide vielleicht bis über die Furka hinaus verlegt worden sei. Direkte Beweise fehlen, doch scheinen sich die Terrassen nach Osten hin zu senken. Der Durchbruch der Reuss durch die Schöllenen erfolgte erst junginterglazial.

Ob nun die Gafallenalp und auch die Muttenalp, südwestlich vom Furkapass, eine praeglaziale Landoberfläche darstellen, ist fraglich. Die beiden Alpen haben Südexposition, gleiche Höhe und gleiche Neigung; auch die nördliche Gebirgskette ist bei beiden gleich hoch (Gafallengrat, Tierberg und Finsterstock rund 2750 m).

Glaziale Erscheinungen

Die Tal- und Lokalmoränen haben sich vor allem dort erhalten, wo sie von der Erosion verschont blieben. So finden sich Talmoränen im Urserntal, Lokalmoränen auf der Oberalp und Gurschenalp, weniger entwickelt auf der Rodontalp, dann im mittleren Guspistal, besonders in der hinteren Unteralp (Gafallenalp, Sommermatten, Wildmatten) und im Maigelstal. Jedoch ist die Bedeckung namentlich im Gebiet der Lokalmoränen keine mächtige.

Postglaziale Erscheinungen

Sie sind zahlreich und so sehr mit der Bildung und Entwicklung der Täler verbunden, dass sie mit dieser zusammen erwähnt werden sollen.

Talformen, Talstufen und Terrassen

Das Urserntal. Die grosse Alluvialebene bei Andermatt, der Boden, ist eine Bildung der schlamm-, sand- und geschiebeführenden Reussen. Jetzt ist der Fluss eingedämmt, und seine Grundwasser erscheinen nur nach starken Niederschlägen an einigen Stellen in den Wiesen und Matten. Unter der dünnen Humusdecke

ist Sand; dann folgen die geschichteten Geschiebe. Die maximale Mächtigkeit der Ablagerungen vor dem Urnerloch dürfte 15 m kaum überschreiten.

Terrassen sind im östlichen Teil des Urserntales auf das linke Talbord beschränkt. Die Militärstrasse vom Fort Bäzberg nach Rossmettlen verläuft zum grossen Teil auf einer solchen.

Ein Beispiel jetzt noch intensiver Erosion bietet die Oberalpreuss. Unterhalb der Schöne schafft sie sich allmählich eine etwas tiefere Rinne und fliesst im Anstehenden; bei Rufenen hat sie schon eine tiefe Schlucht gegraben, die sich bis zur Mündung des Flusses nicht wesentlich verkleinert. Längs der rechten Seite des Einschnittes stehen schwarze, dünnschiefrige Gesteine an, die bedeutenden Hackenwurf zeigen. Jedes Jahr gibt es dort zur Schneeschmelze kleine Rutschungen und Terrainverluste. Die bis vor ca. 70 Jahren benützte alte Oberalpstrasse führt zwischen Mettlen und Rufenen direkt an die Abbruchkante und verschwindet daselbst unvermittelt, ein Zeichen für die rasch fortschreitende Erosion.

Als der Oberalpgletscher noch bis unterhalb Rufenen vordrang, schickte er, wie noch einige, vom Wasser kaum mehr benutzte Rinnen dartun, seine Schmelzwässer auf verschiedenen Wegen ins Urserental hinunter. Beim Rückzug floss der Bach mehr und mehr in einer einzigen dieser Rinnen, und da sie in leicht angreifbaren Schiefern liegt, war es ihm ein leichtes, sich rasch einzugraben. Durch Rückwärtseinschneiden tendiert er nun zur Ausgleichung des Gefälles.

Eine gut sichtbare Terrasse zieht sich vom Grossboden nach Osten zum Strahlboden hin.

Das Gotthardtal weist drei Talstufen auf: Von Hospenthal zum Gamsboden, dann zum Mätteli und zuletzt über das Brüggloch zum Rodontboden. Ob dem unteren Gamsboden rechts, auf 2200 m, befindet sich eine schmale, aber deutlich ausgeprägte Terrasse.

Das Guspistal. Als typisches Hängetal zeigt es eine Steilstufe im Gamsbodengranitgneis von nahezu 200 m Höhe. Hier hat sich der Fluss in einer engen Rinne schon tief eingegraben. Weiter hinten fliesst die Reuss geradlinig in einem Trogtal, ähnlich wie im Val Nalps. Neben viel Schutt findet man wenig Moräne. Einzuschneiden vermag sich der Fluss nicht, da Bäche und Lawinen stets neuen Schutt in sein Bett führen.

Das Unteralptal. Vorn ist es vielfach eng und steil; der Fluss fliesst meist im Anstehenden. Darüber befinden sich aus-

gedehnte Schutthalden. Die Nebenbäche haben sich in steilen Rinnen tief in das Gestein eingefressen. Bei Vormigel, auf 1970 m, wo sich ein relativ grosser Alluvialboden gebildet hat, weitet sich das Tal. Gegen den Unteralppass erstrecken sich zwei lange und breite Terrassen, die Sommermatten links und die Wildmatt rechts.

Postglazial eingeschnitten haben sich hinter dem Vormigel das Schwarzwasser und die Unteralpreuss. Sichere Spuren einer jetzt verlassenen Rinne, aus der Zeit, wo die gemeinsame Gletscherzunge noch über den Sonnsbühl vordrang, sind bei den dortigen Hütten zu sehen. Später, als sich die Eisströme gegen den Unteralppass und gegen Westen ins Pizzo Centrale- und Gurschengebiet zurückzogen, entstanden sofort zwei Bäche, die sich im Terrain sofort eingruben und nun vor ihrer Vereinigung schon 30 m tiefe Schluchten gebildet haben.

Auffallend ist, dass das Unteralptal bis zum Pass weit und wenig steil bleibt. Hier aber verändern sich die Verhältnisse plötzlich. Eine steile Bergflanke stürzt ins enge Val Canaria hinunter, dessen Bach — la Garegna — nach kurzem Laufe sich auf 1100 m Höhe in den Tessin ergiesst. Die gleiche Strecke, die im Süden eine Höhendifferenz von mehr als 1400 m überwindet, geht nordwärts, unterhalb dem Vormigelboden, auf bloss 1900 m herunter. Östlich, am Passo Bornengo, und westlich, am Gotthardpass, ist die Lage ähnlich. Dank der zahlreicheren und intensiveren Niederschläge hat der Südabhang der Alpen eine viel kräftigere Erosion erfahren, was in der langsamen, aber stetigen Verschiebung der Wasserscheide nach Norden zum Ausdruck kommt. Sicherlich griff auch das Unteralptal weiter nach Süden über, bevor es der Erosion durch das rasch sich bildende Val Canaria zum Opfer fiel. Flussanzapfungen zu Gunsten der Südabdachung nimmt auch Krige (24) im Val Piora an.

Schon v. Fritsch (9) bezeichnet das Maigelstal als merkwürdig. Im obersten Teil, vom Bornengopass bis zu den rezenten Moränen der Maigelsgletscher, wird es zum Teil nach der oberen Portgèraalp entwässert, da das Gelände wegen des grobkörnigen Orthogneises wenig erodiert worden ist und der Gletscher über den flachen Rücken nach der Urnerseite hinunterhing. Sobald der Bach aus der unteren Moräne heraustritt, vermindert er sein Gefälle sehr stark (150 m auf fast 2½ km in 2300 m Höhe).

Zu erwähnen ist die kurze Schlucht im Paragneis oberhalb der Maigelsalp. Am oberen Ende hat sich das Wasser derart in das Gestein eingefressen, dass die engste Stelle des sonst breiten Flusses

nur 50 cm misst. Im glatt polierten Gestein sind viele kleinere Kessel zu sehen.

Hier, in der Maigelsalp, hat die Flussanzapfung von Osten her stattgefunden und das Wasser nach dem unteren Val Cornera abgelenkt. Die Ursache dieser Anzapfung ist der harte, feldspatreiche Gneis nördlich den Siarraseen, wo die Erosion nur langsam vorwärts kam. Damit erklärt sich auch das lange Tal mit dem geringen Gefälle. Erst unterhalb Paliudultscha ist eine lange Steilstufe, über die der junge Rhein hinunterstürzt.

Wenn man das Val Platta, das Quertal des Maigelstales, nach Westen verlängert, so kommt man über den Lohlenpass in wenig geneigtem Gelände zur Lohlenalp. Hier hat sich der westwärts fliessende Bach schon etwas eingeschnitten und stürzt dann durch die Lohlenkehle direkt in die Reuss (Spannmatt). Die Höhe dieses Sturzes beträgt 420 m. Auf der flacheren Strecke zum Lohlenpass ist die Höhendifferenz nur noch 150 m.

Ob vielleicht früher (mindestens frühinterglazial, eventuell auch praeglazial) die Lohlenalp und die Val Platta zusammengehörten, die Wasserscheide am Lohlenpass also weiter nach Westen gelegen war, scheint im Bereich der Möglichkeit zu liegen. Die früheren Flussverhältnisse im Urserntal liessen sich damit in Parallele setzen: beides sind Längstäler, die sich nach Osten entwässern.

Ins untersuchte Gebiet gehören auch der oberste Teil des Val Cadlimo und des Val Canaria. Von der jetzt noch sehr aktiven Erosion im letztgenannten Tale zeugt der Pian Bornengo, ein Schuttfeld von grossem Ausmasse, dem Bäche und Lawinen jedes Jahr neues Material zuführen.

Das Val Torta, wiederum ein Quertal, ziemlich breit und wenig steil, hat vielleicht früher zum Einzugsgebiet der Reuss gehört.

Seen

Die etwa 30 in Betracht kommenden Seen haben kleine Ausmasse und liegen über 2000 m. Sie lassen sich in zwei Gruppen einteilen:

Erosionsseen. Sie beschränken sich im allgemeinen mehr auf Granit und Orthogneise. Ihre Entstehung verdanken sie zum grössten Teil der erodierenden Tätigkeit des Eises. Zu erwähnen wären hier die Seen westlich der Alpe di Rodont, von welchen der obere Orsirorasee durch seine kreisrunde Form, seine Grösse

und seine Lage zu den ihn umgebenden Höhen besonders auffällt (nur 150 m unter dem Piz Orsirora).

Hieher gehören auch die vielen kleinen Seelein südlich vom Maigelspass, ferner die Sellaseen.

Der Tomasee und der kleine Frodasee südöstlich vom Barbarera liegen in Paragneis.

Der grössere Kastelhornsee verdankt seine Entstehung ebenfalls der Erosion des Eises. Der von Osten herkommende Gletscher wirkte an der Gegensteigung, die sich ihm in Form einer ca. 50 m hohen Geländeerhöhung in den Weg stellte, stark erodierend. Sämtlicher Schutt und aller Schnee von der Kastelhornwand werden hier im See abgelagert. Ersterer wird mit der Zeit das Becken wohl füllen.

Moränenseen. Sie sind meist von einem Moränenwall abgedämmt. Es gibt Übergänge zur vorgenannten Gruppe. Moränenseen sind der Oberalpsee, die Lais Siarra, der Maigelssee unter dem Lohlenpass, Portgèra- und Wildmattsee. Ein Mitteltypus wäre der grosse Gafallensee und der Schwarzbergsee.

Es ist anzunehmen, dass diese Seen keine grosse Tiefe haben; einzig beim Oberalpsee scheint sich am Südrand eine tiefe Rinne hinzuziehen. Viele Seen sind ihrer geringen Tiefe wegen der Gefahr des relativ raschen Verlandens preisgegeben (Tümpel auf der Gafallenalp).

Alluvionen

Berg- und Felsstürze. Beide Erscheinungen gehören im untersuchten Gebiete zu den Seltenheiten. Wo sie auftreten, sind sie von geringer Bedeutung.

Um die Jahrhundertwende stürzte an der Westwand des Badus eine bemerkenswerte Masse des Felses ab. Als Ursache mögen Frost- und Hitzewirkungen, sowie übersteile Böschungen angeführt werden. Gleiche Ursache hat vermutlich auch der Felssturz des Six Madun (östlich von Badus). Die sehr grossen Blöcke liegen in der Nähe des Tomasees.

Alluvialböden. Sie sind an ebenes Gelände gebunden, wo der Fluss sein Geschiebe absetzen kann. Nennenswert ist hier vor allem der Boden bei Andermatt, der Gamsboden, Rodontboden, in der Unteralp der Fruttboden auf 1575 m, und weiter hinten der Vormigelboden. Im Maigelstal sind an einigen Stellen junge, fluviatile Ablagerungen zu finden.

Sumpf, Torfmoor. Bekannt sind die Torflager auf der Oberalp. Abgebaut werden die Vorkommnisse zwischen der Schöne und dem Oberalpsee, auch die an der unteren Westflanke des Calmots. Die ergiebigsten befinden sich am Oberalppass selbst. An einigen Stellen misst die abgetragene Schicht gegen 3 m. Der Torf tritt hier in der Moräne auf; im Urserntal findet man ihn auch in der Alluvialebene, nordöstlich der Tennlen.

Quellen. Es kommen hier Moränen- und Gehängeschuttquellen in Frage. Besonders gut sichtbar sind sie zwischen Rossbodenstock und Badus. Hier beginnen die Bäche erst auf ca. 2400 m unterhalb dem Schutt und der Moräne des Rossbodenälpetli. Diese Art von Quellen liefern gutes Wasser, das sich aber in heissen Sommern wegen frühzeitiger Schmelze des auf dem Schutt liegenden Schnees erschöpfen kann.

Zürich, Mineralogisch-petrographisches Institut der E. T. H., 17. Oktober 1929.

Manuskript eingegangen: 23. November 1929.

Literaturverzeichnis

1. *Biäsch, H.,* Morphologische Untersuchung am Hämatit, unter besonderer Berücksichtigung des Vorkommens vom Piz Cavradi (Tavetsch). Zeitschrift f. Kristallogr., Bd. 70, 1929.
2. *Buxtorf, A.,* Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels. Ecl. Geol. helv., Bd. 12, 1912.
3. *Cornelius, P.,* Über Vorkommen von Helsinkit im Albulamassiv. S. M. P. M., Bd. 7, 1927.
4. *Drescher, F. K.,* Über gangförmige Hornfelsschollen im Zwingenbergergranit. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt f. d. Jahr 1925, 5. F., 8. H.
5. *Eichenberger, R.,* Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Ecl. Geol. helv., Bd. 18, 1924.
6. *Eichenberger, R.,* Über Faltung und Magmenintrusion im westlichen Gotthardmassiv. Ecl. Geol. helv., Bd. 18, 1924.
7. *Fehr, W.,* Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Diss. Bern, 1922.
8. *Fischer, E. H.,* Petrogenetische Untersuchungen im westlichen Gotthardmassiv. Diss. Bern, 1923.
9. *v. Fritsch, K.,* Das Gotthardgebiet. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, L. 15, 1873.
10. *Grubenmann, U.,* Zur Kenntnis der Gotthardgranite. Mitt. d. Thurg. Naturf. Ges. 9, 1890.
11. *Grubenmann, U.,* Der Granat aus dem Maigelstal und seine Begleitmineralien. Festschr. d. Dozentensch. d. Universität Zürich, 1914.

12. *Grubenmann, U.,* und *Hezner, L.,* Zusammenstellung der Resultate über die von 1900 bis 1915 im M. P. I. der E. T. H. ausgeführten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen. Vierteljahrsschr. d. Zürcher Naturf. Ges., Jg. 61, 1916.
13. *Grubenmann, U.,* und *Niggli, P.,* Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, geotechn. Serie, L. 5, 1915.
14. *Grubenmann, U.,* und *Niggli, P.,* Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin, 1924.
15. *Heim, Alb.,* Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, L. 25, 1891.
16. *Heim, Alb.,* Geologie der Schweiz. Leipzig, 1919—1922.
17. *Hezner, L.,* Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). Neues Jahrb. f. Min., B. B. 27, 1908.
18. *Hirschi, H.,* Radioaktivität der wichtigsten Granitmassen des Gotthardmassivs. S. M. P. M., Bd. 8, 1928.
19. *Holmquist,* Morphologie der Gesteinsquarze, II. Geologiska föreningens, Bd. 48, H. 3, 1926.
20. *van Holst-Pellekaan, W.,* Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich, 1913.
21. *Königsberger, J.,* Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthardmassivs, über das vermutliche Auftreten dieser Gesteine und ihre Entstehung. Ecl. geol. helv., Bd. 10, 1908.
22. *Königsberger, J.,* Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar-, Gotthard- und Tessinermassiv. Ecl. geol. helv., Bd. 10, 1909.
23. *Königsberger, J.,* Über alpine Minerallagerstätten, Mineralklüfte und Differentiate ihrer Paragenese. S. M. P. M., Bd. 5, 1925.
24. *Krige, L. J.,* Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Ecl. Geol. helv., Bd. 14, 1918.
25. *Kündig, E.,* Selektive Metamorphose. S. M. P. M., Bd. 6, 1926.
26. *Machatschek, F.,* Morphologische Probleme in den Alpen. Mitt. der geogr.-ethnogr. Gesellsch. Zürich, Bd. XXV, 1924/25.
27. *Niggli, P.,* Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., Bd. 36, 1912.
28. *Niggli, P.,* und *Staub, W.,* Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., L. 45, 1914.
29. *Niggli, P.,* Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. 1, 1923.
30. *Niggli, P.,* Lehrbuch der Mineralogie. I. Allgemeine Mineralogie. II. Aufl. Berlin, 1924.
31. *Oechslin, W.,* Die Wald- und Wirtschaftsverhältnisse im Kanton Uri. Pflanzengeogr. Komm. d. Schweiz. Naturf. Ges. Beitr. z. geobot. Landesaufnahme 14, 1927.
32. *Parker, R. L.,* Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Zürich, 1920.
33. *Purkert, R.,* Die Scherbeanspruchung des Clymenienkalkes von Steinberg bei Graz. Zentralbl. f. Min., Abt. A, Nr. 9, 1927.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
1929, Bd. IX, Heft 2.

Geologische Übersichtskarte des zentralen Gotthardmassivs.

1:25.000 E. Ambühl 1925 – 1928.

0 1 2 3 km
500m 250m 0

L e g e n d e:

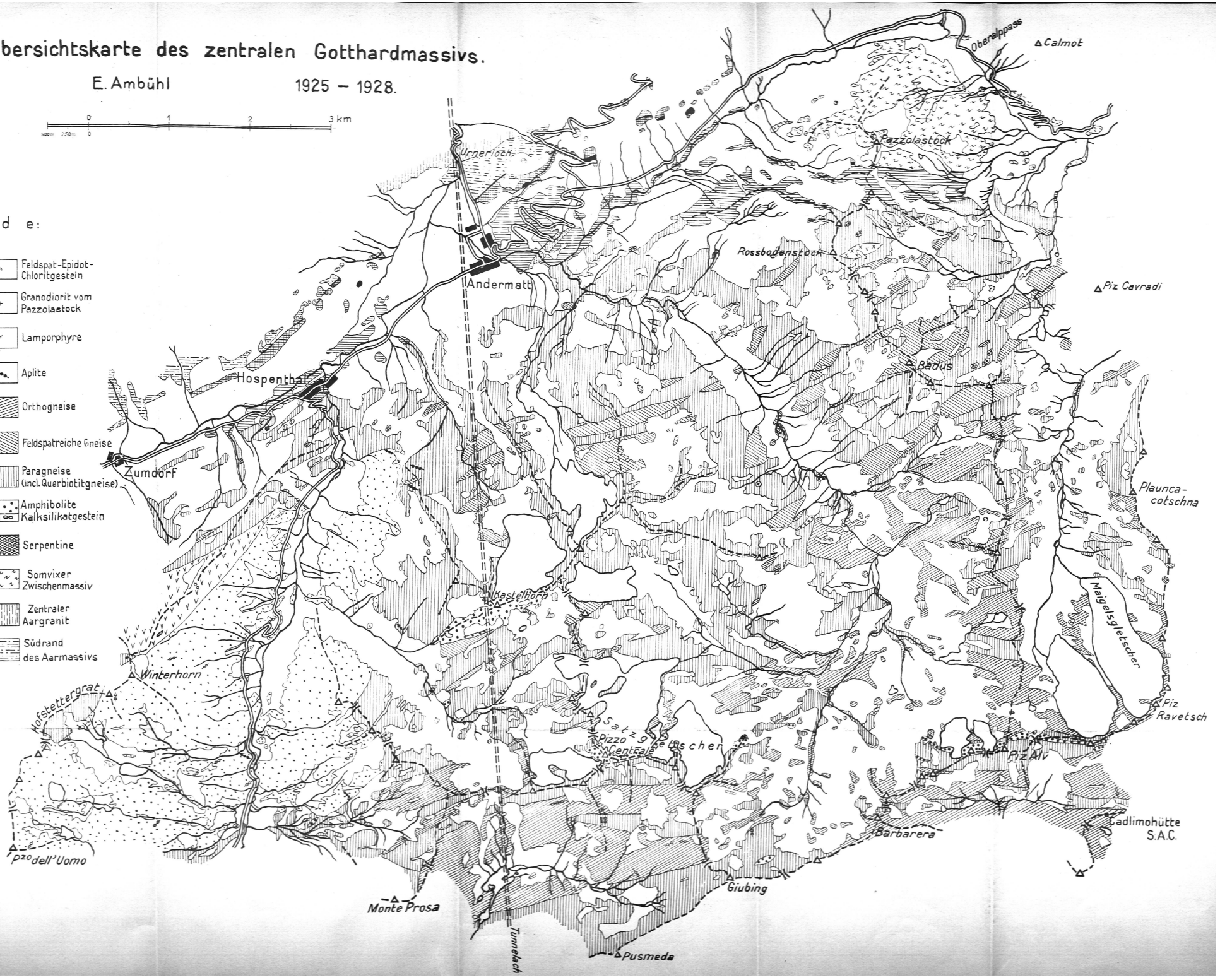
- Bedecktes Gelände
- Jura
- Trias
- Permocarbon
- Gabbroider Tuff
- Gamsbodengneis
- Winterhorn – aplitgranit
- Granitporphyr
- Granodiorit
- Diorit
- Quarzporphyrit
- Porphyrit

Obercarbonische Eruptivgesteine

- Feldspat-Epidot-Chloritgestein
- Granodiorit vom Pazzolastock
- Lamporphyre
- Aplite

- Orthogneise
- Feldspatreiche Gneise
- Paragneise (incl. Querbiotitgneise)
- Amphibolite Kalksilikatgestein
- Serpentine
- Somvixer Zwischenmassiv
- Zentraler Aargranit
- Südrand des Aarmassivs

Obercarbonische Eruptivgesteine



Leere Seite
Blank page
Page vide

34. *Salomon, W.*, Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? Verhandl. d. naturhist.-mediz. Ver. zu Heidelberg, N. F., Bd. 11, H. 3.
35. *Schmidt, W.*, Statistische Methoden beim Gefügestudium kristalliner Schiefer. Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. Wiss., Bd. 126, 1917.
36. *Schmidt, W.*, Gefügestatistik. T. M. P. M., Bd. 38, 1925.
37. *Schneider, A.*, Der Diallagperidotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestafel, südlich Andermatt. Diss. Zürich, 1912.
38. *Sonder, R.*, Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpalaeozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. S. M. P. M., Bd. 1, 1921.
39. *Stapff, F. M.*, Geologisches Profil des St. Gotthard in der Achse des grossen Tunnels. Bern, 1880.
40. *Streckeisen, A.*, Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). S. M. P. M., Bd. 8, 1928.
41. *Suter, H. H.*, Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung (Südschwarzwald). S. M. P. M., Bd. 4, 1924.
42. *Tschopp, H.*, Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis). Ecl. Geol. helv., Bd. 18, 1923.
43. *Waindziok, P.*, Petrographische Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard. Diss. Zürich, 1906.
44. *Wilkman, W. W.*, Über Unakite in Mittelfinnland. Fennia 50, Festband Sederholm, 1927.
45. *Winterhalter, R. U.*, Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Diss. E. T. H. Zürich, 1930.
46. *Woyno, T. J.*, Petrographische Untersuchungen der Casannaschiefer des mittleren Bagne-Tales (Wallis). N. Jb. f. Min., B. B. 33, 1911.