

<b>Zeitschrift:</b>	Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern
<b>Herausgeber:</b>	Naturforschende Gesellschaft in Bern
<b>Band:</b>	35 (1978)
<b>Artikel:</b>	Der Kontakt zwischen Gasterngranit und Lauterbrunner-Kristallin im Gasterntal (Aarmassiv, Schweiz)
<b>Autor:</b>	Rutishauser, Heinz / Hügi, Theodor
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-319598">https://doi.org/10.5169/seals-319598</a>

#### **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:** 23.12.2025

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

Heinz Rutishauser † und Theodor Hügi<sup>1</sup>

## Der Kontakt zwischen Gasterngranit und Lauterrunner-Kristallin im Gasterntal (Aarmassiv, Schweiz)

### *Inhaltsverzeichnis*

1. Vorwort .....	3
2. Zusammenfassung – Abstract .....	4
3. Zur geologischen Situation des nordwestlichen Aarmassivs .....	5
4. Zur Untersuchung im Gasterntal .....	7
5. Das Lauterrunner-Kristallin als ein <i>in situ</i> gebildeter Anatexit .....	8
6. Die Kontaktzone am Kanderfirn .....	12
6.1 Der Gasterngranit .....	12
6.2 Die petrographischen Verhältnisse der Kontaktzone im Gasterntal .....	13
7. Diskussion .....	17
Literaturverzeichnis .....	52

### *1 Vorwort*

Am 15. Juli 1976 ist Dr. Heinz Rutishauser bei geologischen Feldarbeiten am Nordwestgrat der Ebnefluh tödlich verunglückt. Nach Abschluss der Dissertation arbeitete Dr. Rutishauser seit 1972 an den petrologischen und geologischen Problemen im oberen Lauterbrunnental weiter. Mit der Rückkehr an die Kantonsschule Solothurn glaubte er, sich in den kommenden Jahren vermehrt den ungelösten Problemen des Jungfraugebietes widmen zu können. Das Schicksal hat es anders gewollt: Heinz Rutishauser ist der Familie, der Schule und der Wissenschaft zu früh entrissen worden. Manches von ihm Begonnene bleibt Fragment. So möge aber doch die vorliegende Arbeit der Geologenschaft zu Kenntnis gebracht werden. Die Detail-Kartierung<sup>2</sup> der Kontaktzone im Gasterntal regte der Co-Autor an, der sich gerne der anregenden Diskussionen und Begehungungen mit H. Rutishauser im Felde erinnert. Ein auf Feldarbeiten und weiteren Untersuchungen durch H. Rutishauser basierendes Manuskript (mit Beilagen) zu einer gemeinsamen Publikation lag bereits vor dem Unglückstag vor. In der darauffolgenden Woche hätte der Text endgültig bereinigt werden sollen. Die

<sup>1</sup> Adresse: Prof. Dr. Th. Hügi, Abteilung Geochemie des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Bern, Sahlistrasse 6, CH-3012 Bern

<sup>2</sup> Die Schweizerische Geologische Kommission hat diese Arbeiten finanziell unterstützt. Dafür danken die Autoren.

endgültige Redaktion des Textes besorgte der Verfasser dieses Vorwortes, wobei die von Dr. Rutishauser vertretenen Ideen unverändert übernommen, wo als nötig erachtet durch weitere Gesichtspunkte ergänzt worden sind.

Bern im Oktober 1977

Th. Hügi

## 2 Zusammenfassung

Die Gesteine des nordwestlichen Aarmassivs, der herzynische Gasternganit (= Granodiorit) und das diesen begleitende Lauterbrunner- und das weiter NE gelegene Innertkirchner-Kristallin sind genetisch miteinander eng verknüpft. Die Projektionspunkte der normativen Quarz-Albit-Orthoklas-Verhältnisse sind praktisch identisch und liegen nahe dem Felde maximaler Punktdichte granitischer Gesteine. Auch die Durchschnittswerte der Modalanalysen belegen ein enges Feld im Granit-Granodiorit-Grenzbereich. Modale Durchschnittswerte für Lauterbrunner-Kristallin bzw. Gasternganit lauten (Vol. Prozent): Plagioklas 34,9 / 42,8; Orthoklas 15,3 / 21,6; Quarz 29,0 / 25,3; Biotit (inkl. pinitisierter Cordierit) 20,8 / 10,3. Die Tabelle 2 enthält die Durchschnittswerte der chemischen Analysen für Lauterbrunner-Innertkirchner-Kristallin und Gasternganit, die einander stofflich ähnlich sind. Detailbilder von Aufschlüssen zeigen die in struktureller und textureller Hinsicht deutlichen Verschiedenheiten der untersuchten Gesteine bei stofflicher Ähnlichkeit. Das *in situ* gebildete Lauterbrunner-Kristallin ist inhomogen; der sedimentäre Ursprung seiner migmatitisch entstandenen Gesteine ist anhand von Reliktstrukturen nachweisbar. Im Komplex des Lauterbrunner-Kristallins wurde das Stadium der unausgereiften Anatexis erreicht. Der Übergang zum palingenen Gasternganit erfolgte diskontinuierlich. Der Hiatus manifestiert sich in einer deutlichen Strukturdifferenz im Grenzbereich der beiden Gesteinskomplexe.

Dass der Gasternganit nicht als erstarrte Intrusionsmasse interpretiert werden darf, kann aus der Gefügeharmonie zwischen dem Rahmenstein und den Aufschmelzrelikten in der eng begrenzten Kontaktzone am Kanderfirn (Alpetligletscher), sowie dem Fehlen eines "chilled margin", abgeleitet werden. Zudem kommen mannigfaltige Palimpseste im Gasternganit vor, die die Verwandtschaft zum Lauterbrunner-Kristallin belegen.

Es wird vermutet, dass in der Homogenisierungsphase im Übergang von der Anatexis zur Palingenese dem Verhalten des Quarzes eine entscheidende Rolle zu kommt. Erst wenn eine Sammelkristallisation des Quarzes, der vermutlich eine *in toto* Aufschmelzung dieses Minerals vorausgeht, eintritt, sind die physikalischen Bedingungen derart, dass eine umfassende Umkristallisation des gesamten Substrates stattfindet, als deren Folge die homogene granitische Struktur zu deuten ist.

## Abstract

The northwestern part of the Aarmassif consists of the so called mass of the Gasterngranite, a palingenic rock of granodioritic composition. The Gasterngranite is believed to be hercynian, his mass is surrounded by the Lauterbrunner-crystalline-mass, followed farther northeast by the similar Innertkirchner-crystalline mass (both believed to be mainly prehercynian). Based on detailed mapping, further field evidences, microscopical and chemical data, the history of this part of the Aarmassif in the Bernese Oberland is described. Modal and chemical data are tabulated and a detailed petrographic map, based on a topographical map worked out from air-photographs, of the contact zone Gasterngranite/Lauterbrunner-crystalline-mass and photographs of outcrops are illustrating the petrographical context of the investigated area. The Lauterbrunner-crystalline-mass shows anatetic phenomena; the Gasterngranite has a palingenic character and developed from the earlier formed and above mentioned mass.

## 3 Zur geologischen Situation des nordwestlichen Aarmassivs

Lauterbrunner-Kristallin und Gasterngranit gehören zum prätriadischen Grundgebirge der Alpen und sind im westlichen Teil der nördlichsten Zone des Aarmassivs aufgeschlossen (siehe dazu Abb. 1 sowie beispielsweise frühere Arbeiten und darin enthaltene Karten und weitere Illustrationen: Hügi 1956, Tafel V und 1967, S. 322, Figur 1; Badoux 1967, Figur 2; Gwinner 1971, Abb. 347). Die anatektisch geprägten Gesteine des Lauterbrunner-Kristallins (Rutishauser 1972, 1973A) stehen im Lauterbrunnental oberhalb Stechelberg an (Collet et Paréjas 1928). Weiter gegen SW liegen sie verdeckt unter den Eismassen des Tschingelgletschers und des Kanderfirns. In streichender Fortsetzung folgen die Aufschlüsse am Alpetligletscher im hinteren Gasterntal. Es handelt sich um das von Th. H. als Kontaktzone kartierte Areal (unveröffentlichtes Kartenoriginal 1 : 25 000). Siehe dazu auch Truninger 1911, Rutishauser 1973B, C sowie Tafel 1 der vorliegenden Arbeit. In dieser Kontaktzone grenzen Gesteine des Lauterbrunner-Kristallins direkt an die Gasterngranitmasse und bilden einen Primär-Kontakt.

Die Gesteine des Grundgebirges tauchen nach Norden ab, überlagert von postpermischen Sedimenten des Autochthons und der Helvetischen Decken. Das Grundgebirge ist im schweizerischen Mittelland in der Bohrung Lindau 1, zwischen Glatt und Töss im Kanton Zürich (Koord. 692815/255098) in einer Tiefe von 2371,7 m erbohrt worden (Jäger et al. 1967, S. 41/42 und S. 57/58). Der Kristallin-Bohrkern entspricht in seiner petrographischen Ausbildung durchaus dem Lauterbrunner-Kristallin und dem diesem entsprechenden, weiter im Nordosten des Aarmassivs an die hier besprochenen Gesteine anschliessenden Innertkirchner-Kristallin. Dieser Kristallinbereich im NW des Aarmassivs wird hier als Lauterbrunner-Innertkirchner-Kristallin (L-I-K) bezeichnet. Ähnliche Gesteine kommen weiter im Westen,

im Aiguilles-Rouges-Massiv (Série de Fully) und im Pelvoux-Massiv (Série de Rif du Sap) vor (Krummenacher et al. 1965, Figur 1).

Die von Südosten über den Kristallin-Komplex Gastern-Lauterbrunnen geschobenen, den Grat von der Jungfrau zum Petersgrat aufbauenden Kristallinmassen, wurzeln in der Zone Lötschental-Färnigen und bilden den Deckenkern der Mörles-Doldenhorndecke (allochthone Gesteine der Abb. 1), der tiefsten Helvetischen Decke im westlichen Helvetikum (Cadisch 1953, S. 303–5).

Die Überschiebungsfläche im Lauterbrunnental ist gekennzeichnet durch den sogenannten oberen Jungfraukeil (Collet 1931 und Cadisch 1953, S. 304, Figur 35), wobei zu beachten ist, dass die wohl bereits herzynisch angelegte, alpin reaktivierte Lötschentaler Furche so das orogenetische Geschehen beeinflusst hat. Die kristallinen Gesteine des Jungfrau- und Mönchgipfels gehören nach Rutishauser (1975, Abb. 1) zum Lauterbrunner-Kristallin. Nach Beobachtungen von Th. H. lassen sich gewisse augige Biotit-Chloritgneise des Lötschentales, der Ebnefluh und des Hotelfelsens Jungfraujoch durchaus miteinander vergleichen. Die Unterschiede zwischen Lauterbrunner- und Lötschentaler-Kristallin sind eher gradueller als prinzipieller Art. Das Lötschentaler-Kristallin, im wesentlichen bestehend aus Metasedimenten, wie Gneise verschiedenster Ausbildung, Amphibolite, Marmore, Kalksilikatfelsen sowie Kristallinannteilen eruptiver Abstammung, wie Serpentinite, Giltsteine, Muskowitzgneise, Aplite, Pegmatite, kann grosso modo zusammen mit dem Lauterbrunner-Kristallin als eine Einheit betrachtet werden. Ohne hier auf weitere Einzelheiten einzugehen sei bloss bemerkt, dass die Gasterngranitmasse im Süden (obere Hangpartien der rechten Lötschentalseite) teilweise zum Lötschentaler-Kristallin ähnliche Kontaktverhältnisse aufweist wie am Alpetlifirn, soweit die Kontakte nicht mechanisch überprägt sind. Die Einheit Lauterbrunner-Lötschentaler-Kristallin wird flankiert durch die Masse des Zentralen Aaregranites (hier im Speziellen = Bietschhornganit) und des Gasterngranites. Konsequenterweise hätte somit das gesamte Kristallin NW der Masse des Zentralen Aaregranites als eine Grossseinheit zu gelten. Diese würde die nördliche Schieferhülle sowie das Lauterbrunner-Innertkirchner-Kristallin (inkl. Gasterngranit) umfassen.

Im Bereich Gastern-Lauterbrunnen ist ein Teil des prätriadischen Grundgebirges aufgeschlossen, der in seinem Mineralbestand von der alpinen Gebirgsbildung relativ wenig, vorwiegend destruktiv verändert worden ist. Dieser Teil des Aarmassivs eignet sich besonders gut für das Studium des herzynischen Anteils der Metamorphose prätriadischer Gesteine (Wüthrich 1965, S. 914–918).

Dank dem starken Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte kann sowohl das Lauterbrunner-Kristallin (Rutishauser 1968, 1971, Abb. 3/4) wie der Gasterngranit an zahlreichen, vom Gletscher blank polierten Aufschlüssen im Detail studiert werden.

Für das Verständnis der betrachteten Gesteine haben sich Kartierungen in extrem grossen Massstäben als sehr fruchtbar erwiesen. So entstanden in den letzten Jahren drei Karten (siehe Abb. 1), von denen die Detailkarte Nummer III der vorliegenden Arbeit beigelegt ist: Petrographische Detailkarte im Kontaktbereich Gasterngranit –

Lauterrunner-Kristallin von Heinz Rutishauser (Tafel 1). Die beiden ersten Detailkarten, auf die im Text zuweilen hingewiesen wird, sind in den folgenden Arbeiten publiziert worden:

Detailkarte I:

Rutishauser 1972, 1973A

Koordinaten Kartenzentrum 632800 / 149750

Originalmassstab 1 : 250

Publikationsmassstab ungefähr 1 : 400

Detailkarte II:

Rutishauser 1973B

Koordinaten Kartenzentrum 632925 / 150250

Originalmassstab 1 : 250

Publikationsmassstab ungefähr 1 : 700

Die Detailkarte Nummer III veranschaulicht die gegenseitigen Verbandsverhältnisse zwischen Gasterngranit einerseits und dem Lauterrunner-Kristallin andererseits in einem charakteristischen Teilgebiet der Felsen am Alpetligletscher. Die Schollen von Lauterrunner-Kristallin im Gasterngranit zeigen wechselnden Charakter, wobei darin Biotitgneis- und Kalksilikatfels-Boudins auftreten. Letztere führen vorwiegend Granat, Diopsid, Vesuvian, Wollastonit und in wechselnden Mengen Plagioklas, Karbonat, Quarz, Graphit. Die Lauterrunner-Kristallin-Massen (z. B. rechter Teil der Detailkarte) enthalten insbesondere Biotitgneis- und Amphibolit-Boudins. Die Detailkarte, zusammen mit den Photos, sollte am ehesten ein objektives Bild der petrographischen Verhältnisse dieser Kontaktzone vermitteln können. Basierend auf solchen Fakten sowie auf weiteren mikroskopischen und chemischen Daten wird versucht, bessere Einblicke in die Entstehungsgeschichte des Lauterrunner-Kristallins und der Gasterngranitmasse zu erhalten. Dabei sind die Ergebnisse der von H. R. im oberen Lauterbrunnental gemachten Studien mitberücksichtigt.

#### 4 Zur Untersuchung im Gasterntal

Im Verlaufe von Kartierungsarbeiten für das Blatt Lötschental des Geologischen Atlas der Schweiz (1 : 25 000) befasste sich der eine der Autoren (Th. H.) mit der Kontaktzone im hinteren Gasterntal und besuchte seinerzeit zu Vergleichszwecken das Kristallingebiet des oberen Lauterbrunnentales (Hügi 1956). Dabei zeigte es sich, dass die Mannigfaltigkeit der beiden Kristallingebiete nur in einer grossmassstäblichen petrographischen Detailkarte darzustellen sei. Eine derartige Kartierung könnte Grundlagen für eine Neuinterpretation des Kristallins im NW des Aarmassivs schaffen. Die Methodik solcher petrographischer Kartierung und damit verbundener Dünnschliffuntersuchungen im Detail hat H. R. im Lauterrunner-Kristallin im Rahmen seiner Dissertation entwickelt (Rutishauser 1972 und 1973A).

Die von Th. H. angeregte Detailkarte der Kontaktzone des hinteren Gasterntales hat H. R., basierend auf Erfahrungen im Lauterbrunner-Kristallin, durchgeführt. Auf gemeinsamen Feldbegehungungen wurde die Karte überprüft. In späteren Diskussionen sind die Ergebnisse der Geländebeobachtungen und der weiteren Auswertung besprochen und schliesslich zum vorliegenden Manuskript verarbeitet worden.

Der Kontakt des Gastergranites zu seinem Rahmengestein im hinteren Gasterntal am Kanderfirn (Alpetligletscher) ist seit der Arbeit Truningers (1911) bekannt. Die Beziehungen des Lauterbrunner-Kristallins zum Gastergranit sind von H. R. in einer späteren Arbeit diskutiert worden (Rutishauser 1973D). Basierend auf den eingangs erwähnten Arbeiten sollen die Beziehungen zwischen Gastergranit und dem kristallinen Rahmen beschrieben werden. Weiter geht es darum, die Entstehungsgeschichte des Gastergranites zu klären.

## 5 *Das Lauterbrunner-Kristallin als ein *in situ* gebildeter Anatexit*

Im folgenden wird als Anatexis der ursprünglich von Sederholm (1907) beschriebene Vorgang der Aufschmelzung von Gesteinen verstanden. Das Endprodukt der Anatexis ist ein Palingenit, dessen Merkmale die megaskopische Homogenität und abyssische Struktur sind. Ein Anatexit ist demnach ein unausgereifter Palingenit, der vor allem durch seine megaskopische Inhomogenität gekennzeichnet ist.

Der Begriffsinhalt stimmt nach Mehnert (1971) mit demjenigen eines Migmatiten überein. Das wesentliche Merkmal dieser Gesteine ist die Zusammensetzung aus zwei oder mehr petrographisch verschiedener Teilbereiche, wobei der eine die Natur des präanatektischen Ausgangsmaterials noch deutlich zeigt. Andere Teilbereiche weisen vor allem durch ihre strukturell plutonische Ausbildung in Richtung des Endproduktes.

Im migmatitischen Lauterbrunner-Kristallin sind zwei sich deutlich voneinander unterscheidende Teilbereiche vorhanden (Detailkarte I in Rutishauser 1972, 1973A; Detailkarte II in Rutishauser 1973B). Die Hauptmasse, in der Folge als Matrix bezeichnet, besteht aus einem grobgemengten, inhomogenen Granodiorit. Darin eingeschlossen, nur etwa 3 Prozent des Gesamtvolumens einnehmend, liegen stratifizierte, im zweidimensionalen Anschnitt der Aufschlussflächen meist längliche und an den Enden abgerundete Einschlüsse (Abb. 2; siehe auch Rutishauser 1972, darin insgesamt 130 Tafelbeilagen mit zum grössten Teil Abbildungen von Einschlüssen; ferner Rutishauser 1973A, Figur 7, 13–20 und 1973D, Abb. 2–4). Die Grösse reicht von Dezimeter bis Dekameter. Messungen an 4657 einzelnen Einschlüssen ergaben eine durchschnittliche Länge der diskenartigen Körper von 56 cm. Ihr Mineralgehalt unterscheidet sich wesentlich von der Biotit, Cordierit (pinitisiert) und Granat führenden granodioritischen Matrix. Eine strenge Systematik dieser Einschlüsse ist wegen der

stark wechselnden mineralogischen Zusammensetzung nicht möglich. Es handelt sich vor allem um solche Einschlüsse, die als

- Feinkörnige Biotitgneise (Quarz, Plagioklas, Biotit)
- Hornblenditische Gesteine (Hornblende, Plagioklas, Biotit, Quarz)
- Kalksilikatfelse (Kalzit, Diopsid, Vesuvian, Wollastonit, Plagioklas, Granat, Quarz) zu bezeichnen sind.

Die jüngsten Untersuchungen am Lauterbrunner-Kristallin (Rutishauser 1972, 1973A) haben ergeben, dass dieser Gesteinskomplex regionalen Ausmasses aus ursprünglichen Sedimenten, ohne wesentliche Zu- oder Abfuhr irgendwelcher Stoffe, d. h. *in situ*, entstanden ist. Mit der komplexen Altersgeschichte des Lauterbrunner-Kristallins befassen sich, auf Grund von U/Pb-Daten, Gulson und Rutishauser (1976). Vermutlich sind etwa 2000 m.y. alte, detritische Zirkone der Metasedimente vor etwa 300 m.y. durch granitische Agenzien während der herzynischen Metamorphose beeinflusst worden. Die Schollen im Lauterbrunner-Kristallin sind Teilstücke ehemals kompetenter Sedimentlagen, die sich bei den steigenden pt-Bedingungen der Anatexis, aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung, gegenüber einseitiger Druckwirkung rigid verhielten. Der Hauptanteil der Sedimentlagen reagierte auf die gleichen physikalischen Bedingungen inkompotent, das heisst durch plastische Verformbarkeit. Die Formen der Einschlüsse entsprechen denjenigen beim bekannten Vorgang des Boudinage rigider, kompetenter Schichten, die zwischen plastisch defomierbaren, inkompotenten Schichten liegen und experimentell nachgeformt werden können (Ramberg 1955). Dabei ist das Verhältnis der Länge zur Dicke der Boudins erstaunlich konstant und liegt für das Lauterbrunner-Kristallin im Durchschnitt bei 2.45 (Abb. 3).

Beim fortgeschrittenen Stadium dieser Dilatations-Struktur (Mehnert 1971, S. 19) im Lauterbrunner-Kristallin sind die einzelnen Boudins öfters weit auseinandergerissen (Abb. 2) und die Zusammenhänge deshalb nur in grossmassstäblichen Karten erkennbar (Rutishauser 1973A, Karte I und Figur 11). Stellenweise blieben jedoch Boudins einer ursprünglichen Sedimentschicht an ihren Einschnürungsstellen über längere Strecken miteinander verbunden.

Die Zweiteilung in Boudinzüge und Matrix – die selber stets parallel zu den Boudinzügen zonierte – vermittelt ein Abbild fazieller Unterschiede des sedimentären Ausgangsmaterials. Mineralbestand (Marmor- und Kalksilikatbänder), graduierte Schichtung und vor allem die stets in gerundeten Formen auftretenden Akzessorien wie Apatit, Titanit und Zirkon, lassen unschwer den ursprünglich sedimentären Charakter der kompetenten Schichtglieder erkennen.

Im Lauterbrunner-Kristallin ist in der Matrix zwischen den Boudinzügen keine Gefügedisharmonie feststellbar. Stellt man sich in grober Vereinfachung das Boudinage als einphasigen Akt vor, dann kann das Matrix-Material weder während dieses Aktes noch nach diesem Akt in die Zwischenräume zweier Boudinzüge eingepresst worden sein. Denn während des Aktes stand der ganze Gesteinskomplex unter Druck, und bei Eindringen nach diesem Akt könnte die Matrix nicht das Gefüge eben dieses Aktes aufweisen. Die dritte Möglichkeit: Zufuhr von Material vor dem Akt des Boudinage, im

Sinne einer lit par lit Injektion, ist mit den allgemeinen Gefügedaten des Lauterbrunner-Kristallins (Zusammenfassung in Rutishauser 1972, 1973A, B) nicht vereinbar. Es ist vollständig undenkbar, dass die volumenmässig nur 3 Prozent ausmachenden kompetenten Schichtglieder beim Einströmen von Matrixmaterial eine dermassen einfache, konstante räumliche Lage beibehalten hätten.

Durch den Nachweis des Amplatzgefüges von Einschlüssen und Matrix wurde gleichzeitig auch das Ausgangsmaterial der Matrix als sedimentär bestimmt. Untersuchungen im mikroskopischen Bereich der Matrix bestätigen das Amplatzgefüge und somit die *in situ* Bildung des Lauterbrunner-Kristallins.

Für den Grossteil der Matrix ist die Abbildung 2 charakteristisch. Das Bild zeigt ein unausgereiftes, granitoides Gestein, ein inhomogenes Gemenge unverdauter metamorpher Reste in einem Substrat von Neubildungen. Im Dünnschliffbereich erkennt man die gleiche Zweiteilung in Reste einer metamorphen Phase und Teile, die während der Anatexis gebildet worden sind (Abb. 4). Die Relikte bestehen hauptsächlich aus verfilzter, mikroskopisch nicht genau bestimmbarer Plagioklas- und Pinitsubstanz. Darin liegt Biotit in verfalteten Zügen. Diese, der präanatektischen Phase zuzuschreibende Faltung, ist in seltenen Fällen auch im makroskopischen Bereich an Boudins ausgebildet und erhalten geblieben (Abb. 5).

Die Inhomogenität der Matrix im makroskopischen Bereich ist auffallend. Sie spiegelt sich auch in der Verteilung der mineralogischen Komponenten im Dünnschliff. Trägt man die Häufigkeit der Prozentgehalte einzelner Mineralien pro Messlinie bei Modalanalysen auf (Abb. 6), dann ergibt sich ein Mass für die räumliche Verteilung der Einzelmineralien. Eine regelmässige Verteilung spiegelt sich in einer angenähert normalen Verteilung der Klassenhäufigkeit von Quarz, Plagioklas und, weniger deutlich, Biotit. Demgegenüber sind Orthoklas und Cordierit (Pinit) im Gestein deutlich unregelmässig angeordnet. Dies zeigt sich für Pinit bereits im fleckenhaften Auftreten im makroskopischen Bild (Abb. 2).

Der Grossteil der Boudins ist gegenüber der Matrix scharf begrenzt, und im verwitterten Gestein lassen sich diese diskennartigen Körper des öfteren leicht aus dem Gestein herausheben. In Abbildung 7 ist ein Teilbereich der Randpartie eines unscharf begrenzten Boudins wiedergegeben. Die grobkristalline, teilweise massige Matrix enthält Relikte von dunklen Bändern, deren Orientierung noch die gleiche ist wie im Boudin selbst. Es handelt sich auch hier um ein Amplatzgefüge, und im Kleinen bestätigt sich die für den ganzen Gesteinskomplex postulierte Bildung *in situ*.

Das wesentliche Merkmal der Veränderung in Abbildung 7 ist der Strukturwandel vom ursprünglich stratifizierten Boudin zur massigen Ausbildung der Matrix in der näheren Umgebung des Boudins. Dies ist eine Folge der Kalifeldspat-Blastese, die im anatektischen Entwicklungsstadium des Lauterbrunner-Kristallins eine hervorragende Rolle spielt (Abb. 8). Sie bewirkt, dass das reliktische Planargefüge (Rutishauser 1973A, Figur 12, 1973B, Abb. 5) als Abbild des ursprünglichen stratifizierten Sedimentmaterials in unregelmässigen, nicht scharf begrenzten Teilbereichen der Matrix verlorengeht (Abb. 9). Die makroskopisch massig erscheinenden Teilbe-

reiche, in deren Intergranularen noch beträchtliche Mengen präblastischer Reste vorhanden sind, haben im Lauterbrunner-Kristallin aber höchst selten Eigenständigkeit erreicht, in dem Sinne, dass sie das eigene Ausgangsmaterial injektionsartig durchsetzt hätten. Im Lauterbrunner-Kristallin ist die Anatexis noch nicht soweit fortgeschritten, dass partiell mobile Schmelzen entstanden wären.

Die Ausformung der mineralogischen Komponenten des Lauterbrunner-Kristallins ist gekennzeichnet durch zwei Hauptphasen. Die ältere Plagioklas-Blastese hat Mikrostrukturen entstehen lassen, wie sie in Abbildung 19A wiedergegeben sind. Im linken Teil der Zeichnung das nesterartige Vorkommen von pinitisiertem Cordierit, wie es für den Grossteil der Matrix charakteristisch ist. Ein typisches Bild der Weiterentwicklung zeigt die Abbildung 19B. Grosse Orthoklas-Blasten bestimmen das heterogranulare Gefüge. Unter dem Mikroskop erkennt man deutlich, dass der Plagioklas vom Orthoklas verdrängt wird.

Die Bestimmung des Modalbestandes (Abb. 10, Tab. 1) eines migmatitischen Gesteins ist schwierig und erfordert spezielle Methoden (Rutishauser 1972, 1973A). Vor erst fällt die breite Streuung der einzelnen Modalanalysen im Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas Konzentrationsdreieck (Abb. 10A) auf. Wie der Tabelle 1 entnommen werden kann, stammen die Analysen einerseits aus verschiedenen Zonen des Detailkartengebietes I (siehe S. 7), und anderseits sind sie der Literatur entnommen worden (Gysin 1952, Neidinger 1948). Trotz dem breiten Streubereich fallen die Durchschnittswerte in einen relativ engen Bereich (breit umrandet), der je zur Hälfte im Granit- und im Granodioritfeld (Streckeisen 1974) liegt. Mit der bis jetzt zur Verfügung stehenden Anzahl Analysen müsste die Matrix des Lauterbrunner-Kristallins als von granitisch-granodioritischer Zusammensetzung bezeichnet werden. Auffallend ist, dass von den 52 Analysen aus der homogenen Zone B (Detailkarte I), die aplitische Struktur aufweist, nur deren 7 ausserhalb des granitischen Feldes liegen. Die durchschnittliche modale Zusammensetzung ist angenähert idealgranitisch, d. h. je ein Drittel Plagioklas, Orthoklas und Quarz. Von den für den Grossteil der Matrix des Lauterbrunner-Kristallins charakteristischen, biotit- und pinitreichen Zonen A und D fällt demgegenüber nur eine Analyse ins Granitfeld. Alle andern befinden sich im Tonalit- und Granodioritfeld, der Durchschnitt selbst klar im letzteren. Von besonderem Interesse ist die Zone (Detailkarte I), in der der migmatische Charakter des Lauterbrunner-Kristallins am deutlichsten ausgebildet ist. Die drei Probeentnahmen in Abbildung 11 entsprechen den drei Haupttypen dieser Zone. Für H 642 liegen die Einzelanalysen im Feld X, für H 641 und H 640 entsprechend in den Feldern Y und Z in Abbildung 10A. Der Durchschnitt der Zone C entspricht nicht dem arithmetischen Mittel der Einzelanalysen (siehe Rutishauser 1972, 1973A), da die drei Typen nicht zu gleichen Teilen die Zone C aufbauen. Im Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas Konzentrationsdreieck liegt er wie die anderen Durchschnittswerte im breit umrandeten engen Feld. Im Dreieck Quarz-Summe Feldspat-Summe Mafite (Abb. 10C) fallen die Einzelanalysen X-Y-Z in noch deutlicher voneinander getrennte Bereiche. Der Durchschnitt befindet sich im Feld Y und ist wiederum weitgehend identisch mit den Durchschnitten der Zonen A,

D und den aus der Literatur entnommenen Daten. Anders liegen die Verhältnisse in der Zone B (Detailkarte I). Der geringe Gehalt an dunklen Komponenten (durchschnittlich 6,5 Prozent) und die Homogenität dieses Gesteinstypes lassen die Analysenpunkte in ein relativ enges Feld gegen die Seite Quarz-Summe Feldspat rücken.

## 6 *Die Kontaktzone am Kanderfirn*

(Siehe Photo 1, Tafel I, in Hügi 1956)

Wie einleitend kurz erwähnt, grenzt der Gasterngranit im hinteren Gasterntal in den Felsen des Alpetligletschers<sup>3</sup> an Kristallin, das chemisch analoge Eigenschaften aufweist wie das von Rutishauser (1972, 1973A) beschriebene, rund 8 km weiter NE gelegene Lauterbrunner-Kristallin. Nachstehend wird vorweg der Gasterngranit und anschliessend die Kontaktzone beschrieben. Die Gesteine der Kontaktzone inkl. Gasterngranit werden diskordant durch helvetische, autochthone Sedimente überlagert (Triasdolomit und Sedimente des Jura).

### 6.1 *Der Gasterngranit*

Was Truninger (1911, S. 6 der Dissertation) in der ersten Arbeit, die sich eingehend mit dem Gasterngranit befasst, kurz in einem einzigen Satz zusammenfasst, gilt auch heute noch für das in Frage stehende Gestein: "Der Granit des Gasternmassivs ist in seiner am meisten verbreiteten Ausbildungsart trotz mannigfacher Abweichungen ein Gestein von ziemlich einheitlichem Charakter." Ältere Autoren bezeichnen den Gasterngranit als einzige "ächten" Granit des Aarmassivs überhaupt.

Vorweg ist zu bemerken, dass das fragliche Gestein im nordwestlichen Teil des Aarmassivs ansteht, wo die alpine Gebirgsbildung die Grundgebirgssteine relativ am wenigsten beeinflusst hat. Doch auch in Berücksichtigung dieser Tatsache nimmt der Gasterngranit deutlich eine Sonderstellung ein. Er ist ein massiges, meist mittelkörniges Gestein mit deutlich pseudo-hexagonal entwickeltem Biotit (schwarz bis braunschwarz) von weißer bis grauer Grundfarbe. Alle übrigen Aarmassivgranite zeigen, als Folge metamorpher Überprägung, unregelmässig begrenzten, meist grünen Biotit. Eine Ausnahme bilden die recht häufig vorkommenden roten und grünen Varietäten, die, gebunden an Dislokationszonen, durch epimetamorphe Beeinflussungen auffallend gefärbt worden sind. Auf dieses Phänomen wird hier nicht näher eingegangen.

Der Normaltyp des Gasterngranites weist modale und chemische Werte auf, wie sie aus Tabelle 1 und 2 und Abbildung 12 ersichtlich sind. Die übrigen mit dem Gasterngranit

3 Die vorderste, SW-Partie des Kanderfirns wird auf der Landeskarte der Schweiz, Bl. Jungfrau (1 : 50 000) als Alpetligletscher bezeichnet.

verknüpften Gesteine wie Granitporphyre, Quarzporphyre, haben recht homogenen Charakter. Im Vergleich zum inhomogenen Lauterbrunner-Kristallin erscheint die Gasternganitmasse, mit Ausnahme der Kontaktzone, als Ganzes recht homogen. Es ist zu betonen, dass im Vergleich mit dem letzteren der Gasternganit eine deutliche stoffliche Einförmigkeit aufweist. Dunklere Einschlüsse (meist  $\text{cm}^2 - \text{dm}^2$ ) sind allerdings häufig, erreichen aber nie die Grösse und Häufigkeit wie im Lauterbrunner-Kristallin. Einzig im Kontaktgebiet des Gasternganites zu seinem Rahmengestein im Hintergrund des Gasterntales ist eine in engen Grenzen rasch zunehmende Durchsetzung des Granitsubstrates mit dunkleren Einschlüssen feststellbar. Im Lötschbergtunnel wurde im Bereich von km 4 bis 5 ab Nordportal eine vergleichbare Zone durchfahren.

## 6.2 *Die petrographischen Verhältnisse der Kontaktzone im Gasterntal*

In seinem Profil erwähnt Truninger (1911) drei durch Überschiebungszonen voneinander getrennte Bereiche. Im Süden ein Block aus homogenem, pinitführendem Granit, gefolgt von der sogenannten Assimilationszone. In dieser wechseltlagern Schiefer und Gneise mit Granodioriten. Die letzteren enthalten Biotitschiefer-Schollen und sogenannte kontaktmetamorphe Kalke. Die konkordante Abfolge der verschiedenen Gesteine wird von Apliten und Pegmatiten diskordant durchsetzt. Nach der zweiten Überschiebung folgt im Norden das von Truninger als Injektionszone bezeichnete Gebiet. Die von Truninger in dieser Zone eingezeichneten Kontaktsandsteine liegen konkordant zur autochthonen Sedimentbedeckung der kristallinen Gesteine. Da es sich hierbei um einen wiederverfestigten permokarbonischen Verwitterungshorizont handeln dürfte, ist die Bezeichnung bezüglich der Genese der granitischen Gesteine irreführend.

Die seinerzeit von Truninger, heute nicht mehr verwendeten Begriffe Assimilations- und Injektionszone sind später auf die ganze nördliche Zone des Aarmassivs übertragen worden. Sie entstanden im Zusammenhang mit der Vorstellung einer aus unbekannter Tiefe aufsteigenden Magmamasse, die in höheren Krustenteilen präexistierende Gesteine aufgeschmolzen (assimiliert) und mit sauren Spaltungsprodukten durchsetzt (injiziert) hätte.

Wesentlich besser entspricht aber den Geländebeobachtungen die Vorstellung einer *in situ* Bildung von Lauterbrunner-Kristallin. In der Frage, welche Beziehungen zwischen dem Gasternganit und dem Lauterbrunner-Kristallin (als dessen Rahmengestein) bestehen, muss diese Modell-Vorstellung in den Vordergrund gerückt werden. (Der Widerspruch, Trennendes und Gemeinsames der beiden Gesteine einander gegenüber zu stellen, wird sich in den genetischen Schlussfolgerungen als scheinbarer erweisen.)

Die der vorliegenden Arbeit beigegebene Detailkarte (Tafel 1) veranschaulicht den wichtigsten Teil der weiter oben erwähnten „Injektionszone“ im Sinne Truningers. Diese Detailkarte basiert auf einer Luftaufnahme mit Hasselblad Kamera 500 EL

(Brennweite 100 mm, Planar-Objektiv), die gemacht worden ist durch H. R. Die Identifikation erfolgte im Felde, d. h. die petrographischen Einzelheiten der Aufschlüsse wurden in die Luftaufnahme eingetragen. Im Vermessungsbüro Prof. M. Zurbuchen, Ingenieur (Bern), konnte anschliessend am Autograph Wild A5 ein Originalplan im Massstab 1 : 500 erstellt und damit die Grundlage für die vorliegende petrographische Detailkarte geschaffen werden.

Zum besseren Verständnis der Detailkarte sind vorerst einige Erläuterungen bezüglich der Nomenklatur nötig. In Abweichung der Publikationen über das Lauterbrunner-Kristallin (Rutishauser 1972, 1973A–D, 1974, 1975) wird der Begriff Scholle für ein allseitig vom Gasternganit umgebenes Teilstück des Rahmengesteins verwendet (vgl. Abb. 21, sowie Photos 2, 3, 4 und 5 auf Tafel I und II in Hügi, 1956). Boudins sind Teilstücke kompetenter, rigider Schichtglieder, die sowohl im Lauterbrunner-Kristallin (als Rahmengestein des Gasternganites), wie im Gasternganit vorkommen.

Der bedeutendste Unterschied zwischen Gasternganit und Lauterbrunner-Kristallin ist von Truninger (1911, S. 53 der Dissertation) folgendermassen beschrieben worden: "Die im grossen und ganzen stoffliche Einförmigkeit des Gasternganites macht im Gebiete der Kontaktzone einem verhältnismässig raschen Wechsel Platz."

Im Übergangsbereich ist eine auffällige Änderung in der Farbe vom weissgrauen Gasternganit zum dunkleren, graugrünen Rahmengestein feststellbar. Dies ist eine Folge der Zunahme von Pinit und serizitisiertem, grünen Plagioklas. Abgesehen vom Pinitgehalt unterscheiden sich Gasternganit und Lauterbrunner-Kristallin nicht so sehr im Mineralgehalt, d. h. in der stofflichen Zusammensetzung (Abb. 10, 21, Tab. 1, 2), sondern vielmehr in der strukturellen Ausbildung der Mineralien, sowie im Gefüge. Dies zeigt die Abbildung 12 sehr deutlich. Eine Scholle des Rahmengesteins mit Parallelgefüge und boudinierter Kalksilikat-Schicht ist allseitig vom helleren, massigen Gasternganit umgeben (Koordinaten 624718 / 145590). Sowohl das Boudinage der kompetenten Schicht, wie das Parallelgefüge der Scholle, sind als Folge einer Druckwirkung zu verstehen. Diese muss älter sein als die Bildung des die Scholle umgebenden granitischen Substrates.

Es handelt sich bei dieser Scholle um einen Teil des Rahmengesteins im engeren Kontaktbereich. Im östlich anschliessenden Rahmengestein ist die gleiche Zweiteilung in boudinierte rigide Schichten und parallelstruierte Zwischenmasse feststellbar. Die mineralogische Ausbildung und die räumliche Lage der Boudins und der Zwischenmasse sind im Gastern- und im Lauterbrunner-Kristallin gleich (Abb. 13). Letzteres setzt sich vom oberen Lauterbrunnental ins Gastertal fort, wobei das Eis des Tschingelgletschers und des Kanderfirns die Aufschlüsse weitgehend verdeckt. Da im Gasternganit die Parallelstruktur, wie sie die Matrix des Lauterbrunner-Kristallins aufweist, nicht überall nachweisbar ist und stellenweise Schollen umfliesst, dürfte der Gasternganit relativ jünger sein als das Lauterbrunner-Kristallin.

Ist der Gasternganit nun eine erstarrte Schmelzmasse, die in das Lauterbrunner-Kristallin intrudierte? Eine solche Intrusionsmasse kann, muss aber nicht notwendigerweise einen deutlichen mineralogischen und chemischen Unterschied zum Rahmen-

gestein aufweisen. Im vorliegenden Fall ist kein signifikanter Unterschied in den Durchschnittswerten sowohl der Modal- wie der chemischen Analysen vorhanden (Abb. 10, 21, Tab. 1, 2). Wie bereits erwähnt, schliesst diese stoffliche Verwandtschaft den Gasternganit als ehemalige Intrusionsmasse nicht aus. Sie bedeutet vorerst nur, dass die Ursprungsmaterialien beider Gesteine in chemischer Hinsicht verwandt sein müssen. Der Bildungsort der Schmelze des Gasternganites braucht nicht notwendigerweise mit deren endgültiger Platznahme identisch zu sein. Sollte dies aber der Fall sein, dann lässt sich wegen der chemischen Konvergenz nicht entscheiden, wie weit die Schmelze zu wandern vermochte. Einzig strukturelle Untersuchungen erlauben abzuschätzen, ob die Schmelze überhaupt gewandert oder *in situ* gebildet worden ist.

Sowohl die räumliche Orientierung der Foliation von Boudins und das Parallelgefüge der Matrix im Lauterbrunner-Kristallin im oberen Lauterbrunnental (Abb. 13A), wie die Orientierung der Foliation von Boudins im Lauterbrunner-Kristallin im Gasterntal (Abb. 13B), sind identisch mit den Raumdaten von Schollen im engeren Kontaktbereich (Abb. 13C). Auffallend ist, dass grössere Schollenpakete ihre ursprüngliche Lage beibehalten haben. Gestützt auf diese Beobachtung darf angenommen werden, dass Gasternganit und Lauterbrunner-Kristallin *in situ* und aus dem gleichen Ausgangsmaterial entstanden sind. Für diese Ansicht spricht auch das vollständige Fehlen eines “chilled margin” zwischen Gasternganitmasse und Rahmengestein.

Wenn beide Gesteine tatsächlich *in situ* gebildet worden sind, dann müssten Entwicklungstendenzen, die in Richtung des gastern-granitischen Endproduktes weisen, im Lauterbrunner-Kristallin, wie umgekehrt Relikte des Vorstadiums im Gasternganit vorhanden sein.

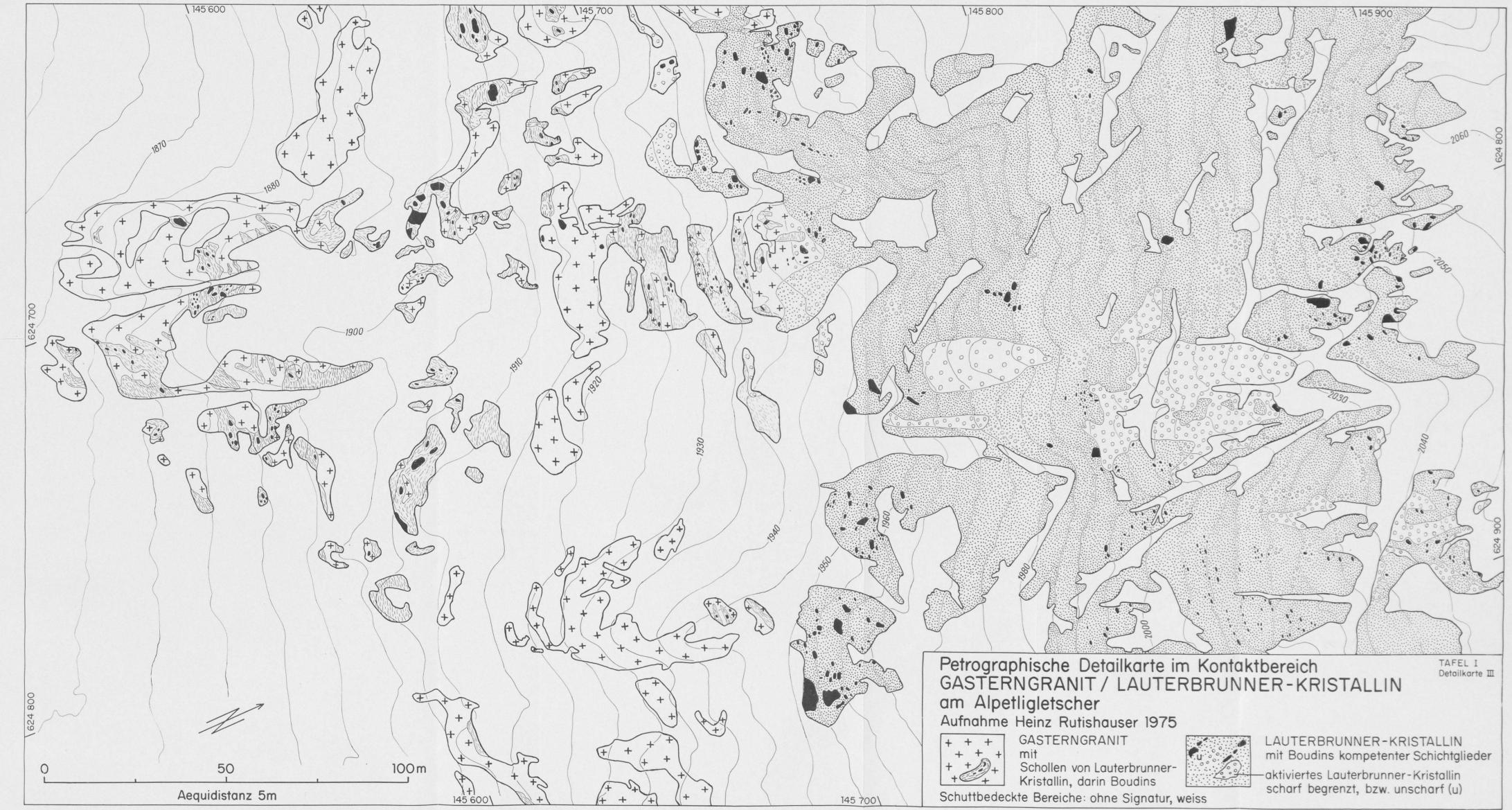
Das Gefüge in der Matrix des Lauterbrunner-Kristallins weist eine weite Spielbreite vom flaserigen Gneistypus bis hin zum im Handstück massigen und gleichkörnigen Granittypus auf. Im weiteren Aufschlussbereich sind die bei der Anatexis homogenisierten Teilbereiche aber stets noch deutlich in den raumfixierten Rahmen der Gesteinsmasse eingespannt (Abb. 9).

Dies ändert sich in der Kontaktzone am Kanderfirn. In zunehmendem Masse sind homogenisierte Teilbereiche feststellbar, in denen das alte Parallelgefüge nicht mehr erkennbar ist. Die Grenzen zur Matrix als Muttergestein sind vorerst diffus, werden aber bei zunehmender Grösse dieser Teilbereiche immer scharfer und somit kartierbar (siehe Detailkarte III, Tafel 1 mit Bereichen von unscharf und scharf begrenztem aktiviertem Lauterbrunner-Kristallin und Abb. 14). Allen aktivierte Teilbereichen ist, gleichgültig ob scharf oder unscharf begrenzt, der Pinitgehalt gemeinsam, der in dieser Menge dem Gasternganit fehlt. Im zweidimensionalen Anschnitt der Karte stehen diese mobilen Teilbereiche zudem nirgends in direkter Verbindung mit der Hauptmasse des Gasternganites. Es handelt sich bei diesem aktivierten Lauterbrunner-Kristallin um die unmittelbare Übergangsstufe von der Anatexis zur Palingenese.

Der Strukturwandel ist besonders auffällig bei den rigiden, boudinierten Schichtgliedern des Lauterbrunner-Kristallins in der Kontaktzone. Am folgenden Beispiel ist

ersichtlich, dass im Übergang zur Palingenese der Quarz offensichtlich eine besondere Rolle spielt. In Abbildung 15 sind sämtliche Entwicklungsstufen von scharf begrenzten bis nur noch schemenhaft erkennbaren Biotitgneis-Boudins vorhanden. Das Verschwinden der Boudins ist lediglich einem Strukturwandel zuzuschreiben. Nicht nur eine Vergrösserung, sondern auch eine Uniformierung der Grösse der verschiedenen Mineralkörper ist festzustellen (Abb. 16). Aus Abbildung 16A ist ersichtlich, dass in den feinkörnigen Boudins diese strukturelle Umformung mit einer beträchtlichen Vergrösserung der Quarzindividuen beginnt. Quarze erscheinen im Vergleich mit den Plagioklas- und Biotitkristallen deutlich grösser. Solche Riesen-Quarze erscheinen stellenweise isoliert als Einzelindividuen. Es scheint, dass dieser Zustand eine Folge physikalischer Bedingungen ist, deren Erreichen eine durchgreifende Umkristallisation sämtlicher Mineralkörper zur Folge hat. Das Dünnschliffbild (Abb. 16B) zeigt die Strukturverhältnisse des grobkörnigen, homogenisierten, granodioritischen Gesteins in der unmittelbaren Umgebung der Boudins. Die einzelnen Quarzindividuen sind hier kleiner, durchschnittlich etwa gleich gross wie die Plagioklas- und Biotitkörper. Die Struktur ist hypidiomorph und massig, vom ehemaligen Planargefüge des ursprünglichen Biotitgneis-Boudins ist nichts mehr zu erkennen. Einzig ein quarzloses Haufwerk von kleinen Biotit- und Plagioklaskörpern erinnert an die ehemalige Struktur. Solche dunkle, cm-grosse Relikte sind im Gasterngranit immer wieder anzutreffen; sie führen zudem oft Granat. Sie belegen die Verwandtschaft zwischen dem palingenen Gasterngranit und dem Lauterbrunner-Kristallin. In Abbildung 17 hat die Quarzkornvergrösserung den Boudinkörper nicht regelmässig in seiner Gesamtheit, sondern vielmehr punktuell in Form grösserer Blasen erfasst. Im mikroskopischen Bild ist deutlich zu erkennen, dass der Quarz andere Mineralien verdrängt. Diese Verdrängungen anderer Mineralien, vor allem der Feldspäte, ist ein Charakteristikum der feinkörnigen Gasterngranit-Typen. Sie manifestieren sich in Myrmekitbildungen und mannigfacher schriftgranitischer Durchsetzung von Quarz und Feldspat (Abb. 18).

Die strukturelle Entwicklung vom Lauterbrunner-Kristallin bis hin zum Gasterngranit ist in Abbildung 19 an ausgewählten Beispielen dargestellt. Starr raumfixierte Gesteinspartien zeichnen sich im Dünnschliffbereich durch Plagioklasblasten und zwickelfüllendem Biotit aus (Abb. 19A). Kalifeldspat ist xenomorph ausgebildet, und der Quarz zeigt mit seinen kleinen, eng ineinander verzahnten Kristallen quarzitisches Gefüge. Im Aufschluss weisen diese Gesteine deutlich ein Parallelgefüge auf, das als Abbild der ursprünglichen Sedimentschichtung zu verstehen ist. Im darauffolgenden Stadium (Abb. 19B) hat sich für die Plagioklas-, Quarz- und Biotitkristalle kaum etwas geändert. Das Gefüge wird nun aber von der Alkalifeldspat-Blastene geprägt. Der perthitische Orthoklas verdrängt deutlich den Plagioklas, und anhand von pegmatitischen Auskristallisationen in heterokinetischen Räumen (Rutishauser 1974) kann angenommen werden, dass in dieser Phase der Entwicklung kalireiche, hydrothermale Intergranular-Lösungen zu Umkristallisationen führten, die sich aber noch immer deutlich raumfixiert abspielen (Abb. 7, 8). Erst das Mikro-Gefügebild der Abbildung 19C entspricht im Aufschlussbereich Gesteinspartien, die vorerst mit unscharfen, später mit



scharfen Grenzen diskordant in der starren, das alte Gefüge noch aufweisenden Hauptmasse des Gesteins liegen (Abb. 14). Diese diskordante Lage ist eine Folge der Teilmobilität, wobei die Bewegungen im cm- bis dm-Bereich stattfanden. Dies lässt sich aus der Tatsache ableiten, dass solche homogenisierte Gesteinsbereiche isoliert und allseitig vom alten Substrat umschlossen vorkommen. Die Mobilität scheint wiederum eine direkte Folge der Quarzkorn-Vergrösserung, wie sie Abbildung 19C zeigt, zu sein. Auf die Verwandtschaft zum Ausgangssubstrat weist der Pinit, der in dieser Phase der Entwicklung regelmässig verteilt vorkommt. Die Höchstentwicklung der Umkristallisation und die Homogenisierung der stofflichen Heterogenität ist im Normaltypus des Gasterngranites erreicht, der als hypidiomorphes, mehr oder weniger gleichkörniges Gestein eine deutliche Granitstruktur aufweist (Abb. 19D).

Frühere Bearbeiter des Gasterngranites erwähnen porphyrische Granittypen, die in der Hauptsache in der Nähe der Kontaktzone am Kanderfirn auftreten. Porphyrische Granite sind auch in südlichen Bereichen der Gasterngranitmasse beobachtet worden (Egger 1975; und Th. H. unpublizierte Beobachtungsdaten). Abbildung 20 zeigt einen solchen porphyrischen Granit im Bereich einer grösseren Scholle im Kontaktgebiet. Es handelt sich hierbei um Kalifeldspat-Blasten, die als Relikte der Phase der Kalifeldspat-Blastese zu deuten sind. Erst die nach dieser Phase einsetzende Aktivierung des Quarzes schafft die physikalischen Bedingungen, unter denen eine gleichwertige Umkristallisation sämtlicher Mineralkomponenten und schliesslich die vollständige Granitisierung des sedimentären Ausgangsmaterials erfolgen kann.

## 7 Diskussion

Das Lauterbrunner-Kristallin kann zusammenfassend als ein *in situ* und durch ausgeprägte selektive Anatexis entstandenes migmatitisches Gestein prätriadischen Alters bezeichnet werden. Das Ausgangsmaterial ist eine ursprünglich geosynklinale Sedimentserie, die vor der tiefgreifenden anatektischen Umprägung mindestens eine Phase der Regionalmetamorphose durchlaufen hat. Der Vorgang der Anatexis erfuhr im weiter westlich liegenden Gasterngranit eine Steigerung bis zur Palingenese, d. h. lithogenen Magmenbildung.

Sederholm's Untersuchungen (1925) haben gezeigt, dass in den finnischen Basement-Gesteinen mehr als 50 Prozent Granite und 20 Prozent Migmatite aufgeschlossen sind. Eine ähnliche Dominanz granitischer Gesteine ist weltweit zu beobachten.

Die Projektionspunkte der normativen Q-Ab-Or Verhältnisse von Lauterbrunner-Kristallin und Gasterngranit sind praktisch identisch (Abb. 21) und liegen in dem von Winkler und v. Platen (1961, Abb. 2, S. 256) konstruierten Diagramm nahe dem Feld maximaler Punktdichte granitoider Gesteine. Daly (1933) vermutete bereits, dass die Hauptmasse der äussersten Erdkruste (Sial) eben diese Zusammensetzung zwischen Granit und Granodiorit aufweist, und in tieferen Lagen sollen in zunehmendem Masse Granodiorite vorherrschen.

Da der Nachweis erbracht werden konnte, dass das Lauterbrunner Kristallin *in situ* gebildet wurde und mit grosser Wahrscheinlichkeit der Gasternganit nicht als erstarrte Intrusionsmasse interpretiert werden darf, handelt es sich um Gesteine, die weder mit der Bunsenschen Zwei-Magmen-Theorie (Bunsen 1851) noch mit magmatischer Differentiation aus einem unitären, juvenilen Magma erklärt werden können. Streng genommen sind es auch keine Migmatite, denn Sederholm hat diesen Begriff in seinem ursprünglichen Sinne mit der Vorstellung einer aus der Tiefe emporsteigenden und die höher liegenden Gesteine injizierenden Schmelzmassen verbunden. Im Rahmen eines universellen Erklärungsversuches der Granitbildung nehmen die besprochenen Aarmassiv-Gesteine eine Sonderstellung ein, etwa im Sinne von Read (1957, S. 72):

“If we admit that, on other grounds, the two-magma view is reasonable, then we may suggest, at least for discussion, that acid magma is generated in the sial, the basic in the sima – two magmas, two shells. Apart from the suggestion that liquid pockets might be left as the shells solidified, there are numerous proposals for producing local bodies of magma – proposals utilizing such agents as heat, pressure, friction, reaction, gas-fluxing, radioactivity and so forth – these agents being in many cases put into action by mountain-building processes.”

Im vorliegenden Falle ist die Granitisierung eine Folge inhärenter pt-Bedingungen, die bei der Versenkung von Geosynklinalsedimenten während der Orogenese langsam herangebildet worden sind. Das Produkt entspricht in seiner Zusammensetzung und allgemeinen Erscheinungsweise vielen, weltweit vorkommenden Gesteinskomplexen, die von verschiedenen Autoren aber mit verschiedenen Namen belegt worden sind. Eskola (1932) spricht in seiner magmatektonischen Einteilung von “synkinematic granites”, Read (1949) in den “Granites Series” von “autochthonous granitisation granites (associated with migmatites and widespread regional metamorphic rocks”), Raguin (1957) von “granites d’anatexie”, später (1966) von “orogenic synkinematic granites” und schliesslich Buddington (1959) von “concordant granites of the catazone”.

Allen diesen Gesteinstypen ist die enge Verknüpfung mit Migmatiten und im weitesten Sinne höchst metamorphen Sedimenten eigen. Die meisten Autoren sind sich darüber einig, dass es sich um aus Sedimenten durch Anatexis hervorgegangene Gesteine handelt. Streng genommen sind es nicht eigentliche Granite, ihre modalen Zusammensetzungen entsprechen durchwegs Quarzdioriten und Granodioriten. Weitere Merkmale sind das häufig vorkommende Planargefüge (“gneissose granites”, Marmo 1971, S. 31) und vor allem die weite Verbreitung des porphyroblastischen Alkalifeldspates. Die Blasen bestehen allerdings, sowohl im Lauterbrunner-Kristallin wie auch im Gasternganit, aus perthitischem Orthoklas und nicht aus Mikroklin, was Marmo (1971) als Hauptmerkmal synkinematischer Granite aufführt.

Wenn die Gesamtheit dieser synkinematischen Granite im grossen und ganzen eine mehr oder weniger einheitliche quarz- bis granodioritische Zusammensetzung aufweist, dann kann diese Uniformierung durch Metasomatose erklärt werden. Möglich ist aber auch, dass das Ausgangssedimentmaterial bereits normativ granodioritische Zusammensetzung aufwies. Weder ist bis heute die Möglichkeit der Kalimetasomatose über

weitere Distanzen durch genügend Feldbeobachtungen belegt, noch ist die Frage der eigenartigen Stoffkonstanz, bei Annahme des zweiten Falles, geklärt. Granitbildung und Entwicklung der Erde können im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht erschöpfend behandelt werden.

Interessant ist, dass der weite Streubereich der Modalanalysen des Lauterbrunner-Kristallins in direktem Zusammenhang mit der makroskopisch deutlich feststellbaren Zonierung der Matrix steht. Die Analysenpunkte der Zone B (Detailkarte I) scharen sich eng um den Projektionspunkt idealgranitischer Zusammensetzung (Abb. 10A). Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine dieser Zone keine Orthoklasblasten. Es ist zu vermuten, dass das sedimentäre Ausgangsmaterial bereits weitgehend stofflich diese idealgranitische Zusammensetzung aufgewiesen hat. Dies erklärt auch zugleich die geringe Zahl der Boudins kompetenter Schichtglieder dieser Zone. Die meisten Boudins sind in den Zonen A und D, nach Rutishauser 1973B, vorhanden. Hier ist auch das hauptsächliche Vorkommen porphyroblastischer Orthoklas-Kristalle. Im Zusammenhang mit dem Boudinage rigider Schichten sind in heterokinetischen Räumen (Rutishauser 1974) helle Gesteinsbereiche zur Ausbildung gelangt, die wiederum angenähert idealgranitische Zusammensetzung aufweisen. Im Unterschied zu der noch deutlich in der metamorphen Struktur verhaftet gebliebenen Zone B ist hier eine abyssische Struktur feststellbar. Es muss sich hierbei um Absetzungen von intergranularen, alkalireichen Hydrothermallösungen, d. h. um metasomatische Vorgänge handeln. Weiter sind in der am deutlichsten migmatitisch ausgeprägten Zone C helle Bereiche (Abb. 11, Z in Abb. 10A und 10C) vorhanden, die ebenfalls idealgranitische Zusammensetzung aufweisen. Addiert man die beiden anderen Bereiche (X und Y) und bildet den Durchschnitt, dann ist dieser identisch mit den Durchschnitten der für das Lauterbrunner-Kristallin charakteristischen Zonen A und C. Hier handelt es sich nicht um eine metasomatische Stoffwanderung (die Kalifeldspatblasten treten vollständig zurück), sondern vielmehr um eine stoffliche Separierung im Zusammenhang mit der Aufschmelzung des ursprünglich sedimentären Materials (vgl. mit Mehnert 1971, Figur 101, S. 266).

Das Zustandekommen einer idealgranitischen Zusammensetzung kann demnach im Lauterbrunner-Kristallin anhand dreier Vorgänge belegt werden:

1. Das Ausgangsmaterial besitzt bereits diese Zusammensetzung
2. Durch Metasomatose
3. Durch Separierung einer Erstschnmelze bei der Anatexis.

Wie aber des öfters schon betont worden ist, haben im Falle 3 diese Erstschnmelzen keine Selbständigkeit erreicht, nicht zuletzt, weil sie volumenmäßig kaum ins Gewicht fallen. Die Mobilität wird erst erreicht, wenn der Quarz seine Struktur massgebend verändert, wie das für die Auflösung der Biotit-Gneis-Scholle geschildert worden ist. Es mag sein, dass in diesem Moment die Möglichkeit geschaffen wird, dass Magma-Massen idealgranitischer Zusammensetzung abgepresst werden können und in der Erstarrung die postkinematischen Granite liefern. Dieser Zustand ist aber auch im Gasternganit nicht erreicht worden. Vermutlich beobachten wir hier einen Granit in statu nascendi.

Tabelle 1: Alle Werte in Vol. Prozent.

	a)			b)	c)			
	Verschiedene Zonen im Lauterbrunner-Kristallin (L-K)		Durch- schnitt A-D	Durch- schnitt L-K (nach Gysin 1952, Neidinger 1948)	Mit- tel a + b	Durch- schnitt Ga- sterngranit (nach Collet et al. 1947, Gysin 1952, Hügi 1956)		
	A	B	C	D				
Plagioklas	33,3	36,1	36,4	28,5	33,6	36,2	34,9	42,8
Orthoklas	12,8	28,3	13,6	14,5	17,3	13,3	15,3	21,6
Quarz	29,7	29,1	27,7	30,5	29,2	28,9	29,0	25,3
Biotit inkl. Cordierit (pinitisiert)	24,2	6,5	22,3	26,5	19,9	21,6	20,8	10,3
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Cordierit (pinitisiert)	10,2	0,3	7,7	15,4	8,4	nicht bestimmt		

Tabelle 2:

	Lauterbrunner-Kristallin Innertkirchner-Kristallin Durchschnitt v. 12 Analysen	Gasterngranit Durchschnitt von 14 Analysen
SiO <sub>2</sub>	65,74 Gew. %	65,28 Gew. %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	16,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,16	1,59
FeO	3,44	2,92
MgO	1,33	1,73
MnO	0,04	0,02
CaO	1,93	2,42
Na <sub>2</sub> O	3,44	2,98
K <sub>2</sub> O	3,54	4,04
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,35	1,92
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	0,14
CO <sub>2</sub>	0,23	0,38
S	0,12	0,14
ZrO <sub>2</sub>	0,04	—
	100,18	100,38

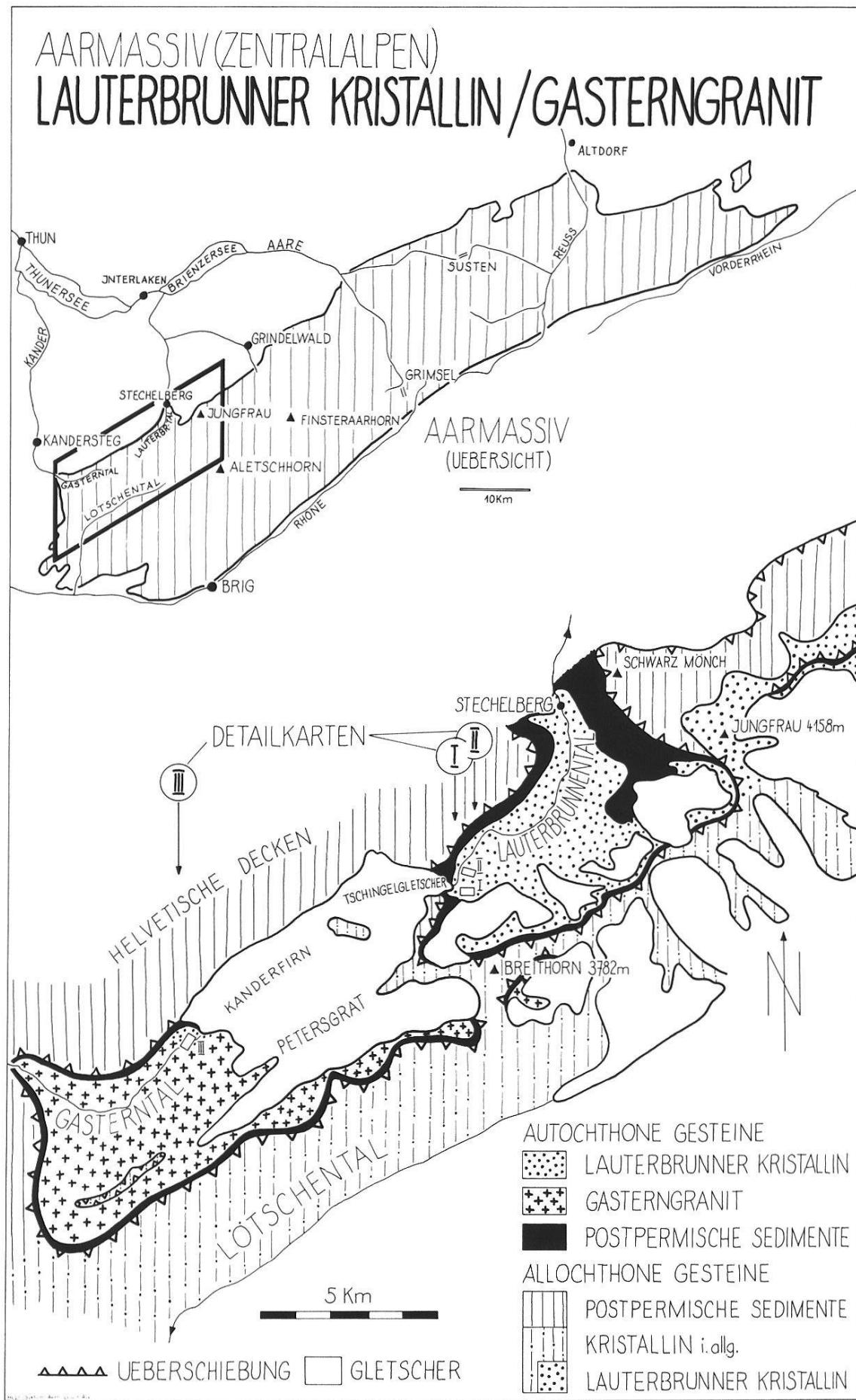


Abbildung 1



Abbildung 2



Abbildung 3

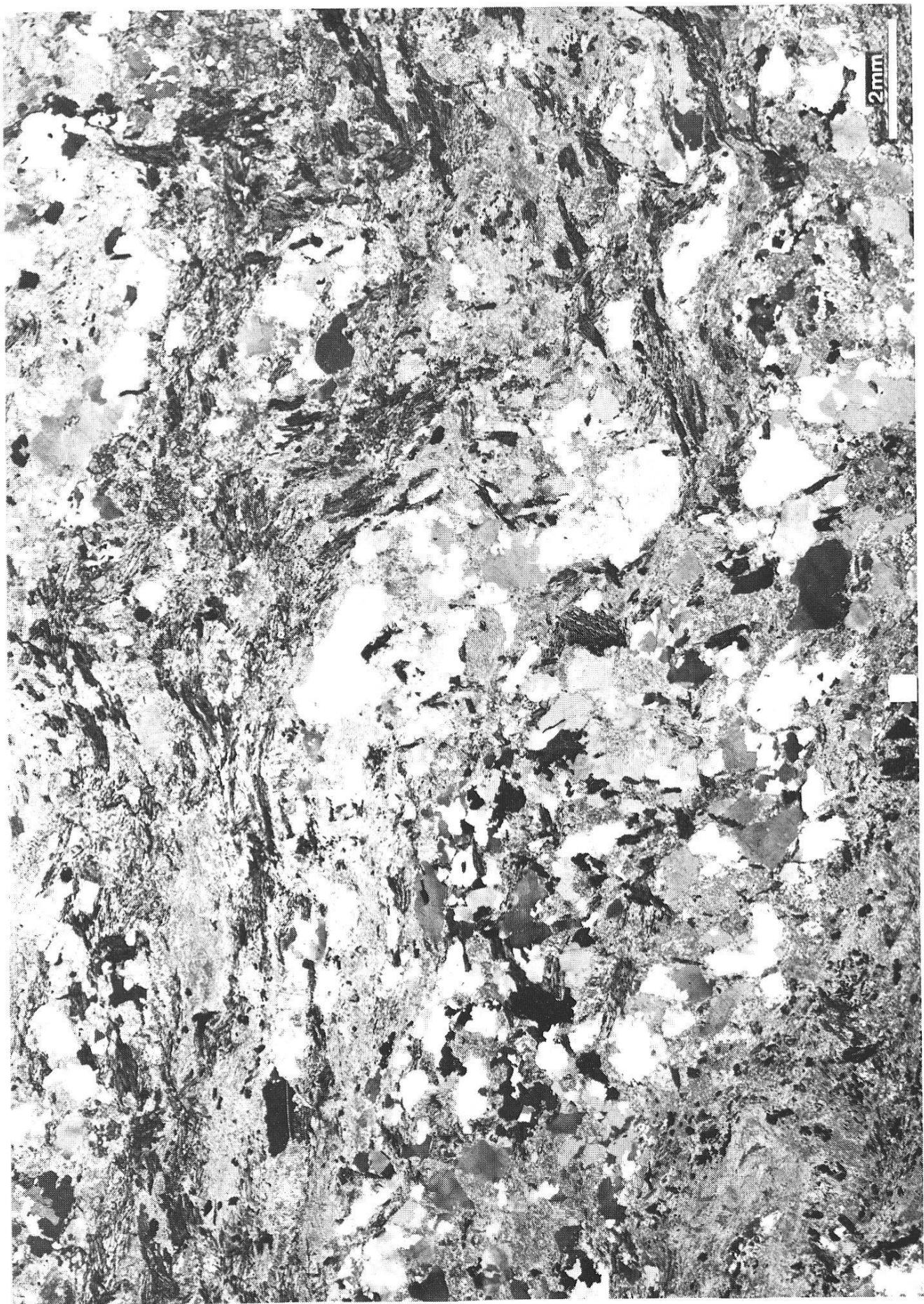


Abbildung 4



Abbildung 5

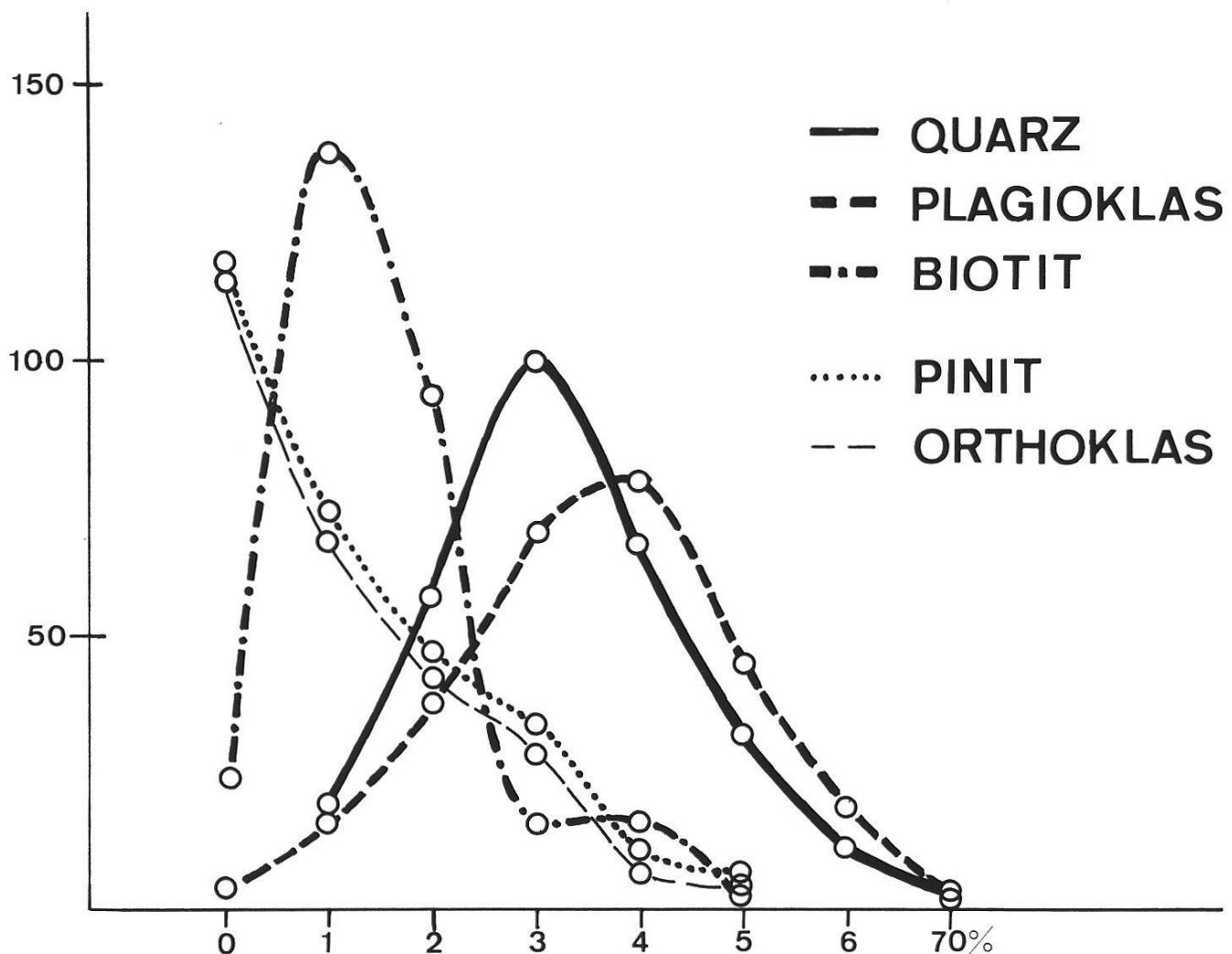


Abbildung 6

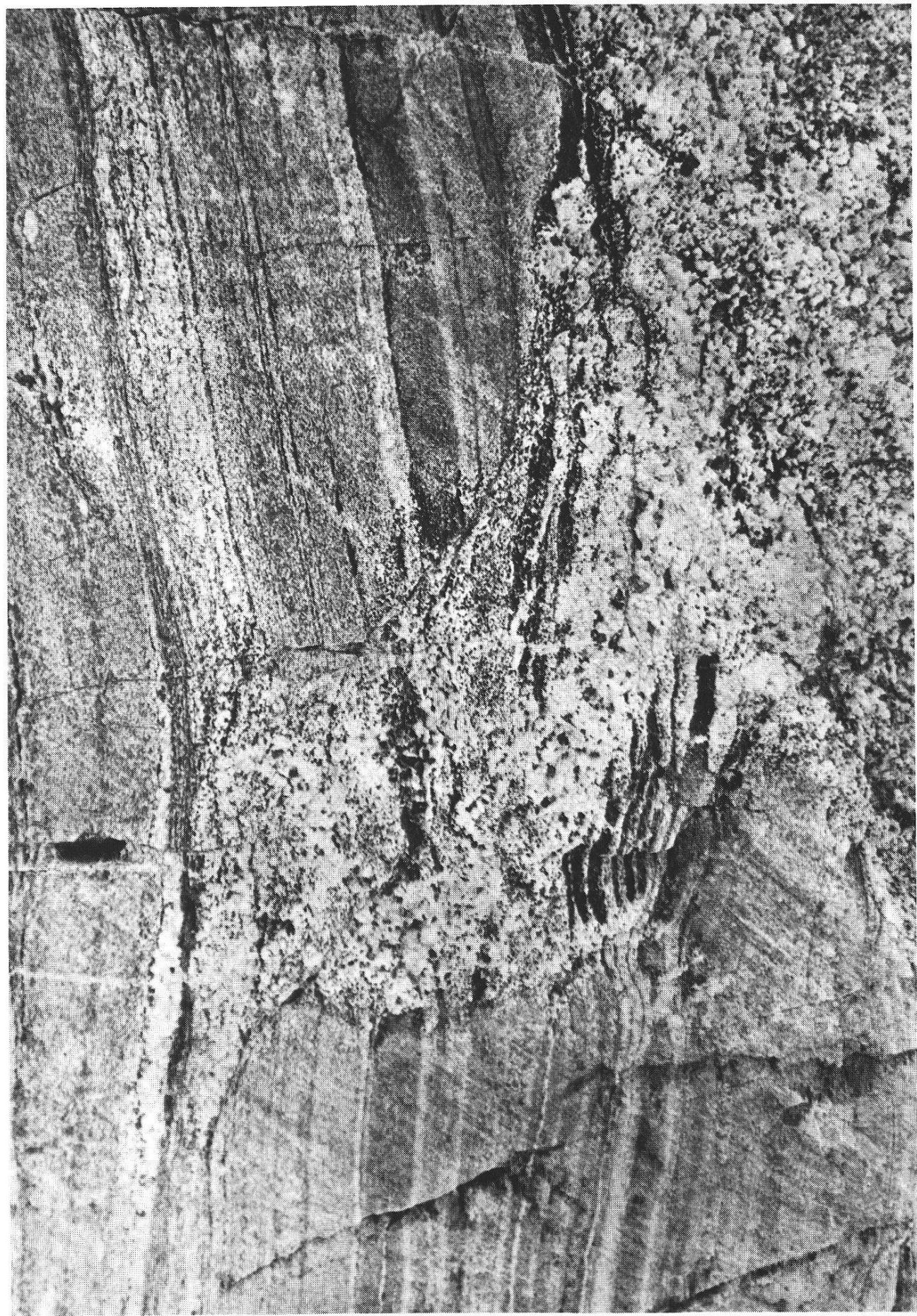


Abbildung 7

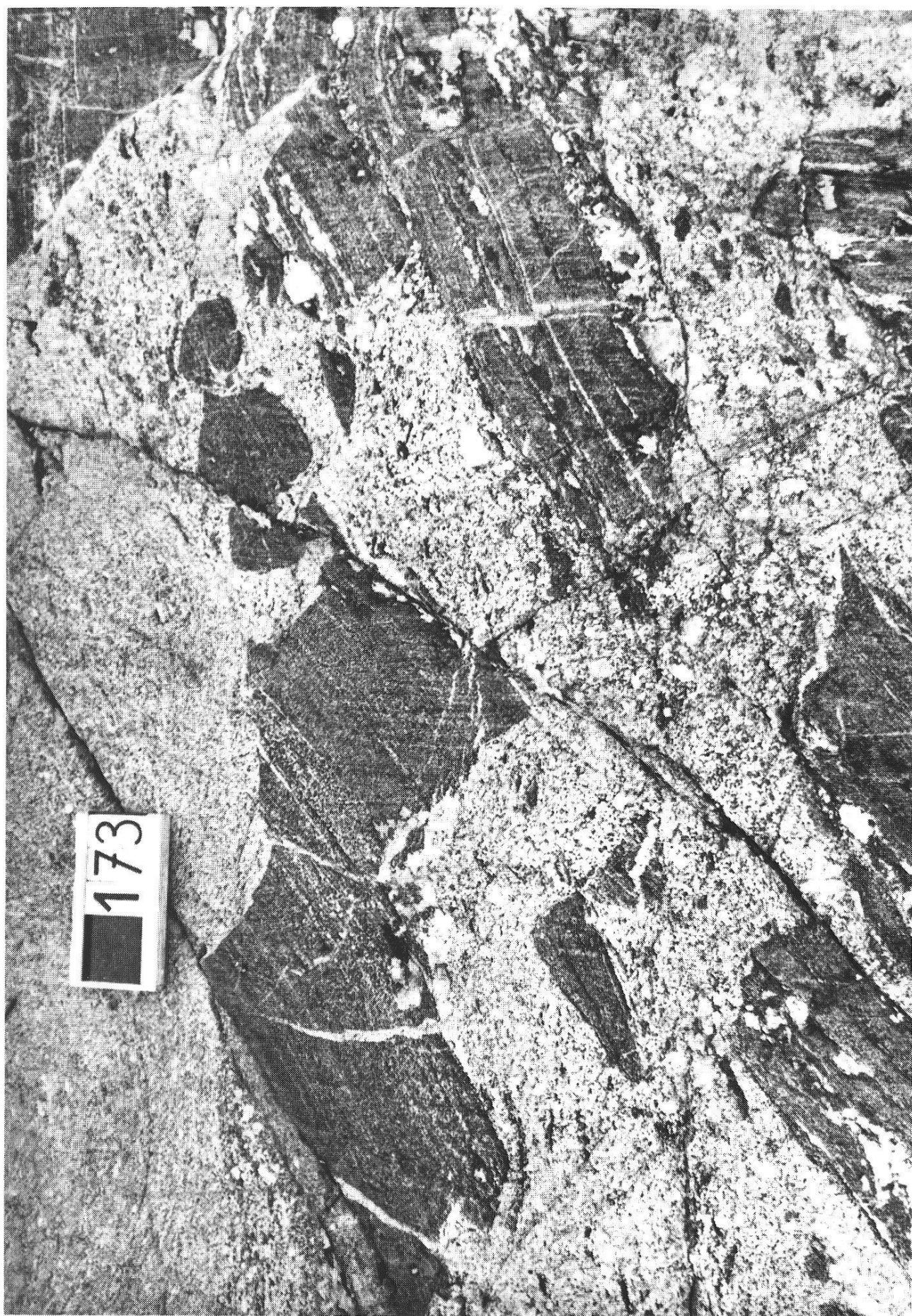


Abbildung 8



Abbildung 9

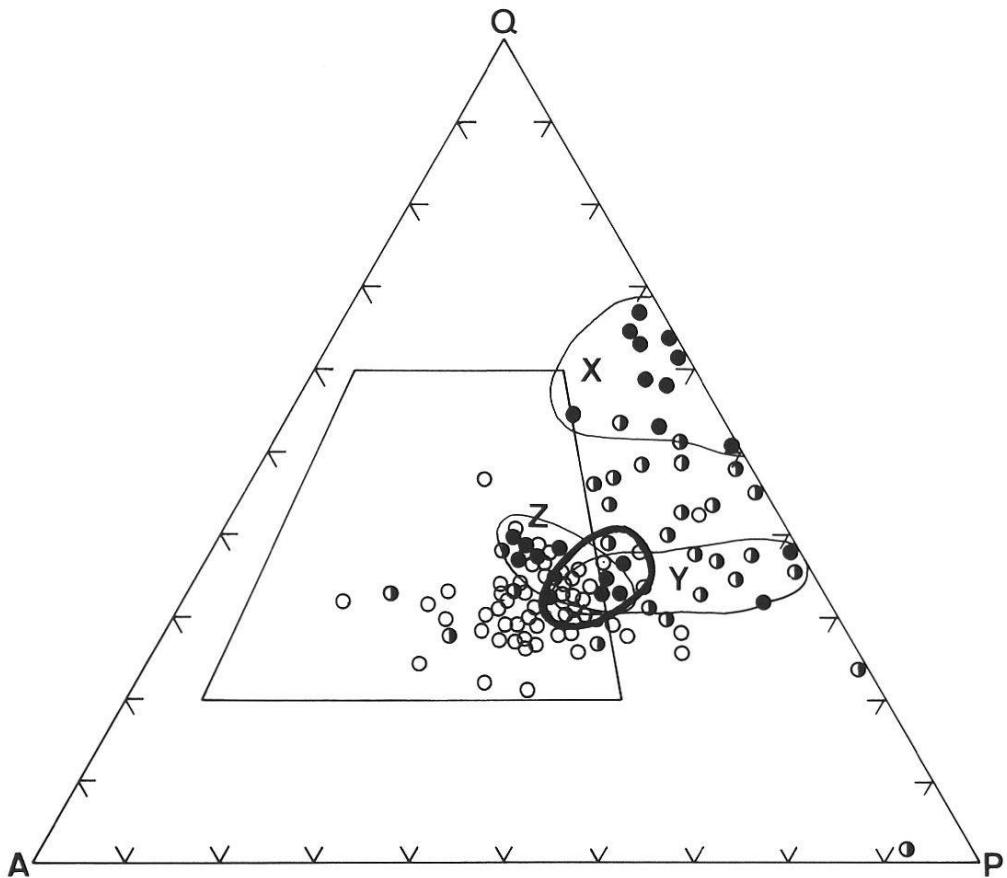


Abbildung 10 A

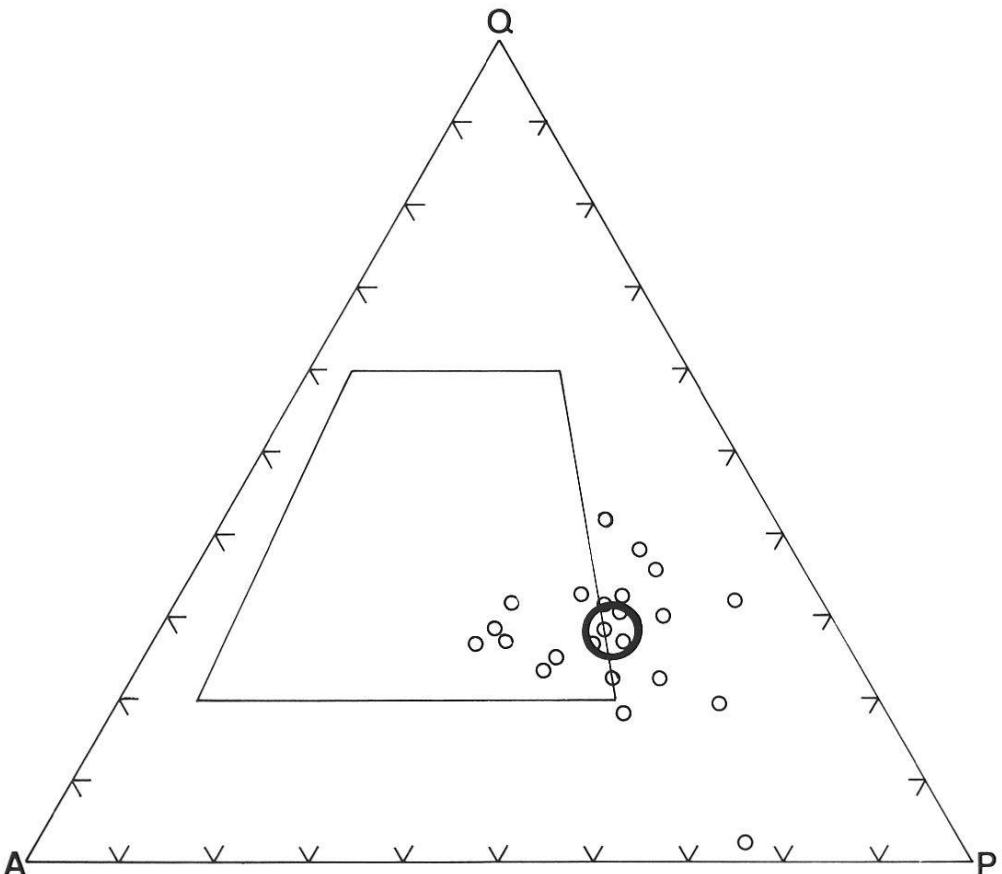


Abbildung 10 B

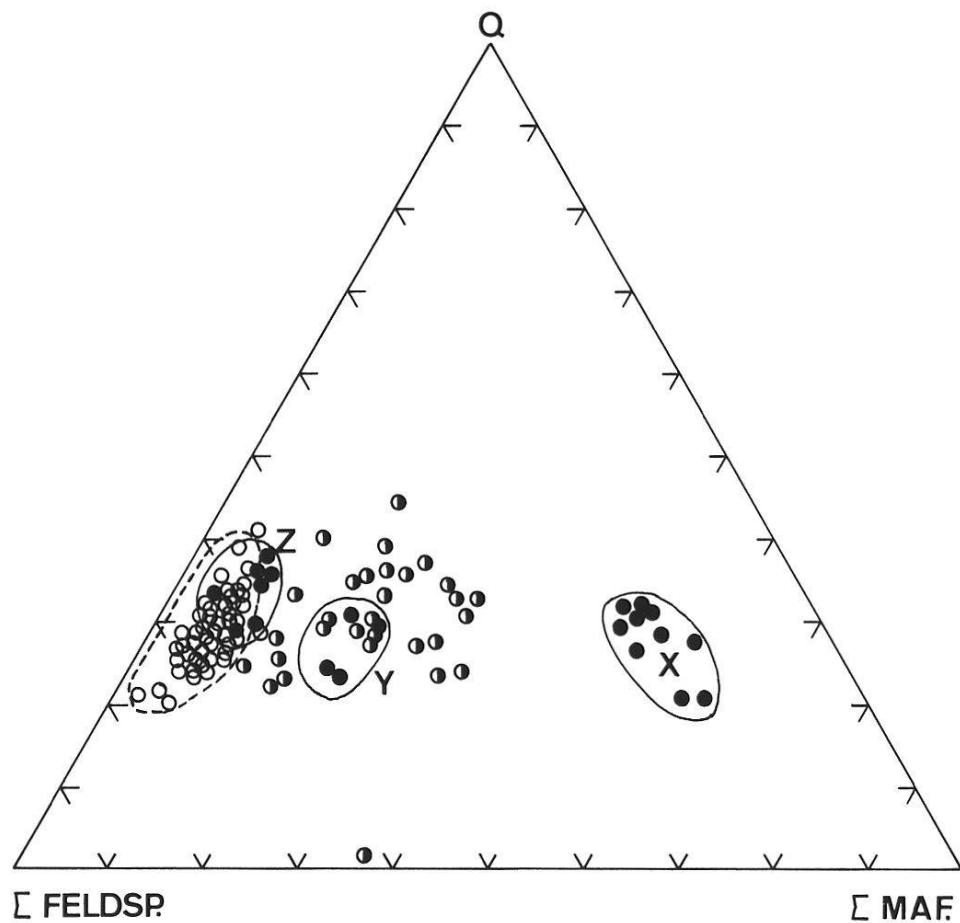


Abbildung 10 C

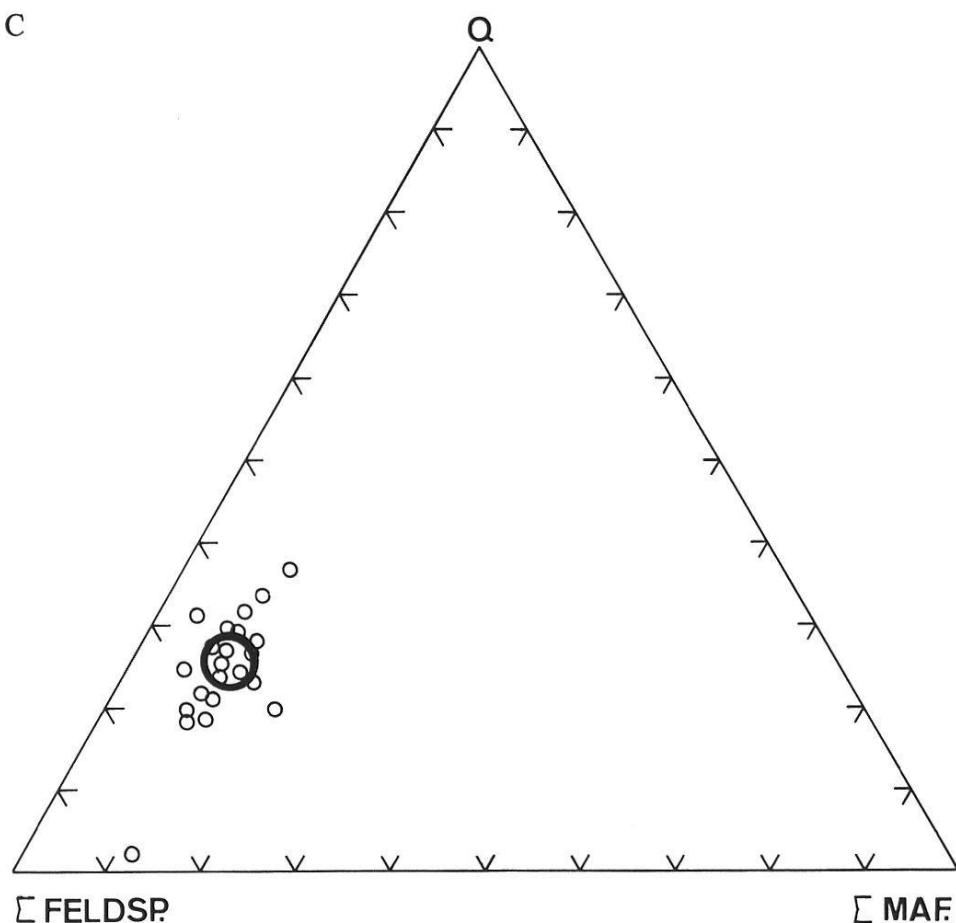


Abbildung 10 D



Abbildung 11



Abbildung 12

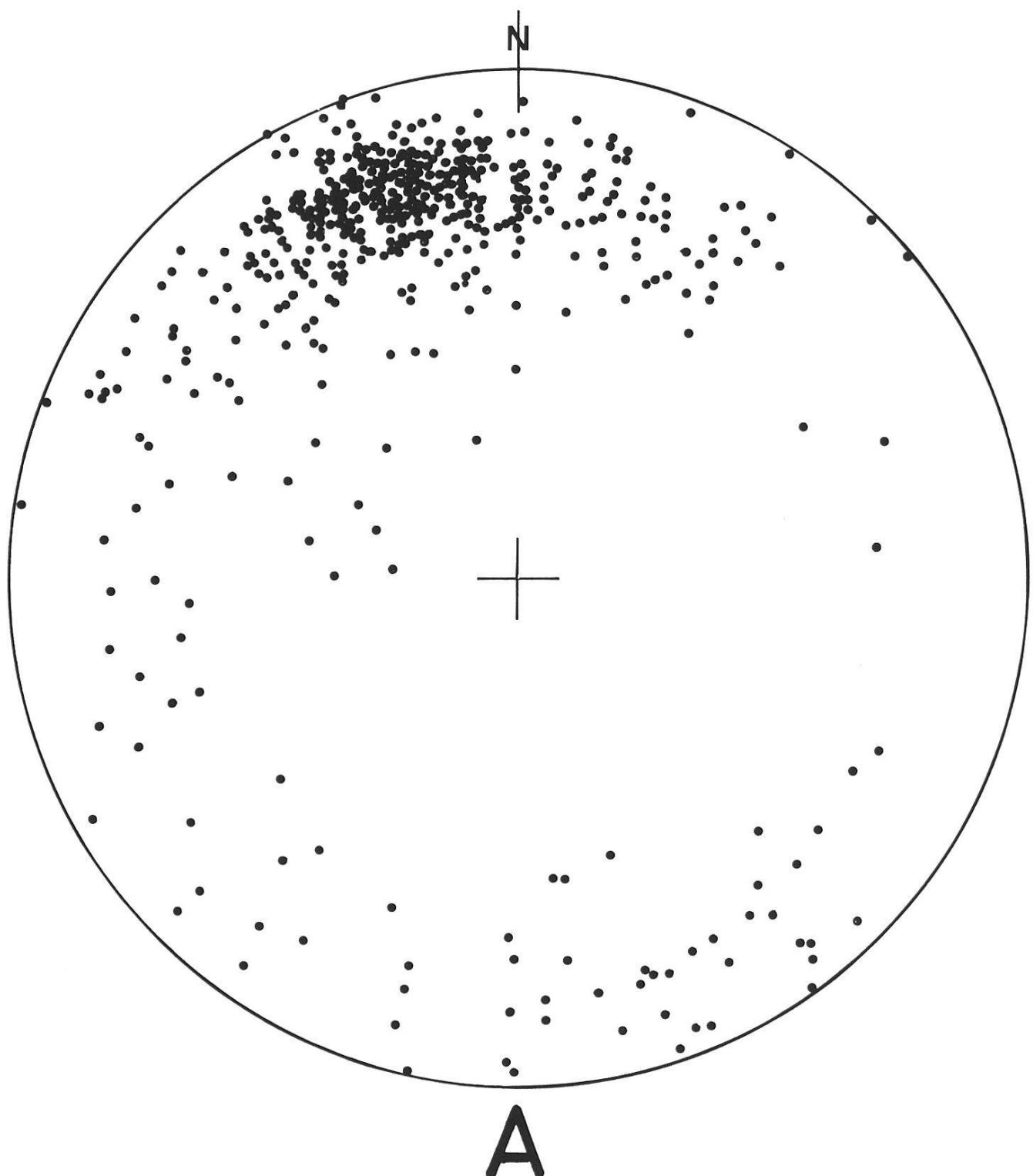


Abbildung 13 A

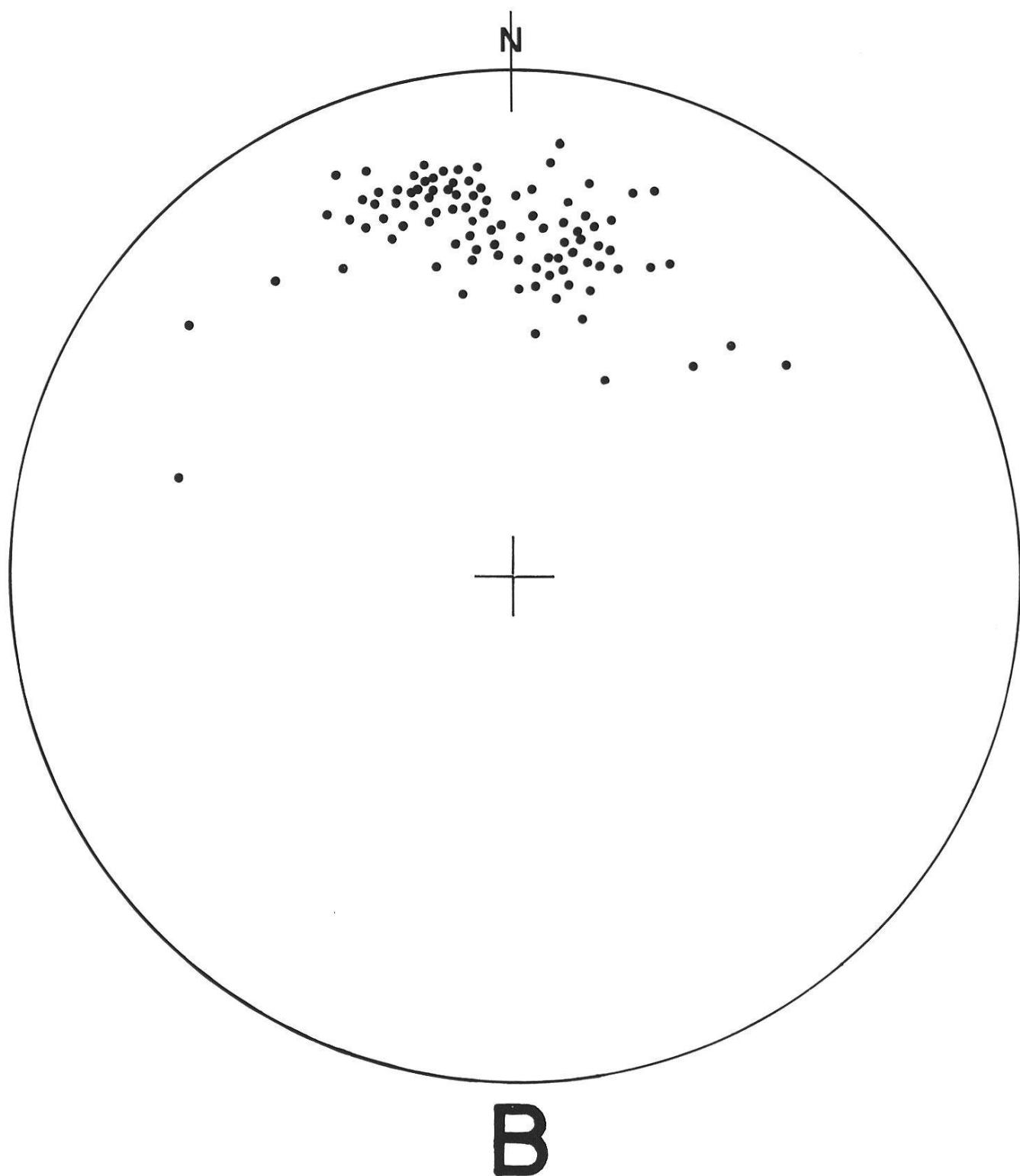


Abbildung 13 B

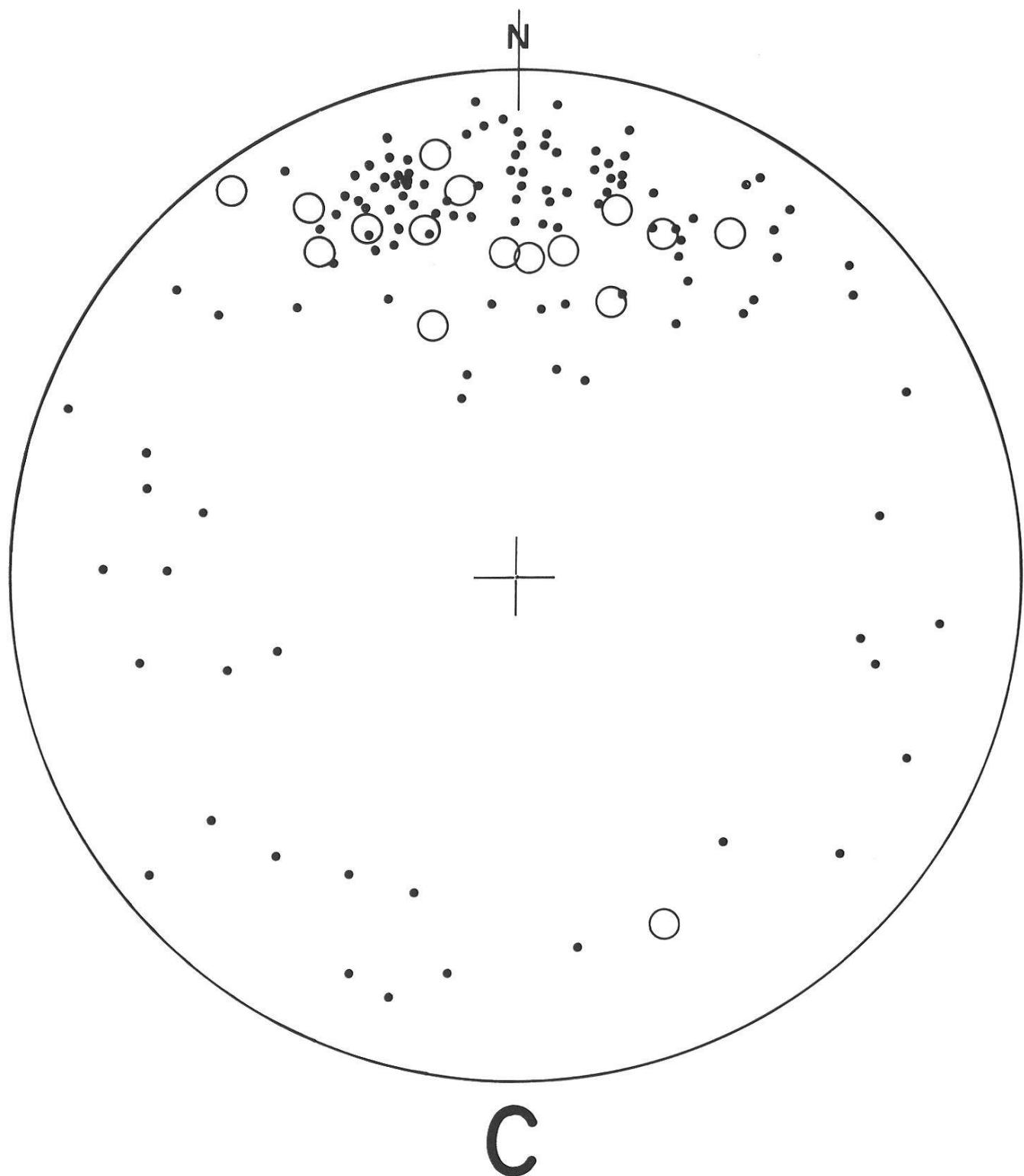


Abbildung 13 C

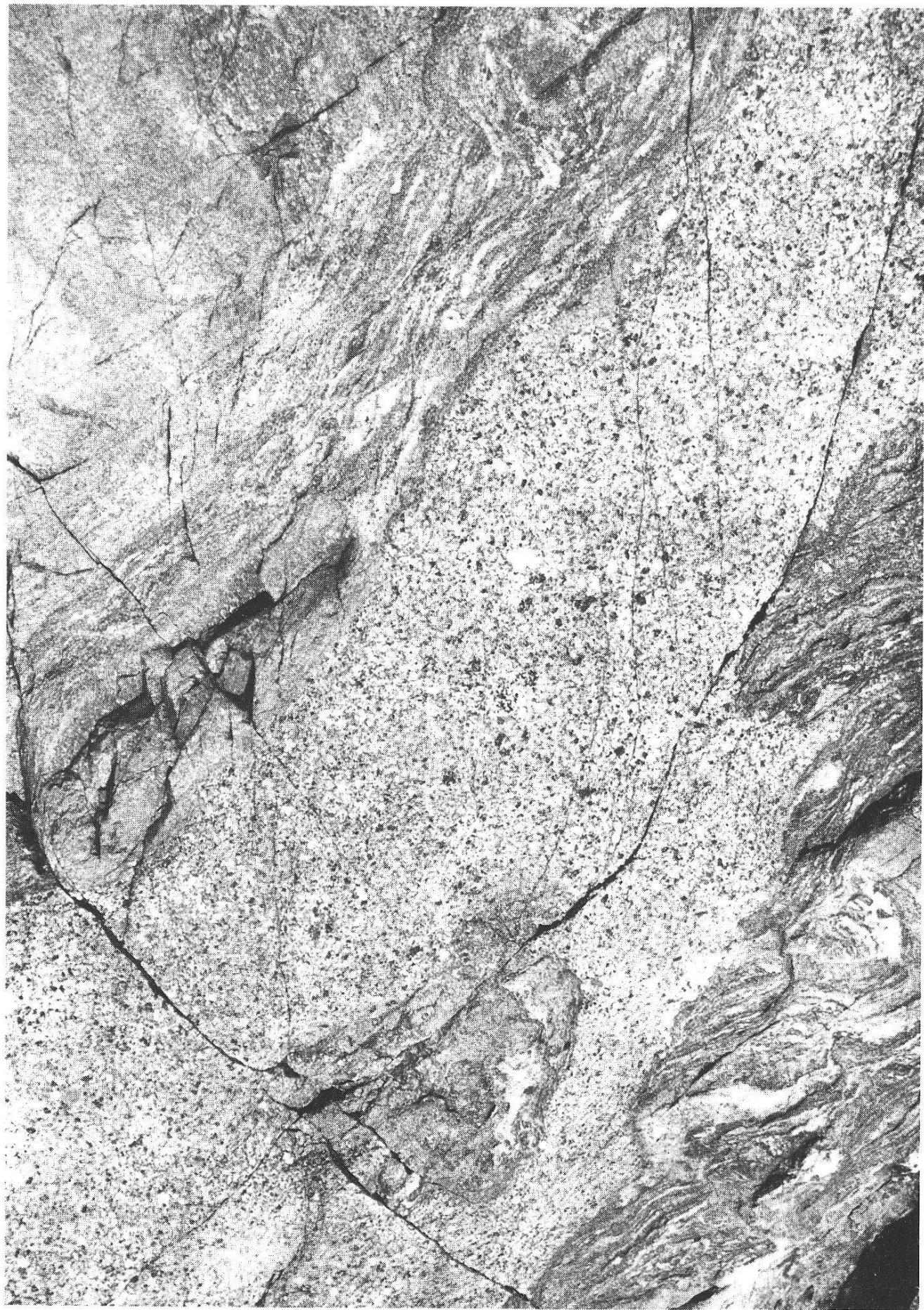


Abbildung 14



Abbildung 15

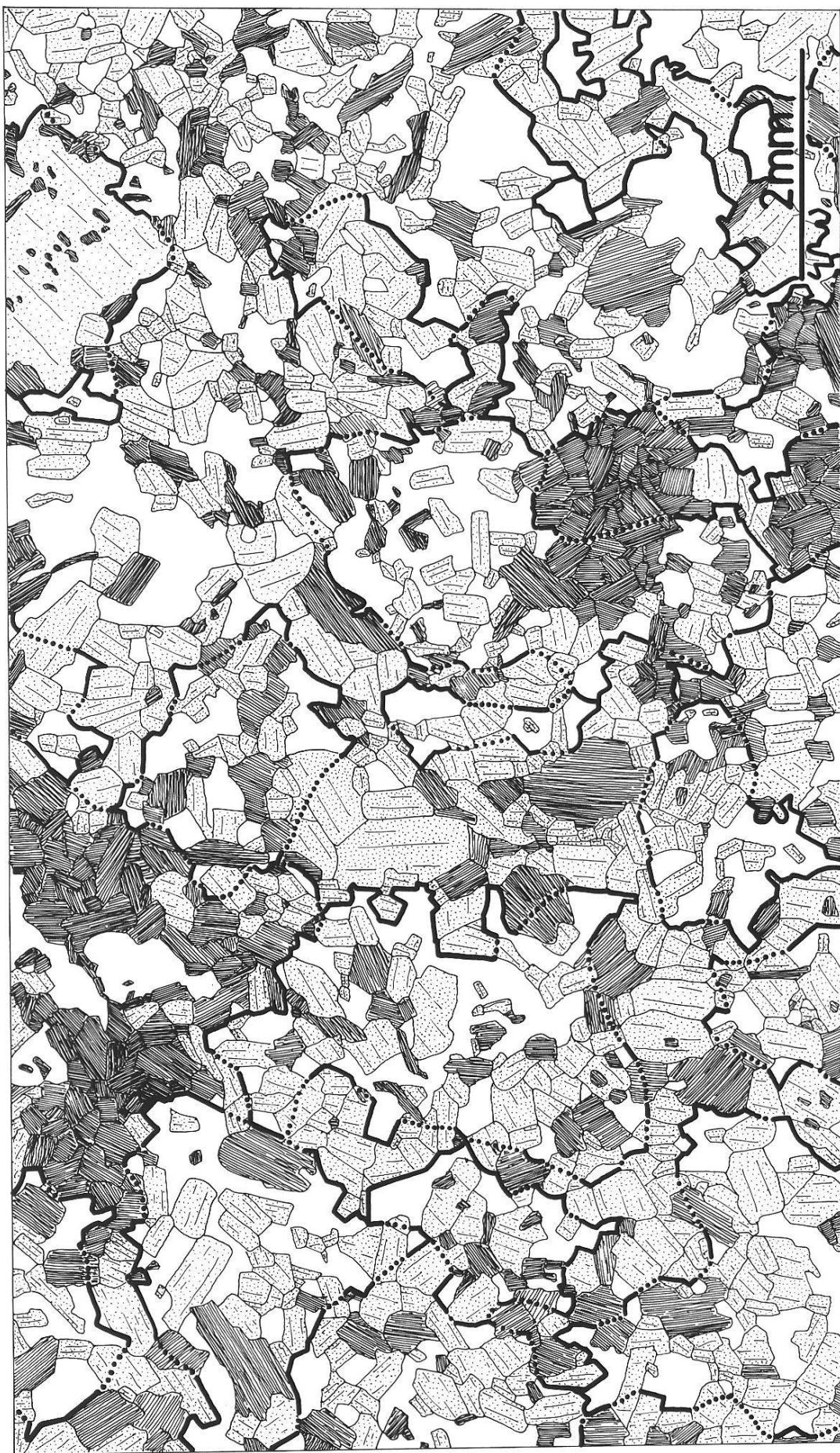


Abbildung 16 A

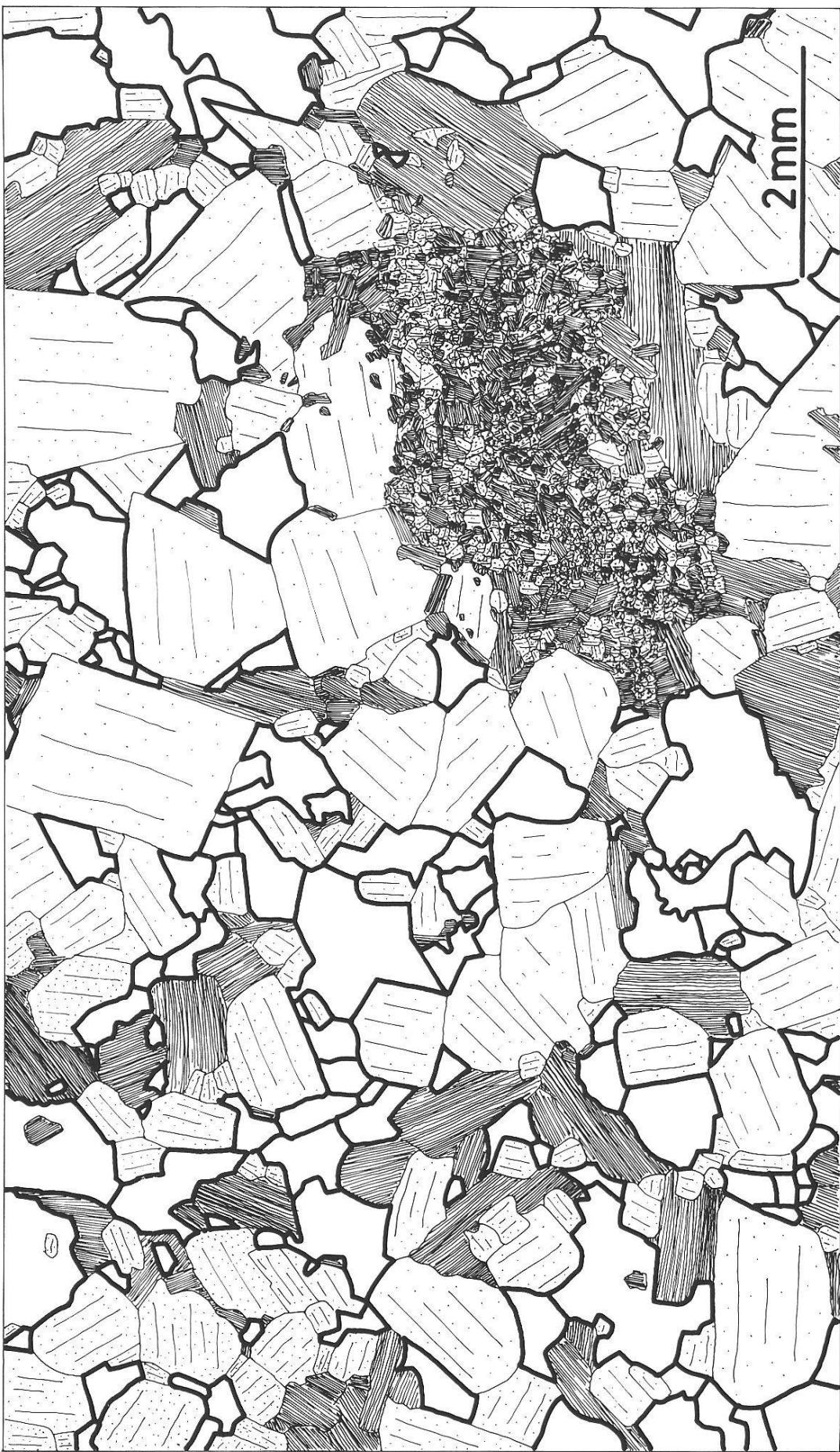


Abbildung 16 B



Abbildung 17



Abbildung 18

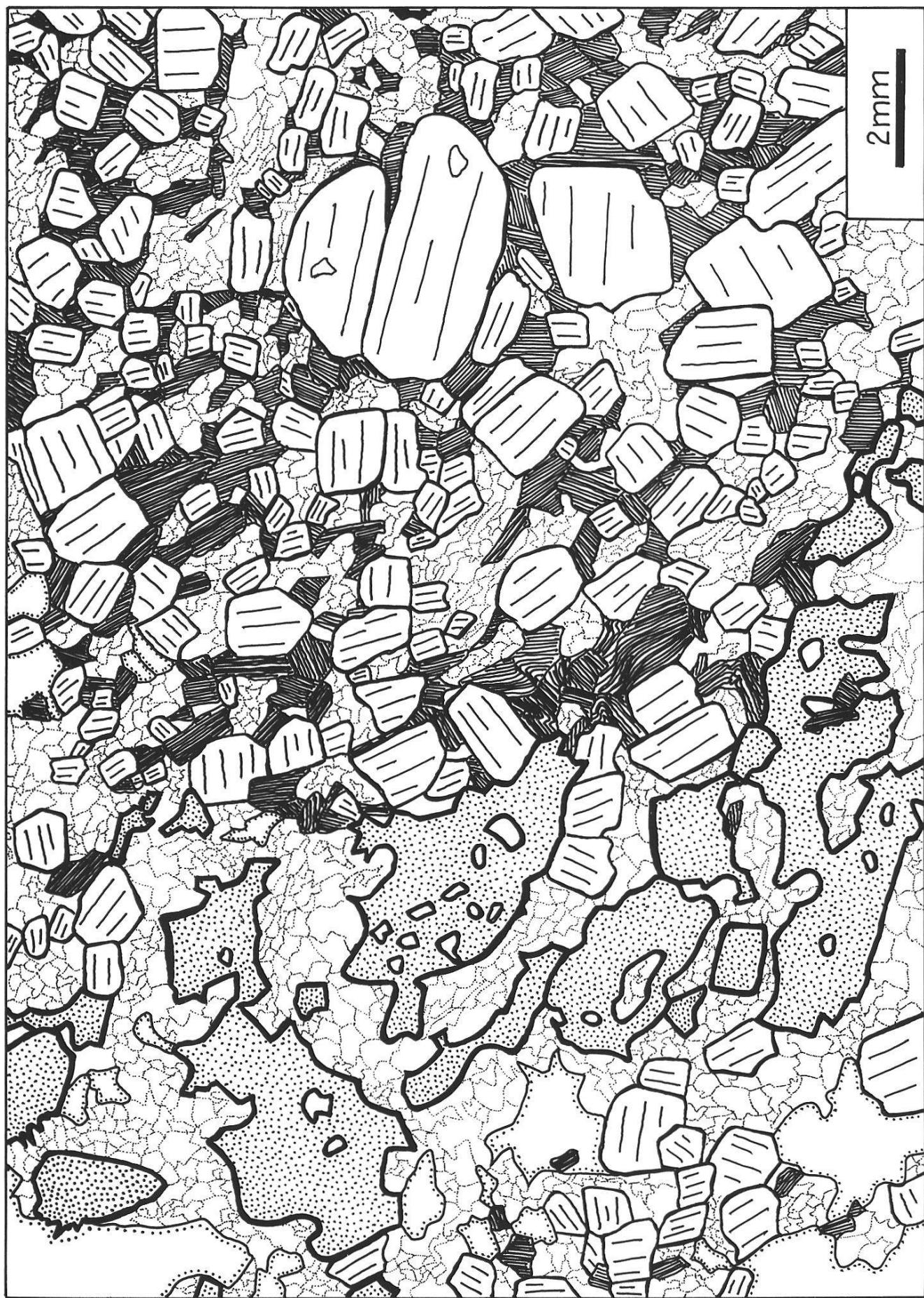


Abbildung 19 A

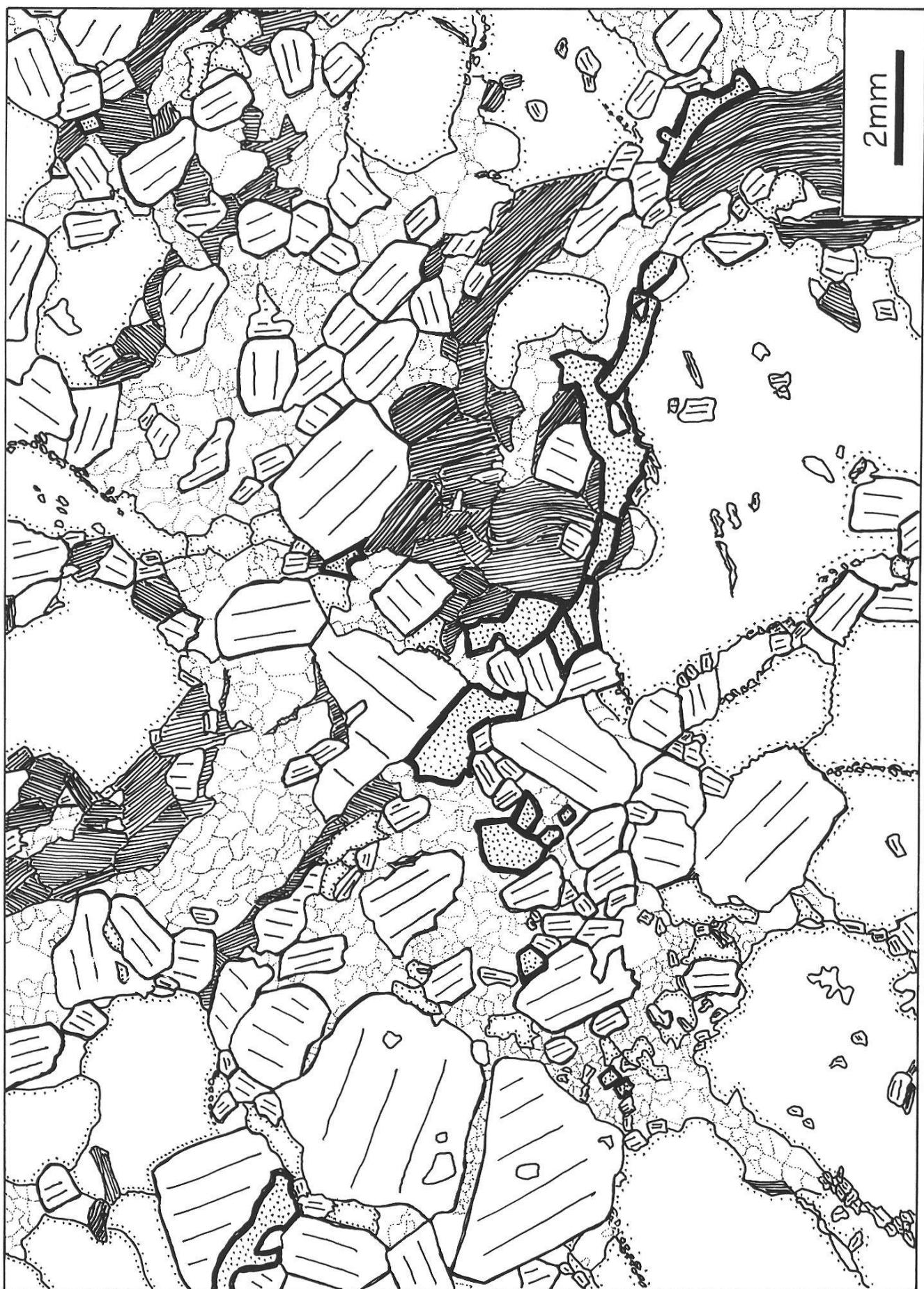


Abbildung 19 B

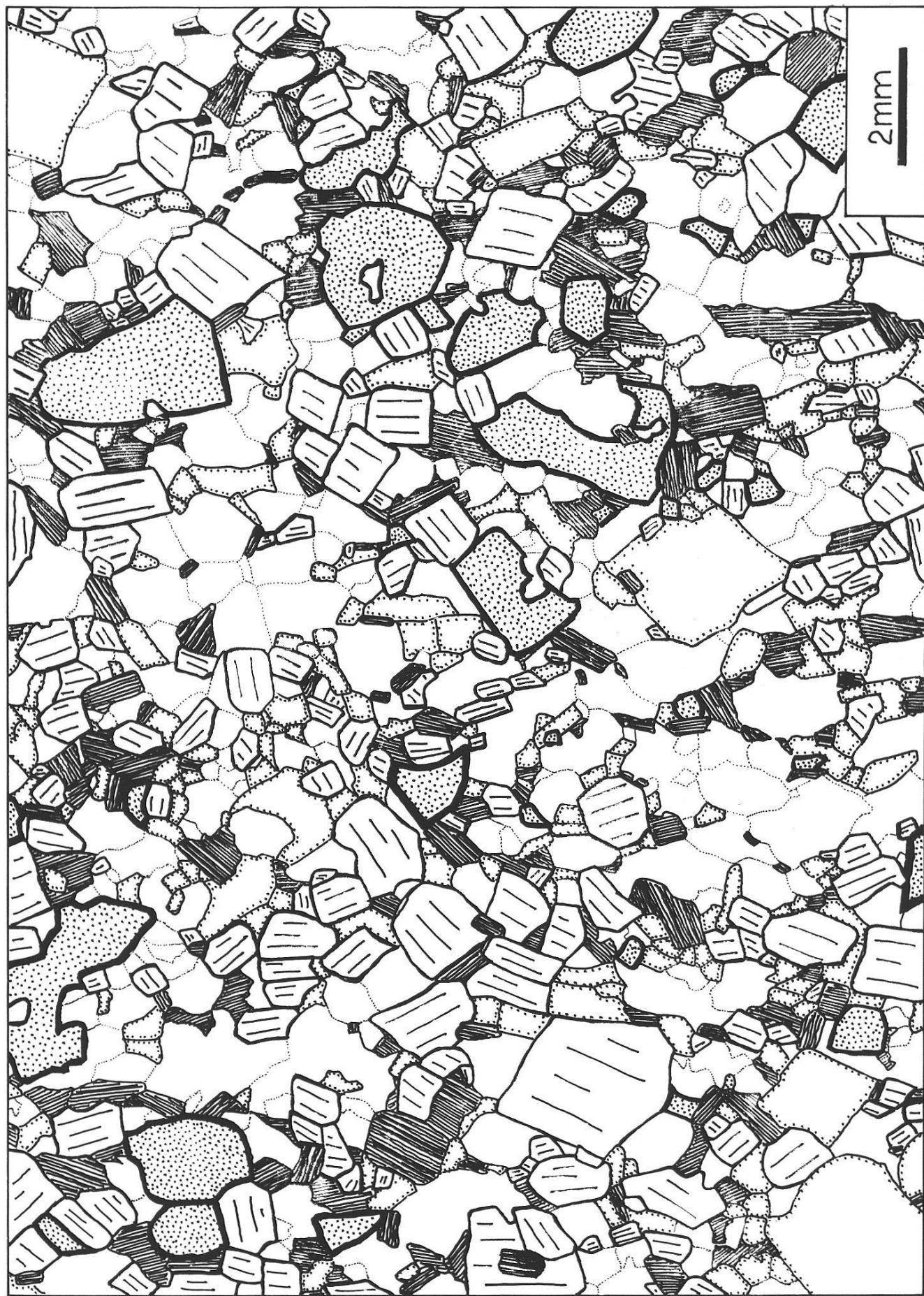


Abbildung 19 C



Abbildung 19 D

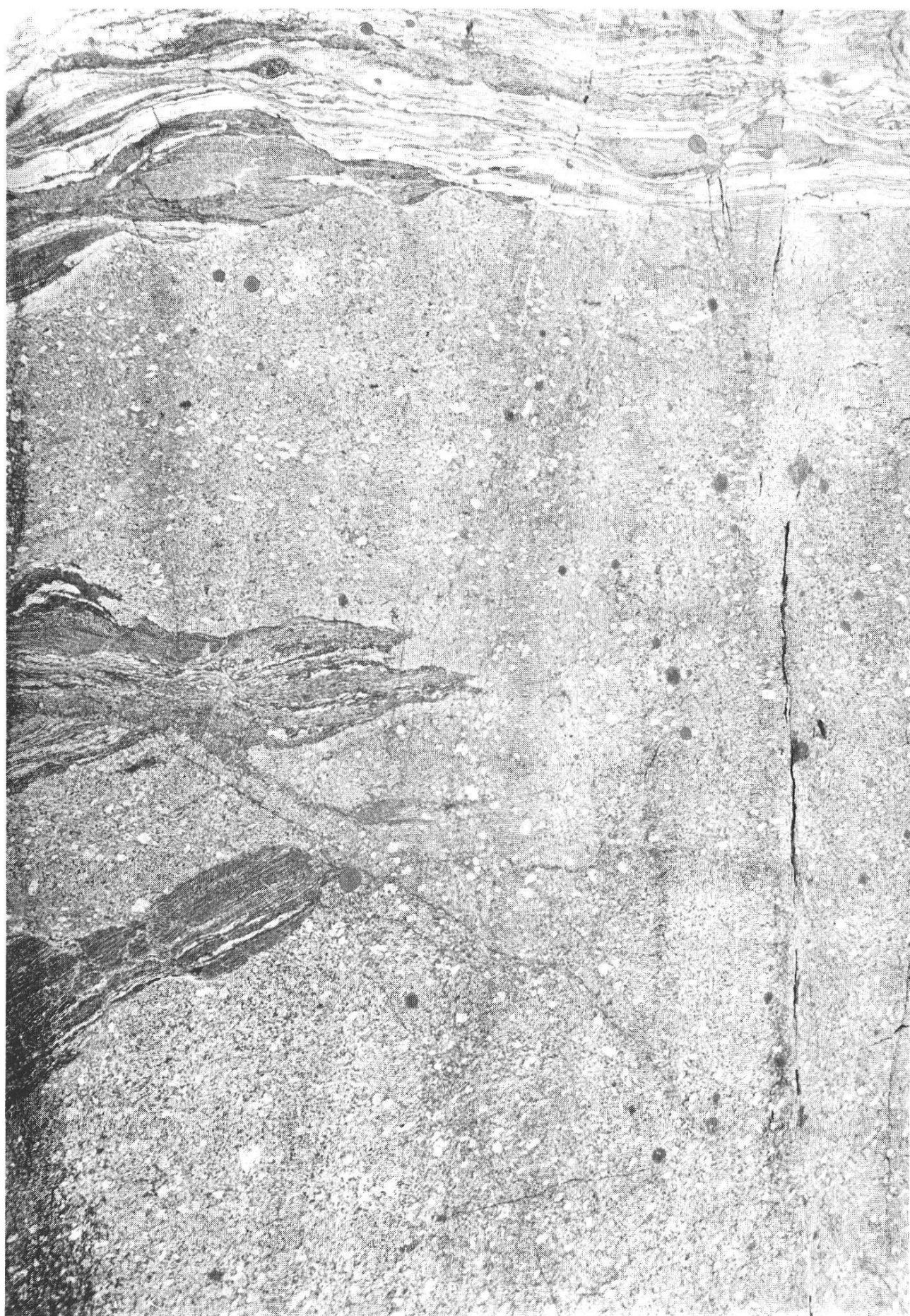


Abbildung 20

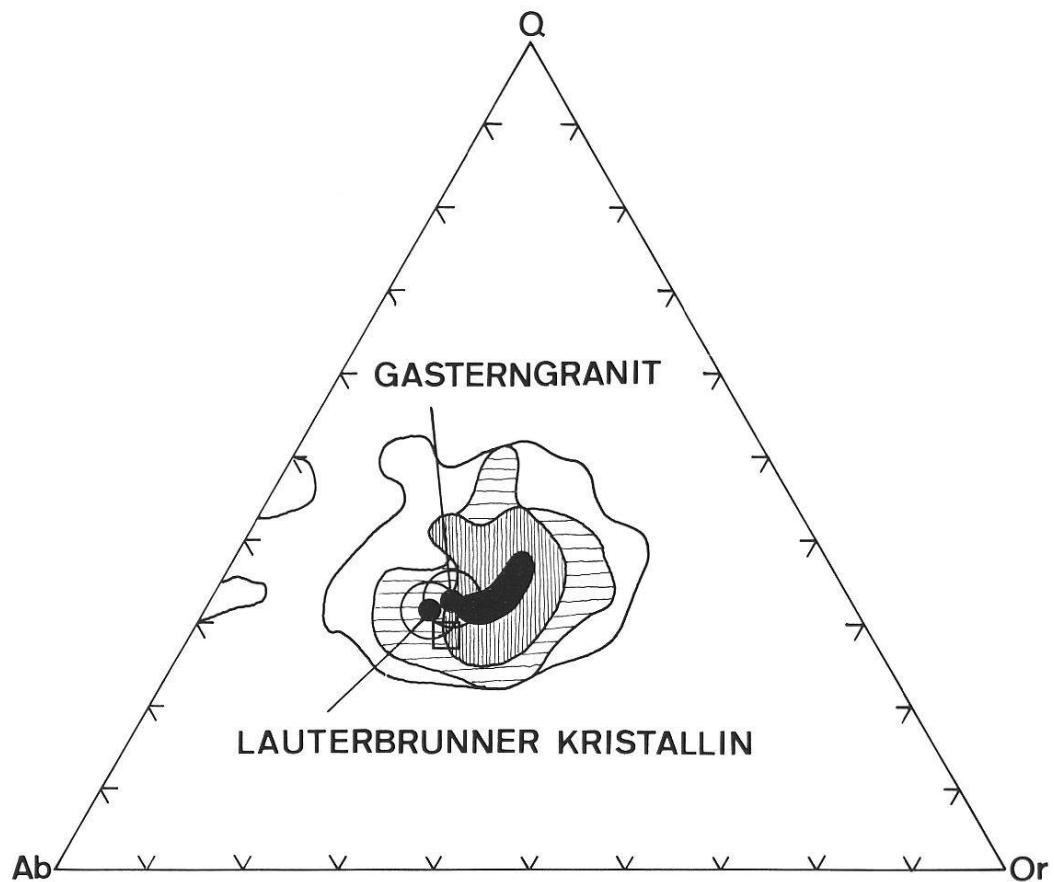


Abbildung 21

### *Legenden zu den Abbildungen*

Abbildung 1: Von Westen nach Osten werden in der nördlichsten Zone des Aarmassivs üblicherweise Gasterngranit, Lauterbrunner-Kristallin und, in der Abbildung nicht dargestellt, Innertkirchner-Kristallin ausgeschieden. Die beiden letzteren bilden vom geologischen Standpunkt aus eine Einheit. Es handelt sich um migmatitische Gesteine, die durch selektive Anatexis *in situ* aus Sedimenten entstanden sind. Dieser Gesteinskomplex zieht vom Oberen Lauterbrunnental unter Tschingelgletscher und Kanderfirn ins Gasterntal und bildet hier das Rahmengestein des palingenen Gasterngranites. Der etwa 100 m breite Kontaktbereich ist in der beiliegenden grossmassstäblichen Karte dargestellt (Tafel I mit Detailkarte III). In früheren Publikationen (Rutishauser 1972, 1973 A, B) finden sich zwei weitere Detailkarten (I und II), die Ausschnitte des Lauterbrunner-Kristallins enthalten.

Abbildung 2: Lauterbrunner-Kristallin mit Boudins kompetenter Schichtglieder (Bildbreite etwa 1 m). Das Kristallin besteht aus zwei deutlich verschiedenen Bauteilen. Das eigentliche Substrat hat im Durchschnitt granitisch-granodioritische Zusammensetzung und wird in der Folge als Matrix bezeichnet. Diese ist zoniert und enthält, etwa 3 Prozent des Volumens ausmachend, längliche, an den Enden öfters abgerundete Schollen, die als boudinierte, ehemalige Sedimentlagen interpretiert werden können. Als weiteres Merkmal ist das fleckenhafte Vorkommen des pinitisierten Codierites hervorzuheben.

Abbildung 3: Die Verhältnisse der Längen zur Dicke der Boudins sind von 1–1,4 (Klasse 1), 1,5–2,4 (Klasse 2), 2,5–3,4 (Klasse 3) usw. zusammengefasst worden. Die auffällige Häufung bei 2,45 ist ein deutlicher Hinweis auf die mechanische Bildung der Boudins, die in analogen Formen von Ramberg (1955) experimentell nachgeformt worden sind.

Abbildung 4: Matrix des Lauterbrunner-Kristallins. Mikroaufnahme (gekr. Pol.). Inhomogenes Ge- menge aus Resten der metamorphen Phase (stark serizitisierter Plagioklas, Pinit und verfältelte Biotitzüge) sowie während der Anatexis neu gebildetem Quarz und Orthoklas.

Abbildung 5: Verfalteter hornblenditischer Boudin im Lauterbrunner-Kristallin (Bildbreite etwa 4 m) mit pegmatitischen Bildungen, die im heterokinetischen Raum um den Boudinkörper aus metasomatischen Lösungen abgesetzt worden sind (Vergleiche dazu Rutishauser 1974, Abb. 5). Diese hellen Bereiche weisen annähernd idealgranitische Zusammensetzung auf.

Abbildung 6: Verteilung der Mineralien pro Messlinie in Modalanalysen der Matrix. Abszisse = Prozentanteile der Mineralien pro Messlinie. Ordinate = Häufigkeit der Prozentgehalte. Ausgemessen wurden insgesamt 280 Linien von 24 mm Länge. Die angenäherte Normalverteilung der Häufigkeit der Prozentgehalte für Quarz, Plagioklas und Biotit wiederspiegeln die regelmässige Verteilung dieser Mineralien im Gestein. Die praktisch identischen Kurvenverläufe von Pinit und Orthoklas sind dagegen ein Ausdruck der unregelmässigen Verteilung dieser einerseits fleckenhaft und anderseits in grösseren Blasen vorkommenden Mineralien (Abb. 2, 8). Die stoffliche Inhomogenität mag aus der Eigenheit des sedimentären Ausgangsmaterials hervorgegangen sein. Wahrscheinlicher ist aber, dass bei der Anatexis in zunehmendem Masse bestimmte Stoffe metasomatisch umgelagert worden sind, was besonders in der Bildung grosser Orthoklas-Blasten augenscheinlich ist (Abb. 8, 19 B).

Abbildung 7: *In situ* Umkristallisation eines hornblenditischen Boudins (Bildbreite etwa 50 cm). Die dunklen Lagen durchziehen noch mehr oder weniger deutlich den *in situ* umkristallisierten, homogenisierten und ein Amplatzgefüge aufweisenden Teilbereich.

Abbildung 8: Kalifeldspat-Blastese an einem hornblenditischen Boudin (Bildbreite etwa 1 m). Die Umlagerung, die in engem Bereich unter Wahrung der Stoffkonstanz geschah, ist metasomatischen Vorgängen zuzuschreiben.

Abbildung 9: Partielle Homogenisierung in der Matrix des Lauterbrunner-Kristallins (Bildbreite etwa 1 m). Solche diffuse Teilbereiche sind in der Matrix des Lauterbrunner-Kristallins sehr häufig. Unter dem Mikroskop ist eine deutliche Orthoklas-Blastese zu beobachten (vgl. Abb. 19 B). Der Vorgang der Homogenisierung findet eine weitere Steigerung im Kontaktgebiet, wo solche Teilbereiche in zunehmendem Masse innerhalb des Gesamtgesteins Eigenständigkeit erlangen (Abb. 14, 19 C).

Abbildung 10: Modalanalysen von Lauterbrunner-Kristallin und Gasternganit (vgl. mit Tab. 1).

- A) Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Konzentrationsdreieck von Analysen des Lauterbrunner-Kristallins. Offene Kreise Zone B, Kartengebiet I. Ausgefüllte Kreise Zone C, Kartengebiet I. Die abgegrenzten Bereiche X, Y und Z entsprechen den Teilbereichen, wie sie von den Probeentnahmen H642, H641 und H640 repräsentiert werden (Abb. 11). Halb ausgefüllte Kreise sind weitere Analysen aus dem Kartengebiet I und solche die der Literatur entnommen worden sind. Im kräftig umrandeten Bereich liegen alle Durchschnittswerte der verschiedenen Analysengruppen. Geraadlinig begrenzt das Granitfeld nach Streckeisen (1974).
- B) Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Konzentrationsdreieck von Analysen des Gasternganites.
- C) Quarz-Summe Feldspat-Summe Mafite-Konzentrationsdreieck von Analysen des Lauterbrunner-Kristallins. Punktendarstellung gleich wie bei A). Gestrichelt umrandet zusätzlich die Punkte der Zone B.
- D) Quarz-Summe Feldspat-Summe Mafite-Konzentrationsdreieck von Analysen des Gasternganites.

Die zunehmende Homogenisierung des sedimentären Ausgangssubstrates zeigt sich beim Übergang von der Anatexis zur Palingenese in der engeren Scharung der Projektionspunkte des Gasternganites. Besonders auffällig ist dies bei Berücksichtigung der mafischen Mineralien in Abbildung 19 D für den Gasternganit. In der differenten Darstellung der Analysenpunkte wiederspiegelt sich aber auch das unterschiedliche sedimentäre Ausgangsmaterial sowie die verschiedenartigen Abläufe bei der Anatexis. In der Zone B (offene Kreise) weisen die ursprünglichen Sedimente bereits idealgranitische normative Zusammensetzung auf. Das heute zu beobachtende Gestein ist weitgehend einschlusffrei, zeigt kaum Kalifeldspatblasten und besitzt aplitgranitische Struktur. Die migmatitische Zone C (dunkle Punkte) wurde während der Anatexis aufgespalten. X (H642 in Abb. 11) sind Restite, Z (H640) Erstschnmelzen, die wiederum idealgranitische Zusammensetzung aufweisen. Das intermediäre Stadium Y (H641) entspricht sowohl dem Durchschnitt der Zone wie auch dem Durchschnitt des Gesamtgesteins. Die Hauptmasse des Lauterbrunner-Kristallins wird von den halbgefüllten Kreisen charakterisiert. Hier ist eine ausgeprägte Kalifeldspat-Blastese feststellbar, die im Zusammenhang mit metasomatischen Vorgängen steht. In heterokinetischen Räumen sind ebenfalls idealgranitische, pegmatitische Bildungen vorhanden. Es handelt sich hierbei um Absetzungen hydrothermalen Intergranular-Lösungen.

Abbildung 11: Probeentnahmestellen in der am deutlichsten migmatitisch ausgeprägten Zone C (Karte I) im Lauterbrunner-Kristallin (Bildbreite etwa 1 m). Aufspaltung des sedimentären Ausgangsmaterials in Restite (H642) und Erstschnmelze (H640). H 641 entspricht einem intermediären Zustand, der zugleich dem Durchschnitt der Zone wie auch dem des Gesamtgesteins entspricht (vgl. Abb. 10).

Abbildung 12: Scholle (s. S. 14) von Lauterbrunner-Kristallin im Gastergranit (Bildbreite etwa 1 m, Koordinaten 624718/145590). Die Scholle enthält eine boudinierte Kalksilikat-Schicht und parallel struiertes Matrixmaterial. Das Parallelgefüge fehlt dem Gastergranit, was beweist, dass dieser jünger ist als das Lauterbrunner-Kristallin.

Abbildung 13: Stereographische Projektion von Gefügedaten (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel).

Abbildung 13 A:

Flächenpole von Boudin-Foliationen und Parallelgefüge der Matrix des Lauterbrunner-Kristallins aus dem Oberen Lauterbrunnental (Detailkarte I und II).

Abbildung 13 B:

Flächenpole der Foliation von Boudins im Lauterbrunner-Kristallin im Gasterntal (Rahmengestein des Gastergranites).

Abbildung 13 C:

Flächenpole von Boudin-Foliationen und Parallelgefüge in Schollen des Kontaktbereiches im Gasterntal. Kreise entsprechen Schollenpacketen im Dekameter-Bereich.

Abbildung 14: Aktiviertes Lauterbrunner-Kristallin im Rahmengestein des Gasterntales (Bildbreite etwa 1 m). Die Homogenisierung ist soweit fortgeschritten, dass das ursprüngliche Parallelgefüge der Matrix verschwunden ist (vgl. mit Abb. 19 C).

Abbildung 15: Homogenisierung von boudinierten Biotitgneis-Lagen im Kontaktbereich (Bildbreite etwa 1 m). Vergleiche mit Abbildung 16.

Abbildung 16: Mikroskopische Strukturbilder zur Abbildung 15. Ohne Signatur = Quarz. Punktiert = Plagioklas. Liniert = Biotit.

- A) Struktur des noch scharf begrenzten Boudins in Abbildung 15 (Probeentnahme bei A). Ausbildung von Quarz-Überindividuen, deren Ausmasse durch die punktierten Linien ergänzt sind.
- B) Struktur-Homogenisierung in der unmittelbaren Umgebung des scharf begrenzten Boudins (B in Abb. 15). Ein Rest der alten Struktur ist noch in Form einer Anhäufung von kleinen Biotit- und Plagioklaskristallen vorhanden. Solche, im makroskopischen Bereich als dunkle Schmitzen erscheinende Relikte der alten Struktur, sind häufig im Gastergranit und belegen unter anderem die verwandtschaftlichen Beziehungen des letzteren zum Lauterbrunner-Kristallin.

Abbildung 17: Quarz-Blasten in einem Biotitgneis-Boudin (Bildbreite etwa 30 cm). In diesem Falle erfolgte das Quarz-Wachstum nicht regelmässig. In den hellen Knoten sind mengenmässig untergeordnet auch grosse, einschlussfreie Plagioklase vorhanden.

Abbildung 18: Schriftgranitische Verwachsung von perthitischem Orthoklas und Quarz (Bildbreite etwa 1,5 mm, gekr., Pol.). Solche Strukturen sind in den feinkörnigen Gastergranittypen ausserordentlich häufig. Sie können im Sinne von Drescher-Kaden (1969) als Verdrängung von Kalifeldspat durch Quarz interpretiert werden und fügen sich als Reliktstrukturen in das Schema der lithogenen Magmenbildung im Falle des Gastergranites ein (vgl. mit Abb. 19).

Abbildung 19: Strukturbilder ausgewählter Gesteinstypen von der Anatexis zur Palingenese. Ohne Signatur = Quarz. Punktiert und breit umrandet = Pinit. Randlich punktiert = perthitischer Orthoklas. Weit liniert = Plagioklas. Eng liniert = Biotit.

- A) Raumfixierte Matrix (vgl. Abb. 2) des Lauterbrunner-Kristallins mit Plagioklas-Blasten und fleckenhafter Anhäufung von Pinit.
- B) Blasten von perthitischem Orthoklas. Solche Strukturen sind für Teilbereiche mit beginnender Homogenisierung, aber immer noch streng raumfixiert, charakteristisch. Der Orthoklas verdrängt deutlich den Plagioklas. (vgl. mit Abb. 9)
- C) Die Auflösung des ursprünglichen Parallelgefüges ist hier vollendet. Die Teilmobilität ist bereits so gross, dass lokal diskordante Bereiche entstanden sind. Bemerkenswert ist die regelmässige Verteilung des Pinits. (Vgl. mit Abb. 14) Probe von aktiviertem Lauterbrunner-Kristallin nahe des engeren Kontaktbereiches.
- D) Mikrostruktur des gasterngranitischen Normaltypus. Die granitische Struktur ist erreicht, und zugleich verschwindet auch der Pinit vollständig. Die kalireiche Pinitsubstanz wurde vermutlich zum grossen Teil in Kalifeldspat umgewandelt (vgl. Tab. 1).

Der Übergang von der Anatexis zur Palingenese ist von einer anfänglichen Plagioklas-Blastese, gefolgt von einer intensiven Kalifeldspat-Blastese bei gleichzeitiger Verdrängung des Plagioklases geprägt. Schliesslich leitet die Aktivierung des Quarzes eine vollständige Homogenisierung und Granitisierung des sedimentären Ausgangsmaterials ein. In den Abbildungen 19 A und 19 B weist der Quarz quarzitische Struktur auf. Erst dort wo nach makroskopischen Beobachtungen Mobilität des Substrates angenommen werden kann, ist auch die Quarz-Struktur grundlegend anders als in den raumfixierten Vorstadien der Palingenese.

Abbildung 20: Grenze einer Scholle zum Gasterngranit im Kontaktbereich des Gasterntales (Bildbreite etwa 1 m). Zu beachten ist das vollständige Fehlen eines „chilled margin“ und die porphyrische Ausbildung des Granites. Diese kann als Reliktstruktur der Phase der Kalifeldspat-Blastese der vorangehenden Anatexis verstanden werden.

Abbildung 21: Normative Q-Ab-Or Verhältnisse von Lauterbrunner-Kristallin und Gasterngranit. Eingezeichnet ist weiter die Häufigkeitsverteilung der Verhältnisse 1190 granitischer Gesteine (Winkler und v. Platen 1961). 86 Prozent aller Granite liegen in dem von der äussersten Linie begrenzten Feld. In zunehmender Einengung 73 Prozent, 53 Prozent und schliesslich im schwarzen Feld 14 Prozent aller Granite.

### *Literaturverzeichnis*

Sämtliche in diesem Literaturverzeichnis nicht aufgeführten Arbeiten sind im Literaturverzeichnis von Rutishauser 1973 B aufgeführt.

- BUDDINGTON, A. F. (1959): Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. Am., 70, 671–747
- BUNSEN, R. (1851): Über die Processe der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. Ann. Physik und Chemie (hrsg. von Poggendorff) 83 (No. 6), 197–272
- COLLET, L. W., GYSIN, M. et PAREJAS Ed. (1947): La lame de cristallin du Grand-Hockenhorn (Lötschenthal), Compte Rendu Soc. de Physique et d’Histoire nat., Genève, 64, 49–51
- DALY, R. A. (1933): Igneous rocks and the depths of the earth. 2nd edition, New York 1933
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1969): Granitprobleme. Berlin 1969
- EGGER, A. (1975): Petrographische Untersuchungen im nordwestlichen Aarmassiv nördlich Tell bei Blatten – Lötschen VS. Lizentiatarbeit, Phil.-Naturwissenschaftliche Fakultät, Univ. Bern, 1975 (unveröffentlicht)

- ESKOLA, P. (1932): On the origin of granitic magmas. *Mineral.-petrogr. Mitt.* 42, 455–481
- GULSON, B. L. and RUTISHAUSER, H. (1976): Granitization and U-Pb studies of zircons in the Lauterbrunner crystalline complex. *Geochemical Journal* 10, 13–23
- GYSIN, M. (1952): Contribution à l'étude de cristallin de Gastern. *Archives des Sciences (Genève)*, 5, 278–313
- JÄGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, N. F.*, 134. Liefg., in Kommission Kümmel & Frey, Bern, 1967
- KRUMMENACHER, D. D., BORDET, P., LE FORT, P. (1965): Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. SMPM, Vol. 45, 855–873
- MARMO, V. (1971): Granite Petrology and the granite problem. *Developments in Petrology*, Vol. 2, Amsterdam, London, N. Y. 1971
- RAGUIN, E. (1957): *Géologie du Granite*, Paris 1957  
– (1966): Sur la classification des granites et l'importance des granites des cratons. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 262, 333–336
- READ, H. H. (1949): A contemplation of time in plutonism. *Geol. Soc. London, Quart. J.* 105, 101–156  
– (1957): The granite controversy, London 1957
- RUTISHAUSER, H. (1973 A): Die quantitative Erfassung von Migmaliten im Aufschlussbereich (gekürzte Fassung der gleich betitelten Dissertation Phil. Nat. Fak. Univ. Bern 1972, deponiert bei der Stadt- und Univ. Bibliothek und der Schweiz. Landesbibliothek Bern). *Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt.* 53, 99–124.  
– (1973 B): Die historische Entwicklung der Ansicht über die Entstehung des Lauterbrunner-Kristallins (Aarmassiv). *Mitt. Naturf. Ges., Bern, N. F.*, 30, 63–85  
– (1973C): Die Beziehungen zwischen dem Lauterbrunner-Kristallin und dem Gasterngranit. *Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt.* 53, 472–474  
– (1973D): Granitwerdung. *Die Alpen* 48/3, 153–158  
– (1974): Flüssige Phasen im migmatitischen Lauterbrunner-Kristallin. *Geol. Rundschau* 63/2, 560–571  
– (1975): Die Bedeutung des Jungfraugipfelgesteins für die Zonierung des Aarmassivs. *Eclogae Geol. Helv.*, 68/13, 511–515
- SEDERHOLM, J. J. (1907): On granite and gneiss. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 23, 1–110  
– (1925): The average composition of the earth's crust in Finlande. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 70, 1–20
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Rundschau* 63/2, 773–786
- WINKLER, H. G. F. und VON PLATEN, H. (1961): Experimentelle Gesteinsmetamorphose V: Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochimica et Cosmochim. Acta* 24, 250–259

