
**BERLINER
GEOWISSENSCHAFTLICHE
ABHANDLUNGEN**

Reihe A/Band 27

Michael Buchelt

Petrographische und geochemische Untersuchungen an
drei Graniten im Nationalpark Bayerischer Wald

Jan-Jürgen Göttner

Der Einfluß unterschiedlicher Umweltfaktoren auf
Größenwachstum und Schalenbau bei Ostracoden

Nigem el-Din Yusuf

Zur Geologie des Großen Walsertales bei Buchboden



Berlin 1980

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie

D 188

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
und der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:
Dr. G. Pöhlmann (TFH), Dr. J. Pohlmann (FU)
Dr. H. Seyfried (TU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich

ISBN 3-49600 212-3

© 1980 by DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Berliner geowiss. Abh.	(A)	27	134 S.	—	Berlin 1980
------------------------	-----	----	--------	---	-------------

Michael Buchelt

Petrographische und geochemische Untersuchungen an drei
Graniten im Nationalpark Bayerischer Wald

Jan-Jürgen Göttner

Der Einfluß unterschiedlicher Umweltfaktoren auf
Größenwachstum und Schalenbau bei Ostracoden

Nigem el-Din Yusuf

Zur Geologie des Großen Walsertales bei Buchboden



1980

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

Berliner geowiss. Abh.	(A)	27	70 S.	18 Abb., 12 Tab., 10 Taf.	Berlin 1980
------------------------	-----	----	-------	---------------------------	-------------

Michael Buchelt

Petrographische und geochemische Untersuchungen an drei
Graniten im Nationalpark Bayerischer Wald



1980

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

PETROGRAPHISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

AN DREI GRANITEN IM NATIONALPARK BAYERISCHER WALD⁺

von

Michael Buchelt⁺⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Im Mittelpunkt der Betrachtungen steht ein im östlichen Teil des Nationalparks Bayerischer Wald auftretender Granitkomplex, der sich aus drei Granittypen zusammensetzt, die im Verlauf der varistischen Orogenese intrudierten:

Älterer Finsterauer Kristallgranit

Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit

Anhand von petrographisch und geochemisch ermittelten Analysendaten wird der folgende Fragenkomplex dargestellt und belegt:

1. Eine Charakterisierung der drei Granitvarietäten hinsichtlich ihres Mineralbestandes und ihrer chemischen Zusammensetzung zur Ermittlung von Kriterien für die Diagnose der Granitgenese.
2. Die genetischen Beziehungen zueinander, insbesondere die der beiden Kristallgranite.
3. Der Verwandtschaftsgrad (Gleichsetzung) des Intrusionszyklus des Jüngeren Finsterauer Kristallgranits mit dem des Eisgarner Granits der österreichischen Gliederung.

Neben den qualitativen mikroskopischen Untersuchungen werden von 54 Proben mittels Point-Counter die Modalbestände belegt.

Aus 42 Proben (die sich z. T. mit den mikroskopisch untersuchten Proben überlappen) wird röntgenfluoreszenzanalytisch der chemische Bestand folgender Elementkonzentrationen ermittelt:

Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba.

⁺ Dissertation an der Freien Universität Berlin

⁺⁺ Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Michael Buchelt, Institut für Angewandte Geologie,
Freie Universität Berlin, Wichernstr. 16, 1000 Berlin 33

Mit Hilfe der kartographisch dargestellten Verteilungspläne der Elementkonzentrationen Si, Fe, K, Ca, Zr und Ba (sowie der Korrelations-Diagramme) wird versucht, genetisch abgrenzbare Konzentrationsbereiche zu charakterisieren, die genetische Hinweise auf einzelne Intrusionsphasen darlegen können. Dies trifft insbesondere auf den Jüngeren Finsterauer Kristallgranit zu.

Aussagen

Der gesamte Intrusionsverband ist auf eine magmatische Entstehung zurückzuführen, wobei die Frage nach der Herkunft der granitischen Gesteinsschmelze nur unzulänglich beantwortet werden kann.

Die Verringerungen/Erhöhungen der Mittelwerte der Elementkonzentrationen veranschaulichen die progressive magmatische Differentiation Älterer Finsterauer Kristallgranit → Jüngerer Finsterauer Kristallgranit → Zweiglimmergranit, die parallel mit der zeitlichen Kristallisationsabfolge verläuft.

Die Streuung der Modalbestände reflektiert die unausgeglichene chemische Bestände bzw. die heterogene Zusammensetzung der einzelnen Granitkörper. Die Heterogenität des Jüngeren Finsterauer Kristallgranits (überhöhte Konzentrationsgefälle) läßt sich auf folgende Kriterien zurückführen:

1. Der sich aus einem mehraktigen Intrusionsverlauf gebildete Granit ist stark differenziert.
2. Sein Mineralbestand wird mehr oder weniger durch in situ-Assimilation verändert.
3. Postmagmatisch-metasomatische Prozesse beeinflussen die Stoffverschiebungen einiger Elemente.

Vor allem die aus den petrochemischen Untersuchungen gemachten Beobachtungen belegen die Annahme, daß die Intrusion des Jüngeren Finsterauer Kristallgranits dem Intrusionszyklus des Älteren Finsterauer Kristallgranits zuzuordnen ist.

Die Intrusionszyklen des Jüngeren Finsterauer Kristallgranits und des Eisgarners Granits sind aufgrund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse nicht gleichzusetzen.

SUMMARY

The investigation centers on a granitic complex prevalent in the Eastern area of the National Park, Bavarian Forest (Bayerischer Wald). This granitic complex is composed of three granite-types which intruded during the Hercynian Orogeny;

Older "Kristallgranite" of Finsterau;

Younger "Kristallgranite" of Finsterau;

Fine to medium-grained Two-Mica Granite

Based on petrographical and geochemical data determined through analysis, the following complex of questions is presented and established:

1. A characterization of the three granite varieties in regard to their mineral components and their chemical composition for the determination of criteria for the diagnosis of the genesis of the granites.
2. The mutual genetical relations, especially between the two "Kristallgranites".
3. The degree of relationship between the intrusion cycle of the Younger "Kristallgranite" of Finsterau and the granite of Eisgarn of the Austrian classification.

In addition to qualitative thin section studies, the modal contents of 54 samples are established by means of point counting. Through X-ray fluorescence analysis, the following element concentrations are determined from 42 samples (which in part are overlapping with the samples examined microscopically):

Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba.

With the help of cartographical variation maps of the element concentrations Si, Fe, K, Ca, Zr and Ba (as well as with correlation-diagrams) an attempt is made to characterize the genetically delineated concentration zones which can provide genetical clues to individual intrusive phases. This applies in particular to the Younger "Kristallgranite" of Finsterau.

Results

The entire granitic complex is the result of magmatic formation; the question regarding the origin of the granitic rock melt, however, can be answered only insufficiently.

The decreases/increases in the averages of the element concentrations illustrate the progressive magmatic differentiation Older "Kristallgranite" of Finsterau → Younger "Kristallgranite" of Finsterau → Two-Mica Granite, running parallel to the chronological sequence of crystallization.

The range of the modes reflects the unbalanced chemical contents respectively the heterogeneous composition of the individual granite bodies. The heterogeneity of the Younger "Kristallgranite" of Finsterau (increased concentration gradient) can be traced to the following criteria:

1. The granite formed through a multistage multiple sequence of intrusion is extremely differentiated.
2. Its mineral mode is transformed more or less through in situ-assimilation.
3. Postmagmatic-metasomatic processes influence the migrations of some elements.

Particularly the observations based on the petrochemical analyses prove the assumption that the intrusion of the Younger "Kristallgranite" of Finsterau must have occurred simultaneously with the intrusion cycle of the Older "Kristallgranite" of Finsterau.

The intrusion cycles of the Younger "Kristallgranite" of Finsterau and of the granite of Eisgarn, based on the available test results, are not to be equated.

RÉSUMÉ

Le présent mémoire se rapporte à un complexe granitique situé dans la partie orientale du parc national de la Forêt bavaroise (Bayerischer Wald). L'intrusion de ce complexe eut lieu au cours de l'orogénèse hercynienne; on y distingue trois types de granite:

L'ancien "Kristallgranit" de Finsterau

Le jeune "Kristallgranit" de Finsterau

Le granite à deux micas à grains fins à moyens

A partir de résultats d'analyses pétrographiques et géochimiques les points suivants furent élaborés en détail:

1. Caractérisation des trois variétés de granites en fonction de leur contenu minéral et de leur composition chimique afin d'établir des critères permettant de définir la genèse granitique.
2. Relations génétiques entre les granites, avant tout entre les "Kristallgranite".
3. Degré de parenté (mise au même rang) entre le cycle d'intrusion du jeune "Kristallgranit" de Finsterau et celui du granite d'Eisgarn de la division autrichienne.

A côté des analyses microscopiques qualitatives le contenu modal de 54 échantillons fut déterminé à l'aide d'un "point-counter".

L'analyse de fluorescence à rayons X de 42 échantillons (dont certains ont également soumis à l'examen microscopique) a donné les compositions chimiques qualitative et quantitative des éléments suivants:

Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba.

A l'aide de plans cartographiques de la distribution des concentrations des éléments Si, Fe, K, Ca, Zr et Ba (ainsi que des diagrammes de corrélation), il a été essayé de caractériser des zones génétiques distinctes de concentrations, qui pourraient être liées directement à différentes phases d'intrusion. Ceci est avant tout le cas pour le jeune "Kristallgranit" de Finsterau.

Résultats

La totalité de l'association intrusive est de nature magmatique, l'origine des matériaux en fusion ne se laissant expliquer que de manière insuffisante.

Les diminutions/augmentations des valeurs moyennes des concentrations des éléments illustrent la différenciation magmatique progressive (ancien "Kristallgranit" de Finsterau → jeune "Kristallgranit" de Finsterau → granite à deux micas), qui se déroule parallèlement à la suite temporelle de cristallisation.

La dispersion des valeurs modales reflète les concentrations chimiques mal équilibrées, c'est à dire la composition hétérogène des différents massifs granitiques. L'hétérogénéité du jeune "Kristallgranit" de Finsterau (chute de concentration très importante) s'explique comme suit:

1. Le granite originaire d'un déroulement intrusif polyphasé, est très différencié.
2. Son contenu minéral est plus ou moins modifié par assimilation in situ.
3. Des processus métasomatiques postmagmatiques provoquent la migration de quelques éléments.

Avant tout, les observations issues des examens pétrochimiques justifient l'hypothèse, que l'intrusion du jeune "Kristallgranit" de Finsterau est à attribuer au cycle d'intrusion de l'ancien "Kristallgranit" de Finsterau.

Les résultats des examens du présent mémoire ont montré que les cycles d'intrusion du jeune "Kristallgranit" de Finsterau et du granite d'Eisgarn n'ont pas la même origine.

VORWORT

Die vorliegenden petrographischen und geochemischen Untersuchungen wurden am Institut für Mineralogie der Freien Universität Berlin durchgeführt.

Für die Themenstellung und für die Einführung in die Arbeit danke ich Herrn Prof. Dr. F. K. LIST (Freie Universität Berlin) und Herrn Dr. W. BAUBERGER (Bayerisches Geologisches Landesamt).

Den Herren Professoren Dr. W. BOSCH, Dr. F. K. LIST und Dr. K. R. MEHNERT danke ich für viele klärende Diskussionen und Ratschläge sowie für die kritische Durchsicht des Manuskripts,

Gleichfalls gilt mein Dank Herrn Dr. G. SCHNEIDER für die Einführung am Röntgenspektrometer sowie Frau R. EICHHORST für die kontinuierliche Unterstützung bei der Durchführung der Röntgenfluoreszenzanalysen.

Bei Frau H. PEHLING und Frau R. TIMM möchte ich mich für die Hilfe bei den fotografischen Arbeiten bedanken, bei Herrn G. MERZ für die tatkräftige Unterstützung bei der Präparation der Dünnschliffe.

Für die Anfertigung von Schreibmaschinenarbeiten bedanke ich mich herzlich bei Frau B. BAUER.

Den Herren Dipl.-Geol. A. SPOHN und Dipl.-Ing. M. WIEDENHOFF danke ich für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische.

Der Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald gilt mein Dank für das Ausstellen von Fahrerlaubnisscheinen.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. EINFÜHRUNG	7
1.1 Problemstellung	7
1.2 Regionalgeologische Übersicht	7
1.2.1 Geochronologische Gesteinsabfolge seit dem Paläozoikum	8
1.2.2 Die Gesteine im Nationalpark Bayerischer Wald	8
1.2.3 Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes	9
1.3 Probenahme	10
1.3.1 Fundpunkte der Proben	10
2. PETROGRAPHISCHER TEIL	15
2.1 Älterer Finsterauer Kristallgranit	15
2.1.1 Der qualitative Mineralbestand	15
2.2 Jüngerer Finsterauer Kristallgranit	19
2.2.1 Der qualitative Mineralbestand	20
2.3 Fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit	24
2.3.1 Der qualitative Mineralbestand	25
2.4 Methodische Vorbemerkungen zur Ermittlung des quantitativen Mineralbestandes	25
2.5 Der quantitative Mineralbestand der drei Granite in Volumenprozenten (Tabelle)	26
3. GEOCHEMISCHER TEIL	32
3.1 Geochemische Präparation und analytische Methodik	32
3.1.1 Meßbedingungen und Nachweisgrenzen für die einzelnen Elemente bei der RFA	33
3.2 Die geochemische Verteilung der analysierten Elemente in den drei Graniten	33
3.2.1 Variationsspanne, arithmetisches Mittel und Standardabweichung der einzelnen Elementkonzentrationen in den drei Graniten	34
3.2.2 Silizium	37
3.2.3 Aluminium	39
3.2.4 Eisen und Titan	39
3.2.5 Magnesium	41
3.2.6 Mangan	42
3.2.7 Kalium und Rubidium	42
3.2.8 Natrium	46
3.2.9 Calcium und Strontium	46
3.2.10 Phosphor	49
3.2.11 Zink	49
3.2.12 Zirkonium	50
3.2.13 Barium	52
3.3 Der quantitative chemische Bestand der drei Granite (Tabelle)	55
4. GENETISCHE AUSSAGEN	59
4.1 Die Bildung von granitoiden Gesteinen	59
4.2 Herkunft der Magmen	59
4.3 Geochemische Kriterien der drei Granite	60
4.4 Die genetischen Beziehungen des Jüngerer Finsterauer Kristallgranits zum Älteren Finsterauer Kristallgranit	60
4.5 Gegenüberstellung der Granite Jüngerer Finsterauer Kristallgranit - Eisgarner Granit	61
5. LITERATURVERZEICHNIS	62
Bildanhang	

1. EINFÜHRUNG

1.1 Problemstellung

In der vorliegenden Arbeit steht die im Nationalpark Bayerischer Wald auftretende Kristallgranit-Assoziation sowie ein fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit im Mittelpunkt der Betrachtungen.

Das bekannteste und flächenmäßig größte zusammenhängende Kristallgranit-Massiv des südwestlichen Moldanubikums liegt im Vorderen Bayerischen Wald nordöstlich von Regensburg (Regensburger Wald). In den Gebieten nördlich des Pfahles sind Kristallgranite nur vereinzelt anzutreffen.

In Österreich werden die während der varistischen Orogenese intrudierten Granite im südlichen Bereich der Böhmisches Masse nach ihrem Alter und den PT-Bedingungen wie folgt gegliedert (GROHMANN & SCHROLL; 1966):

Typ	Alter
Weinsberger Granit	synorogen varistisch (400 Ma?)
Mauthausener Granit	Spätstadium der varistischen Orogenese (>285 Ma)
Eisgarner Granit	Ende der varistischen Orogenese (250 Ma)

Der im Untersuchungsgebiet vorkommende ältere Kristallgranit wird wie auch der Kristallgranit I mit dem Weinsberger Granit der österreichischen Klassifikation verglichen.

Der jüngere Kristallgranit wird von tschechoslowakischen Geologen mit dem Intrusionszyklus des Eisgarner Granits gleichgesetzt. Inwieweit diese Gleichsetzung gerechtfertigt ist, soll u. a. im Verlauf dieser Arbeit erörtert und beantwortet werden. An dieser Stelle sei eine Bemerkung von FISCHER (1965, S. 224) zur österreichischen Einteilung zitiert:

"Wir sind jedoch etwas abgeneigt, diese Dreiteilung als ein voll befriedigendes Schema zu betrachten. Die Wirklichkeit ist vielfältiger."

1977 wurde vom Bayerischen Geologischen Landesamt die Geologische Karte von Bayern, 1:25000 (Nationalpark Bayerischer Wald, Blatt 7046/7047), publiziert (BAUBERGER). Die im Westteil des Gradabteilungsblattes 7047 (Ostteil des Nationalparks) dargestellte geologische Kartierung basiert auf Untersuchungsergebnisse der un= veröffentlichten Diplomarbeit von VOLLMER (1969).

Danach wurden neben den qualitativen mikroskopischen Untersuchungen von jedem Kristallgranit sechs Proben und von dem Zweiglimmergranit drei Proben auf ihren quantitativen Mineralbestand hin untersucht. 1977 ermittelte RICHTER (in BAUBERGER) aus einer Probe je Granittyp den chemischen Bestand. Anhand dieser wenigen Ergebnisse war es kaum möglich, repräsentative Aussagen über die genetischen Beziehungen der drei Granitvarietäten zueinander zu erhalten, bzw. die Granite weiterhin zu differenzieren.

Die Aufgabe in der vorliegenden Arbeit besteht darin, anhand von petrographischen und geochemischen Daten eine Charakterisierung der drei im Nationalpark auftretenden Granite vorzunehmen. Diesbezüglich ist es erforderlich, mit Hilfe eines großen statistischen Materials sowohl mineralogisch als auch chemisch die Heterogenität der einzelnen Granitkörper darzustellen und zu belegen.

Aufgrund der Frage, ob der jüngere Kristallgranit eigenständig intrudierte oder ob er in den Intrusionszyklus des älteren Kristallgranits einzugliedern ist, wurde dieser Granittyp intensiver beprobt und demzufolge ausgiebiger analysiert als die beiden anderen Granite.

1.2 Regionalgeologische Übersicht

Der Bayerische Wald ist der südwestlichste Randbereich der Böhmisches Masse. Das autochthone Kristallin ist mit den südlichen Gebieten des Böhmisches Massivs (Sauwald, Mühlviertel und Waldviertel in Ober- und Niederösterreich) tektonisch strukturell und petrologisch vergleichbar. Regionalgeologisch stellen die genannten Gebiete eine Einheit dar, die aufgrund ihrer geographischen Lage als Moldanubikum bezeichnet wird.

G. FUCHS & A. MATURA (1976) trennen das ostbayerische Kristallin vom Moldanubikum ab und benennen es Bavarikum. Der Hintere Bayerische Wald stellt dabei den Übergang zum Moldanubikum dar.

Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte zeigt, daß sich der Hintere Bayerische Wald parallel zur Pfahlzone in drei Gebirgszüge gliedert:

Hoher Bogen, Arber-Kaitersbergzug und Grenzgebirgszug.

Bis auf den Hohen Bogen, der zu einem Gabbro-Amphibolit-Massiv gehört, bauen sich die beiden anderen Gebirgszüge hauptsächlich aus Paragneisen und sauren bis intermediären Eruptivgesteinen auf.

Im Gegensatz zum Vorderen Bayerischen Wald zeigen die Paragneise im Hinteren Bayerischen Wald einen wenig wechselnden Chemismus. Amphibolitische- und/oder kalkige Gesteinsserien sind lediglich als Einschaltungen zu beobachten. Die Eintönigkeit des chemischen Stoffbestandes weist auf Tone, Sande und Mergel als sedimentäres Ausgangsmaterial hin. Im Verlauf der orogenen Entwicklung sind die aus diesen Sedimenten unter entsprechenden PTX-Bedingungen entstandenen metamorphen Gesteinsserien mehrfach deformiert und gefaltet worden. Es erfolgte eine mehrmalige Umkristallisation des Mineralbestandes. Die heute anzutreffenden Polymetamorphite und das nur zu vermutende Eduktalter dieser Gesteine tragen dazu bei, daß eine altersmäßige Gliederung problematisch ist.

1.2.1 Geochronologische Gesteinsabfolge seit dem Paläozoikum

Radiometrische Altersbestimmungen von Mineralen aus Magmatiten bzw. Metamorphiten des Bayerischen Waldes sind u. a. von DAVIS & SCHREYER (1962), GEBAUER & GRÜNENFELDER (1973), KÖHLER, MÖLLER-SÖHNIUS & CAMANN (1974) sowie von KÖHLER & MÖLLER-SÖHNIUS (1976) durchgeführt worden.

Die geochronologischen Daten in Verbindung mit strukturellen und petrologischen Elementen zeigen nach BAUBERGER (1977) folgenden Verlauf der geologischen Entwicklungsgeschichte des ostbayerischen Moldanubikums seit dem Paläozoikum:

- >600 Ma präkambrische Sedimente
- 600 - 550 Ma vermutete assynitische Regionalmetamorphose und Faltung
- 480 - 430 Ma Regionalmetamorphose, Anatexis, Faltung, Granitintrusionen?
- 340 - 310 Ma Gabbro-, Diorit- und Granitintrusionen (Kristallgranit I, Leuchtenberger Granit)
- 310 - 280 Ma Bruchtektonik, Heraushebung, mittel- bis spätvaristische Granitintrusionen (Kristallgranit II, Flossenbürger Granit, fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit)
- ab 310 Ma Bruchtektonik, Heraushebung, Mylonitisierung, retrograde Metamorphose

1.2.2 Die Gesteine im Nationalpark Bayerischer Wald

Die Gesteine im Nationalpark Bayerischer Wald fügen sich in den generellen geologischen Bauplan des Bayerischen Waldes ein. Paragneise und saure Eruptivgesteine sind sowohl regional als auch hier die Bausteine dieses Gebirges. Die für das gesamte Bavarikum typische NW-SE Tektonik ist deutlich zu erkennen.

Die Geologische Karte zeigt, daß die im Nationalpark auftretenden Metamorphite und Magmatite jeweils zusammenhängende Komplexe bilden. Lediglich im NNE treten im stärkeren Maße Verflechtungen zwischen Glimmergneisen und Granitkörpern auf, die kartistisch nicht getrennt werden konnten. Insgesamt gesehen läßt sich die folgende Gliederung der Gesteinskomplexe im Nationalpark vornehmen:

Der südliche Teil zeichnet sich hauptsächlich durch Cordierit- bzw. Cordierit-Sillimanit-Gneise aus. Sporadisch sind Flasergneise oder Körnelgneise anzutreffen. Im NW zeigen sich Cordierit-Gneise mit zwischengelagerten Biotit-Plagioklas-Gneisen. Das nördliche Gebiet des Nationalparks wird fast ausschließlich von sauren Eruptivgesteinen eingenommen, ausgenommen der oben erwähnte Glimmergneis/Granit-Verzahnungsbereich im NNW.

Neben diesen am häufigsten auftretenden Gesteinen trifft man vereinzelt noch auf Orthogneise, Kalksilikatgneise, Redwitzite, Amphibolite, Serpentine sowie Nadelidiorite, Pegmatite und Aplite.

Der zusammenhängende Granitkomplex im Nationalpark ist etwa 30 km² groß. Im NE von Finsterau setzt er sich fort und erstreckt sich über die Landesgrenze hinaus in das Gebiet der CSSR.

Bis auf den fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranit werden die im Nationalpark auftretenden Granite den Kristallgraniten zugeordnet. Charakteristische makroskopische Kennzeichen dieses Granittyps sind seine Grobkörnigkeit und das Auftreten von cm-großen Kalifeldspat-Großkristallen. Gefügeunterschiede (Korngröße) und ein voneinander abweichendes Intrusionsalter differenzieren die Kristallgranite in zwei Hauptgruppen:

Granittyp	Korngröße	Intrusionsalter
Kristallgranit I	mittel- bis riesenkörnig	Unter- bis Mittel-Karbon
Kristallgranit II	mittel- bis grobkörnig	Mittel-Karbon

Der fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranit ist der jüngste der drei Granitvarietäten. Seine Intrusion erfolgte spätvaristisch und fand etwa im Mittel- bis Ober-Karbon statt.

Die von BAUBERGER (1977) gewählten lokalen Bezeichnungen "Älterer Finsterauer Kristallgranit" für den Kristallgranit I und "Jüngerer Finsterauer Kristallgranit" für den Kristallgranit II werden in der vorliegenden Arbeit übernommen.

1.2.3 Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

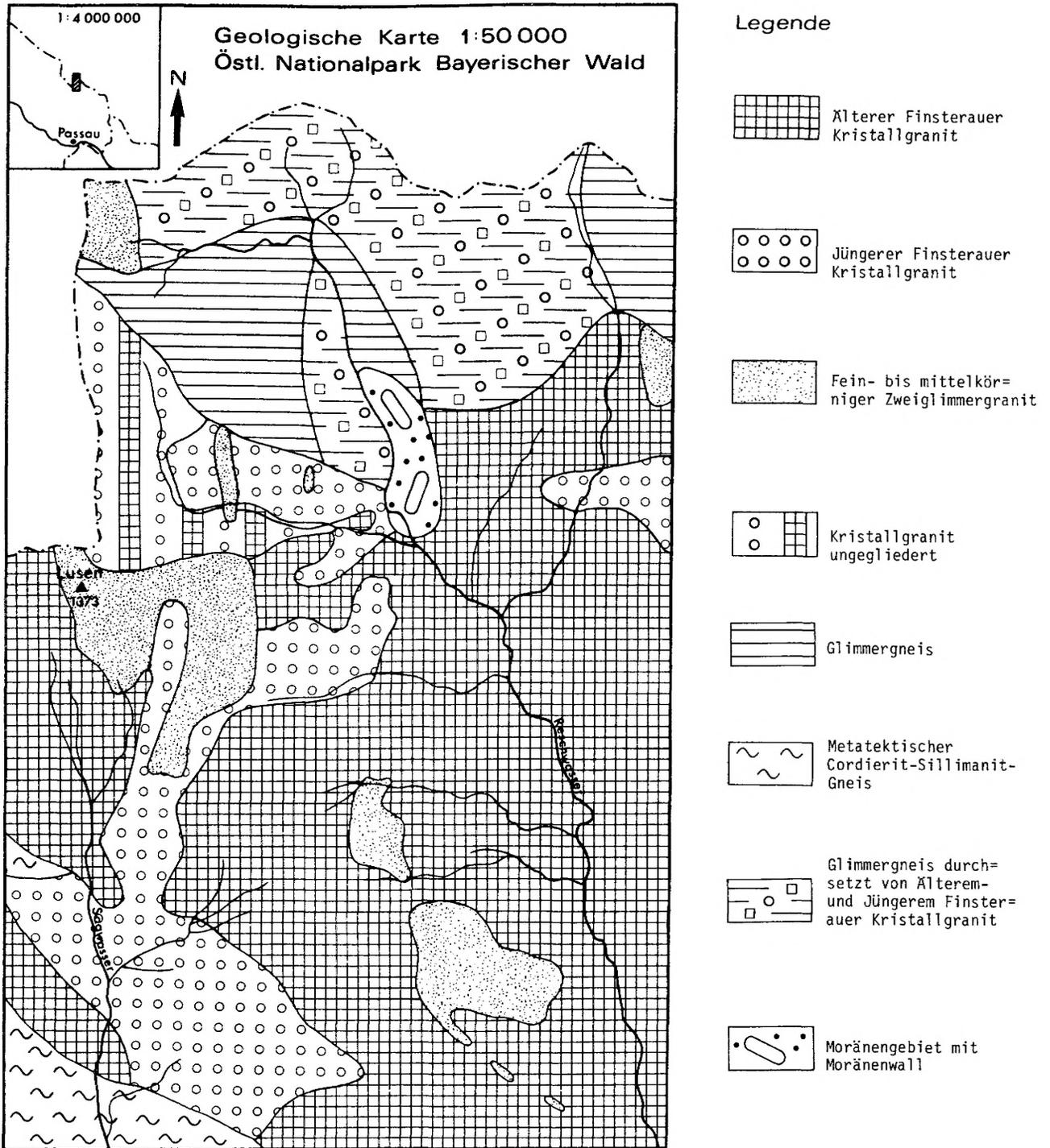


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes und seine geographische Lage (umgezeichnet nach der Geologischen Karte 1:50 000, Nationalpark Bayerischer Wald; BAUBERGER 1976)

1.3 Probenahme

Natürliche sowie künstliche Aufschlüsse sind im Nationalpark Bayerischer Wald lediglich sporadisch anzutreffen. Sie bestehen meist aus verwitterten Felstürmen bzw. abgerundeten Felsblöcken mit einer bis zu 25 cm braunen und hellen ausgebleichten Verwitterungskruste. Demzufolge wurde das Probenmaterial für die mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen nahezu ausschließlich von Lesesteinen bzw. von nur wenig transportierten Felsblöcken abgeschlagen. Dabei wurde darauf Wert gelegt, unzersetztes, relativ festes Gesteinsmaterial mit einer nur dünnen Verwitterungskruste zu erhalten.

Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse war es nicht möglich, die Gesteinsproben nach einem statistischen Verteilungsplan zu entnehmen. Es wurde vielmehr gezielt nach makroskopischen Kennzeichen beprobt: Farbtondifferenzen, unterschiedliche Korngröße, durch Assimilation veränderter Mineralbestand.

In dem etwa 30 km² großen Untersuchungsgebiet entfallen auf die Granite insgesamt 67 Proben, auf Gesteinsaufschlüsse und andere granitische Gesteine drei Proben. Hiervon wurden 42 Proben geochemisch analysiert. Neben den 28 Proben für die qualitativen und quantitativen mikroskopischen Untersuchungen wurden auch zum größten Teil die für die geochemischen Reihenuntersuchungen verwandten Proben mikroskopisch analysiert.

Dem Verfasser erschien damit gewährleistet, befriedigende Aussagen über den Heterogenitätsgrad der einzelnen Granitkörper bzw. über die genetischen Beziehungen der drei Granite zu erhalten.

1.3.1 Fundpunkte der Proben

Tab. 1:

Älterer Finsterauer Kristallgranit

Probe	Rechtswert	Hochwert	+)
1 Lusen, S-Hang	R 5390,750;	H 5422,580	
2 Hoher-Filz-Berg, N-Hang	R 5392,130;	H 5423,880	
3 Sulzriegel, SW-Hang	R 5391,740;	H 5421,760	
4 Tummelplatz, N	R 5392,430;	H 5421,400	
5 Quellgebiet Schreiende Seige	R 5393,050;	H 5422,310	
6 Großalmeyerschloß, S	R 5392,420;	H 5420,580	
7 Kühnhüttenberg, SW-Hang	R 5394,740;	H 5419,480	
8 Hirschkopf, N	R 5393,360;	H 5423,180	
9 Blaslauruck, Hangstraße	R 5394,040;	H 5424,600	
10 Markkopf, SE-Hang	R 5391,910;	H 5426,400	
11 Dreckiger Filz, N, Landesgrenze	R 5393,860;	H 5426,500	

+) Die Rechts- und Hochwerte wurden aus der Geologischen Karte von Bayern (1:25 000) Blatt 7047 Finsterau abgelesen.

Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Probe	Rechtswert	Hochwert
12	Hohlstein, SW-Hang	R 5392,180; H 5420,200
13	Hohlstein, W-Hang	R 5391,860; H 5420,340
14	Hohlsteingehäng	R 5392,080; H 5419,550
15	" "	R 5391,810; H 5420,000
16	Hohlstein, W-Hang, Tummelplatzstraße	R 5391,780; H 5420,660
17	Buchwald	R 5391,240; H 5420,970
18	Bärenloh	R 5391,330; H 5421,750
19	"	R 5391,130; H 5421,800
20	Lichtgfäll	R 5391,070; H 5422,180
21	Hohlsteingehäng, Hexenriegel	R 5390,690; H 5420,140
22	Hochfilzleite	R 5392,160; H 5422,650
23	Hoher-Filz-Berg, Hochwaldsteig	R 5393,050; H 5423,120
24	Steinfleck-Berg, S-Hang	R 5391,800; H 5424,470
25	Luchsfallenhäng	R 5392,100; H 5424,250
26	Bei der Nase, Luchsfallenhäng	R 5392,780; H 5424,300
27	Hochbuchwaldhäng	R 5393,090; H 5424,420
28	Bärenriegel,S	R 5392,900; H 5424,920
29	Hohlsteingehäng	R 5391,600; H 5420,250
30	" "	s.P 14

Fein- bis mittelkörniger Granit

31	Hohlstein, Hirschkopfstraße	R 5393,460; H 5420,770
32	Kühhüttenberg, Auburg	R 5393,950; H 5420,030
33	Brunntobelweg, Hirschkopfstraße	R 5393,100; H 5421,240
34	" "	R 5393,060; H 5421,160
35	Brunntobel	R 5392,900; H 5421,800
36	"	R 5393,080; H 5421,840
37	Lichtgfäll	R 5391,360; H 5422,170
38	Jägerriegel	R 5391,700; H 5423,050
39	Lusen, SE-Hang	R 5391,120; H 5422,880
40	Lusen, S-Hang	R 5390,060; H 5423,000
41	Luchsfallenhäng	R 5391,970; H 5424,280
42	Moorkopf, SE-Hang	R 5391,080; H 5426,790

Älterer Finsterauer Kristallgranit

Probe +)	Rechtswert	Hochwert
43 Brunntobel, SE	R 5393,300;	H 5421,680
44 Tummelplatzstraße, Riedlseige	R 5394,980;	H 5419,250

Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

45 s.P 12	R 5392,050;	H 5420,220
46 s.P 12	R 5392,200;	H 5419,980
47 s.P 12	R 5392,100;	H 5420,030
48 s.P 29	R 5391,670;	H 5420,160
49 s.P 17	R 5391,100;	H 5421,160
50 s.P 20	R 5391,310;	H 5422,400
51 Jägerriegel	R 5391,520;	H 5423,100
52 Steinfleck-Berg, S-Hang	R 5391,800;	H 5424,200
53 Lusensteig	R 5393,040;	H 5424,080
54 Hochbuchwaldhäng	R 5392,880;	H 5424,460
55 Steinfleck-Berg, SW-Hang	R 5391,500;	H 5424,440
56 Steinfleck-Berg	R 5392,060;	H 5424,680
57 Bärenriegel	R 5392,840;	H 5425,800
58 "	R 5392,820;	H 5425,400

Fein- bis mittelkörniger Granit

59 Auburg, W	R 5393,560;	H 5419,840
60 Lusensteig, Kleinalmeyerschloß	R 5393,300;	H 5420,700
61 Kleinalmeyerschloß, NE	R 5393,400;	H 5420,540
62 " " , SE	R 5393,480;	H 5420,100
63 " " , NE	R 5393,350;	H 5420,650
64 Lusensteig, Hirschkopfstraße	R 5393,580;	H 5420,580
65 s.P 34	R 5392,980;	H 5421,250
66 s.P 35	R 5392,990;	H 5421,750
67 s.P 34	R 5392,980;	H 5421,160
68 s.P 41	R 5391,940;	H 5424,200
69 s.P 42	R 5391,180;	H 5426,800
70 Fleischhüttenseige	R 5392,600;	H 5426,600

+) Probe 1-42: Röntgenfluoreszenzanalyse

Probe 1, 5, 6, 8-12, 14-18, 21, 22, 27-33, 38, 40-42, 43-70: Qualitative und quantitative Mikroskopie.

Tafel 1:



Fig. 1: Abgerundeter Lesestein (Älterer Finsterauer Kristallgranit) mit <4 cm großen und bis zu 1 cm herausgewitterten z. T. eingeregeltten Kalifeldspat-Großkristallen. Straße zum Tummelplatz, R 5393,020; H 5420,800



Fig. 2: Lesestein (Jüngerer Finsterauer Kristallgranit) mit einem Quarzglimmerdiorit-Einschluß. Hohlsteingehäng, R 5391,720; H 5419,600



Fig. 3: Wenig transportierter Felsblock (Zweiglimmergranit).
Westl. Hirschkopfstraße,
R 5493,300; H 5421,140

2. PETROGRAPHISCHER TEIL

2.1 Älterer Finsterauer Kristallgranit (AFG)

Der AFG ist ein mittel- bis riesenkörniger leukokrater Biotit-Granit. Die Hauptgemengteile sind im Mittel 28,9 Vol.-% Kalifeldspat, 32,1 Vol.-% Plagioklas, 25,7 Vol.-% Quarz und 11,1 Vol.-% Biotit. Gegenüber den Durchschnittswerten des Kristallgranits I (KRAUS; 1962) und des Weinsberger Granits (KURAT; 1965) weist der AFG einerseits einen höheren Plagioklas-Gehalt sowie andererseits einen niedrigeren Kalifeldspat-Gehalt auf und tendiert damit im STRECKEISEN-Diagramm etwas mehr in Richtung Granodioritfeld (Abb. 4). (Die durchschnittlichen quantitativen Mineralbestände dieser drei Granite sind neben anderen in der Tabelle 7 aufgeführt).

Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis beträgt im Mittel 0,9. In dem Dreistoff-Diagramm Q-F-M, welches den gesamten Mineralbestand veranschaulicht, zeigt der AFG ein relativ enges Feld (Abb. 2).

Im Untersuchungsgebiet nimmt der AFG von den Eruptivgesteinen den größten Verbreitungsraum ein. Das Gefüge und der Mineralbestand dieses Granits ändern sich kontinuierlich; Proben mit weniger Biotit weisen mehr Kalifeldspat auf und umgekehrt. Die makroskopisch erkennbare Verschiedenartigkeit des Mineralbestandes des Jüngeren Finsterauer Kristallgranits wird jedoch bei weitem nicht erreicht (s. unten). Im Gegensatz zu diesem Granit zeichnet sich der AFG dagegen häufig durch ein flächiges Gefüge aus, das durch eingeregelt Kalifeldspäte und/oder Biotite hervorgerufen wird. Die parallele Anordnung dieser Minerale deutet auf eine Fließbewegung des Magmas während der Kristallisation hin.

2.1.1 Der qualitative Mineralbestand

K. R. MEHNERT teilte mir freundlicherweise mit, daß die einsprenglingartigen cm-großen Kalifeldspäte nicht generell als Porphyroblasten bezeichnet werden können. Um einen magmatisch entstandenen Kernbereich, der relativ groß sein kann, bildet sich lediglich ein schmaler blastisch gewachsener Rand. Aufgrund ihrer Größe werden solche Kalifeldspäte als Kalifeldspat-Großkristalle angesprochen. Die nach (010) idiomorphen Kalifeldspat-Großkristalle (die häufig einen xenoblastischen Rand aufweisen) sind in einer hypidiomorphen vorwiegend mittelkörnigen Grundmasse eingebettet (seriales Gefüge). Die Größe der Kalifeldspäte schwankt zwischen 2 und fast 10 cm (Fig. 4), wobei die kleinsten Individuen in den Randbereichen dieses Granits zu den ihn umrahmenden Paragneisen auftreten. Hauptsächlich sind Kristalle zu beobachten, die 2-4,5 cm groß sind. In den angrenzenden Nebengesteinen sind keine Kalifeldspat-Großkristalle beobachtet worden.

Die Kalifeldspat-Großkristalle erweisen sich nach näherer mikroskopischer Untersuchung als Mikroklin-Perthite. Die bereits im Mikroklin vorhandene überschüssige Albit-Komponente entmischte sich während der langsam verlaufenden Erstarrung des Gesteins im Feldspatgitter in Form von Spindeln, Schnüren, Adern und Flecken.

Der gesamte Kalifeldspat-Gehalt im AFG (28,9 Vol.-%) läßt sich wie folgt differenzieren:

11,1 Vol.-% Mikroklin, 8,8 Vol.-% Perthit, 9,0 Vol.-% Orthoklas. Die Mikroklin-Perthite weisen häufig eine Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz auf. Mehrmals wurde beobachtet, daß die Zwillingsnaht gekrümmt ist oder sich gestuft darstellt. KÖHLER (1948) erklärt dies mit einem Übergreifen der (201)-Fläche des einen Kristalls auf die (001)-Fläche des benachbarten Kristalls während des Wachstums. Der Kontakt der Kalifeldspat-Großkristalle zur Grundmasse ist fast ausschließlich unscharf. Sie wachsen in die Minerale der Grundmasse hinein und umschließen sie. Bei Großkristallen mit einem Zonarbau (Fig. 5) sind die eingeschlossenen Minerale, vorwiegend Plagioklas und Biotit, z. T. orientiert eingeregelt.

Die Kalifeldspäte in der Grundmasse zeigen eine subidiomorphe- bis xenomorphe Gestalt und sind nahezu frei von Einschlüssen.

Der Plagioklas im AFG weist einen relativ konstanten An-Gehalt von 24-30 % auf und ist demzufolge als basischer Oligoklas anzusprechen. Die Größe der leistenförmigen subidiomorphen- bis hypidiomorphen Kristalle liegt vorwiegend zwischen 0,2 und 1 cm. Sporadisch treten bis zu 2 cm große Individuen auf. Der größte Teil der Plagioklase ist durch einen oszillierenden Zonarbau gekennzeichnet. In den separaten Zonen ändert sich der An-Gehalt lediglich gering, was auf eine Kristallisation aus einem schmelzflüssigen Zustand bei wenig wechselnden Bedingungen hinweist. Früher kristallisierte Minerale wie Zirkon, Apatit, Biotit sowie älterer Plagioklas sind während der Kristallisation eingeschlossen worden.

Ein geringer Teil der Plagioklase ist durch polysynthetische Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz gekennzeichnet. Zwillingslamellen nach dem Periklin-Gesetz treten kaum auf. Mehrfach wurden Karlsbader Zwillinge beobachtet.

Bei unmittelbarem Kontakt zum Kalifeldspat hat sich häufig Myrmekeit gebildet.

Die im Mittel geringsten Plagioklas-Gehalte sind in den Proben aus den nördlichen Bereichen des AFG gefunden worden.

Quarz tritt hauptsächlich als xenomorphe unregelmäßig abgerundete Einzelindividuen auf, die mehrere mm, manchmal bis zu 1 cm groß werden sowie in Form von Körneraggregaten.

Biotit, Plagioklas und Kalifeldspat werden häufig von Quarz angegriffen und teilweise verdrängt.

Die höchsten Quarz-Gehalte weisen die Proben aus dem nördlichen Untersuchungsgebiet auf. Wie bereits oben erwähnt, sind hier Kristallgranit/Glimmergneis-Verzahnungen anzutreffen bzw. Granitkörper, die in das Nebengestein intrudierten. Es ist anzunehmen, daß es sich bei diesem Bereich um die Dachregion des AFG im östlichen Nationalpark handelt.

Als alleiniges mafisches Hauptgemengteilmittel zeigt Biotit im AFG vorwiegend seinen typisch tafeligen Habitus. Die Basisfläche ist zum größten Teil idiomorph ausgebildet. Die Größe der Biotittafeln schwankt zwischen 3 und 6 mm (sporadisch treten >1 cm große Biotitscheite auf). Häufig sind sehr kleine idiomorphe pseudo-hexagonale Kristalle in Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat zu erkennen. Der Pleochroismus der Biotittafeln wechselt von gelbbraun (X) nach rotbraun bis dunkelbraun (YZ).

Opake oxidische Erze sind häufig parallel zu den (001)-Spaltflächen angelagert. Während des spät- bis post-magmatischen Stadiums bildete sich Rutil in Form von Sagenit sowie, ebenfalls parallel zu den (001)-Spaltflächen, Chlorit. Sekundär entstandener Muskowit ist hauptsächlich an den äußeren Rändern der Biotittafeln zu beobachten. Neben Erz sind im Biotit Zirkon, Apatit und, seltener auftretend, Orthit eingeschlossen.

Neben diesen charakteristischen akzessorischen Nebengemengteilmitteln ist weiterhin (jedoch sporadisch) Titanit zu beobachten.

Einzelne metamikite Körnchen, die in Biotit eingeschlossen häufig von einem pleochroitischen Hof umgeben sind, bilden den Hauptteil an Zirkon. Daneben tritt dieses Mineral in Form von kurz- bis langsäuligen idiomorphen Kristallen auf, die ein Breiten-/Längenverhältnis zwischen 1:2 und 1:3,5 aufweisen.

In einigen Fällen zeigt sich ein Zirkontyp, bei dem ein innerer rundlicher Kern von einer jüngeren Zirkonsubstanz umhüllt ist (s. Kap. 4.2).

Der Habitus der Apatit-Kristalle ist vorwiegend kurzsäulig. Es kommen jedoch auch derbe Körner vor, bei denen in einem Fall ein Durchmesser von 0,9 mm ermittelt wurde. Bei solch großen xenomorphen Körnern stellt sich die Frage, ob sie nicht während der Intrusion des Granits aus dem festen Nebengestein tieferer Bereiche assimiliert worden sind (Nebengesteinsrelikte).

Gegenüber Zirkon und Apatit tritt Orthit weit weniger auf. Dabei handelt es sich hauptsächlich um z. T. isotropisierte von feinkörnigem Epidot umsäumte abgerundete Körnchen. In der Probe 7 wurde in einem Fall ein Durchmesser von 1,6 mm ermittelt. Es ist anzunehmen, daß die Herkunft dieser größeren korrodierten Orthit-Individuen, in die gelegentlich andere Minerale eingeschlossen sind (Fig. 6), ebenso zu erklären ist, wie die der oben erwähnten großen Apatit-Körner.

Tab. 2: Quantitativer Mineralbestand in Volumenprozenten von einem mittelkörnigen Plagioklas-Biotit-Einschluß im AFG (P44)

Kalifeldspat	10,1
Plagioklas	45,2
Quarz	10,7
Biotit	32,8
Apatit	0,2
Zirkon	0,1
Orthit	0,6
Titanit	Sp.
Erz	0,3



Fig. 4: Transportierter Felsblock mit bis zu 9,7 cm großen Kalifeldspat-Großkristallen. Hangstraße; R 5394,520; H 5424,670

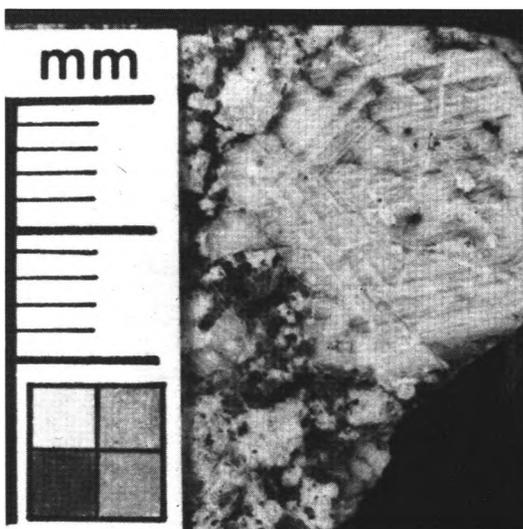


Fig. 5: Kalifeldspat-Großkristall (perthitisch) mit Zonarbau; Probe 6

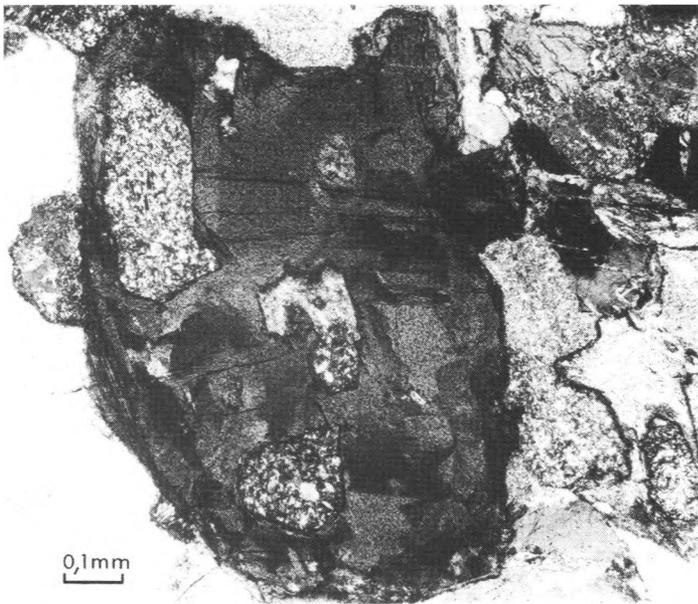


Fig. 6: Orthit mit eingeschlossenem sericitisierten Plagioklas im AFG (P 7); +Nicols



Fig.7: Orthitzwilling mit Epidotsaum in Biotit neben Plagioklas aus einem Plagioklas-Biotit-Einschluß im AFG (P 44); +Nicols

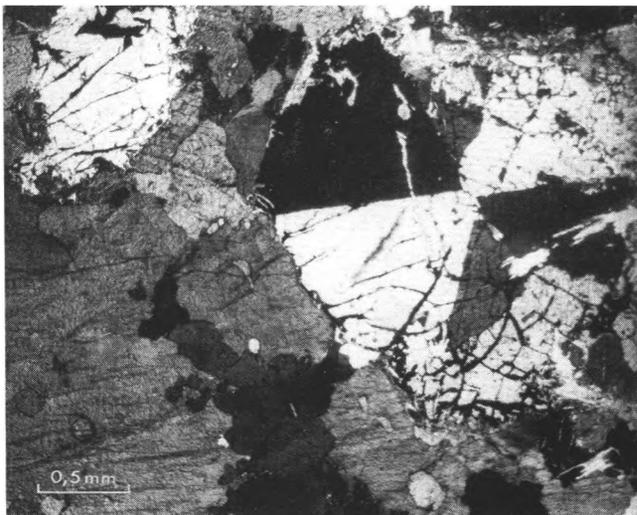


Fig. 8: Cordierit-Drilling neben Kalifeldspat im AFG (P 1); + Nicols

Cordierit, Sillimanit und Granat sind sporadisch vorkommende Übergemengteile im AFG. Ihr Auftreten ist durch syntektische Vorgänge (Assimilation, Kontamination) zu erklären.

Cordierit zeigt sich vorwiegend in Form kleiner Körner, die nahezu alle pinitisiert worden sind. In der Probe 1 tritt neben mm-großen Cordierit-Drillings (Fig. 8) auch xenomorpher, lappig aussehender Granat auf.

Sillimanit zeigt sich als kleine isolierte Nadelchen, als Sillimanit-Züge in und neben Cordierit und als Sillimanit-Nadelschwärme, die aus Muskowit herauswachsen.

Die Minerale Cordierit, Sillimanit und Granat werden im weiteren Verlauf der Arbeit, insbesondere im petrographischen Teil des Jüngerer Finsterauer Kristallgranits, näher angesprochen und dargestellt.

2.2 Jüngerer Finsterauer Kristallgranit (JFG)

Der JFG ist ein mittel- bis grobkörniger holo-leukokrater bis leukokrater Granit.

Seine Hauptgemengteile sind im Mittel 31,5 Vol.-% Kalifeldspat, 26,9 Vol.-% Plagioklas, 30,8 Vol.-% Quarz, 5,2 Vol.-% Biotit und 3,8 Vol.-% Muskowit. Die durchschnittlichen Werte des modalen Mineralbestandes unterscheiden sich nicht wesentlich von denen des Eisgarner Granits der österreichischen Gliederung (SCHARBERT; 1966), sieht man einmal von den Muskowit-Gehalten ab.

Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis erhöht sich gegenüber dem des AFG im Mittel um 0,3 auf 1,2.

In den Dreistoff-Diagrammen Q-F-M, M-A-P und Q-A-P (Abb. 2, 3, 4) weisen die umgrenzten Punkthaufen dieses Kristallgranits aufgrund sehr unterschiedlicher Mineralbestände einzelner Intrusionsteile im Vergleich zu denen des AFG bedeutend größere Belegungsfelder auf. Im STRECKEISEN-Diagramm veranschaulicht der JFG seine breite Streuung zwischen dem Syeno-Granitfeld und dem Granodioritfeld (Abb. 5). Betrachtet man die Gesamtheit der projizierten Punkte (Abb. 4), so ist der JFG als Monzo-Granit anzusprechen, der einerseits eine syeno-granitische und andererseits eine granodioritische Tendenz aufweist.

Die beiden Proben P 17 (syeno-granitisch; Dachregion?) und P 21 (granodioritisch; Randregion zum AFG) zeigen mit ihren Modalbeständen die äußeren Grenzen dieses inhomogen ausgebildeten Granits. Die zwei Probepunkte liegen im südlichen Bereich des JFG lediglich ca. 1 km voneinander entfernt.

Die verschiedenartige mineralogische Zusammensetzung des Jüngerer Kristallgranits ist bereits im Gelände makroskopisch im Handstück zu erkennen (s. Bildanhang).

Kalifeldspat-Großkristalle, wie sie im AFG vorkommen, treten anzahlmäßig und in der Größe zurück. Ein dünn- tafeliger Habitus herrscht vor. In einigen Bereichen fehlen sie völlig und das Gestein ist nahezu gleichkörnig.

Parallele Anordnungen (Fluidaltextur) von Kalifeldspäten bzw. Biotiten zeigen sich im JFG lediglich sporadisch.

Im südlichen Untersuchungsgebiet treten vermehrt Gesteinseinschlüsse auf, bei denen es sich nach der mineralogischen Zusammensetzung um Parametamorphite handelt (P 30; Tab. 3). Granat und Cordierit sind in dieser Region häufig vorhandene Übergemengteile und teilweise so groß, daß man sie gut im Handstück erkennen kann.

Zu dem südlich auftretenden metatektischen Cordierit-Sillimanit-Gneis zeigen sich weder kontinuierliche Übergänge noch scharfe Kontakte. (BAUBERGER berichtet 1977, daß GEBAUER mehrfach scharfe Begrenzungen zwischen Kristallgranit und Gneis außerhalb des Nationalparks beobachtet hat).

In der nördlichen Region (P 27, 28) sind dagegen des öfteren scharfe Kontakte zwischen Kristallgraniten und Metamorphiten (sowie zwischen den beiden Kristallgraniten) zu sehen, was darauf schließen läßt, daß es sich bei den Intrusivgesteinen im Nationalpark um sogenannte "echte Magmatite" mit Intrusionskontakten handelt. MEHNERT (1963) bezeichnet solche Massive als "Massive mit scharfer Begrenzung".

Südlich und östlich des Lusen tritt der JFG zum größten Teil schlierig (im AFG) auf, die Kontakte zwischen den beiden Kristallgraniten sind vorwiegend unscharf. In einigen Bereichen erschweren "fließende Übergänge" die Zuordnung zu einer der beiden Kristallgranitvarietäten. Dieser Umstand wird zusätzlich durch das Handicap verstärkt, daß die anzutreffenden Gesteine Lesesteine sind. Demzufolge wurden aus vier unterschiedlichen Randzonen (Randfazies des JFG) lediglich solche Gesteinsproben entnommen bzw. abgeschlagen, die eine einheitliche Korngröße (mittel- bis grobkörnig) aufweisen und/oder mit nur wenig größeren und für den JFG typisch dünn- tafeligen Kalifeldspäten durchsetzt waren.

Da die geochemischen Untersuchungsergebnisse konkretere Aussagen über die Randfazies-Bereiche vermitteln als die mikroskopischen Untersuchungen, sei an dieser Stelle auf den "Geochemischen Teil" der Arbeit hingewiesen.

2.2.1 Der qualitative Mineralbestand

Wie bereits erwähnt, sind im JFG weitaus weniger Kalifeldspat-Großkristalle zu beobachten als im XFG. Die größten nach (010) dünntafeligen idiomorphen Individuen (2,2 - 2,8 cm lang und max. 1,3 cm breit) sind in den südlichen Randbereichen zum XFG anzutreffen. Dabei handelt es sich vorwiegend um Mikroklin-Perthite. In den Grenzbereichen zu dem metatektischen Cordierit-Sillimanit-Gneis kommen ebensowenig Kalifeldspat-Großkristalle vor (s. P 14, Bildanhang) wie im metamorphen Nebengestein. Der Orthoklas-Anteil erhöht sich im Mittel gegenüber dem des XFG um 1,9 Vol.-%:

Perthit = 10,5 Vol.-%, Mikroklin = 10,1 Vol.-%, Orthoklas = 10,9 Vol.-%.

Der Plagioklas-Anteil nimmt im Durchschnitt um 5,2 Vol.-% gegenüber dem XFG ab. Die Variationsbreite des An-Gehaltes vergrößert sich (14-27 %), wobei ein nahezu saurer bis intermediärer Oligoklas hauptsächlich in den syeno-granitischen bis monzo-granitischen Gesteinen sowie ein intermediärer bis basischer Oligoklas in den monzo-granitischen bis granodioritischen Gesteinen anzutreffen ist. Der Habitus der vorwiegend hypidiomorphen Plagioklase ist leistenförmig, zum Teil sind sie auch gedrunken. Häufig ist ein Einwachsen von Kalifeldspat und Quarz zu beobachten. In den zonar aufgebauten Plagioklasen sind die einzelnen Rekurrenzen selten scharf. Die Anorthit-Komponente verringert sich vom Kernbereich zur Außenzone nur wenig. Die Zwillingnähte der Karlsbader Zwillinge verlaufen häufig unregelmäßig.

Das Aussehen und das Auftreten von Quarz ist mit dem im XFG zu vergleichen. Lediglich in den Proben aus den südlichen Bereichen sind vereinzelt kleine in Plagioklas eingeschlossene Quarze in Tropfenform (Hochquarz) zu erkennen.

Der Habitus der 3-5 mm großen Biotite ist ebenso wie bei denen im XFG tafelig ausgebildet. Gelegentlich sind in den Proben aus den Randbereichen zum älteren Kristallgranit zwei Biotit-Generationen unter dem Mikroskop zu erkennen:

Eine ältere Generation mit ausgeschiedenen oxidischen Erzen parallel zu den (001)-Spaltflächen wird von einer jüngeren Fe-ärmeren Biotit-Generation ummantelt. (Weitaus häufiger ist dies bei den Biotiten der Quarz-glimmerdiorit-Einschlüsse im JFG zu beobachten). Grüner Biotit (Ti-arm) ist vereinzelt, jedoch bevorzugt, mit xenoblastischem Granat verwachsen (Fig. 9) bzw. auf dessen Spaltrissen zu finden.

Die im Mittel höchsten Muskowit-Gehalte sind in den Proben aus den südlichen Randbereichen (zum Cordierit-Sillimanit-Gneis) sowie in den Granitproben aus den im N vorkommenden Kristallgranit/Glimmergneis-Verzahnungen gefunden worden. Häufiger ist er mit Biotit verwachsen und verdrängt diesen.

Die Akzessorien Zirkon und Apatit kommen hauptsächlich als Einschlüsse in Biotit vor. Beide Minerale weisen häufig eine idiomorphe bis hypidiomorphe Form auf. Vereinzelt zeigen sich im Wirt-Mineral Biotit Ansammlungen von xenomorphen Zirkon-Körnern mit ihren pleochroitischen Höfen.

Apatit tritt vorwiegend in Form kurzer Nadeln auf. Gelegentlich sind hexagonale Querschnitte zu beobachten.

Das Zirkon/Apatit-Verhältnis beläuft sich in den untersuchten Dünnschliffen auf etwas größer als 1:2.

Als weitere Nebengemengteile treten Orthit und Titanit (beide sehr selten), Epidot (Einzelfall) sowie oxidische Minerale auf.

Granat, Cordierit und Sillimanit sind in einigen Bereichen des JFG häufig vorkommende Obergemengteile. Auffallend ist dabei der z. T. hohe Granat-Gehalt einiger Proben aus dem südlichen Untersuchungsraum in der Nähe des Cordierit-Sillimanit-Gneises. Wie bereits erwähnt, sind hier auch parametamorphitische Gesteinseinschlüsse anzutreffen. In der nördlichen JFG-Region, in unmittelbarer Nachbarschaft zum Glimmergneis, ist in einigen Fällen Andalusit zu beobachten.

Aufgrund des verstärkten Auftretens dieser vier Minerale in der Nachbarschaft von Paragneisen ist anzunehmen, daß ihre Entstehung auf Assimilation bzw. Resorption von Al-reichem Paramaterial während der Platznahme des Granits zurückzuführen ist.

Granat ist oft bereits im Handstück zu erkennen. Unter der Lupe zeigen sich abgerundete, rissige Exemplare, die manchmal einen Durchmesser von 1 cm aufweisen.

Zwei Proben (P 14, P 15) weisen einen Granat-Gehalt von über 5 Vol.-% auf. Zu bemerken sei hier, daß P 14 60 cm entfernt von einem Granat-Cordierit-Sillimanit-Gesteinseinschluß (P 30; s. Tab. 3) entnommen wurde.

Unter dem Mikroskop zeigt sich Granat fast ausschließlich in xenoblastischer Form. Teilweise ist er zerbrochen und in einzelne Subindividuen zerlegt. Quarz tritt als Einschlüßmineral am häufigsten auf. Innerhalb des JFG-Komplexes ist von S nach N generell eine Granat-Verarmung zu beobachten.

Cordierit kommt vorwiegend in Form xenomorpher 1 bis 3 mm großer Körner vor, die z. T. stark pinitisiert worden sind. In einem Fall wurde ein idiomorpher nahezu pseudoheptagonaler Cordierit-Drilling beobachtet. Der Granat-Cordierit-Sillimanit-Einschlüß (P 30) weist 2-6 mm große von Sericit pseudomorphisierte Cordierit-Körner auf, die teilweise von Sillimanit-Nadelschwärmen umsäumt sind.

Sillimanit tritt im Vergleich zu den anderen Übergangsteilen am extensivsten auf. (Während der Integrations-Analyse wurden lediglich dichte bzw. konzentriert vorkommende Nadelaggregate ausgezählt). Zu beobachten ist hauptsächlich eine jüngere Sillimanit-Generation, die sich zusammen mit einer Muskowit-Sprossung während des spät- bis postmagmatischen Stadiums gebildet hat. Dichte Schwärme und mm-lange Nadelzüge wachsen aus Muskowit heraus und in die umliegenden Minerale hinein. Daneben sind Sillimanit-Nadelketten in den Intergranularen zu beobachten. Vereinzelt werden Quarze oder Feldspäte regelrecht umschlossen.

Eine ältere Generation ist vorwiegend im südlichen Bereich des JFG anzutreffen. Dabei handelt es sich um teilweise helizitisch auftretende Sillimanit-Wirbel in Cordierit sowie um orientiert eingeregelt Sillimanit-Nadeln in Granat (Fig. 10) und sogar in Plagioklas. Vom Verfasser wird angenommen, daß ein im Magma sillimanitisiertes Nebengesteinseinschlüß nach der "Übernahme" wieder feldspatisiert wurde.

In einem als Karlsbader Zwilling auftretenden Plagioklas (Fig. 11) ist zu beobachten, daß die Sillimanit-Nadeln vorzugsweise parallel zu der (101)-Fläche des einen Individuums sowie zu der (001)-Fläche des benachbarten Individuums eingeregelt sind.

Andalusit wurde in drei Proben aus dem nördlichen Bereich des JFG beobachtet.

Aufgrund seiner Instabilität in SiO_2 - und alkalireichen Lösungen wird er während der Bildung von Muskowit von diesem angegriffen und verdrängt. In P 52 und P 55 sind lediglich noch Relikte (0,1 mm) in Muskowit zu erkennen. (Diese Andalusit-Reste wurden nicht in den quantitativen Mineralbestand mit einbezogen).

P 53 zeigt dagegen nur wenig von Muskowit (Sericit) angegriffene Andalusite, bei denen z. T. noch der säulige Habitus zu erkennen ist (Fig. 12). Die größten Individuen sind fast 1 mm lang. Ihre Kernbereiche sind manchmal rosa gefärbt.

Tab. 3: Quantitativer Mineralbestand von zwei Gesteinseinschlüssen aus dem Südbereich des JFG:

1. (P 29) Tonalitischer Quarzglimmerdiorit-Einschlüß
2. (P 30) Granat-Cordierit-Sillimanit-Einschlüß

	P 29		P 30
Kalifeldspat	0,6 Vol.-%	Plagioklas	0,8 Vol.-%
Plagioklas	37,4 Vol.-%	Quarz	63,3 Vol.-%
Quarz	23,2 Vol.-%	Biotit	0,9 Vol.-%
Biotit	37,6 Vol.-%	Muskowit	2,0 Vol.-%
Zirkon	0,2 Vol.-%	Granat	9,7 Vol.-%
Orthit	0,1 Vol.-%	Cordierit	10,4 Vol.-%
Titanit	Sp.	Sillimanit	12,9 Vol.-%
Erz	0,3 Vol.-%		

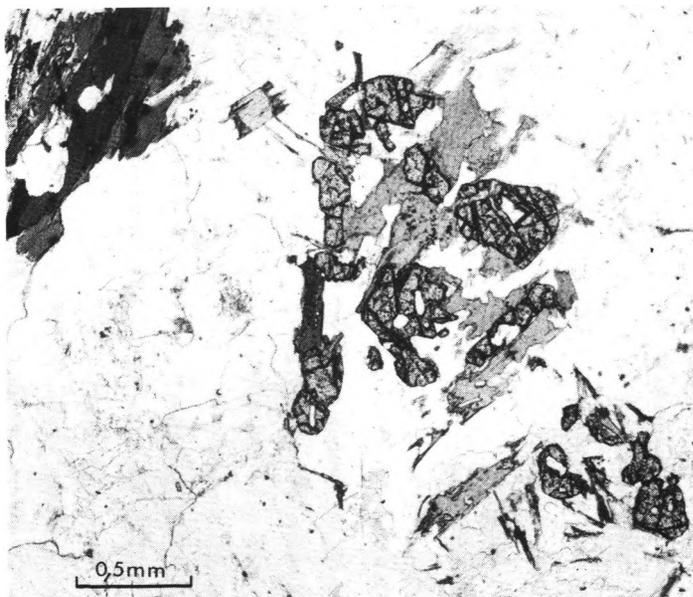


Fig. 9: Grüner Biotit bevorzugt verwachsen mit xenoblastischem in Subindividuen zerlegten Granat, P 17; Hellfeld

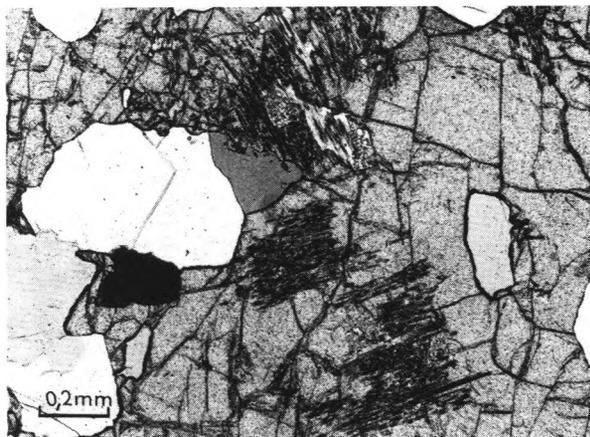


Fig. 10: Xenoblastischer Granat mit Quarzeinschlüssen und orientiert gewachsenen Sillimanit-Nadeln, P 12; gekippte Nicols

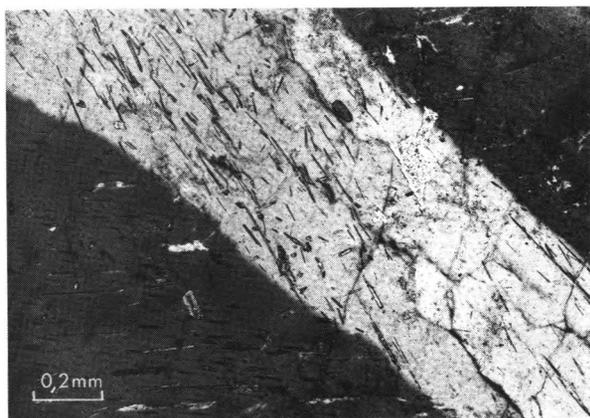


Fig. 11: Orientiert eingeregelt Sillimanit-Nadeln in Plagioklas (Karlsbader Zwilling), P 15; +Nicols

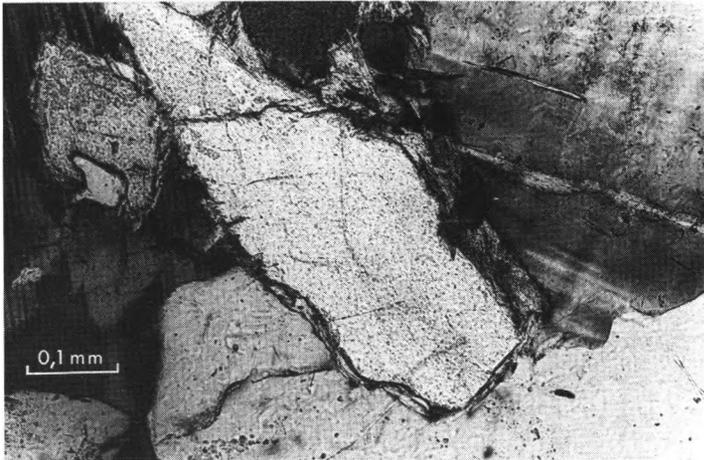


Fig. 12: Andalusit mit Sericitsaum neben Mikroclin-Perthit, Quarz und Plagioklas, P 53; +Nicols



Fig. 13: Kontakt zwischen dem mittel- bis grobkörnigem JFG und einem fein- bis kleinkörnigem Quarzglimmerdiorit-Einschluß, P 15; +Nicols

2.3 Zweiglimmergranit (ZG)

Der ZG ist ein fein- bis mittelkörniger holo-leukokrater bis leukokrater Granit.

Hinsichtlich seiner Ausbildung sowie der Art des Auftretens wird er mit dem Mauthausener Granit der österreichischen Klassifikation gleichgesetzt. Diese Gleichsetzung ist aufgrund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse mit Einschränkungen zu betrachten:

Beide Granite können zwar bezüglich des relativen Alters (spätvaristische Intrusionen), des Auftretens (Gänge durchschlagen diskordant die älteren Eruptivgesteine bzw. Metamorphite) und des Gefüges (ähnliche Korngröße) verglichen werden, unterscheiden sich jedoch weitgehend in ihrer mineralogischen Zusammensetzung und demzufolge auch in ihrem chemischen Bestand (Tab. 4 a, 4 b).

Tab. 4 a: Quantitativer Mineralbestand

Granittyp	Mauthausener Granit (RICHTER; 1964)	Zweiglimmergranit
Mittel aus	4 Vorkommen	19 Proben
Kalifeldspat (Vol.-%)	30,1	32,5
Plagioklas	33,6	26,0
Quarz	26,0	29,9
Biotit	9,2	4,4
Muskowit	0,7	6,2
Rest	0,4	1,0

Tab. 4 b: Quantitativer chemischer Bestand

Granittyp	Mauthausener Granit (RICHTER; 1964)	Zweiglimmergranit
Mittel aus	3 Proben	12 Proben
SiO ₂ (Gew.-%)	68,73	72,41
TiO ₂	0,39	0,21
Al ₂ O ₃	15,57	14,76
Fe ₂ O ₃	2,78	1,41
MnO	0,05	0,02
MgO	0,94	0,27
CaO	2,01	0,82
Na ₂ O	3,43	2,97
K ₂ O	5,22	5,64
P ₂ O ₅	0,13	0,26

Aufgrund seines unausgeglichene Mineralbestandes weist der ZG in den Dreistoff-Diagrammen Q-F-M und M-A-P (Abb. 2, 3) relativ große Belegungsfelder auf. Im STRECKEISEN-Diagramm stellt er sich als Monzo-Granit mit einer syeno-granitischen Tendenz dar (Abb. 4, 5).

Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis erhöht sich im Vergleich zu denen der älteren Kristallgranite auf 1,3.

Daß der ZG während des Spätstadiums der varistischen Orogenese eigenständig und demzufolge unabhängig von den Intrusionszyklen der beiden Kristallgranite intrudierte, zeigt sich bereits im Gelände an seinen Kontaktverhältnissen zu den benachbarten Gesteinen:

Häufig sind scharfe Kontakte zwischen dem ZG und den älteren Graniten zu beobachten, wobei die Gänge des jüngeren Granits die Kristallgranite diskordant durchsetzen. Sie treten sowohl steilstehend als auch flächig auf. BAUBERGER (1977) vermutet, daß es sich bei letzterem um mächtige Lagergänge (Sillgranite) handelt.

2.3.1 Der qualitative Mineralbestand

Wie anhand von drei Großanschliffen zu erkennen ist (s. Bildanhang), weist der ZG generell keine Kalifeldspat-Großkristalle auf. (In den unmittelbaren Randbereichen zu den Kristallgraniten wurden sporadisch bis zu 1,4 cm große Kalifeldspat-Großkristalle beobachtet. Es ist anzunehmen, daß sie während der Intrusion des ZG aus den benachbarten Gesteinen herausgelöst worden sind).

Der Hauptteil der Kalifeldspäte ist 2-3 mm groß und als xenomorph zu bezeichnen. Perthit, Mikroklin und Orthoklas verteilen sich auf die 32,5 Vol.-% Kalifeldspat wie folgt:

12,5 Vol.-% Perthit, 9,6 Vol.-% Mikroklin, 10,4 Vol.-% Orthoklas.

Der An-Gehalt der vorwiegend 1-3 mm großen meistens xenomorphen Plagioklase (selten hypidiomorph) beläuft sich auf 7-15 %. Zonar gebaute Individuen sind nur selten anzutreffen. Die Kernbereiche der nahezu generell nach dem Albit-Gesetz verwilligten Plagioklase sind häufig sericitisiert.

Zum Teil wird Plagioklas von Kalifeldspat und Quarz angegriffen und verdrängt.

Quarz tritt hauptsächlich als bis zu 2 mm große xenomorphe Körner sowie zwischen den anderen Mineralen als Zwickelfüllung auf. Daneben zeigt er sich als Einschlußmineral in Kalifeldspat und Plagioklas.

Biotit ist wiederum durch einen typisch tafeligen Habitus gekennzeichnet, wobei die einzelnen Scheite < 1-2 mm lang sind.

Als ältestes Hauptgemengteil wird er häufig von Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz korrodiert. In P 41 wurde ein 0,2 mm großer (Durchmesser) hexagonaler Biotit-Querschnitt in Kalifeldspat beobachtet (Einzelfall in dieser Größe).

Parallel zur Basisfläche hat sich neben Chlorit oft Muskowit angelagert. Gelegentlich sind Biotit-Scheite nahezu ganz von Muskowit verdrängt bzw. "substituiert" worden, wobei sich dieser auch quer zur Basisfläche des Biotits gebildet hat.

Den Hauptteil des ausintegrierten Muskowits bilden bis zu 4 mm große zerlappte Individuen, die mit Kalifeldspat und Quarz verwachsen sind bzw. in diese hineinwachsen.

Die akzessorischen Minerale Apatit und Zirkon treten vorwiegend in dem Wirtmineral Biotit auf. Dabei handelt es sich sowohl um xenomorphe Körnchen als auch um idiomorphe Individuen.

Daneben zeigen sich in einigen Proben des ZG (P 31, 33, 42, 59) bis zu 0,6 mm große abgerundete Apatit-Körner, die nicht mit Biotit vergesellschaftet sind. Aufgrund ihres Auftretens (keine Assoziation mit Biotit) und ihrer Ausbildung (relativ große xenomorphe Körner) ist anzunehmen, daß die Existenz dieser Apatit-Körner im ZG auf Assimilationsvorgänge zurückzuführen ist.

Als Übergemengteile kommen im ZG Cordierit, Sillimanit und Andalusit vor. In einem Fall wurde Turmalin beobachtet.

Cordierit ist lediglich sporadisch in Form kleiner xenomorpher Körner zu erkennen, die völlig pinitisiert sind.

Sillimanit zeigt sich hauptsächlich als kleine 0,05 mm große einzeln auftretende Nadeln (die nicht ausintegriert wurden) sowie als Nadelaggregate in sekundär gebildetem Muskowit oder in dessen Nachbarschaft. In den Dünnschliffen der Proben 33 und 34 ist zu beobachten, daß der gesamte Mineralbestand gleichmäßig von Sillimanit-Nadeln durchstäubt ist.

Andalusit wurde in einer Probe nachgewiesen. Habitus, Größe und Auftreten sind mit den Andalusiten im JFG zu vergleichen.

2.4 Methodische Vorbemerkungen zur Ermittlung des quantitativen Mineralbestandes

Präparation und mikroskopische Messung

Der quantitative Mineralbestand der drei Granite wurde mit Hilfe des herkömmlichen Modalanalyse-Verfahrens (Point-Counter) bestimmt.

Da im besonderen der Ältere Finsterauer Kristallgranit intensiv von >1 cm (2-4,5 cm) großen Kalifeldspat-Großkristallen durchsetzt ist, war eine gesonderte Präparation der Dünnschliffe für die Auszählung des quantitativen Mineralbestandes erforderlich. Dazu wurden aus Teilbereichen drei aufeinanderstehender Schnittflächen (50-80 cm²) von nebeneinanderliegenden Sektoren Dünnschliffe angefertigt und mikroskopisch mit dem Point-Counter ausgezählt.

Diese Methode ist zwar in bezug auf die Anfertigung der Anzahl der Dünnschliffe zeitlich sehr aufwendig, erschien mir jedoch aufgrund des höheren Genauigkeitsnachweises am geeignetsten, um repräsentative Meßwerte zu erhalten:

Dadurch wurden bei der Bestimmung der Anteile in Vol.% des Kalifeldspats die 1. Generation (Kalifeldspat-Großkristalle), die 2. Generation (Kalifeldspäte in der Matrix) sowie die eingeschlossenen Minerale in den Kalifeldspat-Großkristallen berücksichtigt.

Standardabweichung

Zur Berechnung der Standardabweichung wurde das Diagramm von van der PLAS & TOBI (1965) zu Hilfe genommen. Diese Graphik basiert auf der Standardabweichung $\sigma^2 = \frac{P(100-P)}{N}$ und liegt bei 2σ in einem Vertrauensbereich von 95 %. Verschieden große N-Werte bei dem XFG einerseits (N=500) sowie bei dem JFG und ZG andererseits (N=2000) machen sich in Form unterschiedlicher Streuungswerte (Absolut-%) und Variationskoeffizienten (Relativ-%) bemerkbar (Tab. 5):

Tab. 5:

Granittyp	Absolut %	Relativ %
X.F.G. (Feldspäte, Quarz)	3,6-4,8	14,0-17,0
X.F.G. (Glimmer)	2,7-3,8	26,0-30,0
J.F.G. (Feldspäte, Quarz)	1,7-2,2	6,0- 8,0
J.F.G. (Glimmer)	1,0-1,5	12,0-18,0
Z.G. (Feldspäte, Quarz)	1,6-2,3	2,8-12,0
Z.G. (Glimmer)	1,0-1,5	11,0-18,0

2.5 Der quantitative Mineralbestand der drei Granite in Volumenprozenten

Tab. 6:

Alterer Finsterauer Kristallgranit

Probe	1 ⁺⁺)	5	6	8	9	10	11	43
Kalifeldspat	32,9	24,8	27,1	30,4	32,5	28,1	27,9	27,8
Plagioklas	27,8	38,5	35,5	32,9	28,6	31,8	29,4	32,2
Quarz	26,8	20,7	24,6	24,8	28,1	28,1	27,4	25,2
Biotit	7,6	15,1	10,7	11,5	7,1	10,0	12,6	14,3
Akzessorien ⁺)	0,1	0,5	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4
Erz	-	0,3	-	-	-	0,1	0,3	0,1
Muskowit	0,2	-	1,8	-	3,4	1,5	1,9	-
Chlorit	-	0,1	-	0,2	-	-	0,2	-

+) Akzessorien: Apatit, Zirkon, Orthit

++) Probe 1: 2,1 Vol.% Granat, 2,5 Vol.% Cordierit

Typ Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Probe	12	14	15	16	17	18	21	22	27	28
Kalifeldspat	30,8	28,0	31,6	21,8	41,6	33,7	17,3	27,4	31,6	33,5
Plagioklas	33,6	24,3	27,4	35,7	18,8	25,1	38,4	28,5	27,3	19,9
Quarz	30,7	31,8	31,0	26,0	32,6	30,6	19,8	33,2	33,6	34,6
Biotit	3,4	1,2	4,7	15,4	5,8	10,3	23,7	5,0	0,3	6,3
Akzessorien	0,1	-	0,1	0,6	-	0,1	0,2	-	-	0,2
Erz	-	-	-	0,3	-	-	0,2	-	0,1	0,2
Muskowit	1,4	8,1	2,1	-	0,6	0,1	0,2	5,9	5,1	5,3
Chlorit	-	0,2	-	-	-	0,1	0,2	-	2,0	-
Granat	-	5,2	2,9	0,2	0,6	-	-	-	-	-
Sillimanit	-	1,2	0,2	-	-	-	-	-	-	-

Typ Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Probe	45 ⁺)	46	47	48 ⁺)	49	50	51 ⁺)	52	53 ⁺⁺⁾	54
Kalifeldspat	32,4	40,2	32,5	34,1	38,2	30,0	34,1	29,2	30,1	32,5
Plagioklas	23,8	23,7	27,8	20,5	24,8	26,4	20,3	30,8	22,5	29,5
Quarz	30,2	32,3	33,4	37,6	33,3	28,6	27,8	28,3	37,9	32,6
Biotit	1,6	1,2	3,6	0,3	2,4	4,4	7,8	2,8	2,1	3,6
Akzessorien	-	-	0,1	-	0,1	0,1	0,8	-	0,1	0,7
Erz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muskowit	3,2	1,1	2,4	2,7	0,2	9,2	4,9	8,5	5,6	1,0
Chlorit	0,1	0,5	0,2	1,3	0,1	-	-	0,4	0,4	0,1
Granat	6,7	1,0	-	1,3	0,3	1,3	-	-	-	-
Sillimanit	0,7	-	-	0,8	0,6	-	3,3	-	-	-

+) Probe 45, 48, 51 : 1,3-, 1,4-, 1,0 Vol-% Cordierit

++) Probe 53 : 1,3 Vol-% Andalusit

Typ Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Probe	55	56	57	58
Kalifeldspat	32,0	29,0	27,5	37,4
Plagioklas	36,2	30,2	22,7	28,1
Quarz	21,0	35,1	34,0	23,0
Biotit	5,9	3,3	6,8	3,5
Akzessorien	-	0,2	0,4	0,3
Erz	-	-	0,1	-
Muskowit	4,6	2,2	7,6	6,7
Chlorit	0,3	-	0,9	-
Granat	-	-	-	-
Sillimanit	-	-	-	1,0

Typ Fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit

Probe	31	32	33	38	40	41	42 ⁺⁺)	59	60	61
Kalifeldspat	42,0	40,1	27,0	26,4	41,4	31,8	28,4	23,8	32,7	23,2
Plagioklas	23,6	25,6	28,1	29,1	27,3	17,1	26,7	24,9	30,4	28,9
Quarz	28,4	29,0	26,7	30,2	24,2	34,9	34,2	32,3	30,6	32,0
Biotit	4,0	5,2	3,3	3,3	3,0	6,7	3,8	4,6	4,5	2,6
Akzessorien	0,7	0,1	0,5	0,1	-	0,1	0,5	0,9	0,2	-
Erz	-	-	0,1	-	0,1	0,3	-	-	0,2	-
Muskowit	1,3	-	13,8	10,7	3,4	9,1	4,0	13,0	0,6	12,8
Chlorit	-	-	0,5	0,2	0,6	-	-	-	0,8	0,5
Sillimanit	-	-	- ⁺)	-	-	-	-	0,5	-	-

Typ Fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit

Probe	62	63	64	65	66	67	68	69 ⁺⁺)	70
Kalifeldspat	41,3	31,0	43,2	26,4	37,5	26,8	27,7	31,9	34,8
Plagioklas	25,9	34,2	22,6	23,3	27,1	24,8	23,9	27,0	23,4
Quarz	29,2	28,3	26,9	30,1	30,4	30,2	33,9	27,5	29,0
Biotit	3,1	5,3	4,4	2,9	4,8	3,3	6,9	7,3	4,1
Akzessorien	-	-	0,2	0,2	-	0,3	0,5	0,3	0,2
Erz	-	-	-	-	-	-	0,1	-	0,2
Muskowit	-	0,9	2,6	13,1	-	12,9	7,0	4,3	8,3
Chlorit	0,5	0,3	0,1	-	0,2	0,3	-	-	-
Sillimanit	-	-	-	4,0	-	1,4	-	1,3	-

+) Mineralbestand durchstäubt von Sillimanit-Nadeln

++) Probe 42 : 2,4 Vol.-% Andalusit, Probe 69 : 0,4 Vol.-% Cordierit

Tab. 7: Mittelwerte der quantitativen Mineralbestände des Älteren Finsterauer Kristallgranits (1), Jüngerer Finsterauer Kristallgranits (2) und fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranits (3) im Vergleich zu denen des Kristallgranits I (4; KRAUS, 1962), Weinsberger Granits (5; KURAT, 1965) und Eisgarner Granits (6; SCHARBERT, 1966):

	1	2	3	4	5	6
Kalifeldspat	28,9	31,5	32,5	34,0	36,0	30,6
Plagioklas	32,1	26,9	26,0	28,4	34,0	23,8
Quarz	25,7	30,8	29,9	26,9	20,0	32,8
Biotit	11,1	5,2	4,4	8,5	10,0	5,5
Muskowit	1,1	3,8	6,2	0,6	-	6,9

Signaturen in den Dreistoff-Diagrammen Q-F-M, M-A-P, Q-A-P

Symbole der projizierten Punkte: ■ =AFG, ○ =JFG, ▲ =ZG

Durchgezogene Linie um □ (arithmetisches Mittel) = Granitfeld des AFG

Durchgezogene Linie um ⊙ (arithmetisches Mittel) = Granitfeld des JFG

Gerissene Linie um ▲ (arithmetisches Mittel) = Granitfeld des ZG

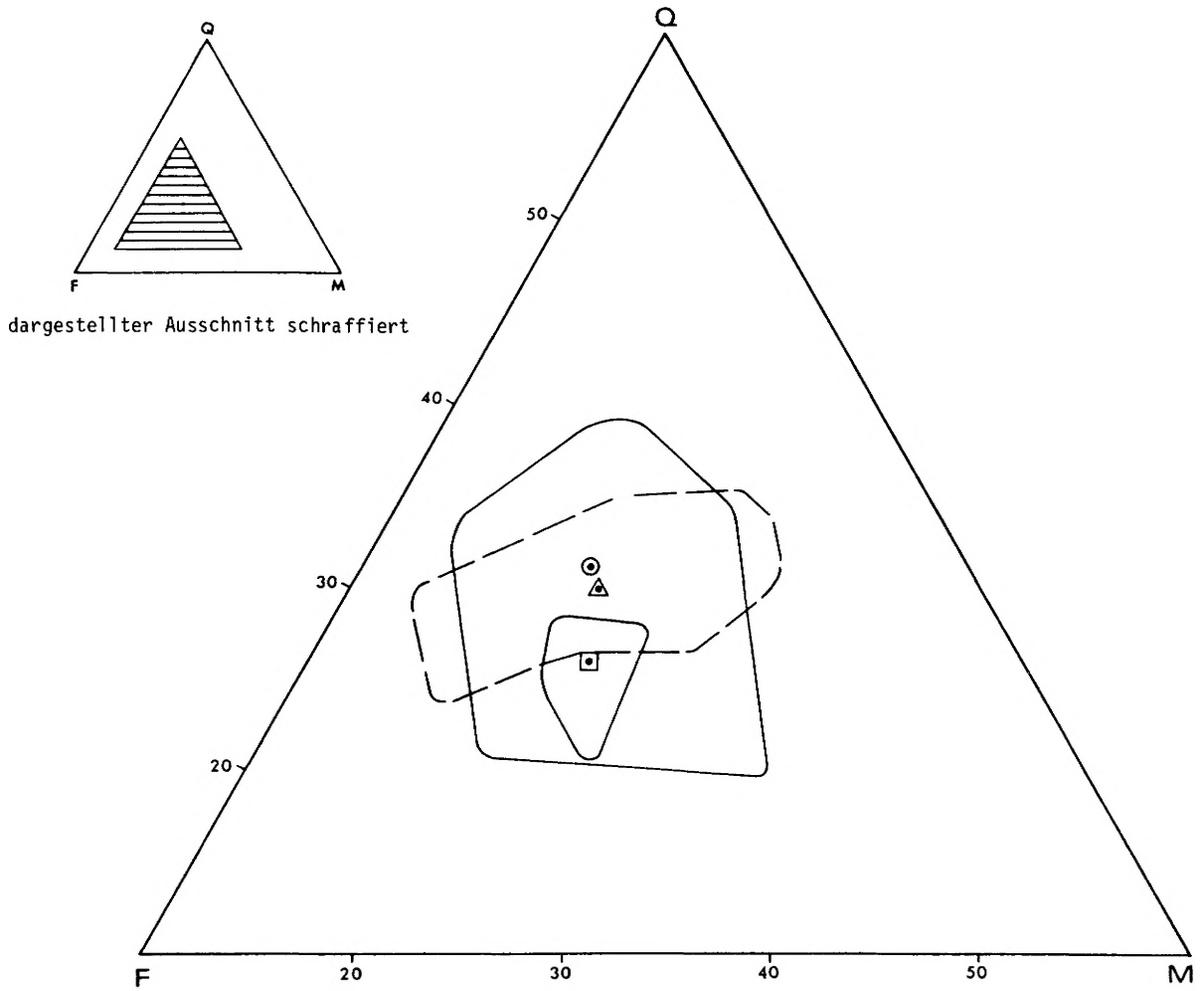


Abb. 2: Belegungsfelder der drei Granite mit den projizierten Mittelpunkten im Dreistoff-Diagramm Quarz-Feldspäte-Mafite (Mengenverhältnis des gesamten Mineralbestandes)

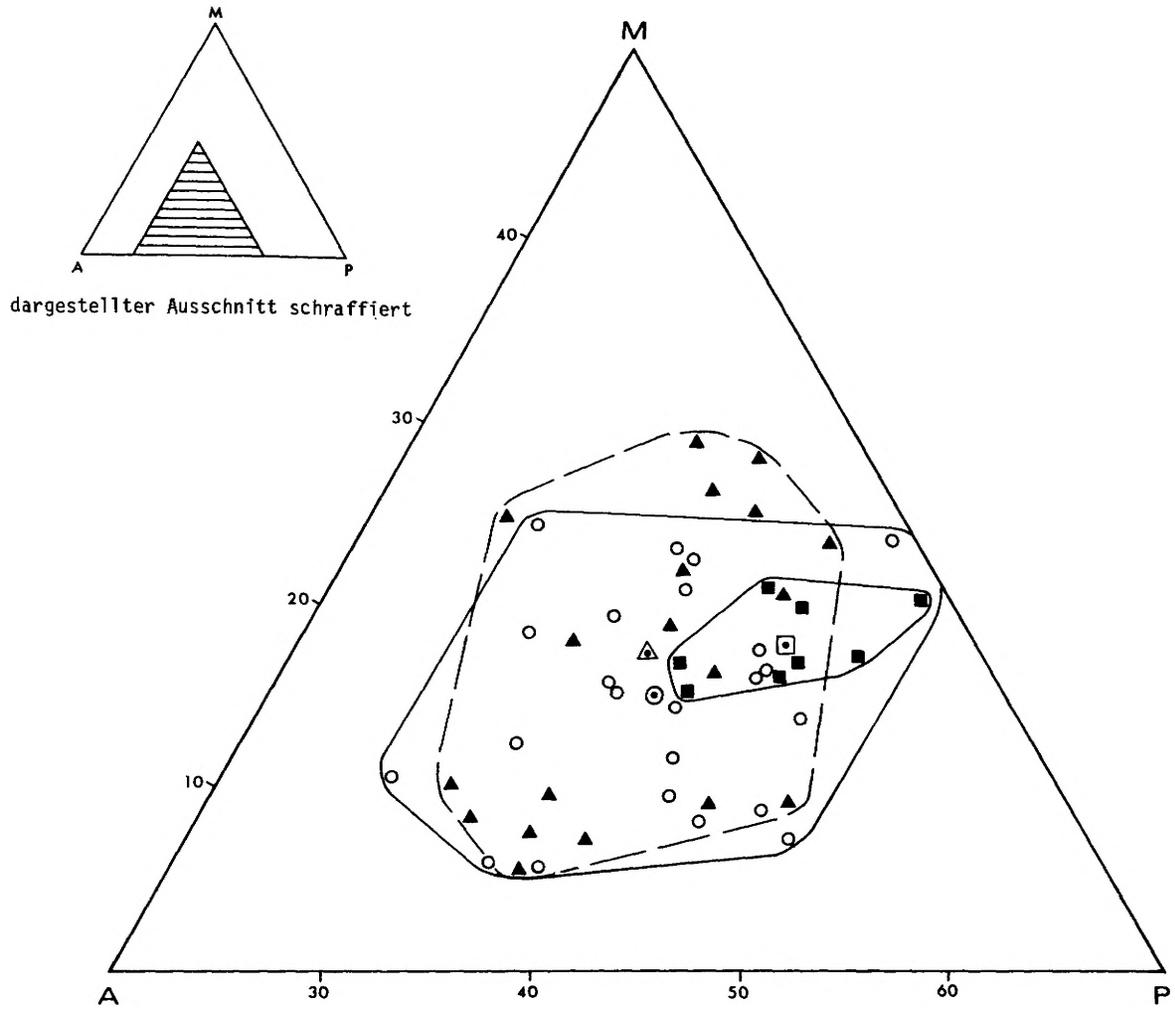


Abb. 3: Belegungsfelder und Belegungsdichte der projizierten Punkte der drei Granite im Dreistoff-Diagramm Mafite-Kalifeldspat-Plagioklas *

- 1 = Kristallgranit I (KRAUS; 1962)
- 2 = Weinsberger Granit (KURAT; 1965)
- 3 = Eisgarner Granit (SCHARBERT; 1966)

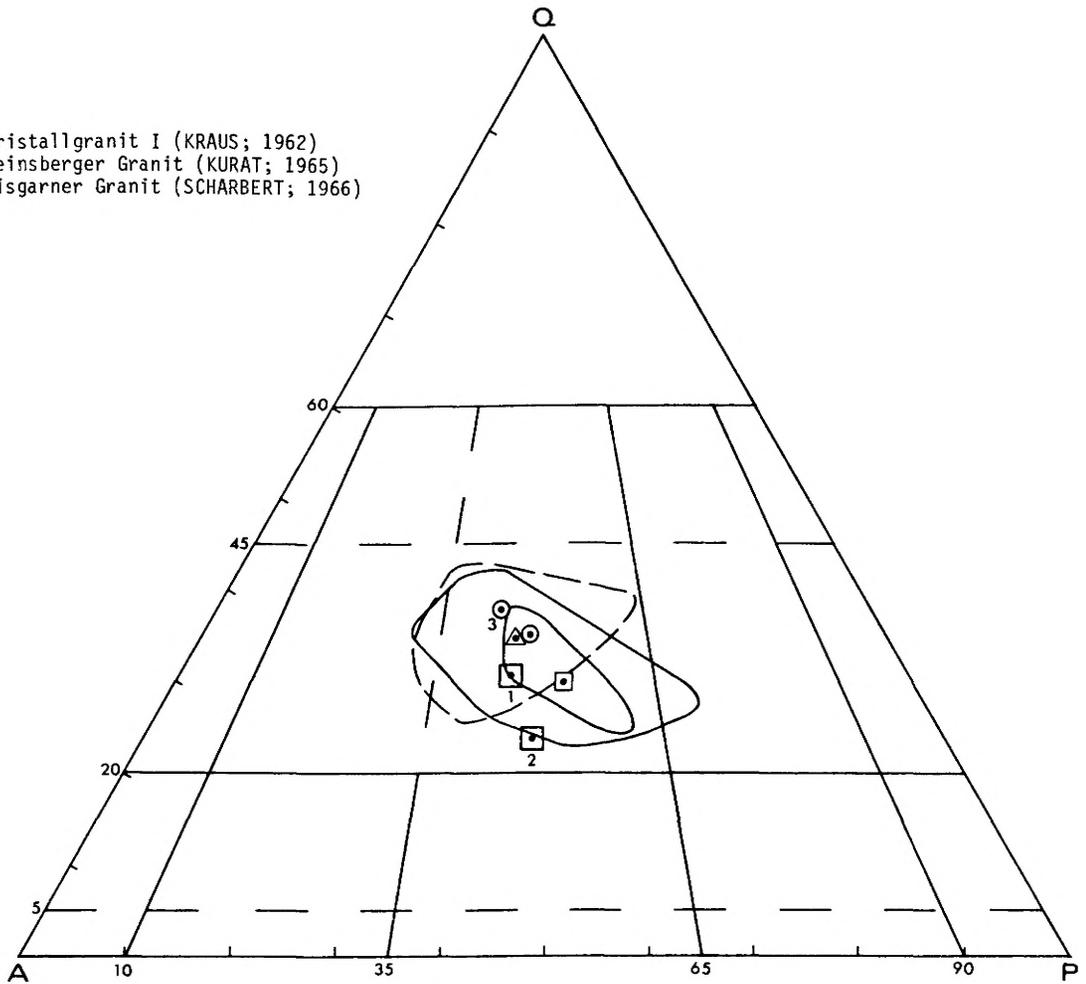


Abb. 4: Belegungsfelder der drei Granite mit den projizierten Mittelpunkten im STRECKEISEN-Diagramm Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas

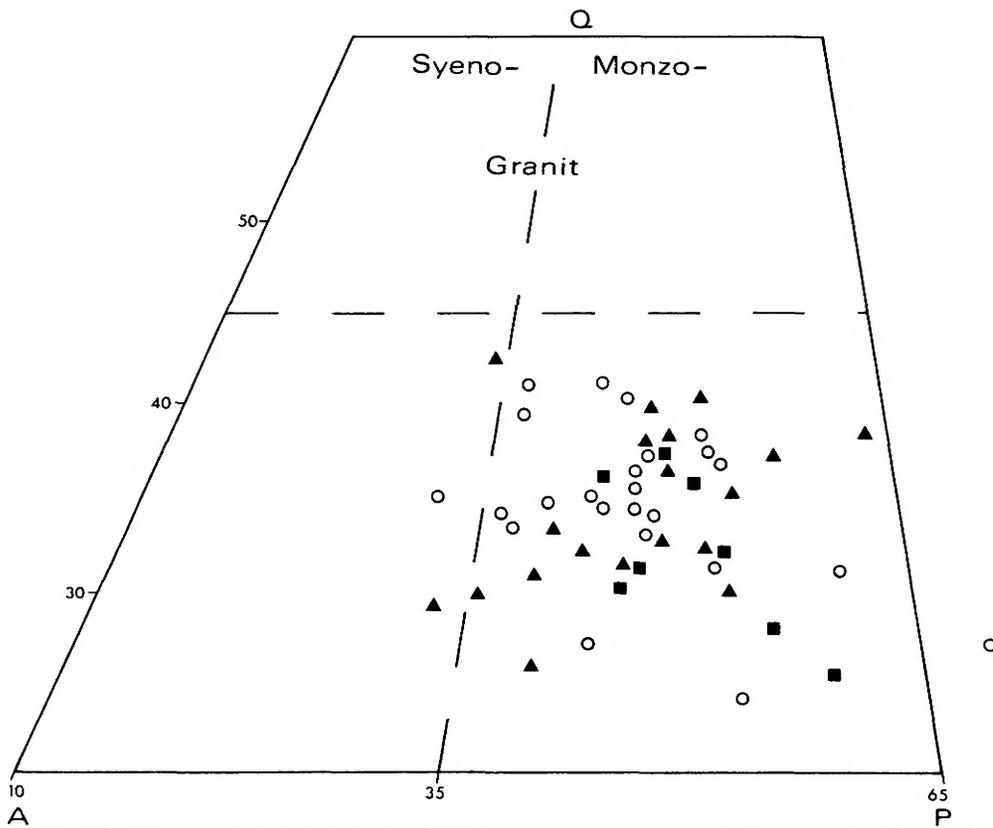


Abb. 5: Belegungsdichte der projizierten Punkte in den Granitfeldern des STRECKEISEN-Diagramms

3. GEOCHEMISCHER TEIL

3.1 Geochemische Präparation und analytische Methodik

Aufbereitung (Arbeitsgänge für die chemische Bestandsanalyse):

Bevor das Gestein für die geochemische Präparation geeignet war (Brechen und Mahlen des Materials), mußte es von seiner Verwitterungskruste getrennt werden. Danach lagen aufgrund unterschiedlicher Korngrößen der drei Granitvarietäten je Fundpunkt etwa 5 kg Gesteinsmaterial für den Älteren Finsterauer Kristallgranit, 3 kg für den Jüngerer Finsterauer Kristallgranit und 2 kg für den fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranit vor.

Es folgten die Arbeitsgänge des Brechens (grob- und kleinbrechen), der Viertelung (auf etwa 0,1-0,2 kg pro Probe) sowie des Mahlens in einer Scheibenschwingmühle.

Probenherstellung für die Röntgenfluoreszenzanalyse:

Das in einer Achat-Kugelschwingmühle auf $< 40 \mu$ gemahlene Gesteinspulver wurde nun mit wasserfreiem $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ im Verhältnis 1:1 (für Spurenelemente) und 1:19 (für Hauptelemente) in einem Pt/Au-Tiegel bei 1050°C geschmolzen (die silikatisch gebundenen Elemente werden in einer Borglasmatrix gelöst). Nach dem Mahlen des Glasaufschlusses mit einer Widia-Kugelschwingmühle und Zugabe von 2 ml 2%iger Plexigum Äthylacetat-Lösung wurden von dem pulvrigen Präparat in Al-Ringe bzw. Messing-Ringe Presslinge hergestellt.

Die geochemischen Reihenuntersuchungen mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse erfolgten mit einem Röntgenspektrometer der Fa. PHILIPS (PW 1212). Folgende 15 Elemente wurden quantitativ erfaßt: Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Zn, Rb, Sr, Zr und Ba.

Die Meßbedingungen und Nachweisgrenzen für die einzelnen Elemente sind in Tabelle 9 aufgeführt.

Für die Elemente Mn und Zn wurde als lineare Eichung die internationale Referenzprobe Etalon traces VS-N(9) verwendet. Der Mn- und Zn-Wert dieser Standardprobe liegt bei 930- bzw. 684 ppm.

Für die anderen Elemente diente als äußerer Standard die Probe B 136 des Instituts für Mineralogie (Freie Universität Berlin), die auf internationale Referenzproben (FLANAGAN, 1974) basiert.

Tab. 8: Chemismus der Referenzprobe B 136

SiO_2	(Gew.-%)	58,76
TiO_2		0,77
Al_2O_3		14,12
Fe_2O_3		5,83
MgO		7,83
CaO		4,22
Na_2O		2,72
K_2O		4,13
P_2O_5		0,343
Rb	(ppm)	198
Sr		531
Zr		224
Ba		1414

3.1.1 Meßbedingungen und Nachweisgrenzen für die einzelnen Elemente bei der RFA

Tab. 9:

Element	Linie	λ	Kollimator	Untergr.($^{\circ}$)	Kristall	Zähler	kV/mA	Zeit(sec)	Röhre	Nachweisgrenze %/ppm
SiO ₂	K _α	109,21	C	-	PET	F	50/32	40	Cr	30,00 %
TiO ₂	K	86,14	C	-	LiF200	F	40/16	20	Cr	0,05 %
Al ₂ O ₃	K	145,12	C	-	PET	F	50/32	40	Cr	1,00 %
Fe ₂ O ₃	K	57,52	C	-	LiF200	F	40/16	20	Cr	0,50 %
MnO	K	95,20	C	+3	LiF220	F	60/32	40	Au	0,03 %
MgO	K	44,50	C	-2	RbAP	F	50/32	100	Cr	0,10 %
CaO	K	113,09	C	-	LiF200	F	40/16	20	Cr	0,50 %
Na ₂ O	K	54,25	C	+1,2	RbAP	F	50/32	200	Cr	0,50 %
K ₂ O	K	136,69	C	-	LiF200	F	40/16	20	Cr	0,50 %
P ₂ O ₅	K	89,56	C	-3,5	PET	F	50/32	100	Cr	0,10 %
Zn	K	71,26	Fi	-1,2	LiF220	F+Sz	60/32	40	Au	5 ppm
Rb	K	37,99	C	+0,75	LiF200	F+Sz	80/20	40	Ag	10 ppm
Sr	K	35,85	C	+1,2	LiF200	F+Sz	80/20	40	Ag	10 ppm
Zr	K	32,10	C	+1	LiF200	F+Sz	80/20	40	Ag	10 ppm
Ba	L _{β2}	115,18	Fi	+1,2	LiF220	F	50/32	40	Cr	100 ppm

C=Coarse, Fi=Fine, F=Flow Counter, Sz=Szintillationszähler, Cr=Chrom-Röhre, Ag=Silber-Röhre, Au=Gold-Röhre, Vakuum=0,2Torr

3.2 Die geochemische Verteilung der analysierten Elemente in den Graniten

Aufgrund der bereits in Kap. 1.3 erläuterten schlechten Aufschlußverhältnisse der drei Granittypen erfolgte die Probenahme für die geochemischen Analysen nach keinem statistischen Verteilungsplan, sondern differenziert nach makroskopischen Kennzeichen.

Mit Hilfe der geochemischen Verteilung der analysierten Elemente soll versucht werden, die geochemische Vielfalt der drei Granitvarietäten zu belegen und gegebenenfalls Vorstellungen über den Aufbau einzelner Intrusionsteile, insbesondere den der beiden Kristallgranite, zu gewinnen. Anhand der chemischen Bestände von 40 Proben werden dabei Regionen mit durchschnittlichen maximalen- bzw. minimalen Elementkonzentrationen dargestellt und beschrieben.

Neben der Variationsspanne werden als weitere statistische Indikatoren der einzelnen Elementverteilungen die Standardabweichung S (Wurzel aus dem Mittelwert der quadrierten Abweichungen vom arithmetischen Mittel, Tab. 10) und das Konzentrationsgefälle K, mit dessen Hilfe die richtungsbezogene Verarmung bzw. Anreicherung der einzelnen Elemente dargelegt werden soll, ermittelt:

$$S = \pm \sqrt{\frac{\sum (x_N - x_3)^2}{N}}$$

x_N = Summe der erzielten Einzelergebnisse

x_3 = arithmetisches Mittel

N = Anzahl der Proben

$$K = \frac{X_1 - X_2}{X_3} \cdot 100 \%$$

X_1 = maximaler Konzentrationswert

X_2 = minimaler Konzentrationswert

X_3 = arithmetisches Mittel

Signaturen der Elementkonzentrations-Verteilungspläne und der Korrelations-Diagramme

Die Konzentrationssymbole in den kartographisch dargestellten Verteilungsplänen der Elemente Si, Fe, K, Ca, Zr und Ba sind wie folgt gekennzeichnet:

 = Konzentrationssymbol für den Älteren Finsterauer Kristallgranit (AFG)

 = Konzentrationssymbol für den Jüngeren Finsterauer Kristallgranit (JFG)

 = Konzentrationssymbol für den fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranit (ZG)

Bei der Projizierung der einzelnen Elementverhältnisse in Korrelations-Diagramme entsprechen die Symbole (Quate, Kreise, Dreiecke) denen der modalen Dreistoff-Diagramme der Integrations-Analysen (Kap. 2.5).

Durchgezogene Linie um  = Granitfeld des AFG

Durchgezogene Linie um  = Granitfeld des JFG

Gerissene Linie um  = Granitfeld des ZG

   = arithmetisches Mittel des jeweiligen Granitfeldes

3.2.1 Variationsspanne (V), arithmetisches Mittel (M) und Standardabweichung (S) der einzelnen Elementkonzentrationen in den drei Granittypen

Tab. 10:

Typ	AFG			JFG		
	11			17		
Probenzahl	V	M	S	V	M	S
Si (Atomgew.-%)	29,57 - 32,06	30,79 ± 0,75		29,43 - 34,55	33,23 ± 1,51	
Ti	0,26 - 0,44	0,38 ± 0,05		0,06 - 0,59 ⁺)	0,21 ± 0,16	
Al	4,06 - 4,49	4,32 ± 0,13		3,64 - 4,39	3,89 ± 0,20	
Fe	1,04 - 1,99	1,49 ± 0,29		0,27 - 2,06	0,87 ± 0,53	
Mn	0,03 - 0,06	0,05 ± 0,01		0,02 - 0,05 ⁺⁺⁾	0,04 ± 0,01	
Mg	0,31 - 0,72	0,49 ± 0,13		0,07 - 0,89 ⁺)	0,30 ± 0,20	
Ca	1,31 - 2,00	1,66 ± 0,23		0,41 - 2,46	1,01 ± 0,54	
Na	1,17 - 1,34	1,24 ± 0,05		0,97 - 1,45	1,22 ± 0,11	
K	1,86 - 2,18	2,00 ± 0,08		1,55 - 2,47	2,02 ± 0,26	
P	0,04 - 0,07	0,06 ± 0,01		0,02 - 0,09	0,04 ± 0,02	
Zn (ppm)	59 - 98	77 ± 13		11 - 96	52 ± 23	
Rb	188 - 257	222 ± 21		178 - 280	213 ± 28	
Sr	158 - 262	212 ± 27		42 - 323 ⁺)	133 ± 75	
Zr	181 - 697	368 ± 156		12 - 350	148 ± 98	
Ba	810 - 2653	1578 ± 607		205 - 1710 ⁺)	740 ± 403	

+) N = 16,

++) N = 14.

Typ	ZG		
Probenzahl	12		
	V	M	S
Si (Atomgew.-%)	33,03 - 34,31	33,84 ± 0,37	
Ti	0,06 - 0,25	0,13 ± 0,07	
Al	3,70 - 3,95	3,91 ± 0,07	
Fe	0,39 - 0,79	0,49 ± 0,12	
Mn	+++) - -	- -	
Mg	0,10 - 0,30	0,16 ± 0,06	
Ca	0,48 - 0,71	0,59 ± 0,05	
Na	0,89 - 1,31	1,10 ± 0,11	
K	1,87 - 3,03	2,34 ± 0,30	
P	0,03 - 0,10	0,06 ± 0,02	
Zn (ppm)	17 - 90	42 ± 21	
Rb	169 - 421	264 ± 67	
Sr	41 - 156	88 ± 32	
Zr	28 - 167	85 ± 38	
Ba	120 - 891	445 ± 225	

+++) 60 % der gemessenen Werte liegen außerhalb der Nachweisgrenze

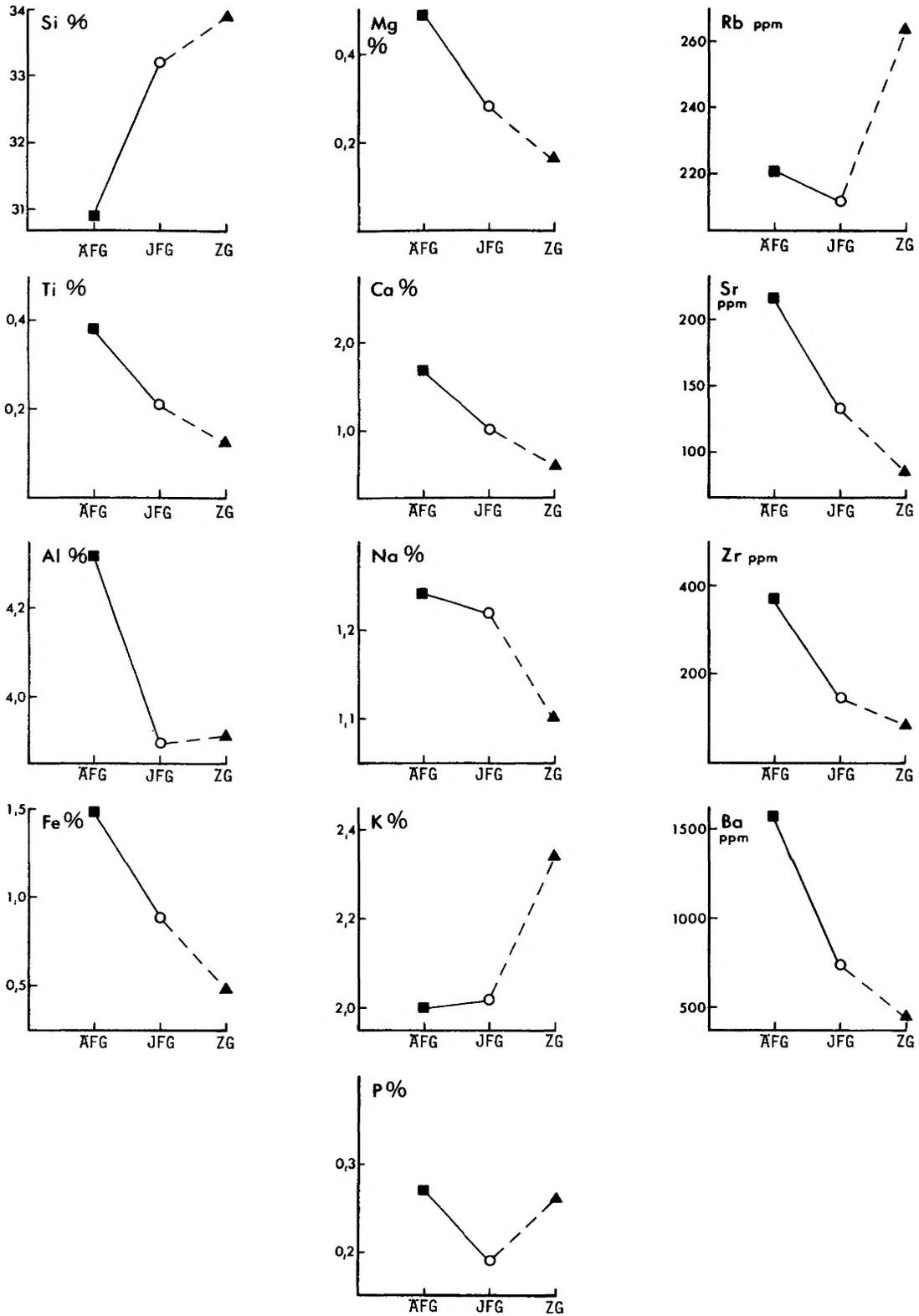


Abb. 6: Mittelwerte der Elementkonzentrationen in den drei Graniten. (Abszisse=relative Intrusionsabfolge)

3.2.2 Silizium

Während der magmatischen Differentiation granitischer Gesteinsschmelzen erhöht sich der SiO_2 -Gehalt kontinuierlich bis zum Häufigkeitsmaximum von 72,5 - 73,0 Gew.-%.

Neben Quarz sind dabei Orthoklas (bzw. Mikroklin) und Plagioklas die kompetenten SiO_2 -tragenden Minerale.

Der durchschnittliche SiO_2 -Gehalt in granitischen Gesteinen zeigt nach NOCKOLDS (1954) folgende Gew.-%-Werte:

Alkaligranit	73,86
Granit	72,08
Granodiorit	66,88

STECKEISEN (1976) unterteilt die Granite in Syeno-Granit (1.), Monzo-Granit (2.) sowie Granodiorit (3.) und teilt ihnen die entsprechenden SiO_2 -Variationsspannen zu:

1. 70 - 77 Gew.-%
2. 66 - 73 Gew.-%
3. 63 - 70 Gew.-%

Auf den ersten Blick ist in dem kartographisch dargestellten Verteilungsplan (Abb.7) bei dem AFG eine Konzentrationsanreicherung von Si im N zu erkennen. Wie schon in Kap. 2.1.1 erwähnt, handelt es sich bei diesem Gebiet um die Dachregion des AFG. Maximale bzw. minimale Konzentrationszahlen anderer Elemente (s. unten) bestätigen diese Annahme.

In kontaktfernen Bereichen (sowohl von Paragneisen als auch von den jüngeren Eruptivgesteinen) sind keine bemerkenswerten Differenzen im Si-Gehalt festzustellen. Das Konzentrationsgefälle beträgt 8 %. Es ist mit dem von Al (10 %) vergleichbar. Das Si/Al-Verhältnis dieses Granits schwankt zwischen 6,63 und 7,86 und weist wiederum im N-Teil des Untersuchungsgebietes mit 7,71 den höchsten Durchschnittswert auf (P 9, 10, 11).

Variationsspanne und Standardabweichung von Si bei dem JFG erreichen weitaus größere Werte als bei dem AFG. Die breite Streuung und das Konzentrationsgefälle von 15 % sind Kennzeichen der Heterogenität dieses Granittyps. Sie werden hauptsächlich von zwei Probegruppen getragen:

1. P16, 18, 21, 25, als biotit- sowie plagioklasreiche und SiO_2 -ärmste Gruppe aus unterschiedlichen Randbereichen zum AFG.
2. P 12, 13, 14, 15 als biotitarme- und SiO_2 -reichste Gruppe aus dem südlichen Bereich des JFG (zwischen AFG und Cordierit-Sillimanit-Gneis).

Das Si/Al-Verhältnis reicht bei diesem Granit von 6,70 (P 21) bis 9,49 (P17).

Der spätvaristisch intrudierte ZG zeigt neben den kleinsten Streuungsmaßen der drei Granittypen auch mit 4 % das geringste Konzentrationsgefälle bei Si. Die höchste Si-Konzentration wurde von der Probe 42 aus dem nördlichsten Gang dieses Granittyps ermittelt. Das Si/Al-Verhältnis liegt zwischen 8,36 (P 31) bis 9,21 (P 32). Beide Proben gehören zum südlichen Granitgang.

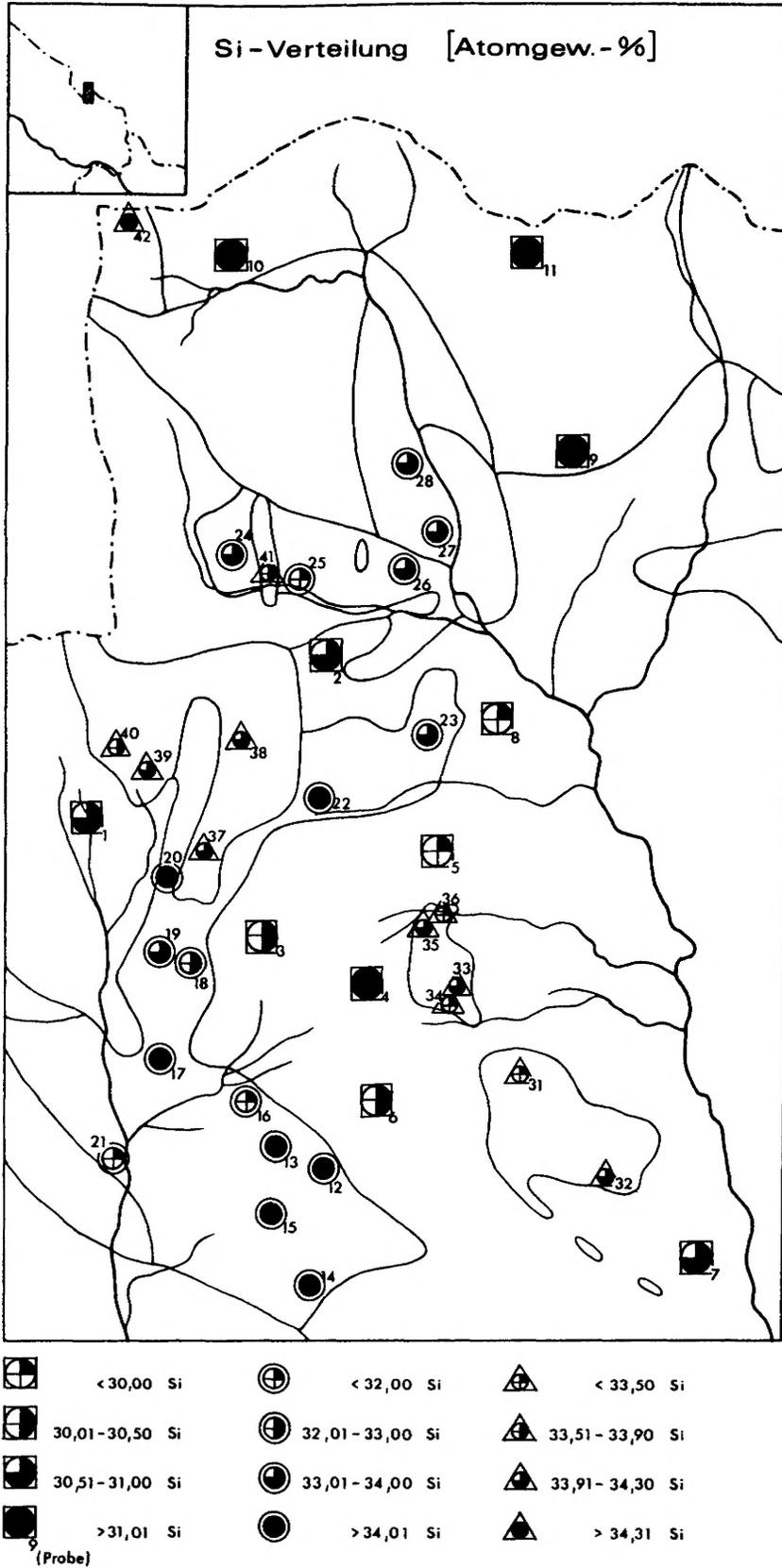


Abb. 7: Kartographische Darstellung der Si-Verteilung in den Graniten des östlichen Nationalparks

3.2.3 Aluminium

Der Al-Gehalt zeigt sich im Vergleich mit den anderen Elementen in den drei Granitvarietäten als relativ unbeweglich. Zu Si verläuft eine geringe gegenläufige Konzentrations-Anreicherung bzw. -Verarmung.

Neben kleinen Streuungswerten ist auch das Al-Konzentrationsgefälle bei allen drei Graniten niedrig und in der Größenordnung mit denen von Si zu vergleichen:

$$\text{AFG } 10 \%, \text{ JFG } = 19 \%, \text{ ZG } = 6 \%$$

Aufgrund minimaler Konzentrationsunterschiede bietet sich Al als Relationselement für Na und K an (s. unten), um die Zu- und Wegfuhren dieser Alkalien in einem Gesteinskomplex nachweisen und darstellen zu können (MEHNERT, 1960).

3.2.4 Eisen und Titan

Eisen (Fe^{2+} , Fe^{3+}) und Titan kommen in granitischen Gesteinen hauptsächlich in Glimmer vor, wobei Biotit das inhaltsreichste Mineral darstellt. Feldspäte und Quarz weisen lediglich Spuren von Fe^{3+} auf. Akzessorische Minerale wie Magnetit, Titanomagnetit, Hämatit und Titanit sind prozentual nur gering am gesamten Fe- und Ti-Gehalt granitischer Gesteine beteiligt.

Nach SCHROLL (1975) beinhalten Granodiorite (>1 % Ca) und Granite (<1 % Ca) die folgenden durchschnittlichen Werte:

	Granodiorit	Granit
Fe (Gew.-%)	2,96	1,46
Ti	0,34	0,12

Der Verteilungsplan von Fe bei dem AFG (Abb. 8) zeigt im Vergleich zu dem von Si umgekehrte Konzentrationsmaxima bzw. -minima. (Der erhöhte Fe-Gehalt von P 1 erklärt sich durch das Auftreten der Minerale Cordierit und Granat, s. Tab. 6).

Das Konzentrationsgefälle beträgt bei diesem Granittyp bei Fe 64 % und bei Ti 47 %.

Die Fe- und Ti-Werte des JFG weisen außerhalb der biotitreichen Randzone (P 16, 18, 21, 25) zum AFG eine Konzentrationsanreicherung von S nach N auf. Die gemessenen Werte der aus dem N-Bereich dieser "N/S-Zone" stammenden Proben 24 und 26 sind dabei fast identisch mit den Fe-, Ti-Mittelwerten aller untersuchter Proben des JFG. Die Konzentrationsgefälle der beiden Elemente bewegen sich zwischen den bereits bei Si beschriebenen Probegruppen P 16, 18, 21, 25 und P 12, 13, 14, 15 und erreichen bei Fe 206 % und bei Ti 252 %. Diese Werte sind in der Höhe mit denen von Ca, Sr, Zr und Ba vergleichbar (s. unten) und spiegeln den Inhomogenitätsgrad dieses Granits wider.

Das Ti/Zr-Diagramm (Abb. 9) stellt die positive Korrelation beider Elemente bei den Kristallgraniten dar. Im Granitfeld des JFG zeigt sich gegen Ende des Intrusionsvorganges eine Homogenisierung der Ti-Konzentration. Das Ti/P-Verhältnis der beiden Kristallgranite verringert sich parallel zur Fe- und Ti-Reduzierung.

Die Fe- bzw. Ti-Durchschnittsgehalte des Weinsberger Granits (5 Proben) sowie des Eisgarner Granits (2 Proben) betragen nach GROHMANN (1965):

	Weinsberger Granit	Eisgarner Granit
Fe (Gew.-%)	2,1	1,78
Ti	0,28	0,19

Bei dem fein- bis mittelkörnigen ZG zeigt sich keine generelle regionale Anreicherungstendenz im Fe- bzw. Ti-Gehalt. Das Konzentrationsgefälle dieses Granits beträgt bei Fe 82 %, bei Ti 146 %.

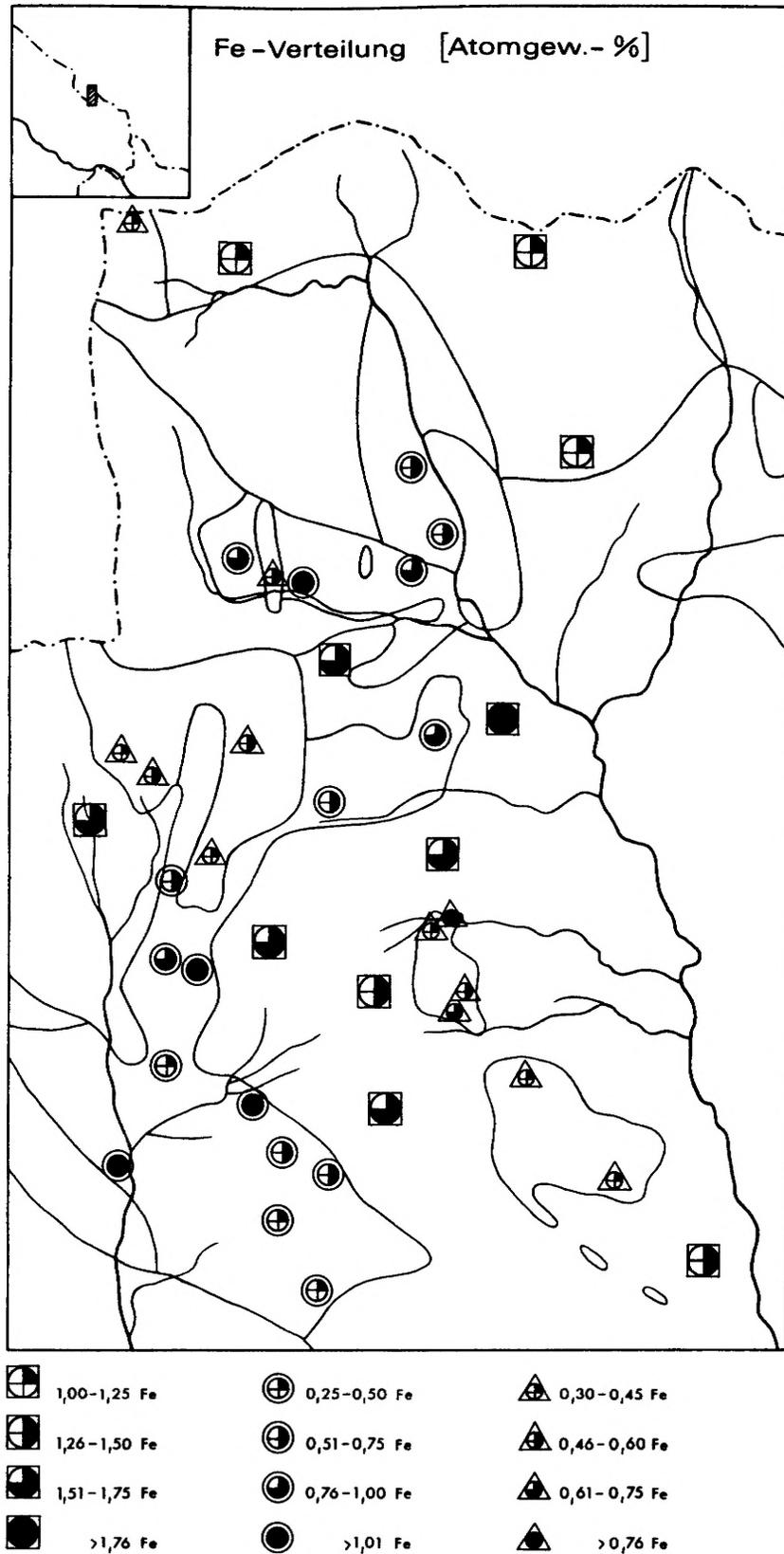


Abb. 8: Kartographische Darstellung der Fe-Verteilung in den Graniten des östlichen Nationalparks

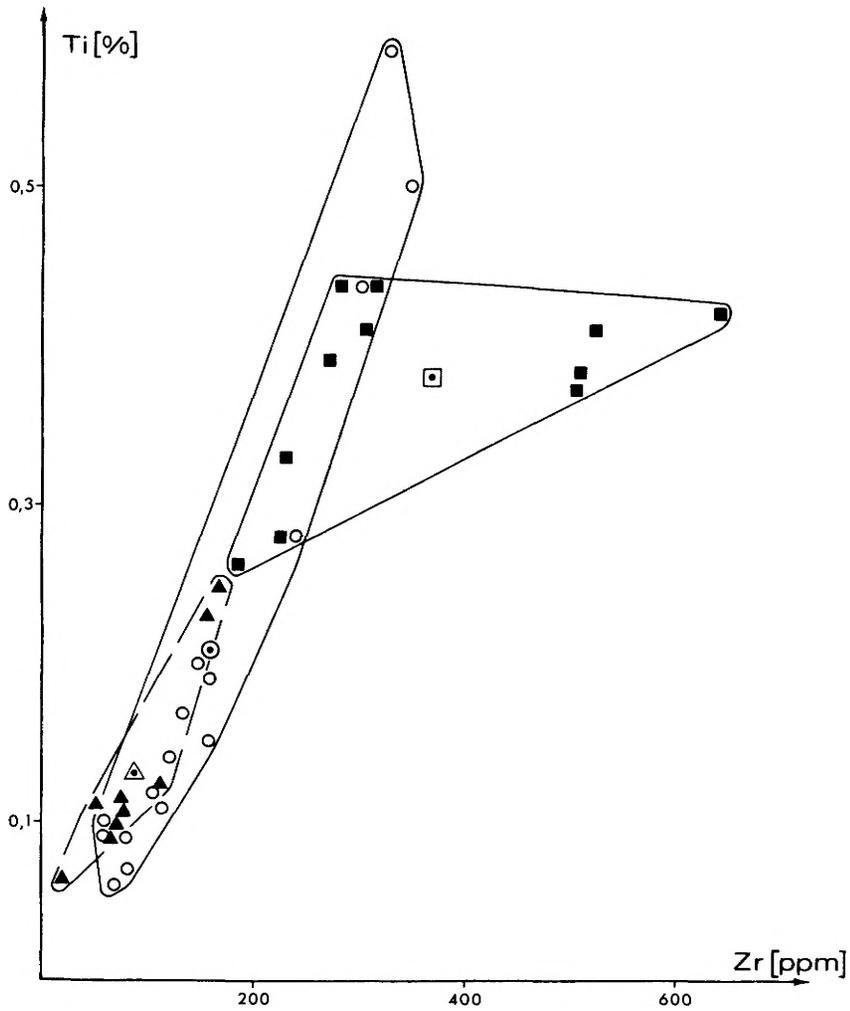


Abb. 9: Korrelation von Ti/Zr in den Graniten des östlichen Nationalparks

3.2.5 Magnesium

Hohe Stabilität und ein ähnlich großer Ionenradius von Fe^{2+} und Mg^{2+} lassen es zu, daß sich beide Elemente wechselseitig substituieren können. Das wichtigste Mg-tragende Mineral in granitischen Gesteinen ist Biotit.

Nach NOCKOLDS (1954) und SCHRÖLL (1975) enthalten Granite mit $< 1\%$ Ca 0,16 Gew.-% Mg sowie Granodiorite mit $> 1\%$ Ca 0,95 bzw. bis zu 9,40 Gew.-% Mg.

Die Verteilung von Mg in den drei Granitvarietäten zeigt sich im Vergleich zu anderen Elementen bei dem AFG als ungleich, bei dem JFG und dem ZG mit Fe und Ca als identisch.

Der Weinsberger Granit (KURAT, 1965) und der Eisgarner Granit (SCHARBERT, 1966) weisen aus jeweils vier untersuchten Proben Mg-Durchschnittswerte von 0,72- und 0,29 Gew.-% auf.

3.2.6 Mangan

Ähnlich große Ionenradien von Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} und Ca^{2+} lassen es zu, daß sich diese Elemente gegenseitig substituieren können.

Nach SCHROLL (1975) enthalten granitische Gesteine durchschnittlich die folgenden Mn-Konzentrationen:

Mn (Gew.-%)	Granodiorit	Granit
	0,054	0,039

In den beiden Kristallgraniten ist die Mn-Konzentrationsverteilung mit den Verteilungen von Fe und Ca zu vergleichen. Ausnahmen bilden zwei JFG-Proben (P 13, 14) aus dem südlichsten Intrusionsteil dieses Granits. Die höhere Mn-Konzentration dieser beiden Proben ist mit dem größeren Granatanteil zu erklären (P 14=5,2 Vol.-% Granat).

KURAT (1965) ermittelte im Weinsberger Granit aus drei Proben einen durchschnittlichen Mn-Gehalt von 0,02 Gew.-%, SCHARBERT (1966) im Eisgarner Granit aus vier Proben 0,04 Gew.-% Mn.

3.2.7 Kalium und Rubidium

K ist zusammen mit Na und Ca ein häufig auftretendes Kation in vielen Silikatgruppen. Vorherrschende K-tragende Minerale sind Feldspäte und Glimmer. In Kalifeldspäten kann der K-Gehalt bis ungefähr 20 Gew.-%, in Biotiten und Muskowiten bis 30 Gew.-% ansteigen.

Rb bildet in der Natur keine eigenen Minerale, sondern ist aufgrund eines ähnlich großen Ionenradius mit dem von K in Kaliumminerale verteilt. Der Rb-Gehalt dieser Minerale erhöht sich mit steigender Differentiation des Wirt-Gesteins. Die Rb-Hauptträger in granitischen Gesteinen sind Mikroklin, Orthoklas, Muskowit und Biotit. K und Rb lassen sich aufgrund ihrer Kohärenz positiv korrelieren. Nach NOCKOLDS & ALLEN (1953, 1954, 1956) sowie SCHROLL (1975) enthalten granitische Gesteine mit

<1 % Ca	>1 % Ca
K 4,26 Gew.-% / 4,20	2,55 / 2,52
Rb 170 ppm / 190	bis 110 / 110

Bei den 11 geochemisch analysierten Proben des XFG verlaufen Anreicherung und Verarmung der Konzentrationswerte von K nur z. T. parallel mit denen von Rb.

Das K/Rb Verhältnis beträgt im Mittel 90 und ist damit um fast 50 % geringer als das des Weinsberger Granits, der einen etwa 20 % ig höheren Kalifeldspat-Anteil aufweist (SCHROLL, 1965). Der Rb-Gehalt des XFG variiert entgegengesetzt zu seinem K/Rb-Verhältnis.

Zwischen K und Na treten lediglich geringe Stoffverschiebungen auf. Die höchste Verhältniszahl von K/Al entspricht der höchsten von Na/Al(P9) und der niedrigste Wert von K/Al dem niedrigsten von Na/Al(P1).

Das Konzentrationsgefälle beträgt bei K 16 % und bei Rb 31 %. Im XFG und im JFG zeigen K und Rb als charakteristisches Kennzeichen einer magmatischen Differentiation gegenläufige Konzentrationsanreicherungen zu den Elementen Ti, Fe, Mg, Ca, Zn, Sr, Zr und Ba.

Die K- und Rb-Daten des JFG sind denen des XFG ähnlich. Der mit 95 errechnete mittlere Verhältnismittelwert von K/Rb ändert sich nur gering.

P 13 und P 17 enthalten mit je 2,47 Gew.-% die größte K-Konzentration (P 17=41,6 Vol.-% Kalifeldspat). Die niedrigsten K-Konzentrationen sind in den Proben aus den Randgebieten zum XFG zu finden (Mittel=1,69 Gew.-%). Die Na-Gehalte erhöhen sich hier aufgrund des größeren Plagioklas-Anteils.

Die Mittelwerte der Alkalien zeigen, daß eine 0,02 Gew.-%ige Anreicherung von K im JFG durch eine 0,02 Gew.-%ige Verarmung von Na in diesem Granit ausgeglichen wird.

Die geringsten Alkaliverschiebungen sind vor allem in den nördlichen Gebieten des JFG zu beobachten (P 24, 26, 27).

Das K/Rb-Diagramm (Abb. 12) ist aufgrund postmagmatischer Prozesse (Rb-Anreicherung) schlecht geeignet, den Differentiationsverlauf zu reflektieren.

Das $\frac{K_2O}{Na_2O}$ /CaO-Diagramm (Abb. 11) läßt deutlich bei dem JFG die breite Streuung in beiden Achsenbereichen erkennen. Die Werte für das Konzentrationsgefälle im JFG liegen bei K=46 % und Rb=48 %.

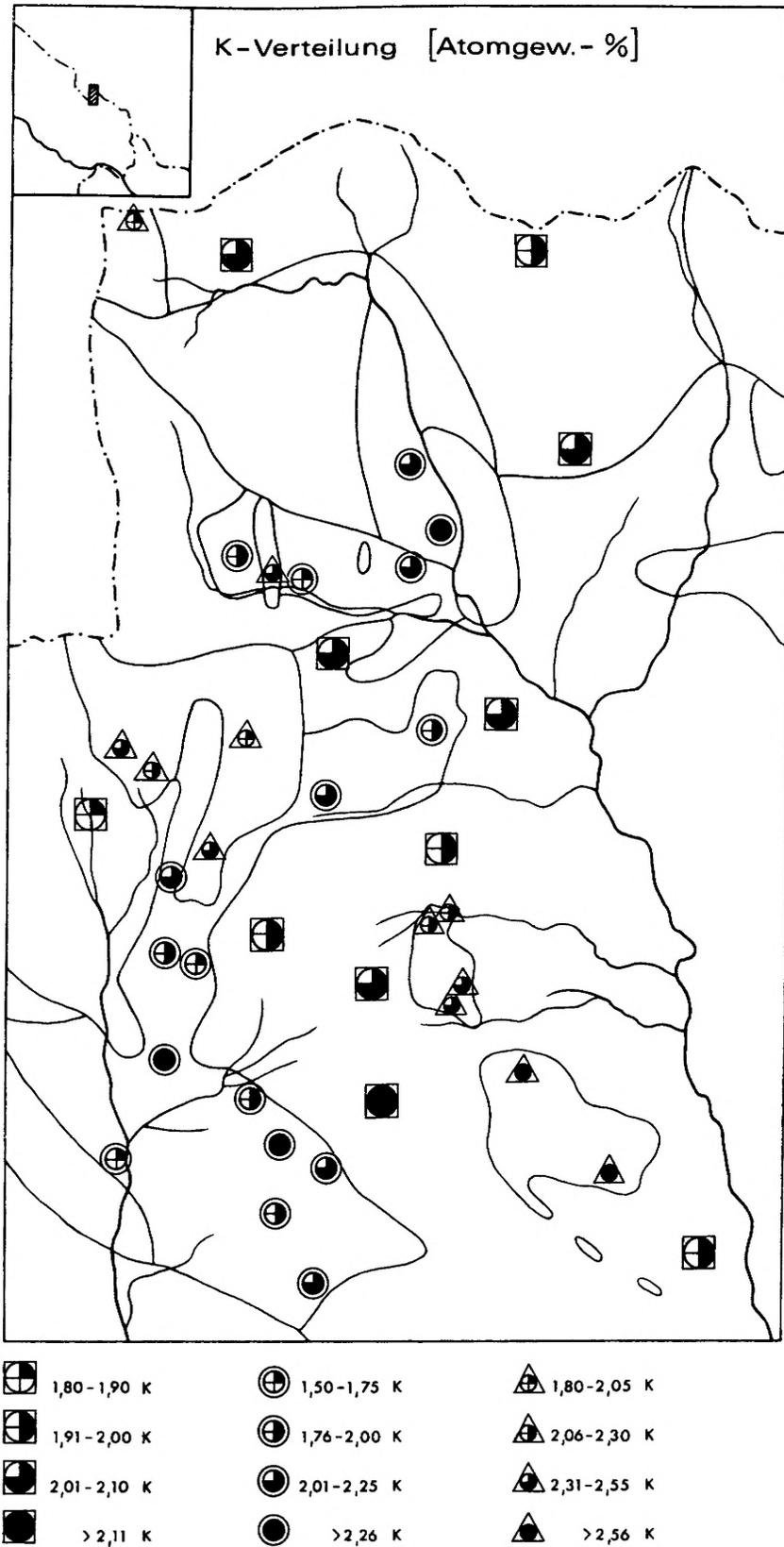


Abb. 10: Kartographische Darstellung der K-Verteilung in den Graniten des östlichen Nationalparks

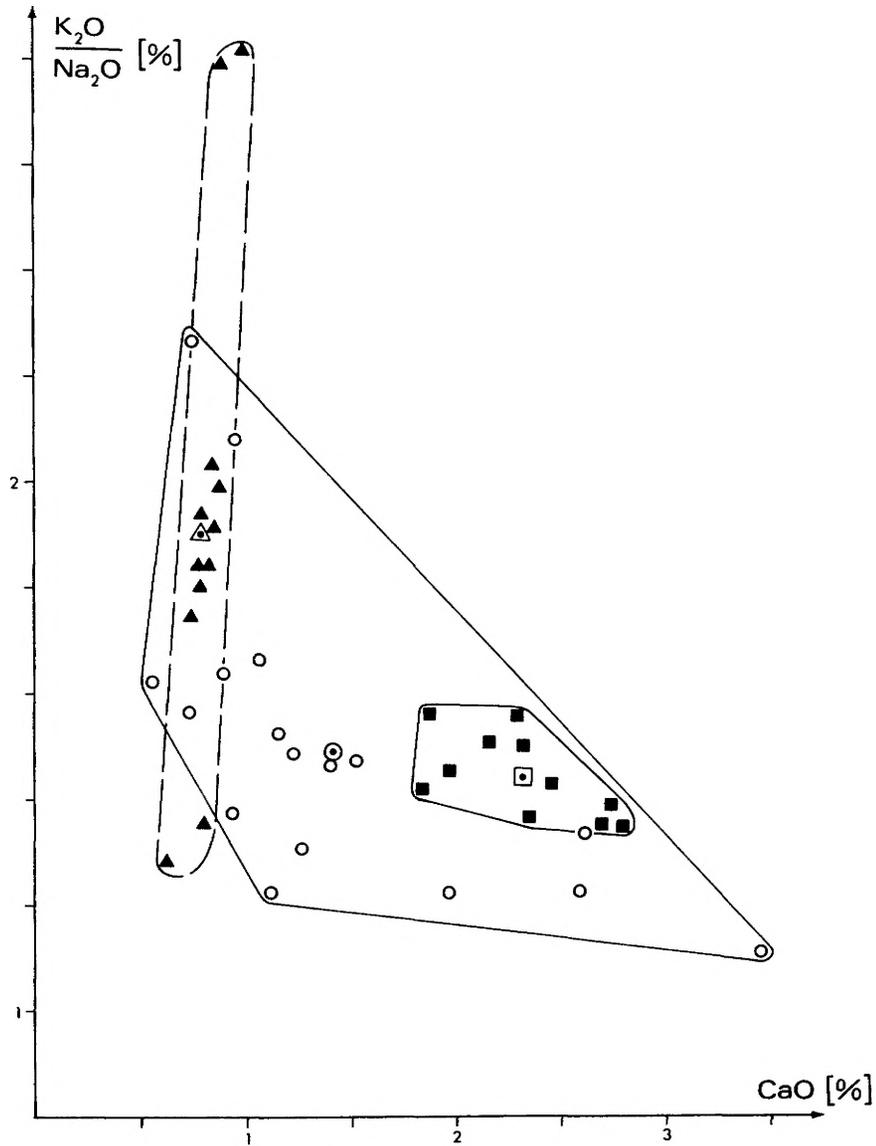


Abb. 11: Korrelation von $\frac{K_2O}{Na_2O}$ / CaO in den Graniten des östlichen Nationalparks

K- und Rb-Durchschnittswerte des Weinsberger- und des Eisgarner Granits nach GROHMANN & SCHROLL (1965):

	Weinsberger Granit (5 Proben)	Eisgarner Granit (2 Proben)
K (Gew.-%)	4,5	3,45
Rb (ppm)	253	415
K/Rb	170	83

Ein höherer Kalifeldspat-Anteil und das Auftreten von stabilem Muskowit machen sich in Form von K- und Rb-Konzentrationsanreicherungen bei dem ZG bemerkbar. Die südlichen beprobten Regionen weisen die größten K- und Rb-Werte auf (P 31, 32, 33, 34), die nördlichen Regionen die kleinsten (P 38, 39, 40, 42). Das K/Rb-Verhältnis vermindert sich bei diesem Granit auf 83.

Das K/Al-Verhältnis zeigt zudem von Na/Al von S nach N eine gegenläufige Tendenz. Im $\frac{K_2O}{Na_2O}$ / CaO-Diagramm ist deutlich zu erkennen, daß der ZG zu den spätorogenen Granitintrusionen gehört.

Das Konzentrationsgefälle dieses Granits beträgt bei K 50 %, bei Rb 95 %.

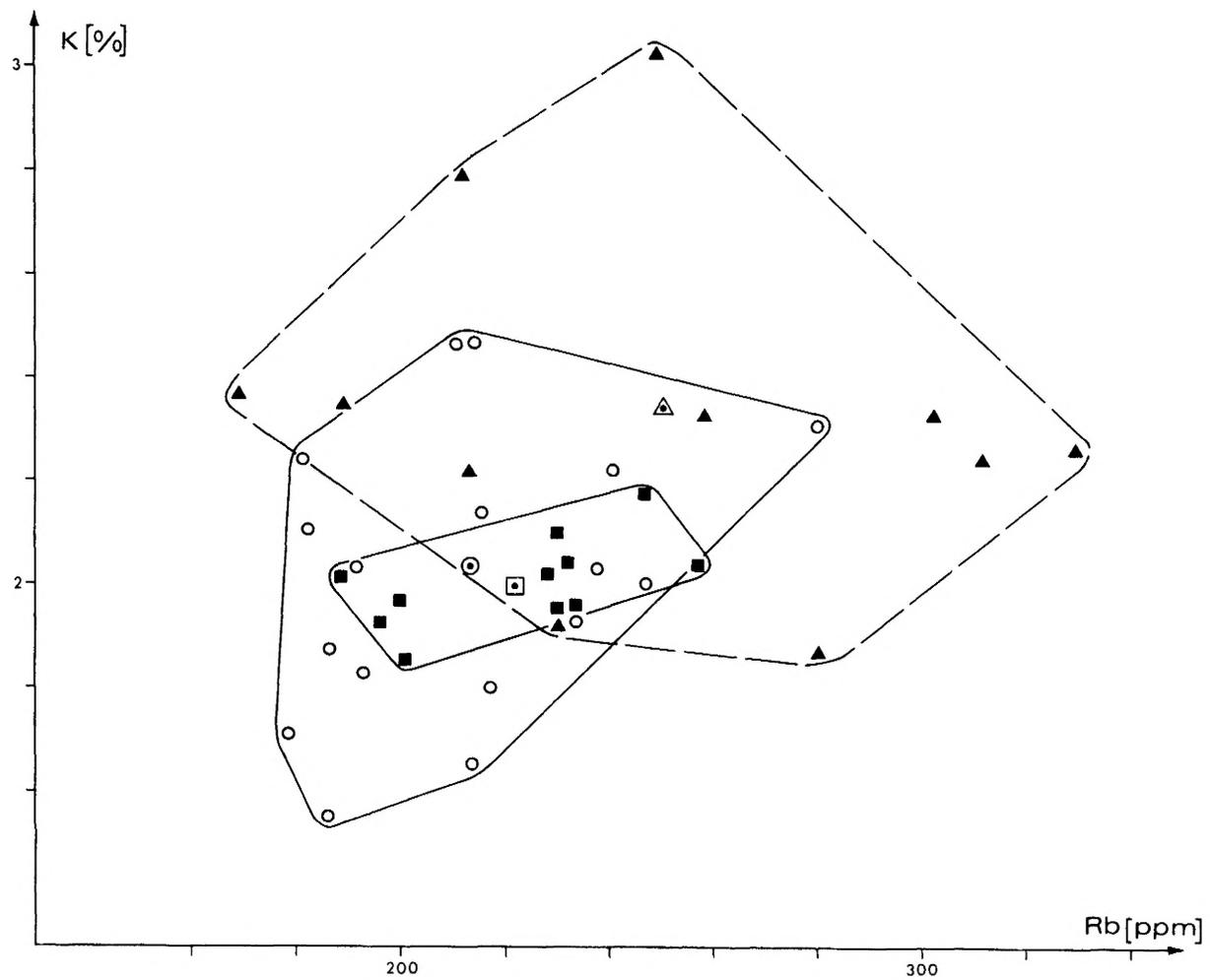


Abb. 12: Korrelation von K/Rb in den Graniten des östlichen Nationalparks

3.2.8 Natrium

Auftretende Na-tragende Minerale in granitischen Gesteinen sind vor allem Feldspäte. Die höchsten Na-Konzentrationen weisen saure- bis intermediäre Plagioklase auf. Der Na-Gehalt in Glimmer ist gering. Nach SCHRÖLL (1975) enthalten Granite (< 1 % Ca) 2,58 Gew.-% und Granodiorite (> 1 % Ca) 2,84 Gew.-% Na. STRECKEISEN (1976) addiert bzw. dividiert die Konzentrationswerte von Na₂O und K₂O und untergliedert die granitischen Gesteine nach den entsprechenden Summen- bzw. Verhältnis-Variationsspannen der Alkalien:

	Syeno-Granit	Monzo-Granit	Granodiorit
Na ₂ O+K ₂ O	7,5-9,0	7,0-9,0	6,0-7,5
Na ₂ O/K ₂ O	0,5-1,0	0,5-1,0	0,8-1,5

Das Element Na ist bereits im Kap. 3.2.7 z. T. behandelt worden. Demzufolge werden in diesem Kapitel lediglich die noch nicht beschriebenen Daten und Tendenzen dieses Elements in den drei Granitvarietäten angesprochen.

Eine kleine Variationsspanne und eine geringe Streuungsbreite sowie ein Na/Al-Verhältnis von nur 0,28-0,30 sind Kennzeichen eines wenig wechselnden Na-Gehaltes im ÄFG. Geringe Stoffverschiebungen von Na im Bereich seines Mittelwertes verlaufen entgegengesetzt zu denen von K. Das Konzentrationsgefälle von 14 % ist in der Höhe mit dem von K zu vergleichen.

Das Na-Konzentrationsgefälle von 39 % bei dem JFG ist ebenfalls dem von K sehr ähnlich.

Von beiden Kristallgraniten sind die Durchschnittswerte Na₂O+K₂O und Na₂O/K₂O fast identisch ...

	ÄFG	JFG
Na ₂ O+K ₂ O	8,18	8,15
Na ₂ O/K ₂ O	0,69	0,68

... und als charakteristische Werte für den Monzo-Granit zu deuten. Die "Randzonen-Probegruppe" des JFG (P 16, 18, 21, 25) weist im Mittel eine Na₂O+K₂O-Summe von 7,40 sowie ein Na₂O/K₂O-Verhältnis von 0,82 auf und zeigt damit eine Tendenz Monzo-Granit- bis Granitdiorit.

Der Weinsberger Granit (KURAT, 1965) und der Eisgarner Granit (SCHARBERT, 1966) zeigen aus je vier geochemisch untersuchten Proben die folgenden Na-Werte:

	Weinsberger Granit	Eisgarner Granit
Na (Gew.-%)	1,26	1,06
Na ₂ O+K ₂ O	9,09	8,26
Na ₂ O/K ₂ O	0,60	0,53

Bei z. T. entgegengesetzten Alkali-Verschiebungen beträgt das Konzentrationsgefälle des ZG für Na 38 %. Nach der Na₂O+K₂O-Summe von 8,61 und dem Na₂O/K₂O-Verhältnis 0,54 tendiert der ZG zwischen Monzo-Granit und Syeno-Granit.

3.2.9 Calcium und Strontium

Der Ca-Gehalt in granitischen Gesteinen wird hauptsächlich von Plagioklas (Oligoklas) getragen. Das akzessorische Mineral Apatit leistet mit seiner Ca-Konzentration lediglich einen geringen Anteil am Ca-Gesamtgehalt der sauren Plutonite.

Nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1962, 1963) beträgt der CaO-Gehalt in Oligoklas bei einer Streuungsbreite von 2-6 % im Mittel 4,02 Gew.-%.

Sr bildet in der magmatischen Abfolge keine eigenen Strontiumminerale. Der Ionenradius von Sr²⁺ liegt zwischen denen von Ca²⁺ und Ba²⁺. Sr²⁺ kann beide Elemente substituieren bzw. durch sie substituiert werden. Eine weitere Diadochiebeziehung geht Sr²⁺ mit K¹⁺ ein. Kalifeldspäte und im besonderen Glimmer weisen jedoch im Vergleich zu Plagioklas in Granite einen weitaus geringeren Sr-Gehalt auf. HEIER (1962) ermittelte in Oligoklas einen Durchschnittswert von 1002 ppm Sr.

Nach SCHRÖLL (1975) weisen Granite mit einem Ca-Gehalt von 0,51 Gew.-% 100 ppm Sr und Granodiorite mit einem Ca-Gehalt von 2,53 Gew.-% 440 ppm Sr auf.

Die drei Granite zeigen im Verteilungsplan (Abb. 13) eine entgegengesetzte Anreicherung von Ca und Sr gegenüber Si, K und Rb. Der ÄFG weist mit einem An-Gehalt von 24-30 % in den Plagioklasen im Mittel die höchsten

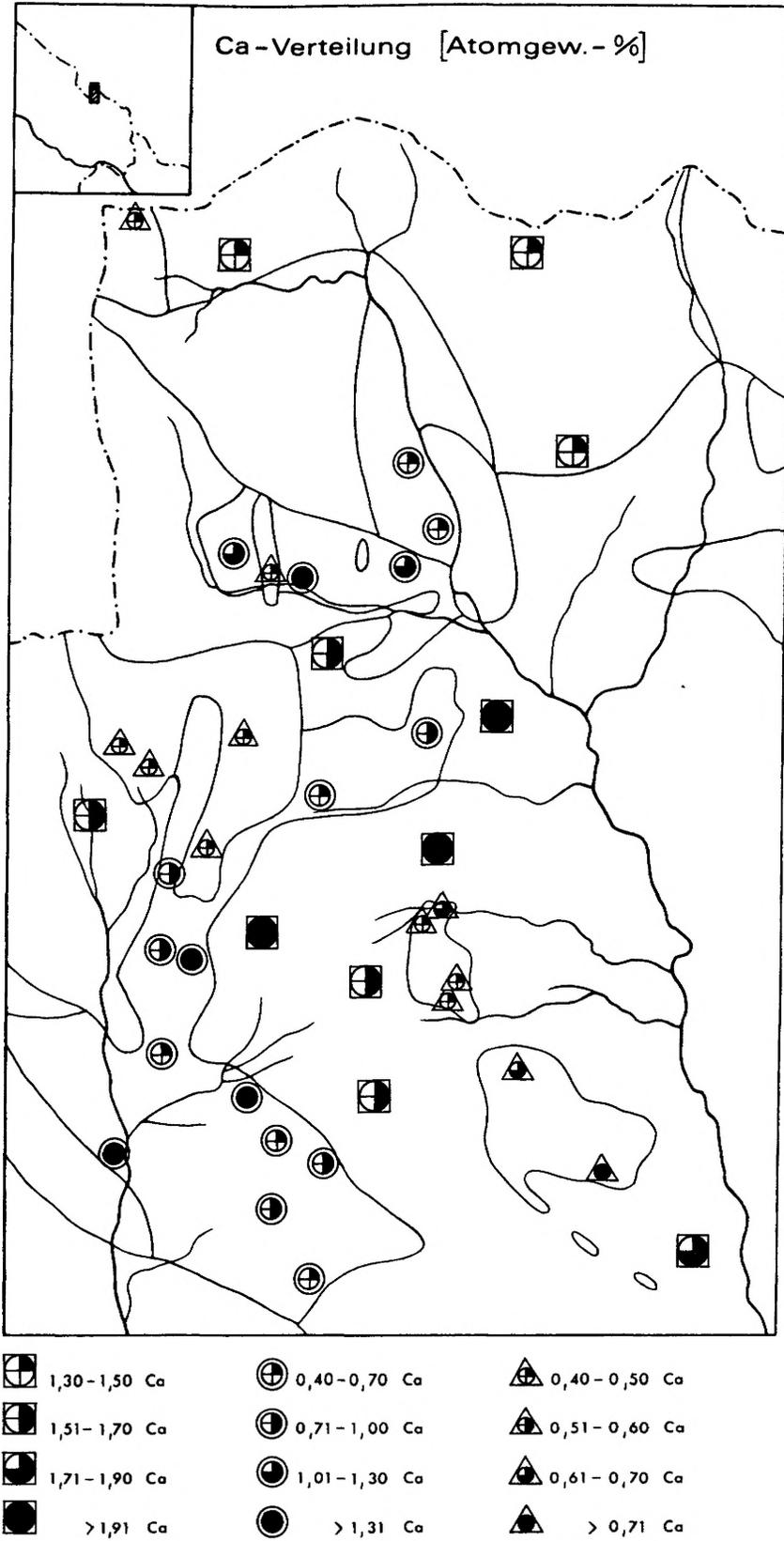


Abb. 13: Kartographische Darstellung der Ca-Verteilung in den Graniten des östlichen Nationalparks

Ca- und Sr-Konzentrationen auf. Das durchschnittliche Ca/Sr-Verhältnis beträgt 78. Die Konzentrationsgefälle bei Ca=42 % und bei Sr=49 % stimmen fast überein. In beiden Kristallgraniten ist lediglich eine schwache nicht-lineare Anreicherungsintensität zwischen Ca und Sr zu beobachten (verstärkt zeigt sie sich dagegen bei dem ZG):

Es erfolgt eine intensivere Konzentrationsanreicherung von Sr gegenüber Ca; das Ca/Sr-Verhältnis verläuft zu der jeweiligen Ca- und Sr-Konzentration nicht parallel.

Der JFG kennzeichnet sich bei Ca und Sr einmal mehr durch sehr hohe Streuungsmaße (s. Tab. 10) und bei Ca mit 203 % sowie bei Sr mit 211 % durch demzufolge sehr hohe Konzentrationsgefälle aus.

Mit der großen Variationsspanne des An-Gehalts der Plagioklase (14-27 %) lassen sich diese extremen Werte erklären.

Die Proben aus dem Randbereich zum AFG (P 16, 18, 21, 25) erweisen sich aufgrund eines höheren Anteils von basischem Oligoklas als am Ca- und Sr-reichsten. Abb. 14 zeigt eine positive lineare Korrelation von Ca und Sr und die breite Streuung beider Elemente im Vergleich zu den Belegungsfeldern von AFG und ZG. Trotz größerer Streuungsmaße und höherer Konzentrationsgefälle von Ca und Sr bei dem JFG gegenüber denen des AFG ist das mittlere Ca/Sr-Verhältnis von 76 mit dem des AFG nahezu identisch.

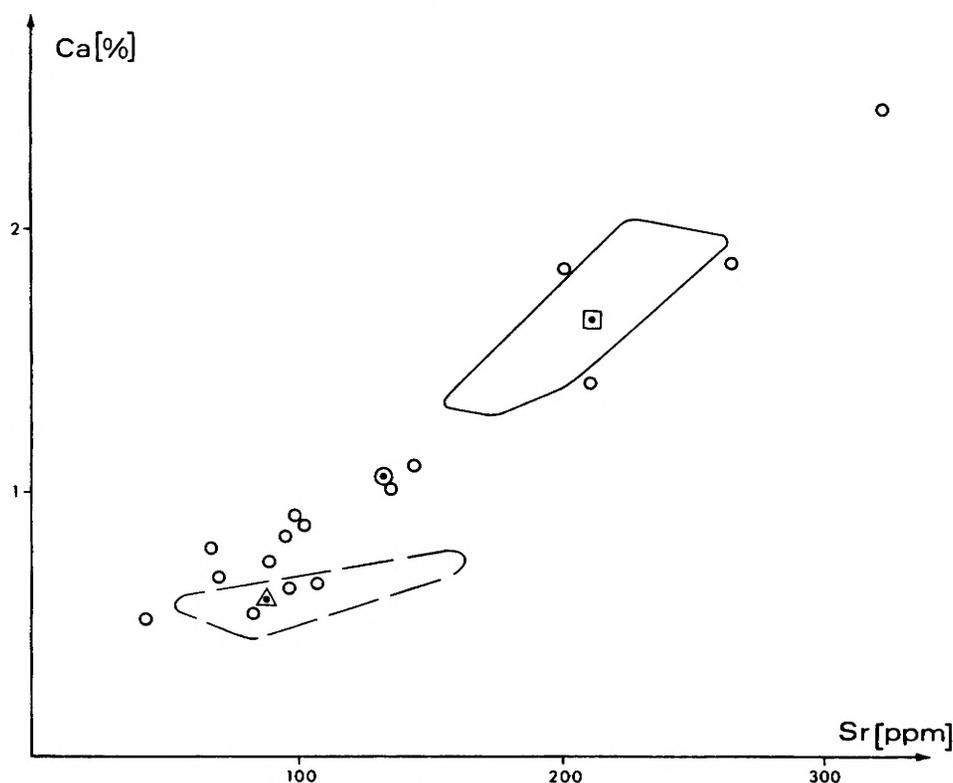


Abb. 14: Korrelation von Ca/Sr in den Graniten des östlichen Nationalparks. Die Darstellung veranschaulicht die breite Streuung der projizierten Punkte des JFG im Vergleich zu den Belegungsfeldern (mit projiziertem Mittelpunkt) des AFG und des ZG.

Der Weinsberger- und der Eisgarner Granit zeigen nach GROHMANN (1965) folgende Ca- und Sr-Konzentrationen:

	Weinsberger Granit (5 Proben)	Eisgarner Granit (2 Proben)
Ca (Gew.-%)	1,4	0,54
Sr (ppm)	200	160
Ca/Sr	70	34

Bei einem An-Gehalt von 7-15 % in den Plagioklasen zeigt sich eine entsprechende Verarmung des Ca- und Sr-Gehalts im ZG. Die kleine Streuung von Ca in diesem Granit zeigt sich deutlich im $\frac{K_2O}{Na_2O}/CaO$ -Korrelations-Diagramm (Abb. 11). Das Ca/Sr-Verhältnis (Mittelwert 67) verringert sich ebenfalls im Vergleich zu den Kristallgraniten. Das Konzentrationsgefälle beläuft sich bei Ca auf 39 % und bei Sr auf 131 % (nichtlineare Anreicherungsintensität).

3.2.10 Phosphor

In magmatischen Gesteinen ist das akzessorisch auftretende Mineral Fluor-Apatit der wichtigste P-Träger. Der P-Gehalt beträgt 35,3-43,1 Gew.-%.

Daneben tritt P gering in Silikate auf; Si^{4+} wird durch P^{5+} substituiert.

TAYLOR & AHRENS (in WEDEPOHL 1978) wiesen im Mittel in Granite 0,16 Gew.-% und in Granodiorite 0,21 Gew.-% P nach.

Nach SCHROLL (1975) beinhalten Granite 0,06 Gew.-% sowie Granodiorite 0,09 Gew.-% P.

Die P-Verteilung in den beiden Kristallgraniten ist mit denen von Ti und Zr zu vergleichen. Bei dem AFG sind in den Proben aus der kieselsäure-reichen Dachregion die geringsten P-Konzentrationen gefunden worden. Außerhalb dieser Zone zeigen sich nur geringe Konzentrationsschwankungen. Das P-Konzentrationsgefälle beträgt im AFG 50 %.

Der JFG weist eine größere Variationsspanne und demzufolge eine breitere Streuung des P-Gehaltes auf. Die Randbereiche zum AFG zeigen die höchsten, die kieselsäure-reiche Zone im S die niedrigsten P-Konzentrationen. Das Konzentrationsgefälle liegt bei 175 %.

Der P-Gehalt des Weinsberger Granits aus drei Proben (KURAT, 1965) sowie der des Eisgarners Granits aus vier Proben (SCHARBERT, 1966) beträgt im Mittel 0,04 Gew.-% bzw. 0,07 Gew.-%.

Der P-Gehalt des ZG weist im Mittel eine höhere Konzentration auf als der des JFG (s. Tab. 10). Die Verteilung von P ist in diesem Granit als nichtlinear bzw. diffus zu bezeichnen. Auffällig hoch zeigen sich die Konzentrationswerte der Proben 31, 33 und 42.

Wie bereits erwähnt (Petrographischer Teil des JFG), sind in diesen Proben erhöhte Apatit-Gehalte beobachtet worden, aus deren Vorhandensein auf Assimilationsvorgänge während der Intrusion dieses Granits geschlossen werden kann.

3.2.11 Zink

Aufgrund seines gleichgroßen Ionenradius mit dem von Fe^{2+} bzw. ähnlich großen Ionenradius mit dem von Mg^{2+} ist Zn^{2+} in granitischen Gesteinen fast ausschließlich in Biotite verteilt.

Untersuchungen von HAACK (1969) ergaben in ostbayerischen Graniten einen durchschnittlichen Zn-Gehalt von 49 ppm bei einer Variationsspanne von 9-108 ppm. Granodiorite enthalten nach OKRUSCH & RICHTER (1969) in Bayern im Mittel 74 ppm Zn bei einer Variationsspanne von 62-83 ppm.

Die Verteilung von Zn in den Graniten des Nationalparks Bayerischer Wald ist nahezu identisch mit der von Fe. Der Biotit-Gehalt der drei Granite spiegelt sich im Zn-Gehalt wider.

Bei dem AFG sind die geringsten Konzentrationen dieses Elements in den nördlichen Regionen (Glimmergneis/Kristallgranit-Verzahnungen) zu finden.

Die Variationsspanne von 11-96 ppm bei dem JFG läßt sich durch die beiden schon bekannten Probegruppen darstellen:

Die Probegruppe P 12, 13, 14, 15 und 17 zwischen dem AFG und dem Cordierit-Sillimanit-Gneis im S mit im Mittel 26 ppm Zn und die "Randzonen-Probegruppe" zum AFG (P 16, 18, 21, 25) mit einem Durchschnittswert von 83 ppm Zn.

Nach GROHMANN (1965) beinhalten der Weinsberger Granit (3 Proben) im Mittel 57 ppm und der Eisgarners Granit (2 Proben) 64 ppm Zn.

3.2.12 Zirkonium

Von allen untersuchten Spurenelementen bildet Zr als einziges Element ein eigenständiges Mineral, den Zirkon. Der Zirkon kann über 50 % des gesamten Zr-Gehaltes in granitischen Gesteinen beinhalten. Daneben ist Zr auch gering in gesteinsbildende Minerale verteilt; Plagioklas trägt maximal 30 ppm Zr, Glimmer 40 ppm.

GROHMANN (1965) teilt den granitischen Gesteinen des südlichen Böhmisches Massivs folgende Zr-Variations=spannen zu:

	Granodiorite	Granite
Zr (ppm)	120-350	70-350

Daraus ist zu folgern, daß sich Zr während der magmatischen Differentiation nahezu indifferent verhält.

Dagegen verringern sich die Zr-Konzentrationen mit fortschreitender magmatischer Differentiation in den Gesteinen des S-Schwarzwaldes (EMMERMANN, 1977).

SCHROLL (1975) teilt den Graniten mit durchschnittlich 175 ppm Zr einen höheren Zr-Gehalt zu als den Granodioriten mit im Mittel 140 ppm Zr, was auf eine Zr-Anreicherung in den Spätkristallisaten schließen läßt.

In den drei untersuchten Granittypen nimmt der Zr-Gehalt mit progressiver Differentiation vom XFG zum ZG ab. Auch innerhalb der einzelnen Granitvarietäten ist eine deutliche Zr-Zunahme bzw. -Abnahme zu erkennen:

Der XFG weist z. B. in seiner kieselsäure-reichen Dachzone (P 9, 10, 11) die weitaus geringsten Zr-Konzentrationen auf (Abb. 15). Das Konzentrationsgefälle von Zr beträgt bei diesem Granit 140 %. Im JFG beläuft sich das Zr-Konzentrationsgefälle auf 228 %.

Dieser Wert wird vorwiegend durch zwei Zr-Konzentrations-Zonen gebildet:

1. die kieselsäure-reichste Probegruppe P 12, 13, 14, 15 und 17 aus dem S-Bereich des JFG mit einem Mittelwert von 56 ppm Zr,
2. die kieselsäure-ärmste Probegruppe P 16, 18, 21, 25 aus den Randbereichen zum XFG mit einem Durchschnittswert von 307 ppm Zr.

Vergleicht man den Mittelwert der Randzonen-Probegruppe mit dem des XFG (gesamt), so ist eine Ähnlichkeit in der Größenordnung festzustellen.

Das Ti/Zr-Verhältnis erhöht sich im Mittel von 10,27 (XFG) auf 14, 19 (JFG). Die Vergrößerung dieses Wertes resultiert aus der intensiveren Abnahme des Ti-Gehaltes gegenüber der des Zr-Gehaltes im JFG (Abb. 9).

Neben Zr gehören Ti und P zu den Elementen, die in den Frühkristallisaten konzentriert angereichert sind. Aufgrund ihrer erhöhten Konzentration in den Randbereichen des JFG muß angenommen werden, daß die Kristallisation dieses Granits von außen nach innen erfolgte. Die hohen Ba-Gehalte in diesen Proben, die in einem großen Anteil frühhausgeschiedener Kalifeldspäte angereichert sind, bekräftigen diesen Gedanken.

Der Weinsberger Granit (3 Proben) und der Eisgarner Granit (2 Proben) weisen nach GROHMANN (1965) die folgenden Zr-Konzentrationen auf:

	Weinsberger Granit	Eisgarner Granit
Zr (ppm)	174	180
Ti/Zr	16,09	10,56

Als letzte der drei Granitintrusionen weist der ZG den geringsten Zr-Gehalt auf. Die südlichen Gänge dieses Granittyps zeigen im Mittel höhere Zr-Konzentrationen auf als die nördlichen. Das Zr-Konzentrationsgefälle beträgt 164 %.

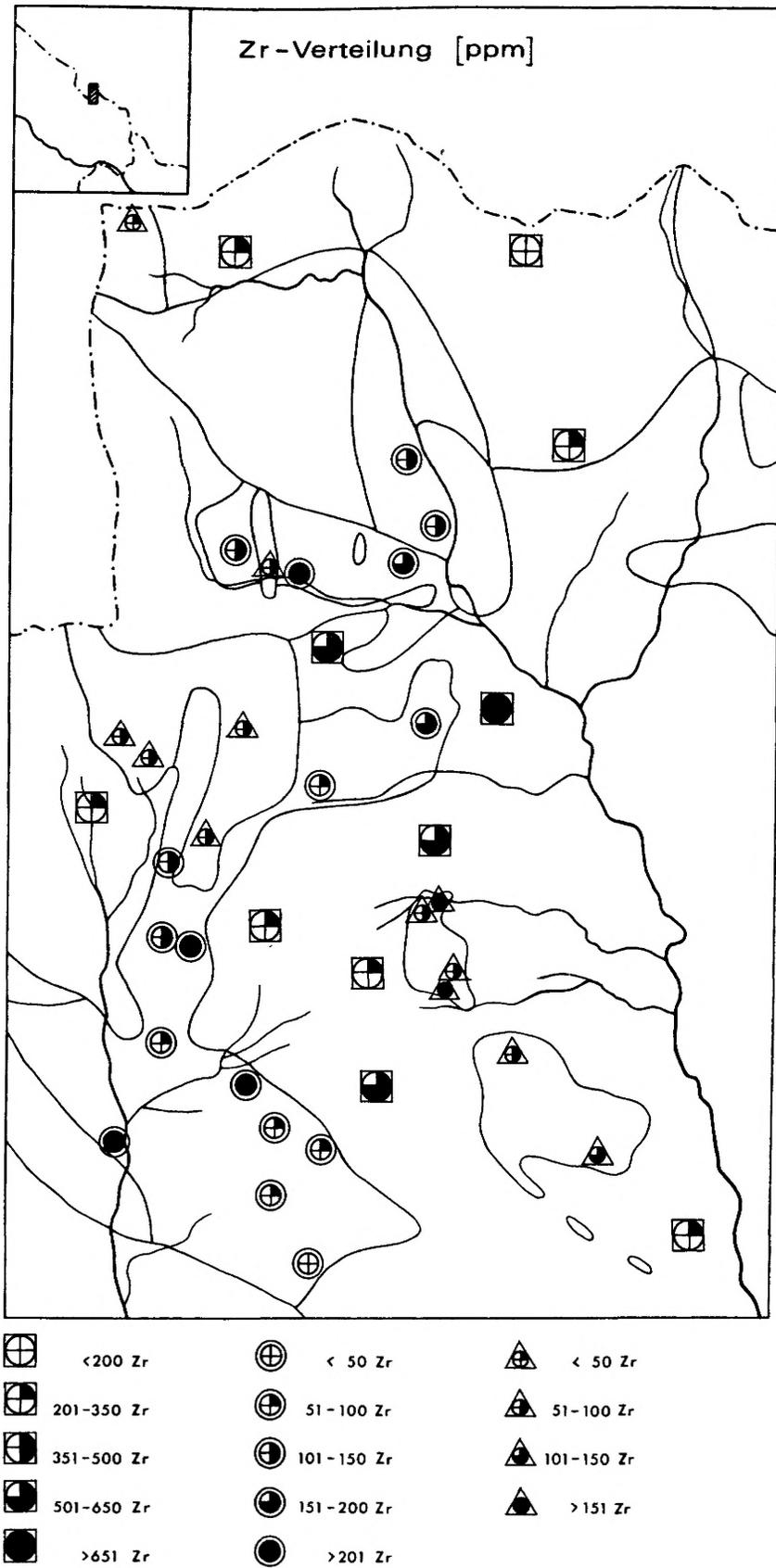


Abb. 15: Kartographische Darstellung der Zr-Verteilung in den Graniten des östlichen Nationalparks

3.2.13 Barium

Ebenso wie Rb und Sr bildet Ba in den magmatischen Gesteinen keine eigenen Minerale, Als eines der wichtigsten Spurenelemente ist Ba in granitischen Gesteinen aufgrund eines ähnlich großen Ionenradius mit dem von K^{1+} vorherrschend in Kalifeldspäte und Glimmer eingebaut. Frühkristallisierte Kalifeldspäte sind im Ba-Gehalt reichhaltiger als spätkristallisierte (Mikroklin). EMMERMANN (1968) wies in frühkristallisierten Kalifeldspäten einen durchschnittlichen Ba-Gehalt von 4700 ppm nach.

Neben den genannten Mineralen kann Ba auch in Plagioklase auftreten (Substitution von Ca^{2+} und Ba^{2+}). Nach SCHARBERT (1966) tragen Oligoklase in Granite im Durchschnitt 210 ppm Ba.

Nach EMMERMANN (1969) und SCHROLL (1975) zeigen Granite mit $>1\%$ Ca sowie solche mit $<1\%$ Ca bei entsprechender K-Konzentration folgende Ba-Durchschnittsgehalte:

	$>1\%$ Ca	$<1\%$ Ca
K (Gew.-%)	2,52	4,20
Ba(ppm)	873	≥ 732

Bei allen drei Granitvarietäten ist der Verteilungsplan (Abb. 16) dem von Ca ähnlich. Der AFG weist in seiner Dachregion neben den geringsten Ca-Gehalten auch im Mittel den geringsten Ba-Gehalt auf.

Das K/Ba-Verhältnis verläuft entgegengesetzt zu den Ba-Konzentrationen und beträgt im Durchschnitt 12,67. Das Konzentrationsgefälle von Ba beläuft sich im AFG auf 117 %.

Wie sich bereits bei den Elementen Fe und Ti zeigte, ist auch bei Ba eine von S nach N zu verfolgenden Anreicherungsstendenz im JFG zu erkennen. Die Proben 24 und 26 kommen dem arithmetischen Mittel wiederum am nächsten. Außerhalb dieser Zone sind die Proben aus dem Randbereich zum AFG am Ba-reichsten. Das Konzentrationsgefälle beträgt bei Ba im JFG 203 %.

Mit 27,30 liegt der Mittelwert des K/Ba-Verhältnisses bedeutend höher als der des AFG. Neben dem erhöhten Rb/Sr-Verhältnis (AFG = 1,05, JFG = 1,60) ist das erhöhte K/Ba-Verhältnis ein typisches Kennzeichen für die stärkere Differenzierung dieses Granits. Das K/Ba-Korrelations-Diagramm (Abb. 17) veranschaulicht die Streuung der JFG-Proben entlang der Ba-Achse und ihr Verhältnis zu den anderen Granitfeldern.

Das Ba/Rb-Verhältnis verringert sich zwischen den beiden Kristallgraniten im Durchschnitt von 7,11 auf 3,47, wobei der Mittelwert der "Randzonen-Probegruppe" des JFG (P 16, 18, 21, 25) mit 7,34 noch höher ausfällt als der des AFG und damit seinen z. T. granodioritischen Charakter unterstreicht. Deutlich stellt das Ba/Rb-Korrelations-Diagramm (Abb. 18) die Abnahme des Ba-Gehaltes gegenüber einer Rb-Anreicherung während der magmatischen Differentiation dar.

Das Ba/Sr-Verhältnis der beiden Kristallgranite fällt im Mittel von 7,44 (AFG) auf 5,56 (JFG) ab. Bei erhöhter Fraktionierung der Kalifeldspäte kommt es zu einer Verringerung dieses Verhältnisses (HEIER, 1962).

Nach GROHMANN (1965) weisen der Weinsberger Granit (5 Proben) und der Eisgarner Granit (2 Proben) im Durchschnitt 530- bzw. 190 ppm Ba auf.

Im Vergleich zu den Kristallgraniten verkleinert sich bei dem ZG der Ba-Gehalt erheblich. In dem erhöhten Kalifeldspat-Anteil (Mittel=32,5 Vol.-%) wird statt Ba vorwiegend Rb gebunden. Die geringste Ba-Konzentration wurde in P 42 ermittelt (nördlichster Gang des ZG). Das Ba-Konzentrationsgefälle beträgt im ZG 173 %.

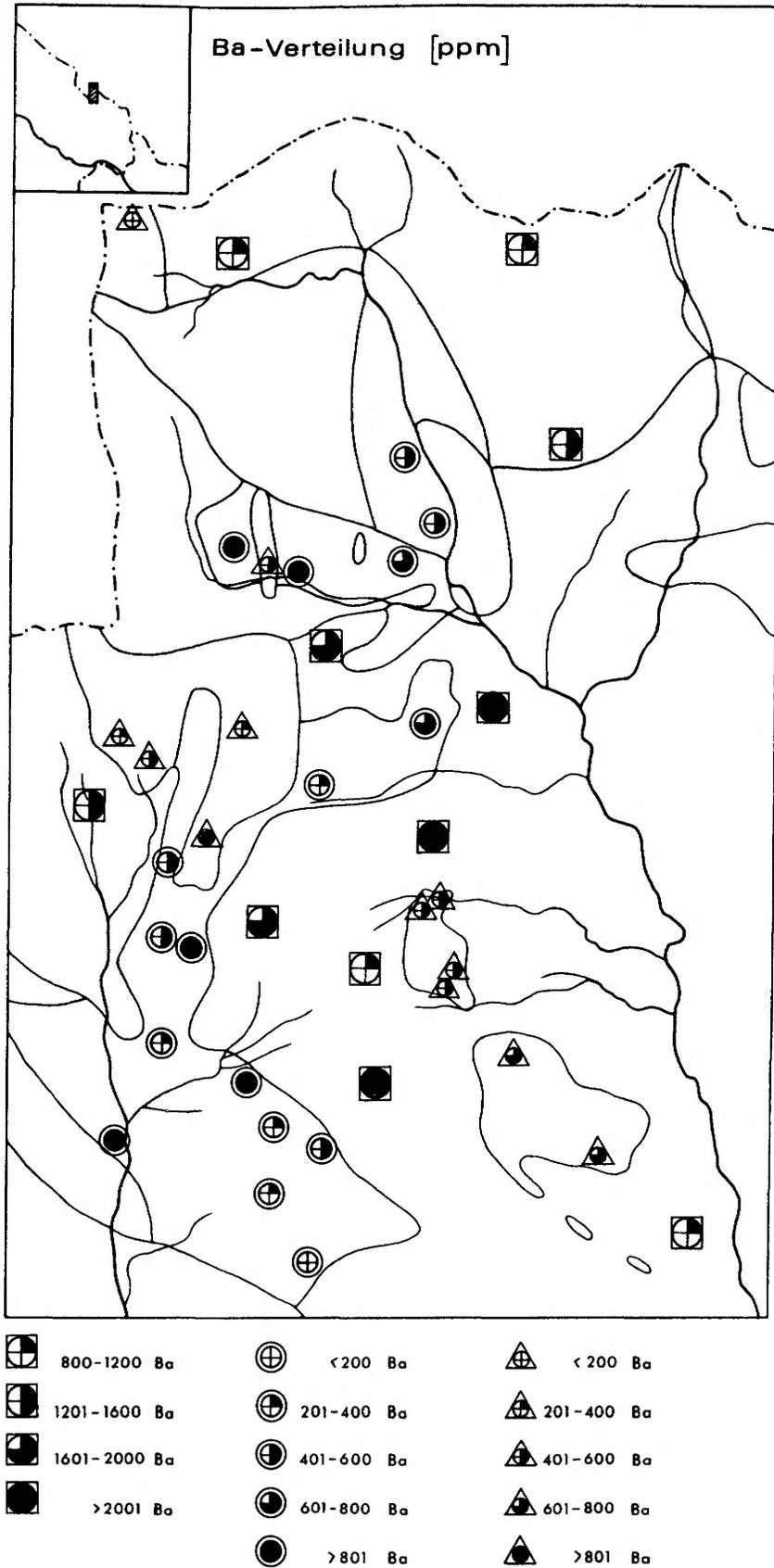


Abb. 16: Kartographische Darstellung der Ba-Verteilung in den Graniten des östlichen Nationalparks

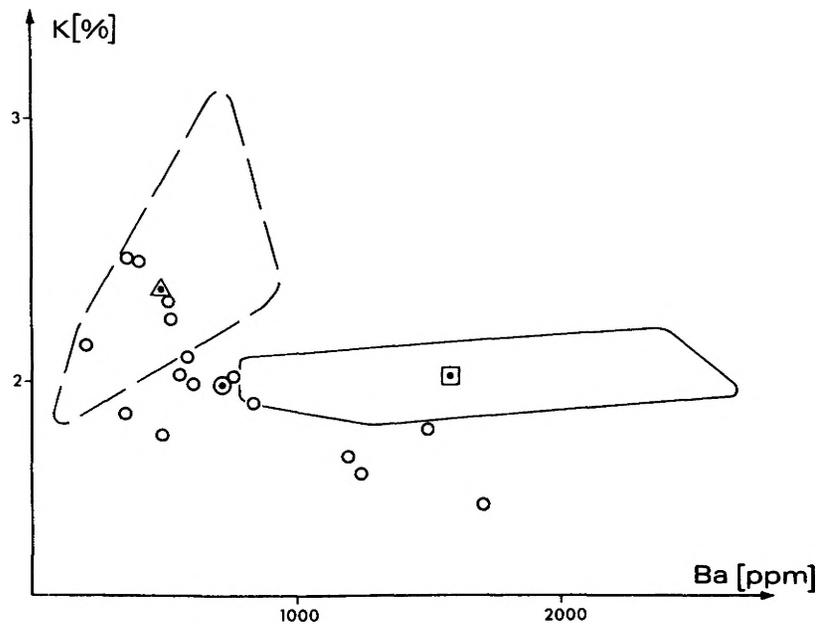


Abb. 17: Korrelation von K/Ba in den Graniten des östlichen Nationalparks. Die Darstellung veranschaulicht die Streubreite der projizierten Punkte des JFG im Vergleich zu den Belegungsfeldern des KFG und des ZG.

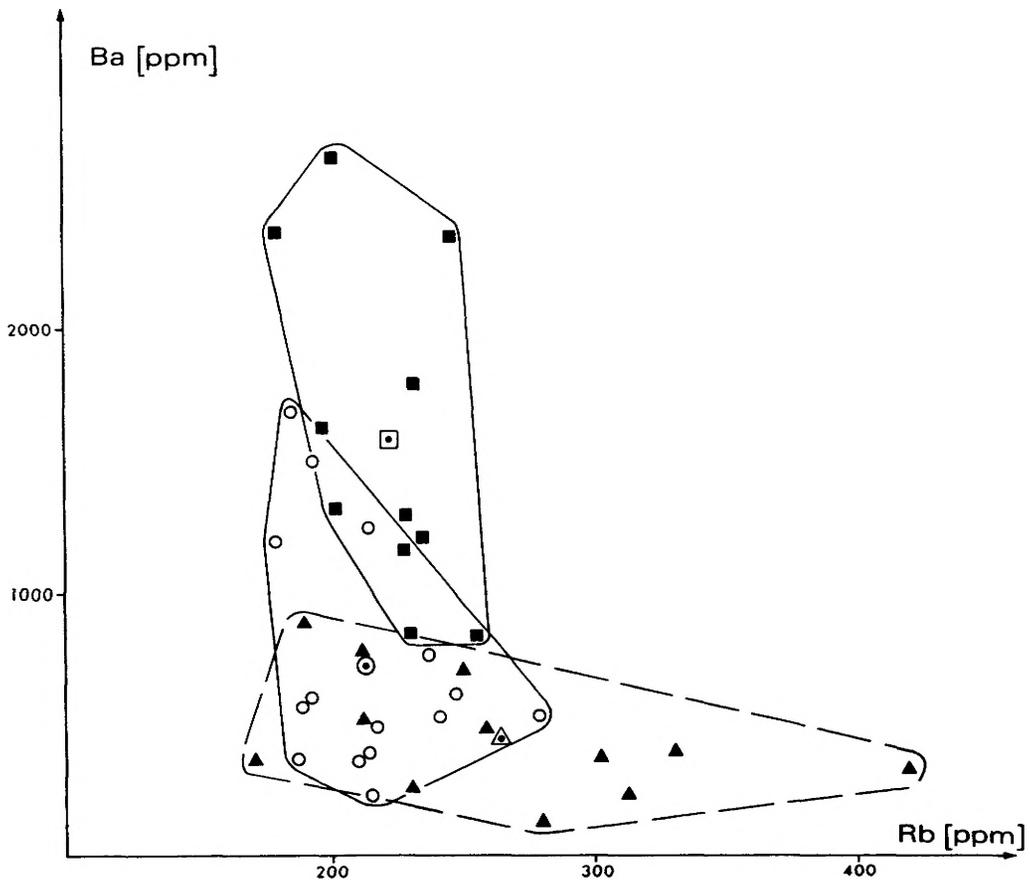


Abb. 18: Korrelation von Ba/Rb in den Graniten des östlichen Nationalparks.

3.3 Der quantitative chemische Bestand der drei Granite

Tab. 11:

Typ		Älterer Finsterauer Kristallgranit					
Probe		1	2	3	4	5	6
SiO ₂	(Gew.-%)	65,94	65,50	64,35	66,58	64,18	64,49
TiO ₂		0,68	0,62	0,74	0,65	0,68	0,64
Al ₂ O ₃		16,45	16,70	16,40	16,23	16,86	16,95
Fe ₂ O ₃		4,59	4,59	4,95	3,86	4,97	4,73
MnO		0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,07
MgO		1,05	0,62	1,07	0,95	0,65	0,65
CaO		2,35	2,33	2,73	2,16	2,69	2,29
Na ₂ O		3,27	3,28	3,36	3,21	3,50	3,35
K ₂ O		4,49	4,91	4,66	4,86	4,74	5,24
P ₂ O ₅		0,31	0,28	0,34	0,26	0,28	0,26
H ₂ O		0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56
Summe		99,74	99,45	99,21	99,37	99,18	99,23

Zn (ppm)	83	86	80	68	95	84
Rb	201	231	196	228	200	247
Sr	229	194	262	214	234	219
Zr	307	506	312	272	523	509
Ba	1304	1794	1629	1156	2653	2336

Typ		Älterer Finsterauer Kristallgranit				
Probe		7	8	9	10	11
SiO ₂	(Gew.-%)	65,61	63,26	67,79	68,26	68,59
TiO ₂		0,74	0,70	0,48	0,55	0,43
Al ₂ O ₃		16,19	16,87	15,97	15,33	15,57
Fe ₂ O ₃		4,19	5,69	2,96	3,32	3,08
MnO		0,06	0,08	0,04	0,05	0,04
MgO		1,20	0,51	0,65	0,88	0,81
CaO		2,46	2,80	1,98	1,87	1,83
Na ₂ O		3,31	3,61	3,48	3,16	3,30
K ₂ O		4,72	4,86	5,06	4,92	4,70
P ₂ O ₅		0,27	0,28	0,20	0,25	0,21
H ₂ O		0,56	0,56	0,56	0,56	0,56
Summe		99,31	99,22	99,17	99,15	99,12

Zn (ppm)	71	98	59	65	60
Rb	233	188	230	257	230
Sr	217	224	202	158	177
Zr	281	697	225	233	181
Ba	1199	2368	1294	814	810

Typ Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Probe	12	13	14	15	16	17
SiO ₂ (Gew.-%)	73,09	72,88	73,88	73,11	65,50	73,92
TiO ₂	0,15	0,11	0,04	0,15	0,73	0,17
Al ₂ O ₃	14,17	13,97	14,38	14,60	15,94	13,74
Fe ₂ O ₃	1,49	1,65	0,78	1,27	4,98	1,21
MnO	0,03	0,06	0,06	0,05	0,06	(0,01)
MgO	0,19	0,14	(0,03) ⁺	0,20	1,08	0,21
CaO	1,17	0,94	0,58	1,09	2,62	0,75
Na ₂ O	3,31	2,87	3,34	3,71	3,28	2,62
K ₂ O	5,05	5,96	5,40	4,53	4,41	5,95
P ₂ O ₅	0,10	0,11	0,16	0,15	0,34	0,15
H ₂ O ⁺	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Summe	99,25	99,19	99,15	99,36	99,44	99,23
Zn (ppm)	35	30	11	26	84	30
Rb	192	211	181	186	193	212
Sr	95	70	(7)	68	265	83
Zr	76	78	12	55	308	58
Ba	588	362	(26)	353	1497	373

⁺) Die Werte in Klammern liegen außerhalb der Nachweisgrenze

Typ Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Probe	18	19	20	21	22	23
SiO ₂ (Gew.-%)	69,92	72,62	72,89	62,97	73,86	72,60
TiO ₂	0,46	0,24	0,19	0,99	0,10	0,25
Al ₂ O ₃	15,22	14,27	13,98	16,59	13,95	14,57
Fe ₂ O ₃	3,32	2,17	1,87	5,89	1,48	2,24
MnO	0,03	0,04	0,06	0,07	0,03	0,06
MgO	0,72	0,37	0,32	1,48	0,12	0,31
CaO	1,98	1,27	1,23	3,44	0,73	1,04
Na ₂ O	3,39	3,32	3,28	3,36	3,27	2,91
K ₂ O	4,15	4,34	4,89	3,74	5,15	4,83
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,10	0,36	0,11	0,14
H ₂ O ⁺	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Summe	99,83	99,24	99,31	99,39	99,30	99,45
Zn (ppm)	66	54	36	87	58	47
Rb	178	217	190	186	215	247
Sr	211	99	102	323	42	89
Zr	237	129	116	331	68	157
Ba	1197	494	562	1710	205	603

Typ Jüngerer Finsterauer Kristallgranit

Probe	24	25	26	27	28
SiO ₂ (Gew.-%)	71,25	65,34	70,66	71,93	72,30
TiO ₂	0,33	0,84	0,32	0,20	0,28
Al ₂ O ₃	14,59	15,67	15,27	14,59	14,41
Fe ₂ O ₃	2,48	5,69	2,34	1,62	1,76
MnO	0,03	0,06	0,03	(0,02)	(0,02)
MgO	0,48	0,95	0,49	0,28	0,41
CaO	1,52	2,58	1,41	0,89	0,93
Na ₂ O	3,15	3,26	3,34	3,39	3,91
K ₂ O	4,68	3,98	4,88	5,56	5,36
P ₂ O ₅	0,21	0,42	0,19	0,22	0,23
H ₂ O ⁺	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Summe	99,22	99,29	99,43	99,20	100,11
Zn (ppm)	62	96	61	40	56
Rb	234	214	237	280	241
Sr	143	202	135	97	107
Zr	148	350	153	108	133
Ba	828	1241	776	521	523

Typ Fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit

Probe	31	32	33	34	35	36
SiO ₂ (Gew.-%)	70,67	72,89	72,66	71,32	72,71	71,47
TiO ₂	0,18	0,20	0,19	0,38	0,16	0,42
Al ₂ O ₃	14,93	13,99	14,86	14,78	14,95	14,88
Fe ₂ O ₃	1,29	1,17	1,36	1,98	1,25	2,25
MnO	(0,02)	(0,01)	(0,02)	(0,02)	(0,01)	(0,02)
MgO	0,28	0,23	0,27	0,45	0,20	0,49
CaO	0,88	0,99	0,83	0,84	0,74	0,87
Na ₂ O	2,62	2,39	2,77	2,98	3,08	2,74
K ₂ O	7,30	6,73	5,61	5,70	5,40	5,44
P ₂ O ₅	0,45	0,18	0,33	0,25	0,27	0,26
H ₂ O ⁺	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53
Summe	99,15	99,31	99,43	99,23	99,30	99,37
Zn (ppm)	25	23	48	74	48	90
Rb	249	212	302	421	311	329
Sr	133	156	83	72	62	79
Zr	74	109	78	155	60	167
Ba	693	774	375	332	230	392

4. GENETISCHE AUSSAGEN

4.1 Die Bildung von granitoiden Gesteinen

Die Bildung von granitoiden Gesteinen kann grundsätzlich auf folgende Entstehungsmöglichkeiten zurückgeführt werden:

- 1 a: Granitbildung durch magmatische Differentiation eines chemisch relativ homogenen Magmas (Teilagma eines gabbroiden Stammagmas) im Sinne von Kristallisations-Differentiation.
- 1 b: Granitbildung durch magmatische Differentiation einer partiell bzw. vollständig geschmolzenen chemisch relativ homogenen anatektischen Schmelze (granitische Schmelze).
2. : Granitbildung durch Metasomatose, d. h. durch eine partielle bzw. vollständige Zu- und Abfuhr von Stoffen (Austausch von Ionen) verschiedener chemischer Zusammensetzung oder durch Verdrängung.

4.2 Herkunft der Magmen

Nach EMMERMANN (1977) lassen sich die während der varistischen Orogenese intrudierten Schwarzwälder Granite (dreizehn Granitvorkommen) widerspruchlos mit der Annahme erklären, Produkte einer großbräumigen Aufschmelzung von Krustenmaterial zu sein.

Wie experimentielle Untersuchungen an geschmolzenen Gneisen, deren Eduktgesteine Tone, Tonschiefer und Grauwacken waren, ergaben, können durch die Anatexis von Paragneisen und von quarz-feldspatführenden Glimmergneisen riesige Mengen von granitischen, granodioritischen sowie (weniger) tonalitischen bzw. trondhjemitischen Magmen erzeugt werden.

Eine durch eine vollständige Aufschmelzung gebildete granitische Gesteinsschmelze kann noch Relikte aufweisen, die Rückschlüsse auf seine Herkunft zulassen (z. B. Rutil, Spinell, Zirkon).

In einigen Proben des älteren Kristallgranits ist ein Zirkontyp zu beobachten, bei dem ein gerundeter Innenkern von einer jüngeren Zirkon-Generation umhüllt ist. Aus dem Auftreten derartiger Zirkone wird im allgemeinen auf die klastische Herkunft des prägranitischen Edukts geschlossen (quarzfeldspathaltige, grauackartige Sedimente). Allerdings ist unter bestimmten Voraussetzungen auch eine andere Entstehungsursache möglich (KÖHLER, 1970).

Der in den analysierten Graniten vorkommende Rutil (Rutilnadeln) ist ausschließlich im Bereich von Biotit bzw. in Biotit beobachtet worden. Seine Bildung ist postmagmatischen Prozessen zuzuschreiben.

Andalusit, Sillimanit (ältere Generation), Cordierit und Granat sind atypische Minerale für Granite. Ihr verstärktes Auftreten in der Kontaktnähe zu den granatführenden metatektischen Cordierit-Sillimanit-Gneisen sowie Glimmergneisen (Andalusit) läßt die Deutung zu, daß ihre Existenz in den Eruptivgesteinen wahrscheinlich auf eine Assimilation in situ (unvollständige Resorption von tonerreichem Kontaktmaterial während der Platznahme des Granits) zurückzuführen ist. Bei den im AFG vorkommenden biotitreichen Schollen (Biotit-Plagioklas-Einschluß) sowie den im JFG auftretenden und in dieser Arbeit als Quarzglimmerdiorit angesprochenen Einschlüssen ist anzunehmen, daß es sich um nicht völlig resorbierte Gesteinseinschlüsse aus tieferen Teilen des Plutons handelt, die während der Platznahme des Granits nach oben befördert worden sind.

Daß sich die untersuchten Granite magmatisch gebildet haben, zeigen neben den feldgeologischen Beobachtungen insbesondere die qualitativen mikroskopischen Untersuchungsergebnisse im "Petrographischen Teil" dieser Arbeit.

Den Differentiationsverlauf (bzw. die Intrusionsabfolge) der drei Granite veranschaulichen z. T. die modalanalytischen Ergebnisse. Am deutlichsten läßt er sich durch petrochemische Analysendaten darstellen, von denen im nachfolgenden Kapitel die Kriterien zusammenfassend dargelegt sind, die dies am konkretesten herausstellen.

4.3 Geochemische Kriterien der drei Granite

Ausgehend von den Mittelwerten der Elementkonzentrationen können die folgenden geochemischen Kriterien zusammengefaßt werden, bei denen die zeitliche Kristallisationsabfolge (XFG → JFG → ZG) mit einer progressiven magmatischen Differentiation parallel verläuft:

1. Konzentrationsverarmung von Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P (s. unten), Zn, Sr, Zr, Ba.
2. Konzentrationserhöhung von Si.
3. Zunahme der Elementpaarverhältnisse K/Ba, Rb/Sr, Ti/Zr.
4. Zunahme des Elementverhältnisses $\frac{K_2O}{Na_2O}$ / CaO.
5. Abnahme der Elementpaarverhältnisse Ba/Rb, Ca/Sr, P/Ti.
6. Die Elementkonzentrationen (Mittelwerte) der Alkalien K und Na variieren im Verlauf der progressiven magmatischen Differentiation entgegengesetzt; die K-Anreicherung verläuft parallel mit der Na-Verarmung.

Das K/Rb-Verhältnis zeigt in seinem Diagramm eine nichtlineare Korrelation, die sich z. T. (bei den Kristallgraniten) negativ darstellt. Die magmatische Kohärenz zwischen den beiden Elementen wird durch postmagmatische Prozesse (vor allem Muskowitisierung) verzerrt; es kommt zu einer sekundären Rb-Anreicherung. Bei dem ZG wird dieses Elementpaarverhältnis noch zudem durch assimilierte Kalifeldspat-Großkristalle aus dem benachbarten XFG beeinflusst (s. auch ZG-Feld im $\frac{K_2O}{Na_2O}$ / CaO-Diagramm).

Der überhöhte P-Gehalt im ZG erklärt sich durch das vermehrte Auftreten von Apatit, der während der Intrusion dieses Granits aus älteren Gesteinen übernommen worden ist.

4.4 Die genetischen Beziehungen des Jüngeren Finsterauer Kristallgranits (JFG) zum Älteren Finsterauer Kristallgranit (XFG)

Neben den feldgeologischen Beobachtungen (Kontaktverhältnisse) belegen auch die mikroskopischen und geochemischen Untersuchungsergebnisse den (relativ jüngeren) intrusiven Charakter des JFG.

Es erscheint jedoch zweifelhaft, daß die breite Streuung des Modalbestandes und die des chemischen Bestandes, die die Heterogenität dieses Granits reflektieren, ausschließlich auf magmatische Differentiation zurückzuführen ist, auch wenn man davon ausgeht, daß die geologische Entwicklung parallel mit einem Wechsel der modalen Zusammensetzung und des chemischen Bestandes verläuft. Die außergewöhnlich hohen Konzentrationsgefälle der Elementkonzentrationen und demzufolge die breite Streuung des Mineralbestandes lassen sich durch das Zusammentreffen folgender Kriterien erklären:

1. Der JFG ist als ein stark differenzierter Granit einzustufen.
2. Er ist durch das Auftreten von z. T. viel assimiliertem Nebengestein gekennzeichnet.
3. Durch postmagmatisch-metasomatische Prozesse, die jedoch nur bei einigen Elementen, wie z. B. K, Na, Rb mehr oder weniger eine Stoffverschiebung bewirken,

Betrachtet man die Granitfelder der drei Kristallgranite in den dargestellten Korrelations-Diagrammen Ti/Zr, Ca/Sr (JFG-Feld=nicht begrenzt), K/Ba (JFG-Feld=nicht begrenzt) und Ba/Rb, so sind Überlappungsbereiche zu erkennen. Bei den im jeweiligen Überlappungsbereich oder unmittelbar in der Nähe dieses Bereiches projizierten Punkten handelt es sich nahezu ausschließlich um Proben, die einerseits aus der Dachregion des XFG entnommen worden sind sowie andererseits um Proben aus den Randregionen des JFG zum XFG. Die projizierten Punkte der Dachregion-Proben des älteren Kristallgranits liegen in allen Diagrammen dem arithmetischen Mittel im Granitfeld des jüngeren Kristallgranits am nächsten.

Die Konzentrationen granitophober bzw. granitophiler Elemente (Fe, Ti, Ca, Sr, Zr, Ba u. a.) überlappen sich in diesen beiden Probegruppen oder sind durch kontinuierliche Übergänge zu verfolgen.

Bei der positiven Korrelation von Ti/Zr ist anzunehmen, daß die magmatische Evolution der beiden Kristallgranite auf eine Eduktquelle zurückzuführen ist.

Zusammenfassend belegen die aus den petrochemischen Untersuchungen gemachten Beobachtungen die Annahme, daß die Intrusion des JFG dem Intrusionszyklus des XFG zuzuordnen ist.

Die heterogene mineralogische Zusammensetzung des JFG (Assimilationsvorgänge und postmagmatisch-metasomatische Prozesse ausgenommen) ist hauptsächlich aus einem mehraktigen Intrusionsverlauf abzuleiten. Nach MEHNERT (1959, 1968) öffnen sich die Räume im Verlauf eines mehrphasigen Intrusionsvorganges in kleinen Etappen mit vermutlich sofortiger Füllung und Kristallisation; eine Differentiation findet nicht in situ statt, sondern in einem tieferen Bildungsstockwerk.

Eine Verbindung dieser These mit den in dieser Arbeit erbrachten Untersuchungsergebnissen läßt die Interpretation zu, daß das erste Intrusionsstadium des JFG bereits zu einer Zeit stattfand, in der die Dachregion des AFG nur unvollständig erstarrt war, während die letzten Intrusionsstadien des JFG erst nach der vollständigen Erstarrung des älteren Kristallgranits erfolgten (s. diskordante Gänge).

Das Granitfeld des JFG veranschaulicht im Ti/Zr-Diagramm (wie auch in anderen Diagrammen), daß die Heterogenität dieses Granits im wesentlichen ein Produkt aller Intrusionsphasen darstellt, wobei zum Ende des gesamten Intrusionsverlaufes eine Homogenisierung eintritt.

4.5 Gegenüberstellung der Granite Jüngerer Finsterauer Kristallgranit - Eisgarner Granit

Die in dieser Arbeit erbrachten petrographischen und petrochemischen Analyseergebnisse reflektieren den genetischen Verwandtschaftsgrad zwischen AFG und JFG und deuten darauf hin, daß der jüngere Kristallgranit dem Intrusionszyklus des älteren Kristallgranits zuzuordnen ist. Beide stellen offenbar eine zeitlich zusammenhängende Abfolge dar.

Die Bildung des Eisgarner Granits, der in der österreichischen Gliederung (Weinsberger Granit → Mauthausener Granit → Eisgarner Granit) das fortgeschrittenste Differentiationsprodukt darstellt, ist anhand der bislang durchgeführten petrographischen sowie geochemischen Untersuchungen auf eine eigenständige Intrusion zurückzuführen und nicht in den Intrusionszyklus eines älteren Eruptivgesteins einzugliedern.

Eine Gegenüberstellung der petrographischen und petrochemischen Analysendaten des Jüngerer Finsterauer Kristallgranits mit denen des Eisgarner Granits veranschaulicht zudem, daß der Eisgarner Granit ein fortgeschrittener Granittyp der alkaligranitischen Gruppe ist (höherer Quarz-Gehalt, An=13 % usw. höherer K-, -Rb- und Zr-Gehalt, niedrigerer Ca- und Ba-Gehalt).

5. LITERATURVERZEICHNIS

- BAUBERGER, W. (1977): Geologische Karte von Bayern, 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt Nr. 7047 Finsterau, 183 S., Bayer. Geol. Landesamt München.
- BOSCH, W. (1966): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald, V. - N. Jb. Miner. Abh., 104, 190-227, Stuttgart.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des bayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. - Geol. Rdsch., 52, 146-169, Stuttgart.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1963): Rock Forming Minerals, - Vol. IV (Framework Silicates), 435 S., (Longmans, Green and Co. Ltd.), London.
- DUDEK, A. & SUK, M. (1966): Depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum, - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 123, 1-19, Stuttgart.
- EMMERMANN, R. (1968): Differentiation und Metasomatose des Albtalgranits (Südschwarzwald). - N. Jb. Miner. Abh., 109, 94-130, Stuttgart.
- (1969): Genetic relations between two generations of K-feldspar in a granite pluton. - N. Jb. Miner. Abh., 111, 289-313, Stuttgart.
- (1977): A Petrogenetic Model for the Origin and Evolution of the Hercynian Granite Series of the Schwarzwald, - N. Jb. Miner. Abh., 128, 219-253, Stuttgart.
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., 41, 1-22, Stuttgart.
- (1965): Über das Moldanubikum in Bayern. - Vestnik OOG, Ročník XL, 221-232, Praha.
- (1965): Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin. - Geologica Bavarica, 55, 7-23, München.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. - Geologica Bavarica, 68, 7-44, München
- FLANAGAN, F. J. (1974): Internationale Referenzproben. - Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1731-1744, London.
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granitgneise und Augengneise Österreichs. - Jb. Geol. B. A., 97, 71-131, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B. A., 119, 45-61, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B. A., 119, 1-43, Wien.
- GEBAUER, D. & GRUENENFELDER, M. (1973): Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im bayerischen Teil des Moldanubikums. Fortschr. Miner., 50, S. 4, Stuttgart.
- GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide. - Tscherm. Min. Petr. Mitt., 10, 436-474, Wien.
- GROHMANN, H. & SCHROLL, E. (1966): Zur Frage der Abhängigkeit der Konzentrationen seltener Elemente von der Altersfolge der granitoiden Gesteine der südlichen Böhmisches Masse. - Tscherm. Min. Petr. Mitt., 11, 348-357, Wien.
- HAACK, U. K. (1969): Spurenelemente in Biotiten aus den Graniten und Gneisen. - Contr. Mineral. Petrol., 22, 83-126, Berlin.
- HAHN-WEINHEIMER, P. & JOHANNING, H. (1963): Geochemische Untersuchungen an magmatisch differenzierten Gesteinskörpern des Südschwarzwaldes. - Beitr. Miner. Petr., 9, 175-197, Berlin.

- HEIER, K. S. (1962): Trace elements in feldspars - a review. - Norsk Geol. Tidsskr., 42, 415-454, Oslo.
- JÄGER, E., GRUENENFELDER, M., GRÜGLER, N. & SCHROLL, E. (1965): Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. - Tscherms. Min. Petr. Mitt., 10, 528-534, Wien.
- KLOB, H. (1972): Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. - Verh. Geol. B. A., 98-142, Wien.
- KÖHLER, A. (1950): Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese. - Tscherms. Min. Petr. Mitt., 3 F., 51-68, Wien.
- KÖHLER, H. (1970): Die Änderung der Zirkonmorphologie mit dem Differentiationsgrad eines Granits. - N. Jb. Miner. Mh., 405-420, Stuttgart.
- KÖHLER, H., MÖLLER-SOHNIOUS, D. & CAMMAN, K. (1974): Rb-Sr Altersbestimmungen von Gesteinsproben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE-Bayern. - N. Jb. Miner. Abh., 123, 63-85, Stuttgart.
- KÖHLER, H. & MÖLLER-SOHNIOUS, D. (1976): Rb-Sr Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen und Mineralien des Regensburger Waldes. - Fortschr. Miner., 54, F., S. 47, Stuttgart.
- KRAUS, G. (1962): Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranits I im Vorderen Bayerischen Wald. - N. Jb. Miner. Abh., 97, 357-434, Stuttgart.
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. - Tscherms. Min. Petr. Mitt., 9, 201-227, Wien.
- LIST, F. K. (1965): Statistische Untersuchungen an Zirkon und Apatit in Anatexiten des südlichen Bayerischen Waldes. - Geol. Rdsch., 55, 509-530, Stuttgart.
- (1969): Ausbildung und Entstehung des Paraganodiorits nördlich von Deggendorf (südlicher Bayerischer Wald). - Geologica Bavarica, 60, 95-132, München.
- MADEL, J. (1975): Geochemical structures in a multiple intrusion granite massif. - N. Jb. Miner. Abh., 124/125, 103-127, Stuttgart.
- MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler, 152 S., (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), Stuttgart.
- MEHNERT, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. - Fortschr. Miner., 37, 117-206, Stuttgart.
- (1960): Zur Geochemie der Alkalien im tiefen Grundgebirge. - Beitr. Miner. Petr., 7, 318-339, Berlin.
- (1963): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. IV. - N. Jb. Miner. Abh., 99, 161-199, Stuttgart.
- (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks, 393 S., (Elsevier), Amsterdam-London-New York.
- MEHNERT, K. R. & WILLGALLIS, A. (1961): Die Alkaliverteilung im Malsburger Granit. - Jh. geol. Landesamt, 5, 117-139, Freiburg im Breisgau.
- NEMEC, D. (1975): Barium in K-Feldspar Megacrysts from Granitic and Syenitic Rocks of the Bohemian Massif. - Tscherms. Min. Petr. Mitt., 22, 109-116, Wien.
- NOCKOLDS, S. R. (1954): Average chemical compositions of some igneous rocks. - Bull. Geol. Soc. Am., 65, 1007-1032, New York.
- NOCKOLDS, S. R. & ALLEN, R. (1953): The geochemistry of some igneous rock series. - Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 105-142, London.
- (1954): The geochemistry of some igneous rock series, II. - Geochim. Cosmochim. Acta, 5, 245-285, London.
- (1956): The geochemistry of some igneous rock series, III. - Geochim. Cosmochim. Acta, 9, 34-77, London.

- OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1969): Zur Geochemie der Dioritgruppe. - *Contr. Miner. Petr.*, 21, 75-100, Berlin.
- PHILLIPS, W. R. (1971): *Mineral Optics*, 249 S., (W. H. Freeman and Company), San Francisco.
- PLAS, L. van der & TOBI, A. C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. - *Am. Jour. Sci.*, 263, 87-90, New Haven.
- REIN, G. (1952): Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 84, 365-435, Stuttgart.
- (1961): Die quantitativ-mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons und ihre Anwendung auf Intrusionsform und Differentiationsverlauf. - *Jh. geol. Landesamt*, 5, 53-115, Freiburg im Breisgau.
- RICHTER, W. (1965): Petrologische Untersuchungen am Mauthausener Granit im österreichischen Moldanubikum. - *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 10, 265-296, Wien.
- RIEDERER, J. (1965): Die Kalifeldspäte der moldanubischen Granite. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 102, 291-339, Stuttgart.
- RÜSLER, H. J. & LANGE, H. (1975): *Geochemische Tabellen*, 674 S., (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie), Leipzig.
- SCHARBERT, S. (1966): Mineralbestand und Genesis des Eisgarter Granits im niederösterreichischen Waldviertel. - *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 11, 388-412, Wien.
- SCHNEIDER, G. (1969): Ergänzungen zur Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse bei geochemischen Reihenuntersuchungen. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 504-520, Stuttgart.
- SCHREYER, W. (1962): Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern. - *Beih. Geol. Jb.*, 49, 121 S., Hannover.
- SCHREYER, W. & BLÜMEL, P. (1974): Progressive metamorphism in the Moldanubicum of the Northern Bavarian Forest. - *Fortschr. Miner.*, 52, 151-165, Stuttgart.
- SCHROLL, E. (1966): Zur Geochemie der seltenen Elemente in granitoiden Gesteinen. - *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 11, 317-347, Wien.
- (1975): *Analytische Geochemie. Methodik*, Bd. I, 292 S., (Ferdinand Enke Verlag), Stuttgart.
- (1976): *Analytische Geochemie. Grundlagen und Anwendungen*, Bd. II, 374 S., (Ferdinand Enke Verlag), Stuttgart.
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen. - *Geol. Rdsch.*, 55, 261-274, Stuttgart.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. - *Geol. Rdsch.*, 63, 773-786, Stuttgart.
- (1976): Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 1-15, Stuttgart.
- STRUNZ, H. (1974): Granites and pegmatites in Eastern Bavaria. - *Fortschr. Miner.*, 52, 1-32, Stuttgart.
- TABORSKY, F. K. (1962): Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes. - *Beitr. Miner. Petr.*, 8, 354-392, Berlin.
- TRÜGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, 822 S., (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), Stuttgart.
- (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, 188 S., (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), Stuttgart.
- TROLL, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein. - *Geologica Bavarica*, 52, 145 S., München.
- VEJNAR, Z. (1966): The petrogenetic interpretation of Kyanite, Sillimanite and Andalusite in the South-western Bohemian crystalline complexes. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 104, 172-189, Stuttgart.

- VEJNAR, Z. (1971): Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse. - Geol. Rdsch., 60, 1455-1465, Stuttgart.
- VOLLMER, R. (1969): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Westteil des Gradabteilungsblattes Finsterau (7047), 34 S., Unveröff. Diplomarbeit, Universität München.
- WEDEPOHL, K. H. (1978): Handbook of Geochemistry, Vol. II/2-II/4, 1-A1-56-0-22, (Springer Verlag), Berlin-Heidelberg-New York.
- WINKLER, H. G. F. (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 334 S., (Springer Verlag), Berlin-Heidelberg-New York.

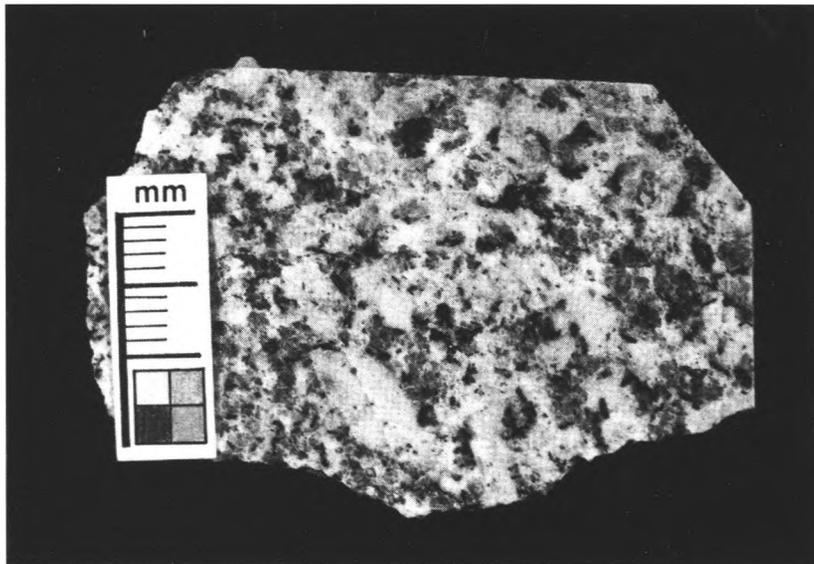
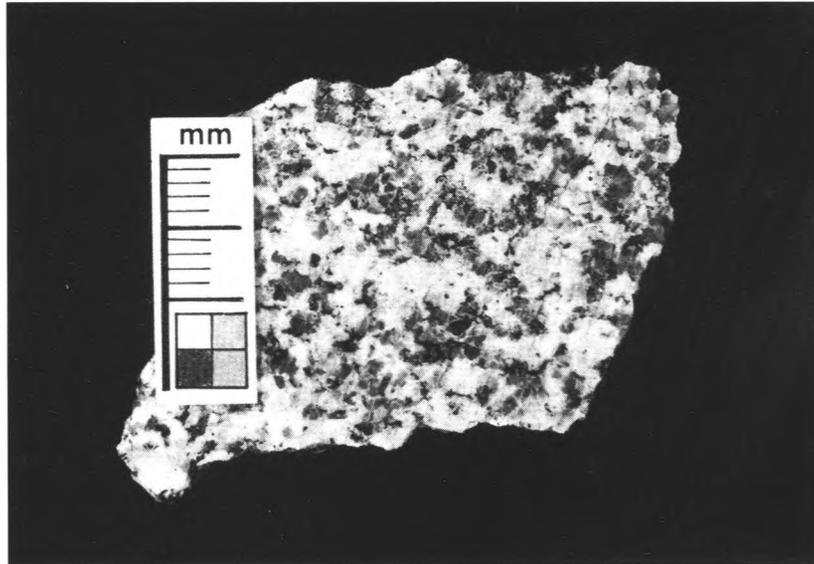


Fig. 14, 15: P 19 (oben), P 23 (unten): Generell am häufigsten auftretender vorwiegend mittelkörniger- bis grobkörniger JFG-Typ.

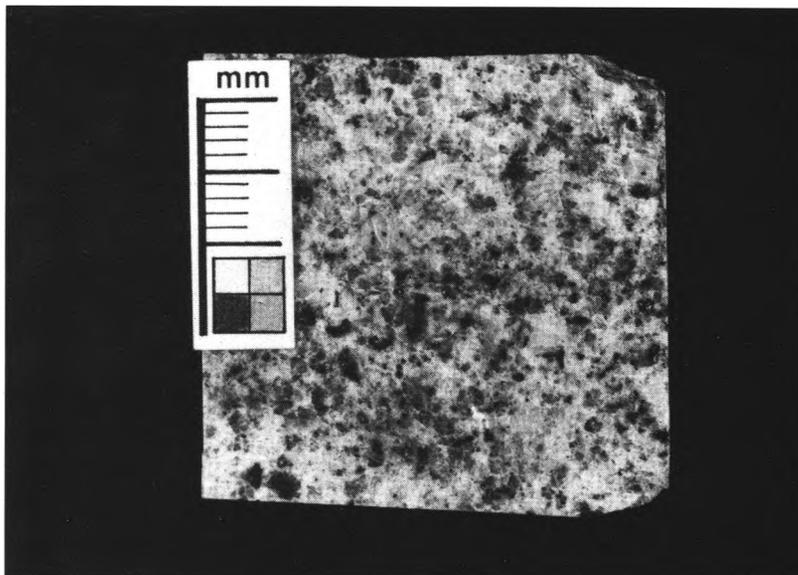
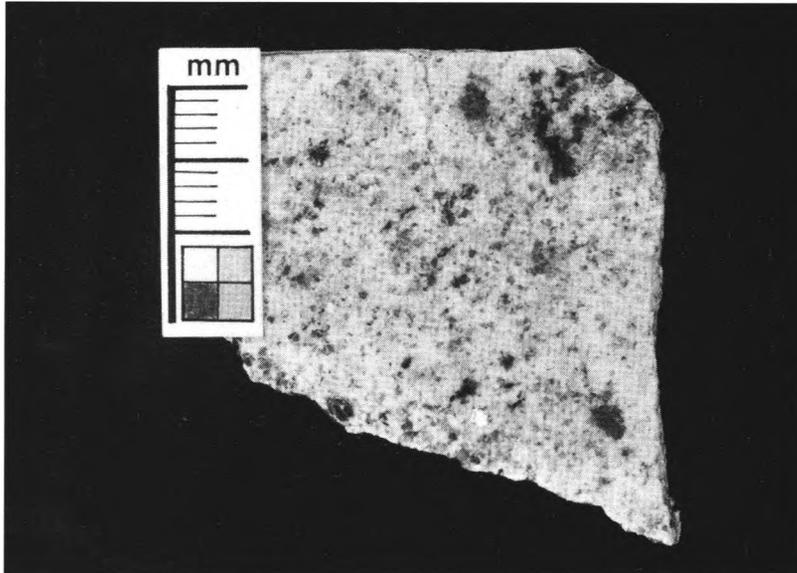


Fig. 16, 17: P 14 (oben), P 15 (unten): Klein- bis mittelkörniger granat- und cordieritführender JFG-Typ aus dem Südbereich.

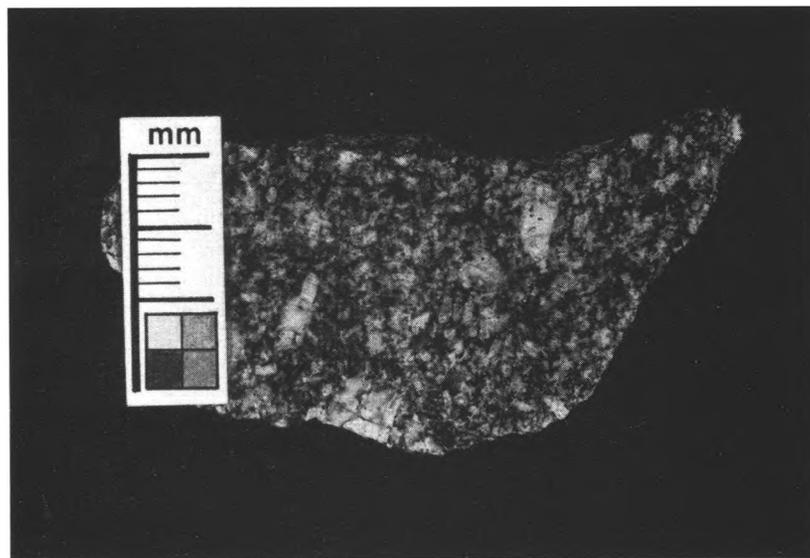
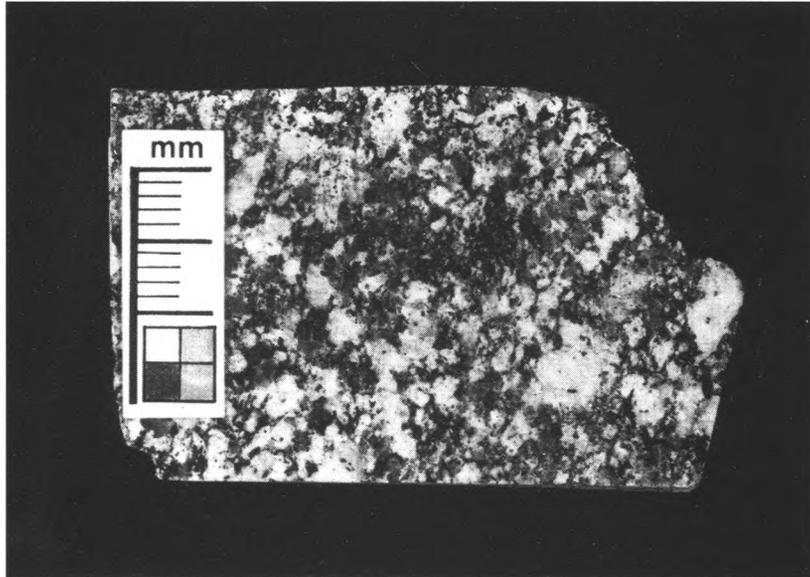


Fig. 18, 19: P 16 (oben), P 25 (unten): Mafitenreicher vorwiegend mittel- bis grobkörniger Randfazies-Typ (Randfazies zum XFG).

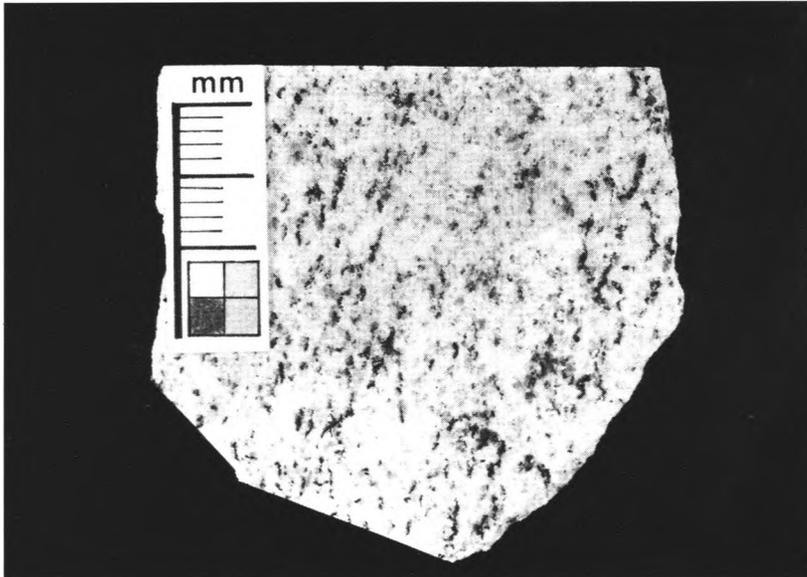


Fig. 20: P 17: Gesteinsprobe aus der südlichen Region des JFG (Dachregion?) mit makroskopisch erkennbarer Parallelanordnung der Biotitscheite.

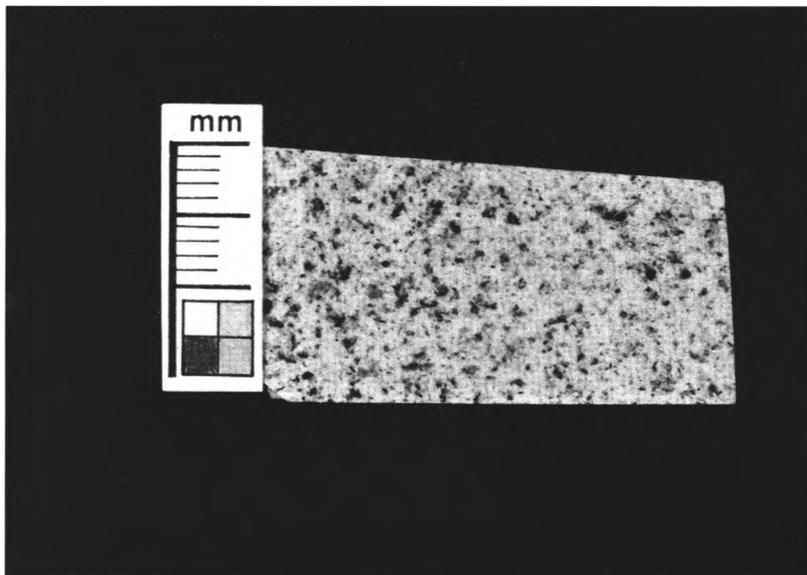


Fig. 21: P 42: Fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit aus dem nördlichsten Gang im Untersuchungsgebiet.

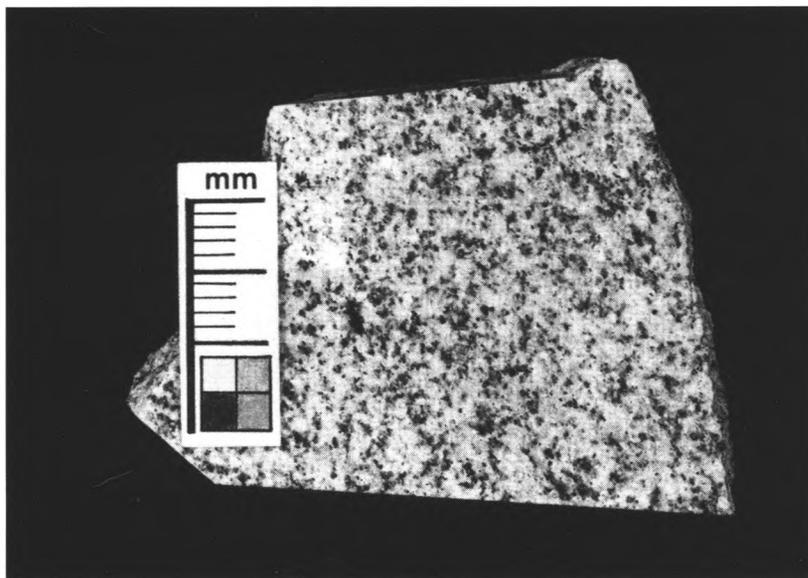
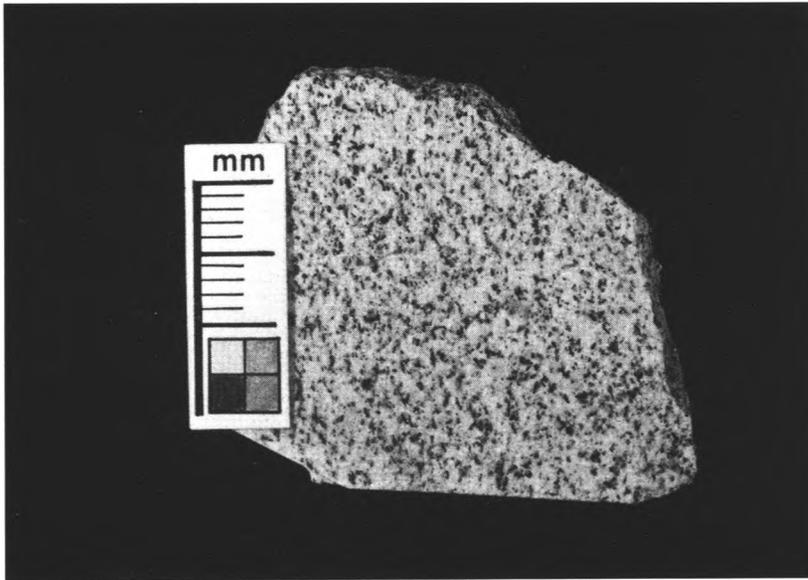


Fig. 22, 23: P 31 (oben), P 32 (unten): Fein- bis mittelkörniger Zweiglimmer=granit aus dem südlichsten Gang im Untersuchungsgebiet.